

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова  
Российской академии наук

# **ЛЕСА**

## **ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА**



**МОСКВА 2017**

## Леса Европейской территории России в условиях меняющегося климата.

М.: Товарищество научных изданий КМК. 2017. 276 с.

### *Авторы:*

Ольчев А.В., Авилов В.К., Байбар А.С., Белотелов Н.В., Болондинский В.К., Иванов Д.Г., Кузьмина Е.В., Курбатова Ю.А., Левашова Н.Т., Мамкин В.В., Мангура П.А., Молчанов А.Г., Мухартова Ю.В., Никитин М.А., Новенко Е.Ю., Придача В.Б., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Сазонова Т.А., Сандлерский Р.Б., Суркова Г.В., Холопцева Е.С.

### *Ответственный редактор*

доктор биологических наук А.В. Ольчев

### *Рецензенты:*

Голубева Елена Ильинична, доктор биологических наук  
Гусев Евгений Михайлович, доктор биологических наук

Коллективная монография обобщает результаты комплексных экспериментальных и модельных исследований, направленных на изучение лесных экосистем центральных районов Европейской территории России и их роли в обмене парниковыми газами между земной поверхностью и атмосферой в условиях изменяющегося климата. В книге проанализированы современные тенденции изменения климатических условий и лесной растительности в исследуемом регионе, представлены реконструкции их динамики на протяжении голоцена и сценарии возможных изменений в будущем. Показаны результаты экспериментальных исследований по оценке влияния сплошных рубок на потоки парниковых газов в лесных экосистемах.

Рассмотрены существующие модельные подходы для описания переноса парниковых газов между земной поверхностью и атмосферой, а также возможности их применения для прогноза потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в лесных экосистемах при климатических изменениях. На основе результатов численных экспериментов показана определяющая роль лесов в формировании локальных и региональных метеорологических условий. Монография рассчитана на широкий круг специалистов в области экологии, метеорологии, палеогеографии, математического моделирования.

## ВВЕДЕНИЕ

Представляемая коллективная монография обобщает результаты комплексных исследований, выполненных в ходе реализации проекта Российского научного фонда (№ 14–14–00956), по изучению особенностей взаимодействия лесов центральных районов Европейской территории России (ЕТР) с атмосферой при современных климатических условиях, в позднеледниковье и голоцене, а также при разных сценариях климатических изменений в будущем. Исследуемая территория расположена в переходной зоне от темнохвойных лесов южной тайги к смешанным хвойно-широколиственным и широколиственным лесам. Она характеризуется разнообразными ландшафтными условиями и значительной пространственной неоднородностью.

Задачи изучения влияния лесов на климат в различных пространственных и временных масштабах, а также оценки воздействия изменяющихся климатических условий на функционирование и динамику лесной растительности, являются чрезвычайно трудными, прежде всего, из-за сложной системы прямых и обратных связей, формирующихся между лесной растительностью и климатом (Григорьев, Будыко, 1956; Григорьев, 1966). С одной стороны, климатические условия в значительной степени определяют динамику роста и развития лесов, влияют на их продуктивность. С другой стороны, лесная растительность активно поглощая  $\text{CO}_2$  из атмосферы в процессе фотосинтеза (Schimel, 1995; Malhi, Grace, 1999, 2000; Grace, 2000; и др.), регулируя поступление  $\text{H}_2\text{O}$  в атмосферу при транспирации, и воздействуя на радиационный и тепловой режим земной поверхности (Молчанов, 1961, 1973; Раунер, 1962, 1972; Calder, 2005; и др.) также оказывает существенное влияние на климатическую систему. Можно ожидать, что изменение видового состава растительности и степени облесенности территорий, обусловленное как климатическими так и антропогенными факторами, окажет существенное воздействие на радиационный, тепловой и водный баланс земной поверхности, и как следствие приведет к изменению региональных климатических условий.

Задача надежного прогноза влияния изменения структуры и видового состава растительности на климатическую систему, очевидно, требует применения комплексного подхода, с привлечением как экспериментальных, так и теоретических (модельных) методов исследований, позволяющих оценить механизмы и динамику процессов взаимодействия лесных растительных сообществ и атмосферы в различных пространственных и временных масштабах. При этом важно учитывать разнообразие отклика различных видов древесных растений и растительных сообществ на изменение условий внешней среды. Составляющие  $\text{H}_2\text{O}$ - и  $\text{CO}_2$ -обмена при этом могут рассматриваться как надежные индикаторы состояния, роста и развития растений. Это обусловлено главным образом тесной зависимостью потоков тепла,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  от параметров внешней среды, видового состава и структуры лесной растительности, а также от совокупности биофизических и биохимических процессов, протекающих в растениях и почве.

Исследования, проведенные в рамках реализации проекта РНФ в период с 2014 по 2016 год, основывались на комплексном подходе, объединяющем: экспериментальные методы наблюдений за потоками тепла,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  на экосистемном уровне (методы турбулентных пульсаций и экспозиционных камер), моделирование потоков  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в локальном масштабе с применением процесс-ориентированных математических моделей, данные дистанционного зондирования, результаты палеогеографических реконструкций, многолетние данные метеорологических наблюдений и сценарии из-

менения климата на период до 2100 года, а также моделирование региональных метеорологических условий с применением мезомасштабной климатической модели COSMO.

В главах предлагаемой монографии представлена подробная характеристика современных климатических условий района исследований, рассмотрены сценарии их возможных будущих изменений. Для надежного прогноза динамики растительного покрова при разных сценариях изменения климата в будущем в исследовании используются данные об изменении климата и растительности на протяжении послеледниковой эпохи (голоцена), основанные на результатах спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования. Для оценки влияния процессов обезлесения на климат проведен комплекс экспериментальных исследований по оценке воздействия сплошных рубок на потоки парниковых газов между земной поверхностью и атмосферой. На основании результатов полевых исследований выполнена оценка эколого-физиологических характеристик  $\text{CO}_2$ - и  $\text{H}_2\text{O}$ -обмена древесных растений. С помощью разработанных двух- и трехмерных моделей определено влияние пространственной неоднородности растительного покрова и рельефа на процессы турбулентного переноса  $\text{CO}_2$  между земной поверхностью и атмосферой. С помощью процесс-ориентированной модели тепло-,  $\text{H}_2\text{O}$ - и  $\text{CO}_2$ -обмена выполнены количественные прогнозные оценки возможных изменений потоков парниковых газов, а также первичной продуктивности древостоев в исследуемом регионе при изменении климатических условий и видового состава растительности к концу XXI века. На основе расчетов с помощью климатической версии мезомасштабной модели COSMO проведены численные эксперименты по оценке влияния процессов обезлесения и облесения на региональные метеорологические условия.

Результаты проведенных исследований могут представлять большой интерес для специалистов в области экологии, климатологии, палеогеографии, математического моделирования. Полученные оценки и разработанные методы могут быть использованы в оперативной практике заинтересованными региональными управляющими органами и министерствами для планирования и проведения мероприятий по сохранению и рациональному использованию лесных ресурсов в исследуемом регионе.

*Ольчев А. В.*

# 1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Суркова Г.В.

Центральные районы Европейской территории России (ЕТР) относятся к атлантико-континентальной европейской области умеренного пояса с умеренно-теплым летом и длинной холодной зимой с устойчивым снежным покровом. Континентальность климата увеличивается с запада на восток. В течение года преобладает влияние умеренных морских и континентальных воздушных масс. Важным фактором формирования климата является регулярная адвекция арктического и тропического воздуха. Изменчивость атмосферной циркуляции создает большую неустойчивость режима увлажнения и температуры.

Основные черты общей циркуляции атмосферы и климат района связаны с активной циклонической деятельностью. Траектории циклонов имеют ярко выраженную западную составляющую, хотя возможны выходы южных циклонов и «ныряющих» циклонов с севера. Существенное влияние на погоду и климат территории (особенно в летнее время) оказывает Азорский антициклон. В зимнее время заметную роль играет Азиатский антициклон, способствующий усилению восточной циркуляции над районом и вторжению холодного континентального воздуха из Сибири и Центральной Азии. Холодные арктические вторжения нередко связаны с влиянием Скандинавского антициклона. Возможно также формирование блокирующего антициклона над ЕТР, что приводит к смещению траекторий перемещения циклонов к северу и повышенной устойчивости внутримассовой погоды без осадков. Летом это сопровождается чрезвычайным прогревом территории, зимой — сильными морозами.

Интенсивная циклоническая деятельность способствует активному межширотному воздухообмену. При смене воздушных масс возможны резко выраженные изменения температурных и влажностных характеристик нижней атмосферы. С циклонами и сопряженными с ними системами атмосферных фронтов тесно связан режим облачности и осадков.

Относительно однородные климатические условия района изменяются над акваторией крупных водохранилищ и озер, где формируется особый микроклимат. Он характеризуется отдельными чертами морского климата с характерным для него режимом температуры и влажности, усилением ветровой деятельности и наличием бризовых черт в суточном ходе скорости и направления ветра.

## Радиационный баланс

Радиационный баланс является основной приходной составляющей теплового бюджета. В зависимости от его величины изменяется тепловое состояние подстилающей поверхности, величина испарения и испаряемости.

Радиационный баланс имеет широтное распределение, средние многолетние его значения изменяются в пределах 1200–1500 МДж/(м<sup>2</sup>·год), возрастая с севера на юг (Таблица 1.1). При средних условиях облачности величина баланса составляют 35–40% приходящей суммарной солнечной радиации. Отрицательные средние месячные величины радиационного баланса наблюдаются в период с ноября по февраль. Наименьшие их значения чаще всего отмечаются в январе (–20...–35 МДж/(м<sup>2</sup>·мес)). С марта по

**Таблица 1.1.** Средние месячные и годовые величины радиационного баланса, МДж/м<sup>2</sup> (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Валдай	-34	-24	2	137	272	311	289	201	98	8	-20	-35	1205
Торжок	-34	-24	8	169	315	326	319	232	111	21	-14	-33	1396
Торопец	-20	-9	17	196	301	344	321	244	118	27	-10	-20	1509

октябрь баланс положителен; достигает максимума в июне (300–350 МДж/(м<sup>2</sup>·мес)). Даты перехода значений радиационного баланса через нулевые значения меняются от года к году в зависимости от времени установления и разрушения снежного покрова. Существенные различия радиационного баланса по территории связаны с зональными условиями и особенностями подстилающей поверхности.

### Температура воздуха

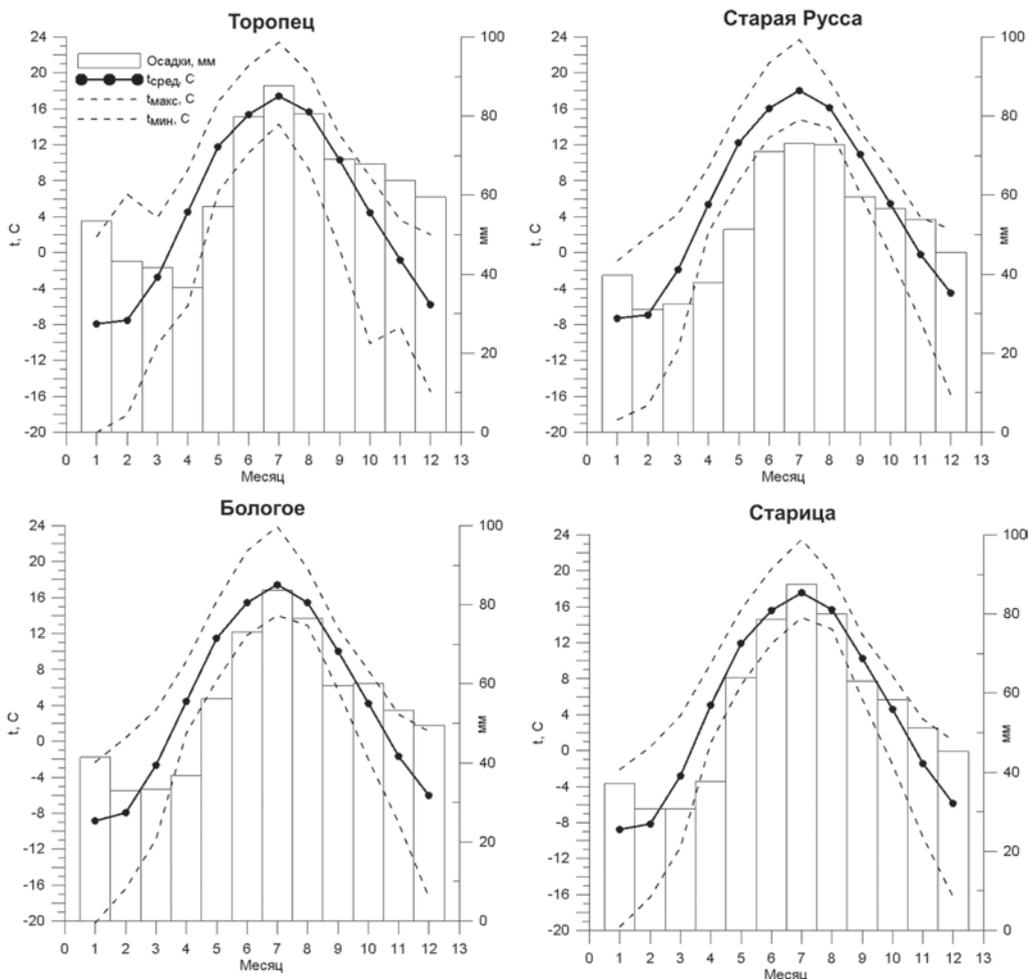
Температура воздуха относится к числу основных климатических показателей, а также является важным фактором формирования снежного покрова и ледового режима водных объектов. Средняя годовая температура воздуха в пределах исследуемой территории уменьшается с юго-запада на северо-восток и составляет 3.5–4.5 °С (Таблица 1.2). Годовая амплитуда (разность между средней месячной температурой самого теплого и холодного месяцев) составляет 26–28 °С, возрастая к востоку.

Средний многолетний годовой ход температуры для типичных станций в разных участках региона представлен на рисунке 1.1. Самый теплый месяц года — июль. Средняя месячная температура в это время составляет около 17 °С. Самый холодный месяц — январь, —9...–10 °С. Межгодовая изменчивость температуры летних месяцев в среднем не превышает 8–10 °С, зимой увеличивается до 20 °С и более.

В холодный период (ноябрь–март) пространственное распределение температуры воздуха существенно отличается от широтного вследствие увеличения континентальности климата с запада на восток. Изотермы направлены с северо-запада на юго-восток. Средняя температура самого холодного месяца (января) составляет –9...–15 °С. Она понижается к северо-востоку. На январь приходится средние и абсолютные минимумы температуры, составляющие в некоторые годы до –50 °С и ниже. Зимние оттепели возможны в любой месяц. Они сопровождаются повышением температуры воздуха до 3–5 °С, которое может непрерывно продолжаться до 10–20 суток.

**Таблица 1.2.** Средняя месячная и годовая температура воздуха, °С (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Валдай	-9.9	-9.3	-4.6	2.9	10.2	14.5	16.7	15.2	9.8	3.7	-1.7	-6.9	3.4
Торжок	-10.4	-9.2	-4.6	3.7	10.8	15.3	16.9	15.6	10.1	3.9	-1.4	-6.7	3.7
Тверь	-10.5	-9.4	-4.6	4.1	11.2	15.7	17.3	15.8	10.2	4.0	-1.8	-6.6	3.8
Торопец	-8.9	-8.5	-3.9	4.0	11.4	15.3	17.1	15.7	10.4	4.6	-0.7	-6.1	4.2
Ржев	-10.0	-8.9	-4.2	4.1	11.2	15.6	17.1	15.8	10.3	4.1	-1.4	-6.3	4.0



**Рис. 1.1.** Средняя многолетняя средняя месячная ( $t_{\text{сред}}$ ), средняя максимальная ( $t_{\text{макс}}$ ) и минимальная ( $t_{\text{мин}}$ ) температура воздуха и количество атмосферных осадков (столбцы) за периоды наблюдений по температуре/осадкам: 1960–2015/1966–2015 гг. (данные ВНИИГМИ-МЦД).

Переход средней суточной температуры воздуха через  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  на юго-западе территории в среднем происходит в первой декаде апреля, на северо-востоке — на неделю позднее. Отсутствие отрицательных минимумов температуры при положительной средней суточной температуре (продолжительность безморозного периода) возможно в течение 125÷140 суток (Таблица 1.3) и зависит от широты местности, местоположения станции, в среднем убывая с юго-запада на северо-восток. Период с положительными температурами почвы (Таблица 1.4) короче безморозного периода на 1–2 недели.

В теплый период года распределение температур воздуха в большей степени соответствует географической широте местности. Средняя температура самого теплого

месяца (июль) убывает с юга на север. В зависимости от месяца года максимальные температуры воздуха колеблются от 4 до 36 °С (Таблица 1.5).

Данные многолетних наблюдений свидетельствуют о постепенном повышении температуры воздуха в регионе (Рисунок 1.2). Рост средней температуры с 1960 г. по настоящее время более заметно выражен летом, в осенний сезон он незначителен. Рост температуры в зимний период в последние 20 лет также почти не выражен. Для сравнения — по данным ВНИИГМИ-МЦД ([www.meteo.ru](http://www.meteo.ru)), за период 1939–2010 гг. на ЕТР (за исключением арктического побережья) средняя скорость изменения зимней температуры воздуха (декабрь–февраль) составляет 0.43 °С/10 лет, весенней (март–май) — 0.38 °С/10 лет, летней (июнь–август) — 0.11 °С/10 лет, осенней — 0.21 °С/10 лет. Как видно из рисунка 1.2, межгодовые изменения температуры хорошо согласованы по территории, что говорит об общности синоптических процессов, определяющих погоду района и в целом его климат.

**Таблица 1.3.** Средние даты первого и последнего заморозка и продолжительность безморозного периода в воздухе (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

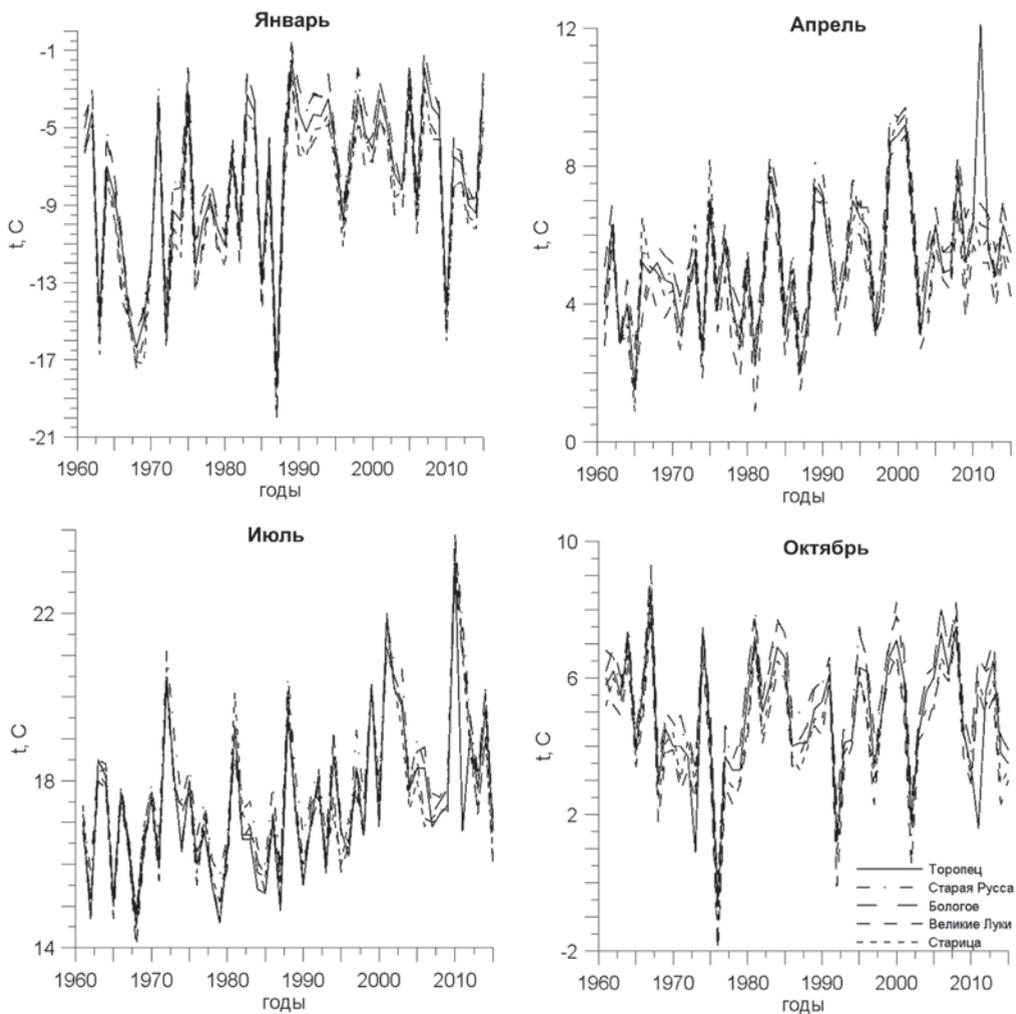
Станция	Дата последнего заморозка	Дата первого заморозка	Продолжительность безморозного периода, дни
Валдай	16 V	24 IX	130
Тверь	14 V	20 IX	128
Ржев	10 V	26 IX	138

**Таблица 1.4.** Средние даты первого и последнего заморозка и продолжительность безморозного периода на поверхности почвы (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	Дата последнего заморозка	Дата первого заморозка	Продолжительность безморозного периода, дни
Валдай	21 V	20 IX	121
Тверь	21 V	15 IX	116
Ржев	16 V	18 IX	124

**Таблица 1.5.** Абсолютный максимум температуры воздуха, °С (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Валдай	5	7	14	26	29	31	33	34	30	23	12	8	34
Торжок	5	6	16	27	30	32	34	35	31	23	15	9	35
Тверь	5	5	15	27	30	34	36	36	33	23	13	8	36
Торопец	5	6	15	26	30	33	34	34	29	23	15	9	34
Ржев	4	5	17	27	30	32	34	36	30	24	14	8	36



**Рис. 1.2.** Изменение средних месячных значений температуры воздуха (по данным ВНИИГМИ-МЦД).

### Осадки

Осадки — важнейший приходный элемент водного баланса, величина и изменчивость которого определяет увлажненность территории, а также величину и изменчивость всех составляющих речного стока. Центральные районы ЕТР относятся к зоне достаточного увлажнения — количество осадков превышает испаряемость. В отдельные засушливые годы на юго-востоке региона это соотношение может меняться. Важная роль в распределении осадков по территории принадлежит рельефу — на западных склонах, обращенных к основному влагонесущему потоку, и возвышенных участках Валдайской и Смоленско-Московской возвышенностей количество осадков возрастает.

Средняя многолетняя годовая сумма осадков в пределах бассейна Верхней Волги (Таблица 1.6, рисунок 1.1) убывает с северо-запада на юго-восток. Режим осадков

в основном контролируется циклонической деятельностью. Летом заметный вклад в изменение количества осадков и интенсивности их выпадения вносят внутримассовый характер погоды и активизация атмосферных фронтов, определяющих выпадение конвективных осадков. Годовой ход количества осадков на типичных станциях территории представлен на рисунке 1.1. Максимальное количество осадков выпадает в июле. Нередко они носят ливневой характер. В зимний период интенсивность осадков уменьшается, минимум приходится на февраль-март, а число дней с осадками в холодный сезон — возрастает (Таблица 1.7).

Межгодовая изменчивость средних годовых сумм осадков составляет 15–20%. Среднее максимальное суточное количество осадков в году (Таблица 1.8) формируется обильными дождями в летние месяцы и может достигать 20–25 мм. Среднее суточное количество осадков в среднем за год составляет 3–4 мм. Наибольшее число дней в году приходится на дни с интенсивностью выпадения осадков от 0.1 до 1.0 мм/сут (Таблица 1.9). Жидкие осадки составляют 65–75%, твердые — 15–25%, смешанные — 10–15% от общего количества осадков за год.

**Таблица 1.6.** Среднее месячное и годовое количество осадков (1966–2015 гг.), мм (ВНИИГМИ-МЦД)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Торопец	53.5	43.3	41.7	36.6	57.2	79.9	87.6	80.6	69.1	67.8	63.7	59.5	740.5
Старица	37.2	30.8	30.8	37.7	63.9	78.7	87.5	80.0	63.0	58.3	51.2	45.3	664.3
Бологое	41.4	33.0	33.3	36.8	56.2	73.0	83.7	76.5	59.6	60.0	53.3	49.5	656.5
Великие Луки	36.5	30.7	31.2	36.2	53.3	75.8	78.4	74.2	60.8	53.3	47.5	42.4	620.3
Старая Русса	39.7	31.0	32.5	37.9	51.4	71.0	73.1	72.8	59.6	56.7	53.9	45.5	624.9

**Таблица 1.7.** Средняя, максимальная месячная и годовая продолжительность осадков (ч) (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	Продолжительность	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
		Тверь	ср.	246	212	168	98	79	58	62	60	78	137	210
	макс.	298	337	256	166	146	117	134	136	137	208	286	387	1877

**Таблица 1.8.** Среднее максимальное суточное количество осадков, мм (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тверь	7	7	8	9	15	20	23	21	16	13	9	8	33

**Таблица 1.9.** Среднее число дней с различным количеством осадков (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Суточная сумма, мм	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тверь													
0.0	5.8	5.2	4.1	4.6	4.2	3.2	3.9	3.4	2.3	4.8	5.0	6.5	53
≥0.1	18.4	15.8	14.5	12.2	12.8	13.3	14.2	13.5	14.7	15.9	17.4	19.9	182
≥0.5	12.7	11.6	10.6	9.5	10.7	11.4	12.1	11.6	12.5	12.4	12.6	14.4	142
≥1.0	9.0	8.3	7.7	7.2	9.0	10.2	10.7	10.0	10.3	9.7	9.3	10.5	112
≥5.0	1.6	1.2	1.5	2.0	3.7	4.8	5.3	4.3	4.1	3.1	2.5	1.7	36
≥10.0	0.1	0.2	0.4	0.6	1.5	2.2	2.5	2.1	1.6	1.0	0.6	0.4	13
≥20.0				0.1	0.3	0.5	0.8	0.5	0.3	0.2	0.02		3
≥30.0					0.03	0.2	0.2	0.2	0.02	0.03			0.7

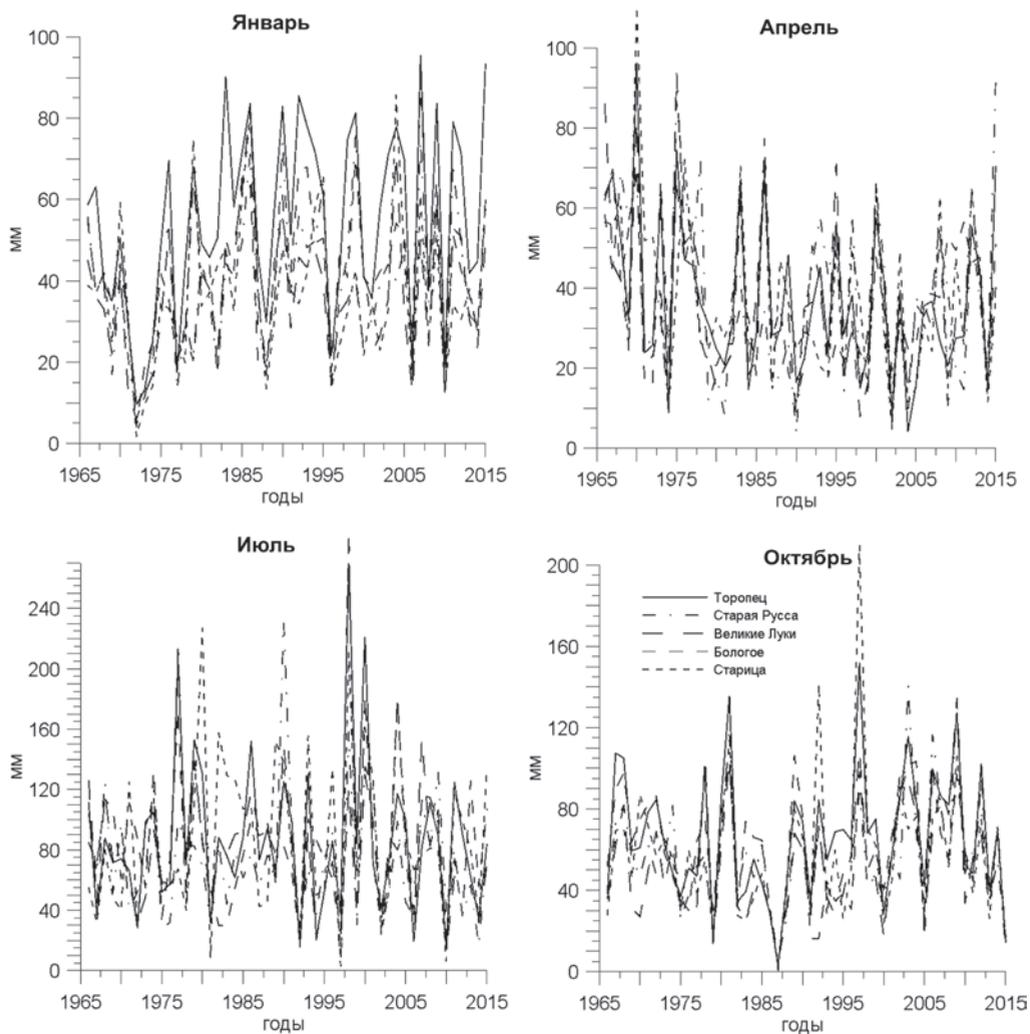
Сумма осадков за холодный период года в 2 и более раз меньше, чем в теплый. Их выпадение происходит преимущественно в твердом виде. Наибольшее количество смешанных осадков выпадает в период с октября по декабрь. Максимальные суточные суммы в среднем обычно не превышают 5–10 мм. Средняя суточная сумма осадков для региона равна 2 мм. Продолжительность осадков сильно изменяется по территории в зависимости от вида осадков и их происхождения, рельефа местности, направления ведущего атмосферного потока, экспозиции склонов по отношению к этому потоку. Наиболее продолжительные осадки наблюдаются в декабре.

В теплый период года количество дней с осадками несколько сокращается. Одновременно увеличивается роль ливней, возрастают средние месячные суммы осадков. Практически повсеместно наибольшее количество осадков приходится на июль. Среднее максимальное суточное количество осадков составляет 20–30 мм и более. Наименьшая продолжительность осадков характерна для мая-августа.

Многолетние изменения наблюдаемого количества осадков (Рисунок 1.3) свидетельствуют о большой их межгодовой изменчивости во все сезоны года, отсутствии ярко выраженных направленных изменений в последние десятилетия и меньшей пространственной согласованности значений, что отражает пространственную мозаичность, присущую полю осадков.

### Снежный покров

Высота снежного покрова является одним из основных факторов, влияющих на изменения максимального стока воды за период половодья и годового стока. Появление снежного покрова наблюдается в основном в последней декаде октября — первой декаде ноября (Таблица 1.10). Устойчивый снежный покров образуется к концу ноября, а разрушается в первой-второй декаде апреля. Нередко после разрушения устойчивого снежного покрова снег выпадает вновь. Поэтому окончательный сход снежного покрова в среднем происходит на 4–10 дней позднее по сравнению со средними датами. Продолжительность залегания снежного покрова уменьшается (с 170 до 150 дней) при переходе



**Рис. 1.3.** Многолетние изменения среднего месячного количества осадков (по данным ВНИИГМИ-МЦД).

с северо-востока на юго-запад исследуемого региона. По мере накопления снега высота снежного покрова постепенно возрастает. Довольно велика и вероятность его стаивания, проседания и уплотнения во время оттепелей. Средняя плотность снега при наибольшей декадной высоте по территории меняется незначительно и составляет  $260\text{--}270 \text{ кг/м}^3$ .

Высота снежного покрова достигает наибольших значений к концу февраля — началу марта. В это время запас воды в снежном покрове (Таблица 1.11) достигает наибольших значений. Высота снежного покрова колеблется от 160 мм и более на северо-востоке до 80 мм и менее на юго-западе региона. В отдельные годы она может превышать 200 мм. Пространственная изменчивость высоты снежного покрова и запаса воды в снеге довольно велика. Она зависит от орографических факторов, наличия растительности, режима ветра, других физико-географических особенностей местности.

**Таблица 1.10.** Характеристика процессов формирования и разрушения снежного покрова (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	Число дней со снежным покровом	Даты появления снежного покрова			Даты образования устойчивого снежного покрова			Даты схода устойчивого снежного покрова			Даты схода снежного покрова		
		средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя
Тверь	139	28 X	26 IX	8 XII	1 XII	31 X	15 I	4 IV	5 III	30 IV	12 IV	21 III	15 V

**Таблица 1.11.** Запас воды (мм) в снежном покрове по результатам снегомерной съемки (на последний день декады) (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Период формирования снежного покрова																					Наибольший запас воды в снеге																							
X			XI			XII			I			II			III			IV			Средний	Максимальный	Минимальный																					
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3																								
Тверь																																										100	189	31
	●	●	●	●																																								

*Примечание.* Знак (●) показывает, что в данной декаде плотность снега определялась менее чем в 50% лет наблюдений.

Высота снежного покрова испытывает существенную межгодовую изменчивость. В последние годы наметилась тенденция уменьшения числа дней со степенью покрытия окрестностей станции снегом более 50%. По данным ВНИИГМИ-МЦД в период 1976–2010 гг. коэффициент линейного тренда этого показателя составил на разных участках ЕТР от  $-1 \dots -15$  дней/10 лет. При этом величина максимальной за зимний период высоты снежного покрова не испытывает значимых изменений, а коэффициент линейного тренда запаса воды в снеге в этот период составил от 10 мм/10 лет в западных районах центра ЕТР до  $-10$  мм/10 лет в восточных.

### Влажность воздуха

Влажность воздуха определяется сочетанием крупномасштабных особенностей атмосферной циркуляции, радиационного баланса и местных факторов. Источником

влаги в воздушных массах, поступающих с запада, северо-запада, юго-запада (умеренный, тропический морской, арктический морской воздуха) являются Атлантический океан и его моря, а также Северный Ледовитый океан. В наибольшей степени насыщен влагой морской тропический воздух. В силу термических факторов влагосодержание арктического воздуха меньше. Эвапотранспирация (испарение с почвы и транспирация влаги растительностью) вносит дополнительный вклад в содержание водяного пара в атмосфере (особенно в летнее время).

Парциальное давление водяного пара (Таблица 1.12), определяемое в основном крупномасштабными свойствами воздушных масс, мало изменяется по территории и составляет в среднем за год 6–7 гПа. В холодный период года его средние месячные значения не превышают 3–5 гПа, наименьшие значения наблюдаются в январе. В теплый период влагосодержание возрастает в несколько раз. Максимальные средние месячные значения парциального давления в июле достигают 12–15 гПа.

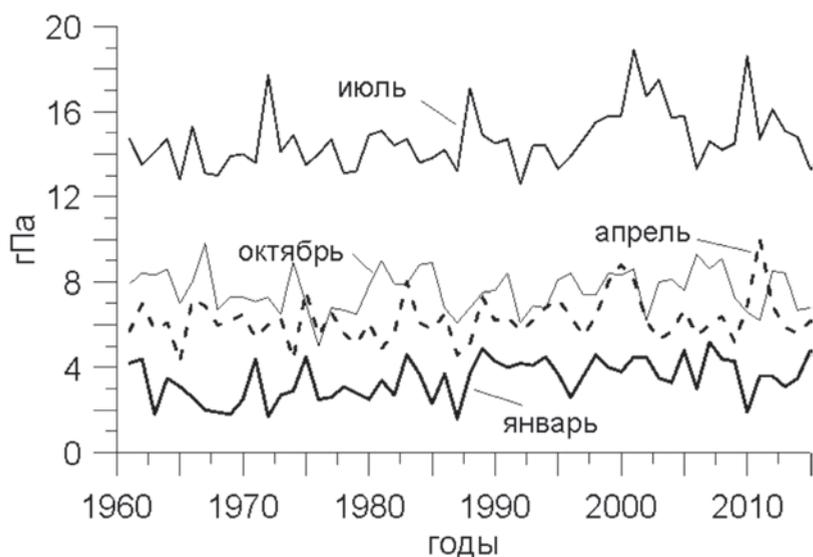
Относительная влажность характеризует степень насыщения воздуха водяным паром при данной температуре. В связи с этим годовой ход относительной влажности обратно пропорционален годовому ходу температуры воздуха. В среднем за год (Таблица 1.12) относительная влажность воздуха в регионе составляет 75–80%. В холодный период она возрастает до 80–90%. В теплое время года воздух удаляется от состояния насыщения, наиболее низкие значения относительно влажности (65–70%) достигаются в мае-июне.

Дефицит влажности (разность давления насыщения и фактического парциального давления водяного пара) зависит от реального влагосодержания воздуха и от его температуры. Средние годовые значения дефицита влажности составляют 2.5–3.0 гПа. В холодный период года и на фоне низкой температуры воздух приближается к состоянию насыщения, дефицит влажности уменьшается. Минимальные его значения (0.4–0.5 гПа) отмечаются в декабре-январе. Возрастание дефицита влажности продолжается до июня, когда достигается максимум этой характеристики (6–7 гПа). В дальнейшем, в период вегетации, возрастает роль транспирации и дефицит влажности уменьшается. После завершения периода вегетации восстанавливается процесс снижения дефицита, обусловленный в основном сезонным снижением температуры воздуха.

Многолетние изменения парциального давления водяного пара с 1961 г. (Рисунок 1.4) свидетельствуют об отсутствии направленного тренда во все сезоны года. Из рисунка хорошо видно, что летние показатели существенно выше, чем зимние. В переходные сезоны значения довольно близки. Также очевидно, что межгодовые изменения в разные сезоны не синхронны.

**Таблица 1.12.** Многолетние средние месячные и годовые значения парциального давления водяного пара ( $e$ , гПа), относительной влажности ( $f$ , %) и дефицита влажности ( $d$ , гПа) (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992).

Хар-ка влажности	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тверь													
$e$	2.8	2.9	3.8	6.1	9.0	12.4	14.7	13.9	10.3	7.1	5.0	3.7	7.6
$f$	85	83	79	73	68	70	75	78	82	84	86	87	79
$d$	0.4	0.6	1.0	2.6	5.2	6.6	6.2	5.0	2.8	1.4	0.7	0.5	2.8



**Рис. 1.4.** Многолетние изменения парциального давления водяного пара. Торопец (по данным ВНИИГМИ-МЦД).

### Ветер

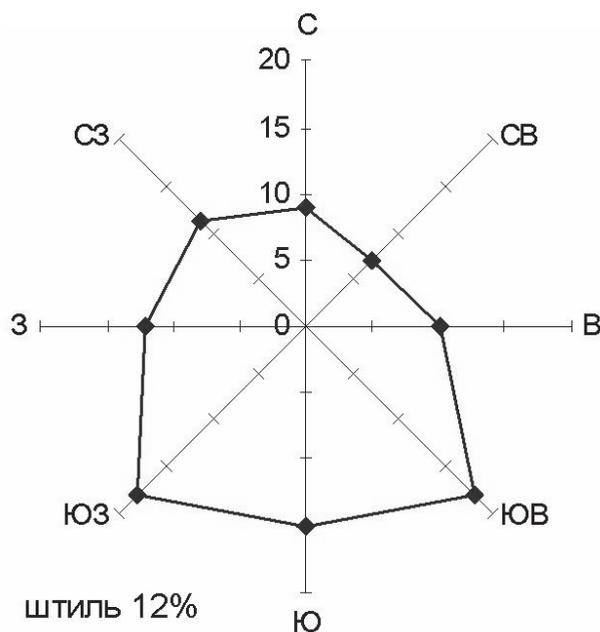
В среднем годовом режиме направлений ветра преобладают южная и западная составляющие (Таблица 1.13, рисунок 1.5). Вследствие выраженной разницы зимней и летней циркуляции соотношение преобладающих направлений изменяется от сезона к сезону года.

Для холодного сезона характерна активизация циклонической деятельности, сопровождающаяся преобладанием южных и западных румбов. При этом в тылу циклонов, особенно заключительных в циклонической серии, холодные вторжения являются следствием преобладания северных и северо-западных ветров. В периоды усиления влияния азиатского антициклона возрастает повторяемость ветров восточных и северо-восточных румбов. В условиях развития обширной области повышенного давления над ЕТР увеличивается повторяемость штилей.

Прохождение циклонов над регионом (независимо от сезона года) сопровождается сменой направления ветра. При характерном летнем сдвиге траекторий полярно-фронтальных циклонов к северу над ЕТР развивается термическая депрессия и малоградиентная область атмосферного давления, для которой характерны малые скорости ветра неустойчивых направлений и большая повторяемость штилей. Подобная ситуация возможна и при развитии над центральными районами ЕТР блокирующего антициклона в теплый сезон года.

Суточный ход изменения скорости ветра лучше выражен в теплое время года. Он проявляется в увеличении скорости ветра в дневные часы, когда активизация вертикального перемешивания способствует переносу количества движения из верхних слоев атмосферы в приземный слой.

Средние месячные скорости ветра (Таблица 1.13) заметно больше в холодное время года — 3–5 м/с. На обширных открытых пространствах скорость ветра примерно на



**Рис. 1.5.** Роза ветров для средней многолетней повторяемости ветра для станции Великие Луки (по данным Научно-прикладного справочника, 1988, 1990а, 1990б, 1992).

**Таблица 1.13.** Средняя месячная и годовая скорость ветра в м/с (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	Высота флюгера, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Валдай	11	3.8	3.7	3.7	3.4	3.2	3.0	2.8	2.8	3.3	3.9	4.2	4.0	3.4
Тверь	11	4.3	4.2	4.2	3.9	3.8	3.4	3.2	3.1	3.5	4.0	4.5	4.5	3.8
Великие Луки	10	4.3	4.3	4.0	3.8	3.5	3.1	2.8	2.8	3.3	4.0	4.5	4.5	3.7
Ржев	12	3.8	3.7	3.6	3.5	3.4	3.1	2.8	2.7	3.0	3.6	3.8	3.9	3.4

0.5 м/с больше по сравнению с другими типами местности. Средняя максимальная скорость ветра (Таблица 1.14) на большей части территории составляет 20–25 м/с. При порывах она может возрастать до 40 м/с и больше.

**Таблица 1.14.** Максимальная скорость и порыв ветра в м/с (Научно-прикладной справочник, 1988, 1990а, 1990б, 1992)

Станция	Показатель	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Валдай	Скорость	20	18	18	16	16	12	12	14	16	18	14	18	20
	Порыв	–	–	–	18	17	21	16	30	19	24	20	–	–
Тверь	Скорость	20	20	20	18	20	20	17	17	20	20	20	20	20
	Порыв	–	–	25	24	24	–	22	18	–	25	22	24	25

## Промерзание почвы

Глубина промерзания почвы в существенной мере определяет условия зимовки растений и величину потерь стока в период снеготаяния. Она изменяется в зависимости от физико-географических особенностей территории (режимом температуры воздуха и почвы в холодный период, ее механическим составом, увлажненностью, уровнем грунтовых вод, мощностью снежного покрова). Расчетная нормативная глубина промерзания грунта (СНиП 2.01.07–85, 2006) (Тверь) для суглинков в среднем составляет 1.37 м, для пылеватого и мелкого песка 1.67 м, для песка крупного и средней крупности 1.79 м, для крупнообломочного грунта 2.03 м. Эти предельно большие значения соответствуют высокому расположению зеркала грунтовых вод, сильным морозам, отсутствию снежного покрова. Фактическая глубина промерзания значительно меньше расчетных величин и обычно не превышает 1 м. От года к году она может меняться от 0.1 м и менее до 1.1 м и более.

## Испарение с поверхности суши

Общее количество испаряющейся в атмосферу влаги определяется двумя процессами — испарением с поверхности почвы и транспирацией растений. Роль этих процессов достигает максимального значения в теплое время года. В холодный период и при наличии устойчивого снежного покрова испарение минимально. Летом и осенью испарение часто ограничено количеством влаги в почве. Наибольшее влагосодержание почвы характерно для периода снеготаяния. В последних декадах мая и летом количество почвенной влаги и интенсивность испарения постепенно убывают. Около 70–80% выпадающих осадков в этот период расходуется на испарение.

Суммарное годовое испарение залесенных территорий центральных районов ЕТР составляет 525–550 мм. К востоку величина испарения резко сокращается.

Величина испарения зависит от состава почвы, наличия растительности и ее типа, освещенности, радиационного баланса и других условий и представлена по данным для Подмосковья (Таблица 1.15).

**Таблица 1.15.** Испарение с поверхности суши (мм) по наблюдениям на Подмосковной водобалансовой станции в 1957–1967 гг. (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1973).

Характер поверхности	V	VI	VII	VIII	IX	X
Поле (залежь)	72	71	58	54	27	14
Березовый лес	18	21	13	18	12	2
Смешанный лес	26	22	23	8	19	8
Пашня	70	88	78	69	32	16
Поле залежь	73	89	80	63	32	15

## Литература

- Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 10. Верхне-Волжский район. Яблоков Ю.Е. (Ред.). М.: Московское отделение Гидрометеоиздата. 1973.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер.3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып.3. Ленинград: Гидрометеоиздат. 1988.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер.3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып.8. Ленинград: Гидрометеоиздат. 1990а.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер.3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып.28. Ленинград: Гидрометеоиздат. 1990б.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер.3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып.29. С.-Петербург: Гидрометеоиздат. 1992.
- СНиП 2.01.07–85. Нагрузки и воздействия. — М.: ФГУП ЦПП. 2006. — 44 с.

## 2. ОЦЕНКА СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Сандлерский Р.Б.

### Введение

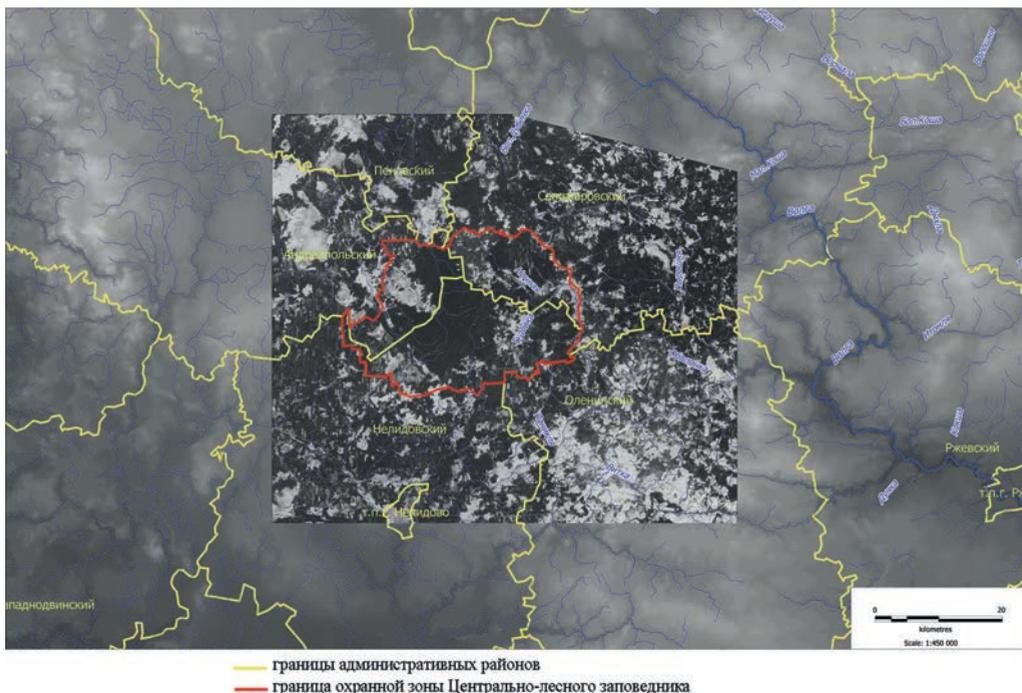
Дистанционное зондирование является в настоящее время одним из наиболее эффективных методов используемых для оценки изменений структуры землепользования и видового состава растительности в региональном и глобальном масштабе. Свойства земной поверхности и растительности диагностируются через спектральные свойства солнечной радиации, отраженной от земной поверхности. Кроме свойств растительности и почвы спектральное отражение зависит от высоты солнца, прозрачности атмосферы и погодных условий. Так, сцены одной съемочной системы, полученные в разное время суток или в разные дни в течение одного года, не являются полностью подобными. Также сцены, полученные для периодов с большим количеством осадков, сильно отличаются от сцен, полученных в условиях засухи. Таким образом, существующая зависимость спектрального отражения от свойств растительного покрова и состояния окружающей среды, с одной стороны, открывает широкие возможности исследования функционирования экосистем, а с другой, создает искажения при выделении долговременных изменений растительного покрова. Так как отражение солнечной радиации от лесного полога в большинстве спектральных каналов ниже отражения травяной и кустарниковой растительности, или оголенной почвы, то возникающими искажениями при распознавании катастрофических преобразований растительного покрова, таких как вырубки, ветровалы, пожары, очаги дефолиации, вызванные размножением насекомых вредителей или атмосферным загрязнением, в большинстве случаев можно пренебречь (Пузаченко и др., 2014). Искажения становятся существенными при попытке воспроизведения медленных восстановительных сукцессионных смен растительности или смены в пространстве одного типа растительного покрова другим (Пузаченко и др., 2014). Коппин с соавторами (Coppin et. al., 2004), обобщая мировой опыт обнаружения и анализа изменений свойств подстилающей поверхности по двум или серии мультиспектральных изображений, выделил шесть основных методов анализа спектрально-информационной информации (Пузаченко и др., 2014):

- классификация по двум или нескольким срокам и идентификация изменений через кросстабуляцию;
- одновременная классификация двух или нескольких изображений;
- вычисление разности между каналами;
- определение отношения между каналами;
- линейные преобразования (методы главных компонент, ортогонализации, векторного анализа, оценивающие изменения по дистанциям между ортогонализированными данными для сравниваемых изображений, регрессионный анализ данных, полученных в разные сроки);
- композиционный анализ, использующий априорную классификацию состояния поверхности и связанные с ними варианты дистанций между соответствующими спектральными каналами.

В рамках данного исследования на основании анализа спектрозональной информации двух сцен, выполненных двумя сходными съемочными системами (Landsat 5 TM и Landsat 8 OLI), была проведена оценка динамики основных типов растительного покрова в центральных районах Европейской территории России (ЕТР) в период с 1987 по 2015 год. Особое внимание было уделено анализу изменений видового состава растительности и лесистости.

## Материалы

Для анализ современных изменений структуры землепользования и растительного покрова центральных районов ЕТР была выбрана южная часть Валдайской возвышенности, ограниченная координатами: 56.22° с.ш. и 32.45° в.д., 56.80° с.ш. и 33.63° в.д., 56.80° с.ш. и 32.45° в.д., 56.22° с.ш. и 32.45° в.д., 56.22° с.ш. и 33.63° в.д. (Рис. 2.1). Выделенная область включает охранную зону Центрально-лесного государственного биосферного природного заповедника (ЦЛГБПЗ) и прилегающие территории юга Валдайской возвышенности площадью около 4.5 тыс. км<sup>2</sup>, из которых 700 км<sup>2</sup> приходится на территорию заповедника и его охранной зоны (Рис. 2.1). Растительный и почвенный покров территории заповедника исследован довольно подробно, что позволяет проводить интерпретацию дистанционных данных в региональном масштабе с высокой степенью достоверности. Также важно отметить, что выбор данной территории был обусловлен и доступностью необходимых материалов дистанционного зондирования



**Рис. 2.1.** Границы территории, выбранной для анализа современных изменений растительного покрова по данным дистанционного зондирования.

для соответствующих временных интервалов. Для проведения анализа в рамках данного исследования были выбраны две сцены: 4 февраля 1987 года (Landsat 5 TM, высота солнца 14°) и 17 февраля 2015 г. (Landsat 8 OLI, высота солнца 20.5°). Для облегчения обработки данных исходное пространственное разрешение основных используемых съемочных каналов 30×30 м, было уменьшено до 60×60 м.

Исследуемая территория расположена в атлантико-континентальной области умеренного климатического пояса. Климат региона — умеренно влажный с относительно холодной зимой и теплым летом. По ботанико-географическому районированию территория включается в состав центральной части полосы хвойно-широколиственных лесов Русской равнины. Залесенность территории составляет около 70%. Болота занимают около 15% территории и представлены, в основном, мезотрофными и олиготрофными типами. Растительный покров территории значительно трансформирован в результате лесохозяйственной и, в меньшей степени, сельскохозяйственной деятельности. Для слабо дренированных плоских и слабонаклонных склонов и вершин моренных гряд характерна высокая повторяемость (каждые 20–30 лет) групповых и массовых ветровалов.

Согласно данным почвенно-географического районирования исследуемая территория относится к Прибалтийской провинции дерново-подзолистых слабо-гумусированных и болотно-подзолистых почв в рамках Валдайского округа. На ней распространены дерново-подзолистые, дерново-подзолистые остаточнок-карбонатные и дерново-подзолисто-глеевые почвы различного механического состава с преобладанием суглинистых на моренных отложениях. В составе почвенного покрова преобладают дерново — (палево) подзолистые, торфяно-подзолисто-глеевые, торфяные и агродерново-подзолистые почвы.

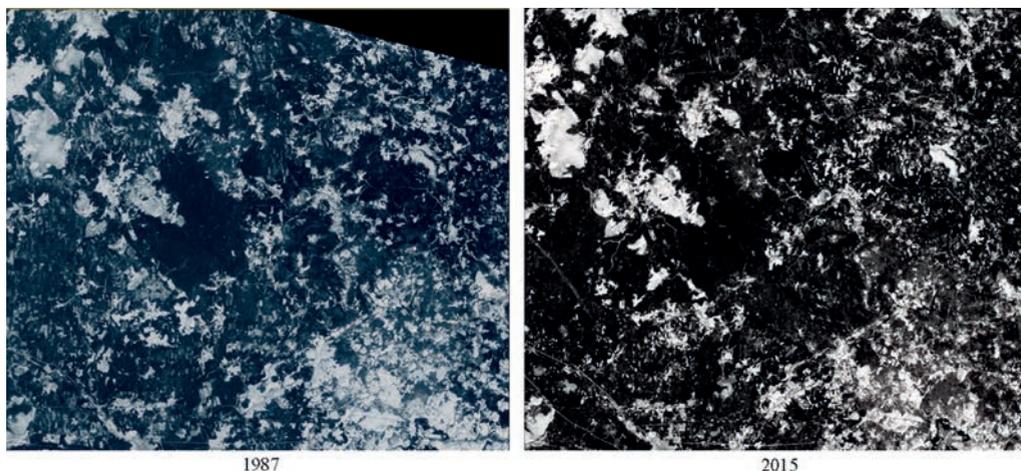
### Методика анализа

Для анализа имеющейся спектральной информации в исследовании была использована методика, изложенная в статье Пузаченко и др. (2014). В таблице 2.1 приведены коэффициенты корреляции между спектральными яркостями в каналах Landsat для двух выбранных сроков (1987 и 2015 г.). А на рисунке 2.2 приведены изображения исследуемой территории в суммах значений коэффициентов отражения в голубом, зеленом и красном спектральном диапазоне для обоих сроков. Сравнение выбранных сроков (Таблица 2.1) показывает, что за исследуемый период в наименьшей степени изменились спектральные характеристики территории в видимой области спектра. В дальнем инфракрасном и в части ближних инфракрасных спектральных диапазонов, отвечающих за условия увлажнения, отмечается довольно значительные изменения. Аналогичные результаты дает ранговая корреляция Спирмена: для каналов видимого спектра и первого ближнего инфракрасного канала 0.65, а для остальных каналов — 0.4–0.5.

Применяя метод главных компонент (Principal component analysis), получаем, что четыре фактора описывают почти 92% варьирования для 14 каналов, включенных в анализ. Используя процедуру ротации (Varimax normalized), устанавливаем, что каждой оси четырехмерного пространства соответствуют определенные группы каналов (Табл. 2.2). Первой компоненте соответствуют первые четыре канала 2015 г. (видимый спектр и первый ближний инфракрасный), наиболее чувствительные к свойствам растительного покрова. Первая компонента вносит существенный вклад в четвертую, которой соответствуют те же каналы, но для 1987 г. обратный вклад четвертой компоненты

**Таблица 2.1.** Коэффициенты корреляции между спектральными яркостями в каналах Landsat 5 и 8 для двух выбранных сроков съемки.

Спектральный диапазон	Срок	Каналы						
	1987 \ 2015	1	2	3	4	5	6	7
Голубой	1	0.76	0.75	0.75	0.75	-0.02	-0.38	0.28
Зеленый	2	0.76	<b>0.76</b>	0.76	0.75	-0.02	-0.37	0.27
Красный	3	0.76	0.76	0.76	0.76	-0.02	-0.37	0.27
Ближний инфракрасный	4	0.75	0.75	0.75	0.76	0.01	-0.35	0.29
Ближний инфракрасный	5	0.30	0.30	0.31	0.33	0.43	-0.10	0.52
Дальний инфракрасный	6	-0.27	-0.27	-0.27	-0.25	0.23	0.66	0.14
Ближний инфракрасный	7	0.33	0.33	0.33	0.34	0.36	-0.13	0.47



**Рис. 2.2.** Отображение исследуемой территории для двух сроков в суммах значений коэффициентов отражения в голубом, зеленом и красном спектральном диапазоне в 1987 и 2015 г.

в первую — несколько меньше. Второй компоненте соответствуют «влажностные» инфракрасные каналы для обоих сроков съемки. Эта компонента практически не содержит информации о других, т. е. весьма независима. Третья компонента отрицательно связана с тепловыми (дальними инфракрасными) каналами Landsat. Наконец, четвертая компонента с отрицательным знаком описывает те же каналы, но в 1987 г. и эта компонента вносит относительно большой вклад в третью. Относительная ортогональность значений спектральной яркости, полученных в 2015 г. по отношению к 1987 г., указывает на большие изменения, произошедшие в пространственной структуре растительного покрова на протяжении исследуемого периода. Ортогональность инфракрасных каналов (пятый и седьмой), отражающих содержание влаги в растительности и почве к каналам видимого спектра и к первому ближнему инфракрасному каналу, делает целесообразным исключить эти два канала из анализа. Таким образом, для анализа изменений

**Таблица 2.2.** Факторные нагрузки переменных в четырехмерном пространстве (метод главных компонент с ротацией), жирным шрифтом выделены нагрузки >0.7.

Срок	Канал	Компоненты			
		1	2	3	4
1987	1	0.43	0.16	0.17	0.86
	2	0.44	0.16	0.17	0.87
	3	0.44	0.17	0.17	0.86
	4	0.43	0.20	0.17	0.86
	5	0.09	0.82	0.29	0.27
	6	-0.03	-0.07	-0.85	-0.30
	7	0.11	0.78	0.33	0.28
2015	1	0.90	0.07	0.14	0.39
	2	0.91	0.07	0.14	0.38
	3	0.91	0.08	0.14	0.38
	4	0.90	0.12	0.11	0.38
	5	-0.13	0.82	-0.42	-0.05
	6	-0.38	0.13	-0.79	-0.08
	7	0.26	0.82	-0.38	0.09
Описанная дисперсия		4.29	2.82	2.04	3.82
Вклад компоненты в описание варьирования		0.31	0.20	0.15	0.27

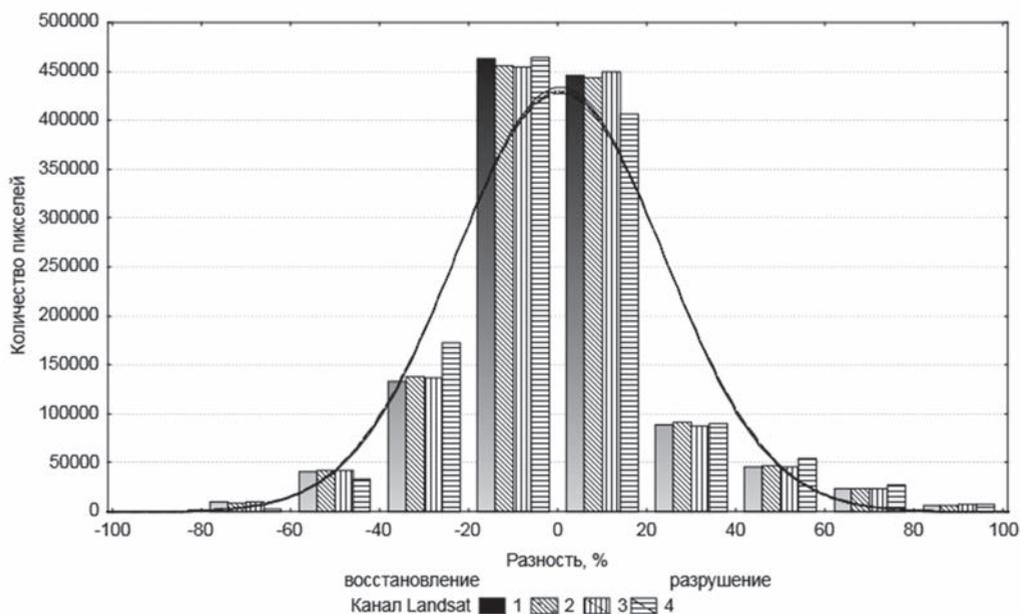
можно использовать четыре канала: три канала видимого спектра и первый ближний инфракрасный. Так как съемка Landsat 8 OLI отличается от Landsat 5 TM по радиометрическому разрешению (4096 против 256, соответственно), а так же для снижения влияния локальных погодных условий на характеристики спектрального отражения, было проведено ранжирование спектральных яркостей в процентах от среднего.

### Результаты анализа

Рассмотрим разности ранжированных отражений для разных каналов в 2015 и 1987 гг. (Рис. 2.3 — гистограммы распределения, Табл. 2.3 — статистические параметры распределения). Положительная разность между каналами означает, что с 1987 по 2015 плотность растительного покрова уменьшилась, т.е., учитывая, что в анализе использованы снимки, полученные в зимний период, можно говорить о процессах обезлесения в исследуемом регионе. Рисунок 2.3 также свидетельствует о том, что катастрофических изменений растительного покрова на территории в целом за последние 28 лет не произошло, так как распределение разностей близко к нормальному. Распределения для всех каналов, кроме инфракрасного, близки к симметричным, но с положительным эксцессом, что указывает на превышение частоты малых разностей,

**Таблица 2.3.** Статистические параметры распределения разностей между ранжированными каналами Landsat

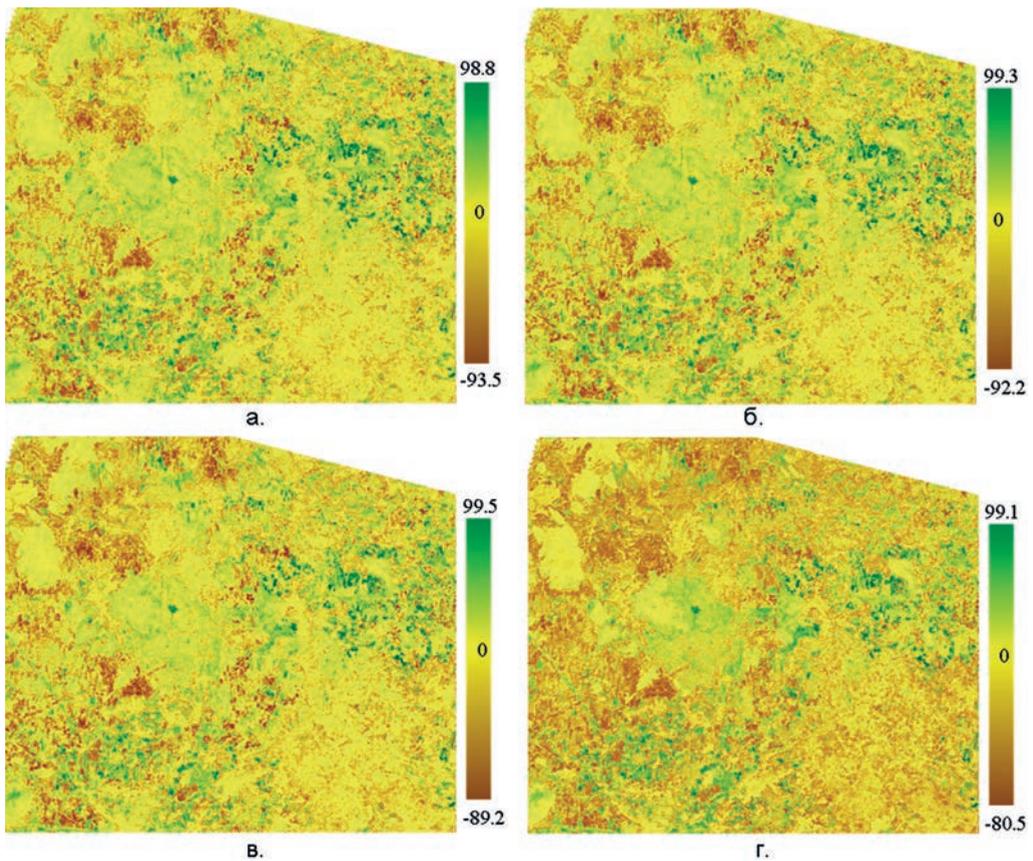
Канал	Среднее	Медиана	Мода	Среднеквадратическое отклонение	Асимметрия	Экцесс
1	0.00	-0.43	-11.15	23.11	0.57	2.07
2	0.00	-0.41	-8.73	23.37	0.58	1.93
3	0.00	-0.36	-10.74	23.31	0.58	2.03
4	0.00	-1.28	1.17	23.47	0.85	1.69



**Рис. 2.3.** Распределения разностей между ранжированными каналами Landsat.

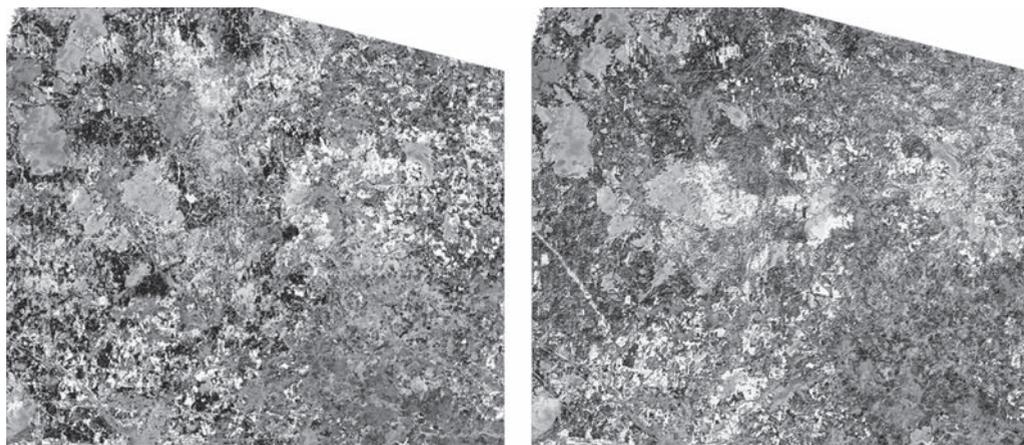
т. е. неизменившихся участков растительности относительно модели нормального распределения. Изображения территории в полученных разностях приведено на рисунке 2.4. Зелеными тонами на рисунке показано «разрушение» растительного покрова, а коричневым — «восстановление». При визуальном анализе рисунков можно констатировать обезлесение в форме вырубок вокруг ЦЛГБПЗ (север, северо-восток, восток, юг), обезлесение по долинам рек (бобровые луга) ветровальные нарушения девятилетних годов, гарь (центр ЦЛГБПЗ). Эти процессы компенсируются зарастанием заброшенных сельхозугодий и старых вырубок (запад, северо-запад).

Для обобщения произошедших изменений спектральных яркостей в каналах также был использован метод главных компонент (факторный анализ). Четыре разности описываются двумя компонентами с ротацией: первая компонента описывает 94% варьирования переменных, а вторая — 5%. Первая компонента определяется варьированием разностей в видимой части спектра, а вторая — в ближнем инфракрасном канале. Отражение в ближнем инфракрасном канале и соответственно изменения в нем,



**Рис. 2.4.** Разности между ранжированными каналами Landsat: а. — первый канал, б. — второй канал, в. — третий канал, г. — четвертый канал.

определяются, как было показано в статье Пузаченко и др. (2014) главным образом участием хвойных пород деревьев в древостое: при большом участии в насаждении ели — отражение в ближнем инфракрасном канале (В4) минимально, а при большом участии мелколиственных пород отражение в В4 относительно высоко. Компоненты, обобщающие пространственное варьирование разностей, приведены на рисунке 2.5. Обе компоненты положительно связаны с определяющими их разностями. Чем светлее тон, тем выше значение разности и тем выше степень разрушения растительного покрова, соответственно. Темным цветом показаны участки с восстановлением растительного покрова, а серым — с отсутствием изменений. Наиболее однородными в данном случае выглядят основные поверхности верховых болот, и юго-восточная часть исследуемой территории, отличающаяся высокой степенью хозяйственной освоенности. Обращает на себя внимание территория ядра ЦЛГБПЗ, где преобладают старые еловые леса. В целом, на первой компоненте, она смотрится темным, то есть испытывает процессы восстановления, однако при этом на второй компоненте — оно светлое, что свидетельствует об уменьшении роли ели в насаждении.



**Рис. 2.5.** Компоненты пространственного варьирования разностей отражения в спектральных каналах.

Для выделения классов со сходным знаком и масштабом изменений в растительном покрове проведем дихотомическую классификацию территории по значениям полученных компонент разностей. Результат этой классификации показан на рисунке 2.5. Так первый класс — в значительной степени восстановившиеся, после, судя по форме вырубок начала-середины 80-х годов, леса и сельскохозяйственные угодья. Второй класс — так же большей частью восстановленные леса, но на более локальных участках. Судя по конфигурации и расположению — это восстановительная динамика на месте вывалов. Третий — шестой классы характерны для территорий со слабыми изменениями. Однако при этом пятый класс — выделяется низким отражением в ближнем инфракрасном канале, что свидетельствует о восстановлении древостоев в этом классе преимущественно за счет ели. Седьмой класс обладает высокой дисперсностью в пространстве и приурочен к окраинам восьмого класса, который в свою очередь включает основные нарушения лесного покрова, произошедшие на территории за 28 лет: вырубки, гари, деятельность бобров, вывалы.

Для более точной количественной оценки изменений была проведена дихотомическая классификация по значениям ранжированных спектральных яркостей в четырех каналах. Результат этой классификации приведен на рисунке 2.7 (второй уровень дихотомической классификации). Были выделены 4 основных типа растительного покрова территории, занимающие приблизительно равные площади: 1 — еловые леса — леса с господством ели, 2 — лиственные леса — леса, состоящие преимущественно из широколиственных (клен, липа) и мелколиственных (береза, осина) пород, 3 — тип, характеризующийся разреженной древесной растительностью, сюда относятся редкостойные сообщества, такие как сосна на болоте, различные молодняки и кустарники, 4 — безлесные территории — верховые болота и сельскохозяйственные угодья. Далее для каждого из выделенных типов были рассчитаны площади основных классов значимых изменений (Рис. 2.6): 1 — восстановление, 2 — частичное восстановление, 7 — частичное разрушение, 6 — разрушение.

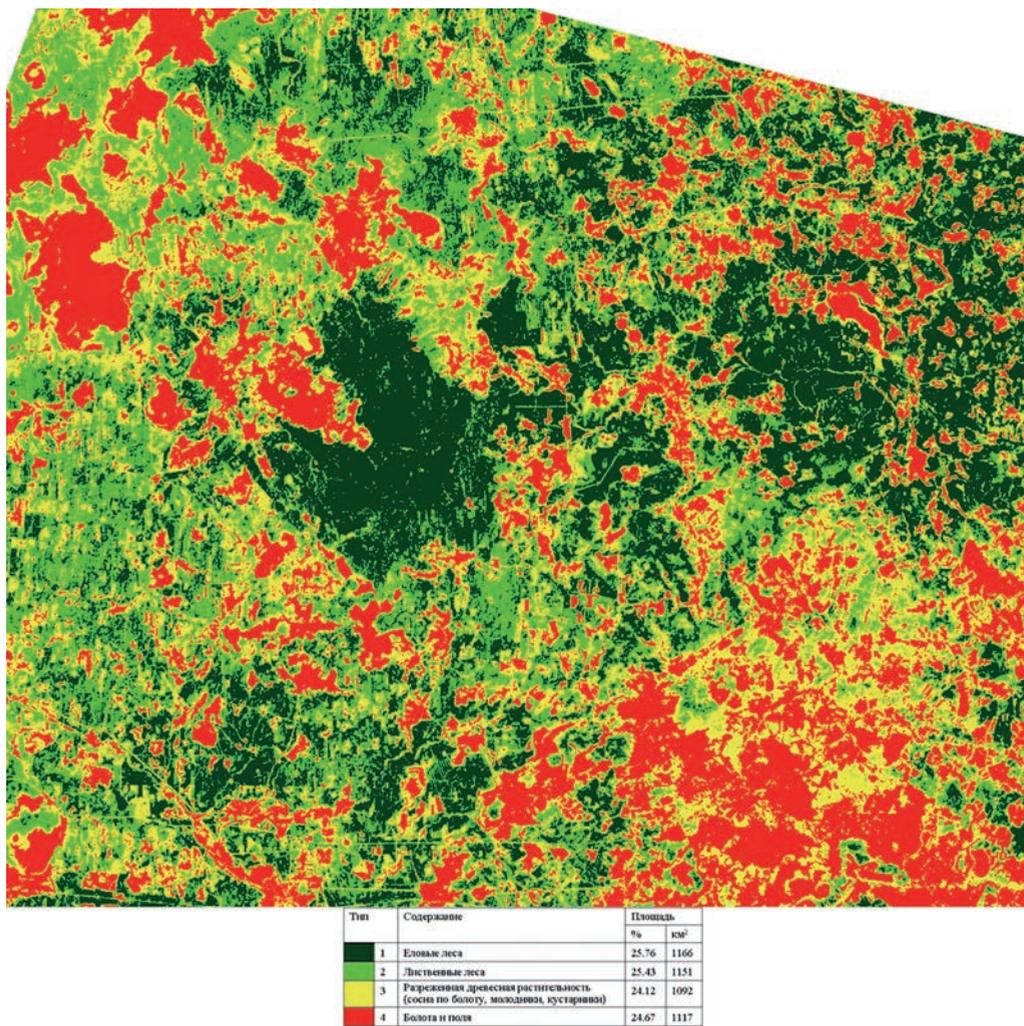
В таблице 2.4 приведены площади классов изменений для основных типов растительного покрова на исследуемой территории. Отмечается полное разрушение



Класс	Разница между каналами				Площадь	
	1	2	3	4	%	км <sup>2</sup>
1	-46.20	-45.28	-45.10	-27.27	5.02	236
2	-14.10	-10.67	-9.60	17.08	2.23	105
3	-20.85	-21.55	-21.10	-19.87	14.79	696
4	-4.82	-2.92	-2.26	9.50	7.23	340
5	-2.15	-4.06	-4.90	-18.89	13.09	616
6	3.65	3.87	3.92	3.61	43.46	2044
7	34.79	32.35	29.94	8.89	2.88	136
8	49.93	50.78	50.97	51.64	7.52	354

**Рис. 2.6.** Классификация исследуемой территории по масштабу и знаку изменений в растительном покрове с 1987 по 2015 год (третий уровень дихотомической классификации).

ельников на площади около 273 км<sup>2</sup>, а также их частичное разрушение на площади 98 км<sup>2</sup>. Восстановление ельников выявлено только на площади 49 км<sup>2</sup>. Для лиственных лесов площади восстановления практически равны площади разрушения. Разреженные древостои характеризуются процессами зарастания на площади 123 км<sup>2</sup>. Также отмечается увеличение безлесных территорий на 57 км<sup>2</sup>. Таким образом, в целом для исследуемой территории наблюдается разрушение еловых древостоев в ходе их изъятия



**Рис. 2.7.** Классификация исследуемой территории 1987  
(второй уровень дихотомической классификации).

и естественной динамики (вывалы, бобры, гари). Одновременно с уменьшением площади еловых лесов наблюдаются процессы зарастания безлесных территорий разреженной древесной растительностью. Также отмечается увеличение безлесных площадей (поля, луга, верховые болота, вырубки, гари, ветровалы).

В заключение анализа можно отметить, что полученные результаты в целом совпадают с результатами ранее проведенного детального анализа динамики растительности для меньшей по площади территории ЦЛГБПЗ и его охранной зоны, представленными в статье Пузаченко и др. (2014). Это демонстрирует, с одной стороны, применимость использованной методики для картографирования изменений в растительном покрове, а с другой — сохранение тенденций в динамике растительного покрова при переходе на более мелкий масштаб.

**Таблица 2.4.** Площади основных классов изменений для основных типов растительного покрова (проценты даны от доли типа растительного покрова в общей площади).

Тип	Еловые леса		Лиственные леса		Разреженные древостои		Безлесные территории	
	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>
Восстановление	-	-	4.78	55	11.27	123	5.13	57
Частичное восстановление	4.18	49	4.25	49	0.65	7	0.01	0.5
Частичное разрушение	8.43	98	3.11	36	0.14	2	-	-
Разрушение	23.45	273	6.26	72	0.77	8	-	-

### Литература

- Пузаченко Ю. Г., Котлов И. П., Сандлерский Р. Б.* Анализ изменений ландшафтного покрова по данным мультиспектральной дистанционной информации в Центральном–лесном заповеднике // Изв. РАН. сер. Геогр. — 2014. № 3. С. 5–18.
- Coppin P., Jonckheere I., Nackaerts K., Muys P., Lambin E.* Digital Change Detection in Ecosystem Monitoring: a review // Int. J. Rem. Sens. — 2004. V. 25(9). P. 1565–1596.

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Новенко Е. Ю.

#### 3.1. Хроностратиграфия позднеледниковья и голоцена Восточно-Европейской равнины

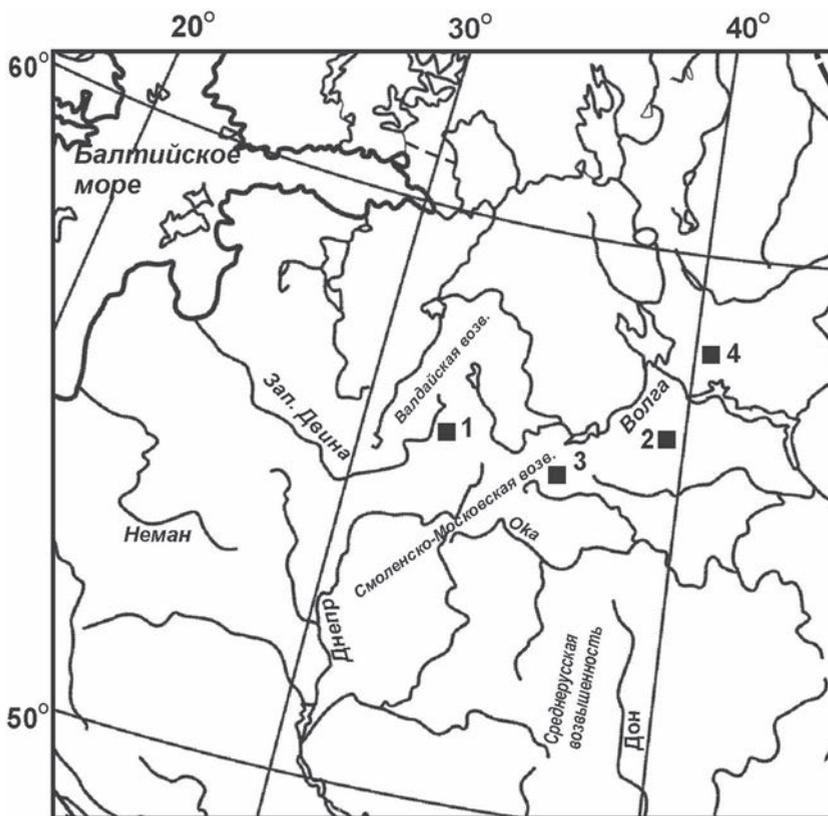
Современный растительный покров южной части Валдайской возвышенности сформировался в течение длительного периода послеледниковой истории развития природной среды региона, включающего финальные фазы поздневалдайского оледенения (позднеледниковье) и текущее межледниковье — голоцен. Периодизация, хронология и климатостратиграфия этого периода для Восточно-Европейской равнины хорошо разработаны на основе большого фактического материала (Хотинский, 1977; Гричук, 1982; серия атласов-монографий под ред. А. А. Величко «Динамика ландшафтных компонентов...», 2002; «Палеоклиматы и палеоландшафты...», 2009).

Согласно имеющимся данным, позднеледниковье, период 14700–11700 календарных лет назад (кал. л. н.), и переход к голоцену характеризовались короткопериодными (продолжительностью менее 1000 лет) колебаниями климата. Из них наиболее ярко были выражены интерстадиалы *бёлинг* и *аллерёд* (14700–12900 кал. л. н.) и похолодание *поздний дриас* (12900–11700 кал. л. н.).

В течение интерстадиала *бёлинг* территория Восточно-Европейской равнины полностью освободилась от ледниковых покровов. Как показывают материалы спорово-пыльцевого анализа разреза Понизовье, расположенного на севере Смоленской области, в этот период в центральных районах Европейской территории России (ЕТР) были распространены таежные леса (Борисова, Фаустова 1994). Последующие похолодание (*средний дриас*), разделяющее интерстадиалы *бёлинг* и *аллерёд*, зафиксировано, к сожалению, пока в очень малом количестве разрезов, и поэтому в большинстве случаев эти два потепления рассматриваются как один ярко выраженный теплый интервал.

В течение интерстадиала *аллерёд* (14700–12900 кал. л. н. / 11800–11000 <sup>14</sup>С л. н.) бореальные леса были широко распространены в среднеширотных областях Европы (Зеликсон, 1994; Гричук, 1982; Litt et al., 2001). Характерной чертой спорово-пыльцевых спектров этого интерстадиала в центральных районах Восточно-Европейской равнины является преобладание пыльцы ели в группе пыльцы древесных пород — так называемый «нижний максимум ели» (Нейштадт, 1957; Хотинский, 1977; Хотинский и др. 1991). Доля лесных видов значительно увеличилась по сравнению с эпохой последнего оледенения, как во флоре, так и в фауне (Маркова и др., 2006, Эволюция экосистем Европы..., 2008); произошло расширение ареалов растений и животных в северном направлении.

Похолодание *поздний дриас* (12900–11700 кал. л. н. / 11000–10300 <sup>14</sup>С л. н.) проявляется на спорово-пыльцевых диаграммах резким увеличением доли травянистых растений (преимущественно за счет пыльцы представителей рода *Artemisia* и семейства *Chenopodiaceae*) и кустарниковых берез. В эту холодную стадию в растительности на всей территории Европы ведущую роль снова стали играть перигляциальные формации, близкие по структуре к растительному покрову ледниковой эпохи (Гричук, 1982).



**Рис. 3.1.** Положение основных разрезов отложений голоцена, упоминаемых в тексте.

1 — болото Старосельский мох (Центрально-лесной заповедник), 2 — Половецко-Купанское болото, 3 — озеро Долгое, 4 — Галичское озеро.

Для изучения динамики растительности и климата голоцена широко применяется схема Блитта–Сернандера для периодизации голоцена, первоначально созданная для Северной Европы и модифицированная для центральных районов ЕТР Н. А. Хотинским (1977). Согласно схеме Блитта–Сернандера голоценовая эпоха включает в себя пять климатических периодов: *пребореальный* (11700–10500 кал. л. н. / 10300–9300  $^{14}\text{C}$  л. н.), *бореальный* (10300–8800 кал. л. н. / 9300–8000  $^{14}\text{C}$  л. н.), *атлантический* (8800–5300 кал. л. н. / 8000–4600  $^{14}\text{C}$  л. н.), *суббореальный* (5300–2600 кал. л. н. / 4600–2600  $^{14}\text{C}$  л. н.), и *субатлантический* (с 2600 л. н.) периоды. В качестве опорного разреза для корреляции пыльцевых зон, как для южной части Валдайской возвышенности, так и для центра Восточно-Европейской равнины, принято рассматривать Половецко-Купанское болото, расположенное в Ярославской области. Он является одним из наиболее полно датированных разрезов голоцена Европейской части России (Хотинский 1977; Хотинский и др., 1991).

Согласно имеющимся материалам палеогеографических исследований, на фоне основного климатического тренда в голоцене выделяется ряд потеплений и похолоданий второго порядка. На основе анализа палинологических данных по лесной зоне Н. А. Хотинский (1977) выделил три основных термических максимума голоцена: бо-

реальный (9900–9200 кал. л. н. / 8900–8300 <sup>14</sup>С л. н.), атлантический (6800–5800 кал. л. н. / 6000–5000 <sup>14</sup>С л. н.) и суббореальный (4700–3600 кал. л. н. / 4200–3400 тыс. <sup>14</sup>С л. н.). Наиболее ярко в бореальной области Европы проявился атлантический максимум (Динамика ландшафтных компонентов..., 2002).

В постоптимальные фазы голоцена во многих регионах Европы и мира по палинологическим данным наблюдалось похолодание и увлажнение климата (Хотинский, 1977; Борисова, 2014; Davis et al., 2003; Mayewski et al. 2004; Wanner et al., 2008). Это похолодание сопровождалось существенным увеличением площади ледников в горных районах, поэтому для него часто применяют термин «неогляциал» (Соломина, 1999).

Сопоставление климатических реконструкций для голоцена в разных регионах и широтных поясах Европы, проведенное Б. Дэвисом с соавт. (Davis et al., 2003), показало приблизительную синхронность наиболее значительных потеплений и похолоданий в голоцене для всего макрорегиона в целом.

Ландшафтно-климатические изменения последнего тысячелетия, как наиболее близкого к современной истории временного отрезка, вызывают повышенный интерес у исследователей. В течение последнего тысячелетия имели место две ярко выраженных климатических фазы — *Средневековый климатический оптимум*, в европейской литературе — *Средневековая климатическая аномалия* (950–1250 гг. н. э.) и *Малый ледниковый период* (1400–1700 гг. н. э.) (Mann et al., 2009; Гриббин, Лэм, 1980; Борисенков, Пасецкий, 1983; Климанов и др., 1995; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). Существенное потепление *Средневекового климатического оптимума* первоначально было выделено на основе исторических данных (знаменитая «эпоха викингов»), а затем нашло подтверждение в данных по изотопно-кислородному составу ледяных кернов в Гренландии и в палеоботанических материалах. Наступившее затем похолодание, вызвавшее более или менее синхронное наступление ледников во всех горных странах Европы (отсюда и название — *Малый ледниковый период*), отчетливо установлено по данным изучения древесных колец, ледяных кернов и спорово-пыльцевых спектров на территории Европы и Северной Америки. Вместе с тем количество фаз похолодания и его хронологические рамки до настоящего времени остаются предметом дискуссии.

Исследования голоценовой истории Верхнего Поволжья начались еще в 20-х годах XX века по материалам, собранным в Тверской (Калининской) области (Герасимов, 1923). К настоящему времени к наиболее полным и хорошо датированным разрезам позднеледниковья и голоцена рассматриваемого региона (Рис. 3.1) можно отнести Половецко-Купанское болото (Хотинский, 1977), озера Неро и Чашницы (Wohlfarth et al., 2006), расположенные в Ярославском Поволжье, разрез Галичского озера в Костромской области (Величко и др., 2001), а также озеро Долгое, расположенное на севере Московской области (Kremetski et al., 2000). На Валдайской возвышенности детально исследован ряд разрезов озерных и болотных отложений, в том числе торфяник Усвятский мох (Кожаринов и др., 2003), озеро Теребенское (Wohlfarth et al., 2007) и группа болот на территории Центрально-лесного заповедника (Novenko et al., 2009).

### 3.2. Реконструкция изменений растительности

Как показывают полученные палинологические данные, растительный покров центральных районов ЕТР в *аллерёде* включал в себя еловые и сосново-березовые редколесья, кустарниковые сообщества наряду с перигляциально-степными и луговы-

ми ассоциациями (Зеликсон, 1994; Krementski et al., 2000; Khotinsky, Klimanov, 1997). В спорово-пыльцевых спектрах, соответствующих *аллерёду*, доля пыльцы древесных пород существенно возростала, по сравнению со спектрами предыдущего ледникового этапа. Так, например, в спектрах *аллерёда* из разрезов Центрально-лесного заповедника (Рис. 3.2) и Галичского озера доля пыльцы древесных пород составляет 50–60%. В составе спектров преобладает пыльца березы и ели. Встречается также пыльца сосны обыкновенной и сибирской, а также кустарниковых берез. Пыльца лиственницы отмечена на спорово-пыльцевых диаграммах на обширной территории Восточно-Европейской равнины (Зеликсон, 1994), что свидетельствует о присутствии этой древесной породы в лесах в качестве примеси. Среди трав широко распространены полыни и маревые. Характерной особенностью позднеледниковых ископаемых флор, как рассмотренных разрезов, так и ряда других разрезов Восточно-Европейской равнины, было присутствие гелиофитных растений — облепихи, можжевельника, солнцепета (*Helianthemum*) совместно с типичными представителями гляциальных флор *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, *Kochia prostrata*, *Selaginella selaginoides* (Зеликсон, 1994; Борисова, 2008; Величко и др., 2001; Novenko et al., 2009).

Диагностический признак интерстадиала *аллерёд* на спорово-пыльцевых диаграммах — так называемый «нижний максимум ели», который прослеживается в разрезах центральных районов Восточно-Европейской равнины (Хотинский, 1977), начиная с Валдайской и Смоленско-Московской возвышенностей, и далее на восток до Предуралья. Например, в разрезах озер Долгое (Krementski et al., 2000), Неро (Wohlfarth et al., 2006) и Галичского (Величко и др., 2001) доля ели составляет 30–40% от общей суммы пыльцы и спор. Находки шишек ели в разрезах позднеледниковых отложений в центральных районах ЕТР (Сукачев, 1968) показали, что в это время здесь была распространена сибирская ель *Picea obovata* (*Picea abies* ssp. *obovata*), способная переносить суровые климатические условия и многолетнюю мерзлоту. Расчеты концентрации пыльцы в отложениях разрезов озер Долгое (Krementski et al., 2000), Неро (Wohlfarth et al., 2006) и болота Старосельский мох (Центрально-лесной заповедник, Novenko et al., 2009) свидетельствуют о том, что, несмотря на относительно высокие процентные значения содержания пыльцы ели, сопоставимые с ее участием в спектрах позднего голоцена, концентрация ее пыльцы в спектрах *аллерёда* на порядок ниже, чем в верхних частях разрезов. Очевидно, что в позднеледниковые еловые леса занимали небольшие площади и являлись частью мозаичного растительного покрова. Реконструкции лесистости, выполненные методом «лучших аналогов» по палинологическим данным разреза болота Старосельский мох, показали, что доля лесопокрытой площади в южной части Валдайской возвышенности в *аллерёде* не превышала 40% (Novenko, Olchev, 2015).

Стадиал *поздний дриас* (12900–11700 кал. л. н.) проявляется на спорово-пыльцевых диаграммах на всей рассматриваемой территории резким увеличением доли кустарников и травянистых растений. Согласно реконструкциям растительности *позднего дриаса* для Восточной Европы, проведенным В.П. Гричуком (1982) на большом фактическом материале, центральная часть Восточно-Европейской равнины была покрыта перигляциальной лесостепью с участками еловых и сосново-березовых лесов. Находки макроостатков *Betula nana* и *Dryas octopetala* из отложений озера Теребенское на Валдайской возвышенности свидетельствуют об участии тундровых ценозов в комплексном растительном покрове в холодных и суровых климатических условиях (Wohlfarth et al., 2007).

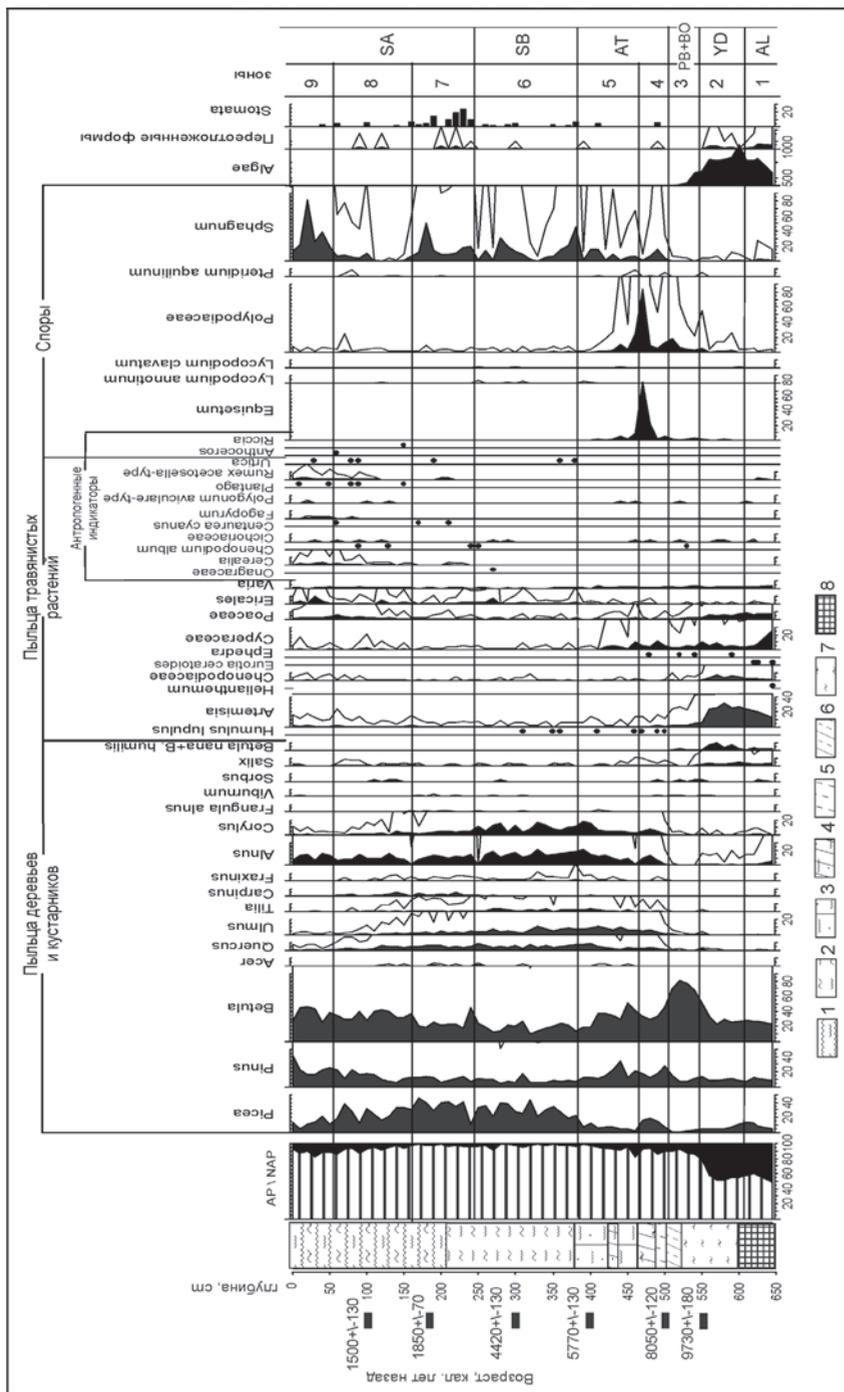
Возраст нижней границы голоцена датируется по изменениям изотопно-кислородного состава льдов скважины NGRIP в Гренландии (стратотипа для голоцена) и многочисленных разрезов континентальной области Европы, как 11700 кал. л. н. (Walker et al., 2009). В спорово-пыльцевых спектрах *пребореального* периода голоцена (11700–10700 кал. л. н.) из разрезов Восточно-Европейской равнины начало голоцена маркируется резким увеличением содержания пыльцы древесных пород, преимущественно за счет увеличения доли сосны и березы, при этом участие трав и растений открытых местобитаний понижается. Однако в составе растительности южной части Валдайской возвышенности сохраняются элементы перигляциальной флоры. В спектрах отмечена пыльца *Betula nana*, *Kochia prostrata* и *Selaginella selaginoides* (Хотинский, 1977). На западе Восточно-Европейской равнины — в Белоруссии и Прибалтике, постепенно начинают расселяться широколиственные породы деревьев. На территории Верхнего Поволжья единичные зерна пыльцы широколиственных пород появились в спектрах гораздо позже, только после 10700 кал. л. н..

Спорово-пыльцевые спектры из разрезов Европейской части России, соответствующие *бореальному* периоду (10300–8800 кал. л. н.), характеризуются абсолютным преобладанием пыльцы березы (Хотинский, 1977; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Novenko et al., 2009). По данным разрезов из Верхнего Поволжья обширные территории были покрыты сосново-березовыми редколесьями. Большое количество макроостатков березы, обнаруженных в отложениях нижней части разреза болота Старосельский мох (см. Рис. 3.2) в Центральном-лесном заповеднике, принадлежит к виду берез *Betula pubescens* (Novenko et al., 2009). В отложениях озер Терebenское и Чашницы (Wohlfarth et al., 2006; 2007), помимо семян древовидной березы определены макроостатки сосны (*Pinus sylvestris*) и осины (*Populus tremula*). Реконструкции площадей, занятых лесными сообществами по данным разрезов болота Старосельский мох и Галичского озера показывают, что лесистость в центральных районах ЕТР составляла 30–40% (Novenko, Olchev, 2015).

Большое количество работ, посвященных изменению растительности и климата в атлантическую фазу голоцена, показали, что в период 8000–5700 кал. л. н. границы средневропейской лесной области существенно продвинулись, как в северном, так и в восточном направлениях (например, Хотинский, 1977; Гричук, 1982; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Величко, 2012; Борисова, 2014; Davis et al., 2003 и др.). В это время в центральных районах Восточно-Европейской равнины, в том числе и в южной части Валдайской возвышенности, произрастали широколиственные леса из дуба, вяза, липы и ясеня с подлеском из лещины. Заметное увеличение пыльцы широколиственных пород, зафиксированное на спорово-пыльцевых диаграммах разрезов рассматриваемого региона, относится к интервалу 8000–7700 кал. л. н.

Вторая половина голоцена (суббореальная и субатлантическая фазы) для южной части Валдайской возвышенности характеризовалась сложной динамикой растительных сообществ, обусловленной, как климатическими изменениями, так и действием антропогенного фактора, влияние которого особенно усилилось в последнее тысячелетие.

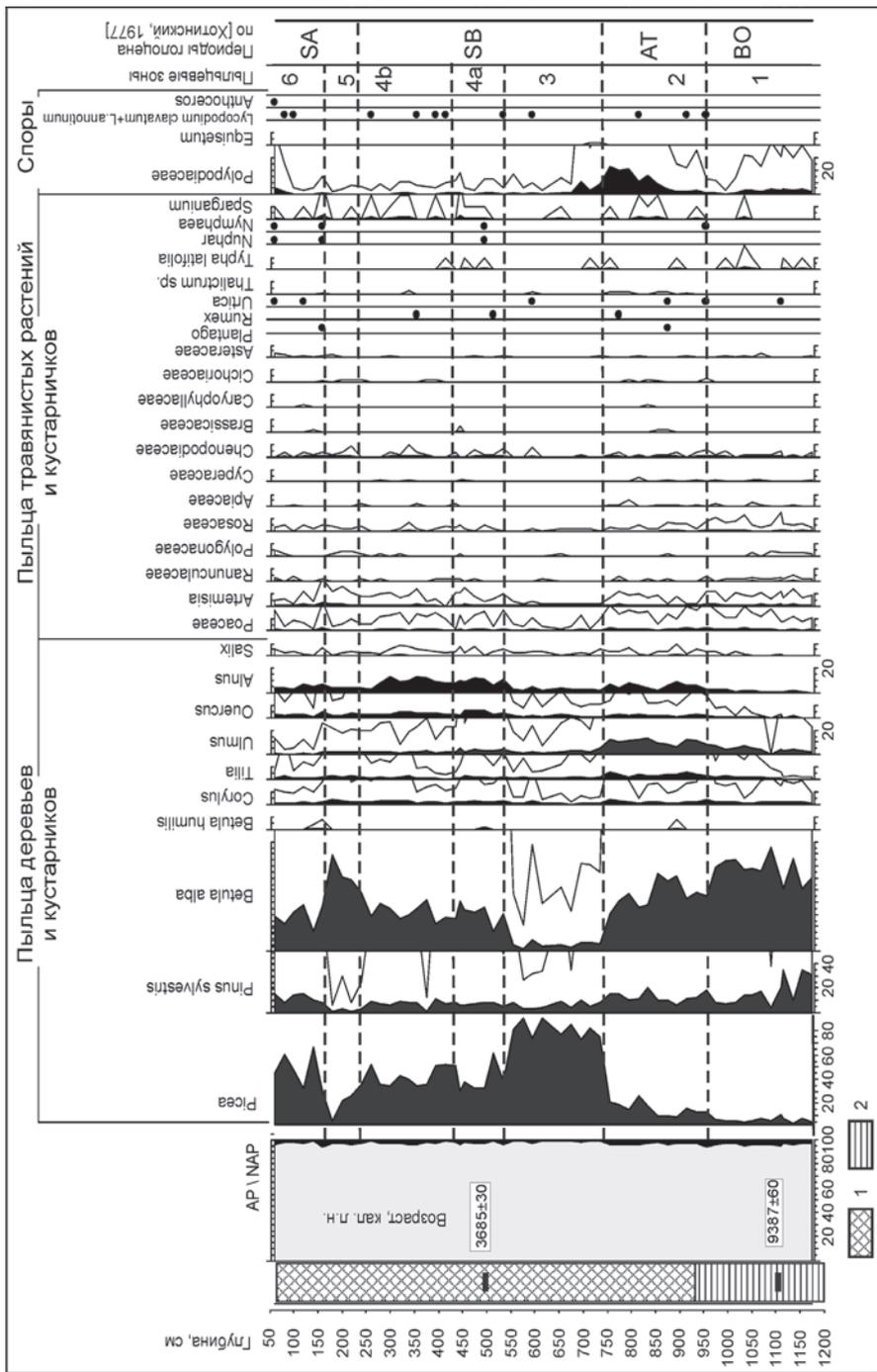
В течение периода 5700–4000 кал. л. н. роль широколиственных пород в лесных формациях центральных районов Европейской части России оставалась достаточно высокой (Климанов и др. 1995; Величко и др., 2001; Клименко, Климанов, 2003; Kremenetski et al., 2000). В то же время увеличение содержания пыльцы ели в спектрах из разрезов на Валдайской возвышенности (Центрально-лесной заповедник, см. Рис. 3.2) отражает



**Рис. 3.2.** Спорно-пыльцевая диаграмма отложений разреза болота Старосельский мох.

AP+NAP=100%. 1–7 — ботанический состав торфа (анализы Е. М. Волковой): 1 — пушицево-сфагновый верховой, 2 — сфагновый верховой, 3 — осново-сфагновый верховой, 4 — осново-сфагновый переходный, 5 — осково-сфагновый низинный, 6 — осково-гипновый низинный, 7 — сфагновый низинный, 8 — гиттия.

Фазы позднеледниковья и голоцена: AL — аллерд, YD — поздний дриас, PB — пребореальный, BO — бореальный, AT — атлантический, SB — суббореальный, SA — субатлантический.



**Рис. 3.3.** Спорово-пыльцевая диаграмма отложенный разреза Галич-1. AP+NAP=100%. 1 — гиттия, 2 — глина.

активную экспансию ели («верхний максимум ели» в голоцене по Н. А. Хотинскому (1977)). В Ярославском и Костромском Поволжье, как показывают данные по разрезам Половецко-Купанского болота (Khotinsky, Klimanov, 1997) и Галичского озера (Величко и др., 2001), деградация широколиственных сообществ была существенной. На этой территории господствующими растительными формациями стали южно-таежные ельники. Южнее, на Смоленско-Московской возвышенности, например, разрез оз. Долгое (Kremenetski et al., 2000) и разрез археологической стоянки Замостье-2 (Ершова, Карпухина, 2014), сохранялись широколиственные леса из дуба, вяза и липы. По данным Е. Г. Ершовой экспансия ели в Московском регионе в этот период была выражена значительно сильнее в поймах, чем на водоразделах. Раннесуббореальное похолодание и увлажнение климата позволило ели сильно продвинуться на юг сначала только по речным долинам и лишь потом, в связи с похолоданием конца периода, потеснить широколиственные породы на водоразделах (по палинологическим данным стоянки Замостье-2; Ершова, Карпухина, 2014).

Существенные изменения растительности выявлены в интервале 4000–3000 кал. л. н. Признаком этих изменений было сокращение доли пыльцы ели и увеличение участия пыльцы широколиственных пород (липы, дуба и вяза) и березы в спектрах. После 3000 кал. л. н. еловые леса восстановили свои позиции на Валдае и в Ярославском Поволжье и начали продвигаться к югу. Хорошо выраженный максимум пыльцы ели (до 50%) и резкое уменьшение участия пыльцы дуба, вяза и орешника на диаграмме оз. Долгое, расположенного на Смоленско-Московской возвышенности в Московской области, относится к временному интервалу 2600–1800 кал. л. н. В течение последних двух тысячелетий еловые и елово-широколиственные формации в центре Европейской части России постепенно были замещены вторичными березово-сосновыми лесами. Участие пыльцы ели в спектрах заметно сократилось, содержание пыльцы широколиственных пород упало до нескольких процентов, при этом, доля пыльцы сосны, березы и травянистых растений увеличилась.

Антропогенная динамика растительности в южной части Валдайской возвышенности может быть проиллюстрирована результатами наших исследований в Центральном-лесном заповеднике. Содержание в спектрах пыльцы ели и широколиственных пород деревьев, начиная с 5700 кал. л. н., наглядно демонстрируют существенное сокращение, что, по-видимому, может объясняться совместным действием природных и антропогенных факторов в позднем голоцене (Носова и др., 2014). Похолодание на границе атлантического и суббореального периодов вызывает временную деградацию широколиственных лесов, однако, явление, называемое европейскими палинологами «elm decline» в интервале 6000–5000 кал. л. н. на юге Валдайской возвышенности не отмечено. Более того, в течение потепления 4000–3000 кал. л. н. происходит практически полное восстановление широколиственных лесов, что особенно заметно на спорово-пыльцевой диаграмме из разреза болота Старосельских мох (см. Рис. 3.2). После второго верхнего максимума ели около 3000 кал. л. н. наблюдается тенденция к уменьшению ее содержания в спектрах и увеличение роли пыльцы березы, при этом также в спектрах возрастает участие пыльцы злаков и разнотравья. Происходящее выше по разрезу снижение почти до нуля содержания пыльцы широколиственных пород, и, в частности, вяза, соответствует по времени 1500 кал. л. н. и может быть связано с влиянием хозяйственной деятельности человека. В настоящее время в южной части Валдайской возвышенности ельники неморальной группы занимают наиболее благоприятные для

земледелия участки и на заре сельского хозяйства они уничтожались в первую очередь (Носова, 2008). Реконструкции лесистости для этого периода по материалам разрезов болота Старосельский мох (Рис. 3.5) в Центрально-лесном заповеднике и Галичского озера показывают наличие фаз резкого и кратковременного сокращения площади лесов (до 30–40%), совпадающие с фазами увеличения количества пыльцы березы в спектрах.

### 3.3. Палеоклиматические реконструкции

Реконструкции палеоклимата позднеледниковья и голоцена для южной части Валдайской возвышенности выполнены методом «лучших аналогов» (Nakagawa et al., 2002; Новенко, 2016) по палинологическим данным разреза болота Старосельский мох в Центрально-лесном заповеднике. При реконструкции методом «лучших аналогов» для каждого ископаемого спектра подбирается наиболее близкие его аналоги из базы данных современных спектров. В качестве меры сходства используется квадрат евклидова расстояния (Overpeck et al., 1985). Для каждой точки, откуда был взят современный спектр, определены интересующие нас характеристики (температура, количество садков, лесистость и т. п.). При анализе современные условия территории происхождения спектров-аналогов принимаются в качестве реконструкций условий прошлого.

Помимо выполненных реконструкций для характеристики палеоклимата южной части Валдайской возвышенности в голоцене были использованы опубликованные реконструкции по данным разрезов центральных районов ЕТР (Величко и др., 2001; Khotinsky, Klimanov, 1997), полученные при помощи информационно-статистического метода, разработанного В. А. Климановым (1981). В основе метода лежит статистическая связь между составом субфоссильных спорово-пыльцевых спектров и климатических характеристик районов их происхождения. Зависимость была получена с помощью информационно-логического анализа (Пузаченко, 1975, Климанов, 1976), для которого были использованы общий состав спорово-пыльцевых спектров и соотношение компонентов в группе пыльцы древесных пород с учетом их информативности для климатических реконструкций.

Как показывают полученные данные, переход от валдайского оледенения к голоцену характеризовался существенным потеплением (интерстадиал *бёллинг — аллерёд*), хотя теплообеспеченность не достигала современного уровня. Реконструкции по материалам из разреза Старосельский мох показали, что в *аллерёде* июльские температуры были около 16°C, январские были близки к –12°C, что на 1°C и 4°C ниже современных значений, соответственно. Количество осадков было ниже на 25 мм в год (Ольчев, Новенко, 2012).

Существенное похолодание и возврат к перигляциальным условиям в течение стадии *поздний дриас* зафиксировано в многочисленных разрезах не только в Европе, но и на территории Северной Евразии в целом (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). Согласно результатам исследований разрезов в южной части Валдайской возвышенности, а также опубликованным палеоклиматическим реконструкциям, полученным различными методами для территории центра Восточно-Европейской равнины, похолодание *позднего дриаса* проявилось в снижении январских температур до –16...–18°C, и летних до 14–16°C, что на 6–8°C и 2–4°C ниже современных значений, соответственно. Осадков выпадало на 100–200 мм в год меньше, чем в настоящее время (Климанов, 1996; Величко и др., 2001; Борисова, 2008; Ольчев, Новенко, 2012).

Климатические реконструкции свидетельствуют об очень резких климатических колебаниях в течение позднеледниковья валдайского оледенения. Согласно имеющимся данным (Величко и др., 2001; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Борисова, 2008, 2014; Khotinsky, Klimanov, 1997 и др.) перепады температур (среднегодовой, самого теплого и самого холодного месяца по разным реконструкциям) между последовательными теплыми и холодными фазами позднеледниковья достигали 3–7 °С. При этом скорости изменения температур при потеплениях и похолоданиях были очень высокими. Так, например, на двух главных этапах потепления при переходе от эпохи последнего оледенения к голоцену (*древний дриас/бёллинг* и *поздний дриас/пребореал*) среднегодовая температура в центральном регионе Восточно-Европейской равнины повышалась на 0.05–0.07 °С за 10 лет, а при похолодании от *аллерёда* к *позднему дриасу* скорость снижения среднегодовой температуры составляла 0.07 °С за 10 лет (Борисова, 2014).

В разрезах в южной части Валдайской возвышенности отложения пребореального периода голоцена имеют небольшую мощность, вследствие чего невозможно выполнить детальные климатические реконструкции. Косвенную информацию об условиях пребореала можно получить на основе ландшафтно-климатических реконструкций, полученных для центральных районов ЕТР и северо-западных районов Восточно-Европейской равнины, которые свидетельствуют о значительном потеплении, однако климат пребореала был более холодным, чем в настоящее время.

Гляциологические, палинологические и изотопно-геохимические исследования разрезов континентальных и морских отложений в Северной и Западной Европе, выполненные с высоким временным разрешением, а также изменения изотопно-кислородного состава ледяных кернов в Гренландии (Thomas et al., 2007), свидетельствуют о фазах похолодания внутри пребореального периода. Первое похолодание, получившее название «пребореальная осцилляция» реконструировано для интервала 11300–11150 кал. л. н. Второе похолодание, так называемое «событие 10200 кал. л. н.», имело место на рубеже пребореального и бореального периодов голоцена. В центральных районах ЕТР в разрезе Половецко-Купанского болота пребореал разделяется на 2 фазы — потепление в начале, получившее название «половецкое потепление», и похолодание во второй половине, так называемое «переславское похолодание» по Н. А. Хотинскому (1977).

В течение бореального периода голоцена продолжилось потепление раннего голоцена, хотя климатические условия были довольно холодными (Динамика ландшафтных компонентов..., 2002). В южной части Валдайской возвышенности согласно выполненным реконструкциям по данным разреза болота Старосельский мох (Рис. 3.4) среднегодовые температуры изменялись в пределах от –1 до 2 °С в период 9600–9500 кал. л. н. Это хорошо согласуется с реконструкциями А. А. Величко с соавторами (Velichko et al., 1997) и Н. А. Хотинского и В. А. Климанова (Khotinski, Kilmanov, 1997), полученными информационно-статистическим методом (Климанов, 1995), согласно которым как среднегодовые, так и летние температуры были примерно на 1–3 °С ниже современных значений в период 10100–8000 кал. л. н. Наши реконструкции по данным разреза болота Старосельский мох показали, что количество осадков в бореальный период составляло около 500 мм/год, а в период 9300–9200 кал. л. н. сокращалось до 400 мм/год.

Одной из наиболее заметных климатических осцилляций начала среднего голоцена было так называемое событие 8200 кал. л. н. («8.2 kyr event») — короткопериодное похолодание, зафиксированное по изменениям изотопно-кислородного состава льдов в Гренландии (Thomas et al., 2007) и в ряде «природных архивов» в Северной Атлан-

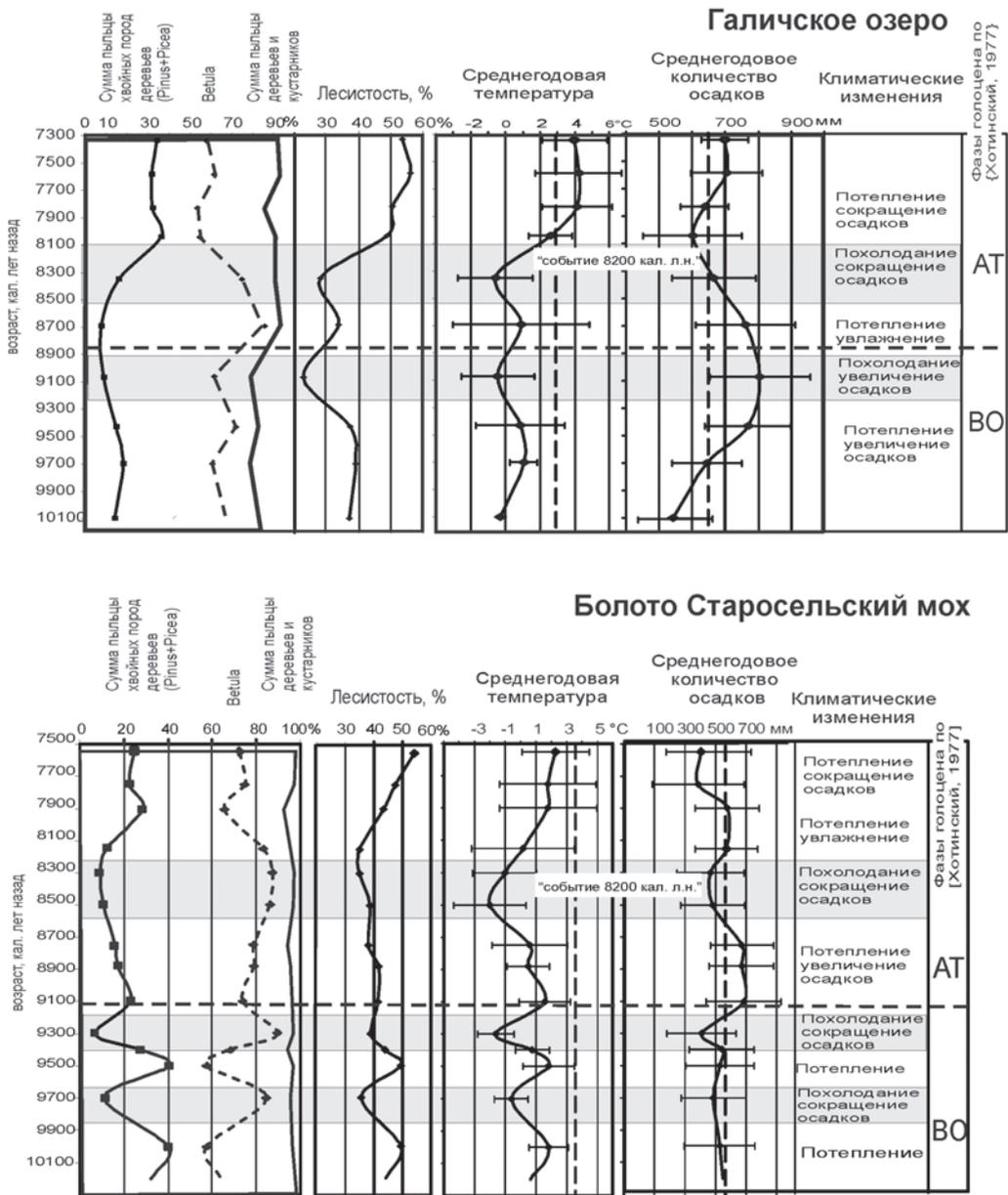
тике, а на суше не только в Европе, но и в Северной Америке в интервале 8400–8000 кал. л. н. Причиной этого существенного похолодания, возможно, как и более ранних уже рассмотренных нами похолоданий в пребореале, было ослабление термогалинной циркуляции в Северной Атлантике. Во время похолодания 8200 кал. л. н. эти изменения могли быть вызваны выбросом в океан больших масс пресной воды из крупного приледникового озера Агассис в Северной Америке (Kleiven et al., 2008).

Реконструкции палеотемператур по данным разрезов болота Старосельский мох и Галичского озера позволяют выделить для центральных районов ЕТР два хорошо выраженных кратковременных похолодания 9100–9300 кал. л. н. и 8100–8500 кал. л. н. (см. Рис. 3.4). Более позднее похолодание может быть уверенно сопоставлено с событием 8200 кал. л. н. Согласно результатам наших исследований среднегодовая температура в южной части Валдайской возвышенности в период 8200–8400 кал. л. н. понизилась на 2–3°C. Реконструкции при помощи информационно-статистического метода по палинологическим данным Половецко-Купанского болота (Khotinski, Klimanov, 1997), расположенного в Ярославском Поволжье, показали уменьшение среднегодовой температуры в рассматриваемый период на 2°C, что хорошо согласуется с результатами расчетов методом «лучших аналогов».

Огромное количество работ, посвященных изменению растительности и климата в голоцене, показали, что период 8000–5700 кал. л. н. в Европе отличается наивысшей теплообеспеченностью (см. обобщения в Davis et al., 2003, Mayewski et al., 2004; Magiari et al., 2015; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009) и относительно стабильными климатическими условиями, что проявлялось в отсутствии периодов с резкими климатическими изменениями (Борисова, 2014; Mayewski et al. 2004). В отечественной литературе этот период носит название климатического оптимума голоцена (Хотинский, 1977). В зарубежной литературе чаще используется термин — среднеголоценовый термический максимум. Результаты восстановления среднегодовых и летних температур и режима увлажнения для территории Европы с использованием различных биологических индикаторов, а также по положению северной границы леса и динамике ледников в Скандинавии, свидетельствуют о потеплении климата и ослаблении градиента температур в направлении с запада на восток. Положительные отклонения среднегодовых температур от современных значений составляли 2–3°C.

Согласно выполненной нами реконструкции во временном интервале 7500–6500 кал. л. н. условия теплообеспеченности южной части Валдайской возвышенности стали близки к современным, а в период 6500–5700 кал. л. н. среднегодовая и январская температуры превышали современные значения на 2°C и были равны соответственно –5°C и 6°C (Рис. 3.5). В период 7500–6800 кал. л. н. осадков в год выпадало на 50–75 мм меньше, чем сейчас, а в период 6800–6100 кал. л. н. условия увлажнения были близки к современным. В дальнейшем количество осадков начало постепенно повышаться. Реконструкции, полученные Н. А. Хотинским и В. А. Климановым по палинологическим данным по разрезу Половецко-Купанского болота (Khotinsky, Klimanov, 1997), также указывают на близкие значения температур и на небольшие колебания годовых сумм осадков в течение всего атлантического периода голоцена.

Палеоклиматические реконструкции с использованием различных природных архивов, не только в Восточной Европе, но и в других регионах, убедительно демонстрируют, что после 5700–5500 кал. л. н. глобальное потепление термического максимума голоцена

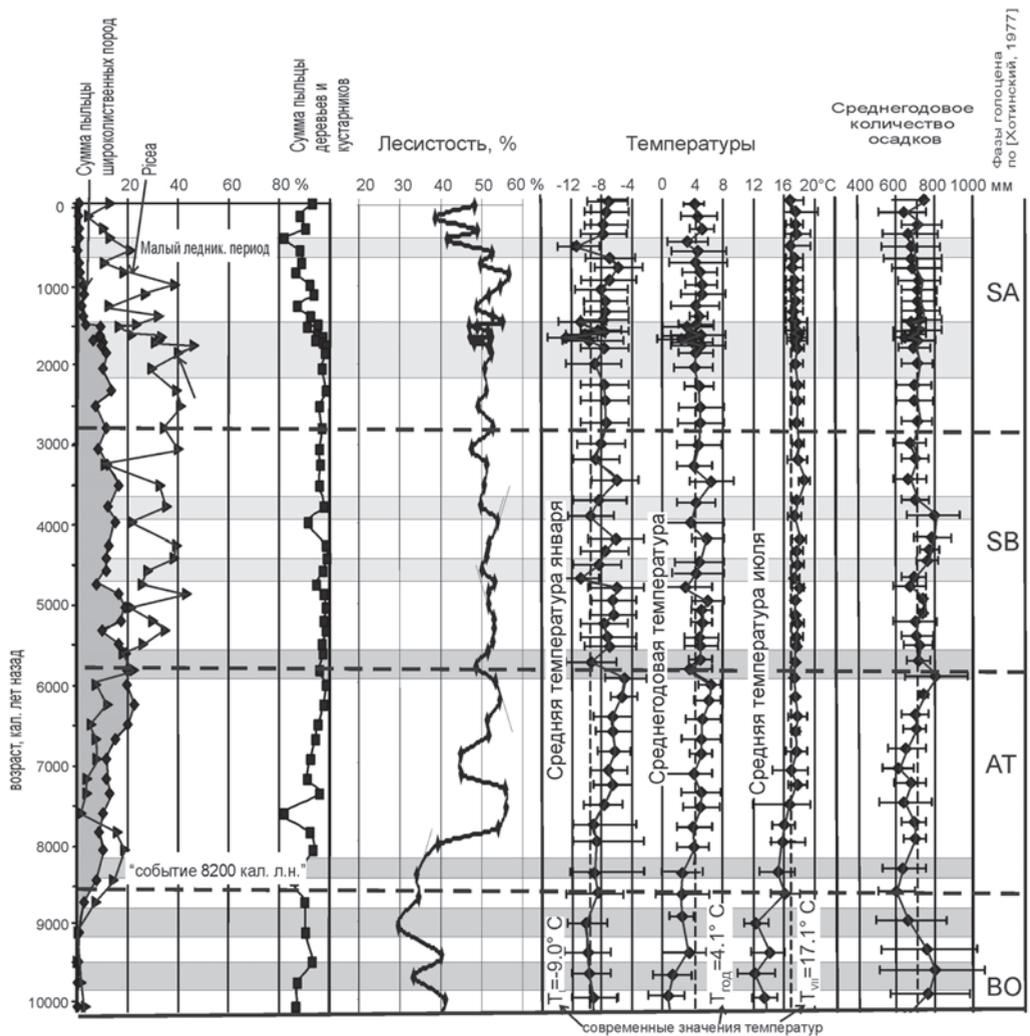


**Рис. 3.4.** Реконструкции климатических условий и лесистости раннего голоцена в центральных районах ЕТР по палинологическим данным разрезов отложений Галичского озера и болота Старосельский мох.

сменилось похолоданием (Хотинский, 1977; Климанов и др., 1995; Борисова, 2014; Davis et al. 2003; Wanner et al., 2008). Климатические изменения во вторую половину голоцена проявились не только в снижении теплообеспеченности, но и в изменении режима увлажнения. Согласно материалам палеогеографических исследований, в умеренной зоне

Европы вторая половина голоцена была более влажной, чем первая (Хотинский, 1977; Velichko et al., 1997; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Борисова, 2014).

Похолодание климата в постоптимальные фазы голоцена не было равномерным и сопровождалось значительными колебаниями температур и осадков (Хотинский, 1977; Климанов, 1996, Климанов и др., 1995; Борисова, 2014; Величко, 2012; Davis et al., 2003; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008). Реконструкции основных климатических характеристик для южной части Валдайской возвышенности позволили выявить в течение второй половины голоцена целый ряд потеплений и похолоданий. Согласно реконструкциям, полученным аналоговым методом по данным из разреза болота Старосельский мох (см. Рис. 3.5), фазы похолодания и увеличения осадков



**Рис. 3.5.** Изменения климата и лесистости на территории Центрально-лесного заповедника в голоцене, реконструированные по палинологическим данным отложений болота Старосельский мох.

соответствуют временным интервалам 6000–5000 и 4000–3700 кал. л. н. (ранний суббореал). Изменения теплообеспеченности территории проявились, преимущественно, в колебаниях зимних температур, в то время как летние температуры оставались близкими к современным значениям. Похолодание сменилось ярко выраженным потеплением около 3500 кал. л. н. (средний суббореал). Очень четко данное потепление в Центральной России зафиксировано в климатических реконструкциях, полученных при помощи информационно-статистического метода, по палинологическим материалам Половецко-Купанского болота и озера Галич (Климанов и др., 1995; Величко и др., 2001), согласно которым все температурные показатели превышали современные на 1.5°C. Потепление сменилось плавным похолоданием в начале субатлантического периода (2600–1500 кал. л. н.).

На увеличение увлажнения исследуемой территории в суббореальном периоде голоцена, по сравнению со среднеголоценовым термическим максимумом, указывают результаты проведенных реконструкций фактического и потенциального испарения растительного покрова южной части Валдайской возвышенности в голоцене (Ольчев, Новенко, 2012), полученные на основе расчетов с применением регрессионной модели (Oltchev et al., 2002). Согласно этим реконструкциям отношение фактического испарения к годовой сумме осадков снизилось с 0.60–0.65 (в позднеатлантическую фазу) до 0.55–0.60 (в раннесуббореальную фазу), а индекс сухости (отношение потенциального испарения к осадкам) снизился с 0.80–0.85 до 0.75. Можно сделать предположение, что понижение температуры и усиление увлажнения территории явились основными факторами, способствовавшими увеличению численности ели в древостоях и началу активного процесса заболачивания территории (Ольчев, Новенко, 2012).

Очень резкое похолодание было зафиксировано около 1500 кал. л. н. в реконструкциях по палинологическим данным по разрезу Старосельский мох. Для спорово-пыльцевых спектров, сформировавшихся в это время, характерно резкое падение участия пыльцы широколиственных пород и ели, возрастание доли пыльцы березы и травянистых растений. Реконструкции лесистости свидетельствуют о сокращении площади территории, покрытой лесом. Можно сделать предположение, что подобные изменения спорово-пыльцевых спектров вызваны не климатическими изменениями, а влиянием деятельности человека. В этом случае реконструкции, полученные аналоговым методом, не отражают реальную картину климатических колебаний. Однако тот факт, что широколиственные породы не восстановили свои позиции вплоть до настоящего времени даже при ослаблении антропогенной нагрузки, указывает на то, что условия для их роста стали неблагоприятными, очевидно, в связи с похолоданием и заболачиванием территории.

В климатических реконструкциях для Верхнего Поволжья отчетливо выражены климатические изменения последнего тысячелетия. В спорово-пыльцевых спектрах из отложений ряда разрезов (Хотинский, 1977 Хотинский и др., 1991; Клименко, Климанов, 2003), относящихся к Средневековой климатической аномалии, отмечено увеличение доли широколиственных пород (дуба, липы, вяза). Реконструкции палеотемператур для южной части Валдайской возвышенности аналоговым методом указывают на повышение январских температур на 1.5°C. Палеоклиматические реконструкции для Ярославского Поволжья (Климанов и др., 1995) и Валдайской возвышенности (Клименко, Климанов, 2003), полученные В. А. Климановым при помощи информацион-

но-статистического метода, показали, что зимние и летние температуры в течение Средневековой климатической аномалии были близки к современным, а количество осадков — на 25–50 мм ниже.

Малый ледниковый период в южной части Валдайской возвышенности характеризовался снижением средней температуры января на 3°C (до –12°C) и среднегодовой температуры на 2°C, июльская температура менялась незначительно. В спорово-пыльцевых спектрах этого временного интервала происходит резкое падение доли термофильных элементов, практически до их полного выпадения из спектров, и увеличение роли пыльцы ели. В спорово-пыльцевых спектрах Половецко-Купанского болота, Малый ледниковый период проявился, помимо деградации широколиственных пород, в существенном увеличении доли кустарниковых берез. В. А. Климанов охарактеризовал это похолодание не только падением зимних температур, но и летних, и среднегодовых (Климанов и др., 1995). Отклонения среднегодовых значений температур от их современных значений составляли около 2°C.

Реконструкция палеоклимата голоцена в южной части Валдайской возвышенности позволили выявить следующие закономерности изменения климатических условий изучаемого региона. Быстрое потепление ранних фаз голоцена (11700–8000 кал. л. н.), осложненное серией осцилляций, из которых наиболее ярко выражено событие 8200 кал. л. н. Для наступившего затем периода климатического оптимума (8000–5700 кал. л. н.) было характерно потепление климата (термический максимум) и уменьшение осадков. Также для этого периода было характерно отсутствие короткопериодных и резких климатических изменений. Термический максимум голоцена сменило направленное похолодание второй половины голоцена (5700 кал. л. н. — настоящее время) со значительными короткопериодными колебаниями температуры и осадков. Рассмотренные нами ландшафтно-климатические реконструкции для южной части Валдайской возвышенности показали, что выделенные нами периоды похолоданий и разделяющих их потеплений климата во вторую половину голоцена в целом совпадают с этапами резких климатических изменений, установленными П. Маевски с соавторами (Mayewski et al. 2004) в глобальном масштабе.

Согласно концепции об асимметрии основного климатического тренда в межледниковье (Velichko et al., 1997; Величко, 2012) среднегодовая температура для Северной Евразии быстро росла в начальные фазы голоцена и плавно понижалась в его второй половине. Расчеты показали, что тренд к потеплению от позднеледниковья до оптимума голоцена составил 0.5° за 1000 лет, а для второй половины теплого периода этот показатель не превышает 0.3° за 1000 лет. Однако следует отметить, что реконструкции палеотемператур в голоцене, как для территории Европы (Davis et al., 2003), так и для центральных районов ЕТР (Novenko et al., 2009), наглядно демонстрируют, что снижение теплообеспеченности за период, прошедший после термического максимума, еще не достигло уровня раннего голоцена.

## Литература

- Борисенков Е. П., Пасецкий В. М.* Экстремальные природные явления в русских летописях XI–XVII вв. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 240 с.
- Борисова О. К.* Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Известия РАН, серия географическая. 2014. № 2. С. 5–20.

- Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушария за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 264 с.
- Борисова О.К., Фаустова М.А.* Последовательность природных фаз валдайской ледниковой эпохи европейской части России / Палеогеографическая основа современных ландшафтов. Под ред. А.А. Величко и Л. Старкеля. М.: Наука, 1994. С. 17–24.
- Величко А.А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
- Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й. и др.* Позднечетвертичная история окружающей среды северо-восточной области Европы (Костромское Заволжье) по данным комплексного изучения осадков Галичского озера // Известия РАН, серия географическая. 2001. № 3. С. 42–54.
- Герасимов Д.А.* Растительность, строение и история развития торфяного болота «Галицкий мох» при ст. Редкино Окт. ж. д. // Тр. опытной торфяной станции. 1923. Вып. 1. С. 3–8
- Гриббин Дж., Лэм Г.Г.* Изменение климата за исторический период / Изменение климата. Под ред. Дж. Гриббина. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 102–121.
- Гричук В.П.* Растительность Европы в позднем плейстоцене / Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). Под ред. И.П. Герасимова и А.А. Величко. М.: Наука, 1982. С. 79–85
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография). Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
- Ершова Е.Г., Карпухина Е.А.* Проблемы интерпретации результатов палинологического анализа разрезов стоянки Замостье 2 // Природная среда и модели адаптации озерных поселений в мезолите и неолите лесной зоны Восточной Европы. Материалы международной научной конференции. Институт истории материальной культуры РАН. 2014. С. 70–73.
- Зеликсон Э.М.* К характеристике растительности Европы в аллереде / Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. Под ред. А.А. Величко. М.: ИГ РАН, 1994. С. 113–125.
- Климанов В.А.* К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник МГУ. 1976. Т. 2. С. 92–98.
- Климанов В.А.* Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями // Известия РАН, серия географическая. 1981. № 5. С. 101–114.
- Климанов В.А., Хотинский Н.А., Благовещенская Н.В.* Колебания климата за исторический период в центре русской равнины. // Известия РАН, серия географическая. 1995. № 1. С. 89–96.
- Клименко В.В., Климанов В.А.* Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391. № 3. С. 393–397.
- Кожаринов А.В., Сиринов А.А., Клименко В.В., и др.* Динамика растительного покрова и климата Западнодвинской низины (Тверская область) за последние 5 тысяч лет // Ботанический журнал. 2003. Т. 88. № 3. С. 90–97.
- Маркова А.К., Кольфсхотен Т., Симакова А.Н. и др.* Экосистемы Восточной Европы в период позднеледникового потепления бёлиинг — аллерёд (10.9–12.4. тыс. лет назад) по палинологическим и териологическим данным // Известия РАН, серия географическая. 2006. № 1. С. 15–25.

- Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Наука, 1957. 404 с.
- Носова М.Б.* Центральнo-лесной заповедник: естественно- и антропогенно-обусловленная динамика растительности в голоцене // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. 2008. Т. 113. № 2. С. 38–45.
- Носова М.Б., Новенко Е.Ю., Зерницкая В.П., Дюжова К.В.* Палинологическая индикация антропогенных изменений растительности восточно-европейских хвойно — широколиственных лесов в позднем голоцене // Известия РАН. Серия Географическая. 2014. № 4. С. 35–43.
- Ольчев А.В., Новенко Е.Ю.* Испарение лесных экосистем центральных районов Европейской территории России в голоцене // Математическая биология и биоинформатика. 2012. Т. 7. № 1. С. 284–298.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен. Атлас-монография. По ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009 120 с.
- Пузаченко Ю.Г.* Статистический анализ организации растительности // Доклады института географии Сибири и Дальнего Востока. 1975. вып. 47, С. 15–19.
- Соломина О.Н.* Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 264 с.
- Сукачев В.Н.* О растительности перигляциальных зон центральных частей Русской равнины. В сб. История развития растительного покрова перигляциальных областей европейской части СССР в антропогене. 1968. М. Наука.
- Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А. и др.* Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Известия РАН, серия географическая. 1991. № 3, С. 30–42.
- Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену. Под ред. А.К. Марковой и Т. ван Кольфсхотена. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2008. 556 с.
- Davis B. A.S., Brewer S., Stevenson A. C., Guiot J. et al.* The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data // Quaternary Science Reviews. 2003. Vol. 22. P. 1701–1716.
- Kleiven H. K., Kissel C., Laj C. et al.* Reduced North Atlantic Deep Water Coeval with the Glacial Lake Agassiz Freshwater Outburst // Science. 2008. Vol. 319 no. 5859. P. 60–64.
- Kremetski K. V., Borisova O. K., Zelikson E. M.,* The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the Moscow region // Paleontological Journal. 2000. Vol. 34 (1). P. 67–74.
- Litt T., Brauer A., Goslar T. et al.,* 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. Quaternary Science Reviews 20 (2001) 1233–1249.
- Mann M. E., Zhang Z., Rutherford S. et al.* Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly // Science. 2009. V. 326. P. 1256–1260.
- Mayewski P. A., Rohling E. E., Stager J. C. et al.* Holocene climate variability // Quaternary Research. 2004. Vol. 62. P. 243–255.
- Nakagawa T., Tarasov P., Kotoba N., Gotanda K., Yasuda Y.* Quantitative pollen-based climate reconstruction in Japan: application to surface and late Quaternary spectra // Quaternary Science Reviews. 2002. Vol. 21 (2). P. 2099–2113.

- Novenko E. Yu., Olchev A. V.* Early Holocene vegetation and climate dynamics in the central part of the East European Plain (Russia) // *Quaternary International*. 2015. Vol. 388. P. 12–22.
- Novenko E. Yu., Volkova E. M., Nosova M. B., Zuganova I. S.* Late Glacial and Holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia) // *Quaternary International*. 2009. Vol. 207. P. 93–103.
- Olchev A., Novenko E.* Estimation of potential and actual evapotranspiration of boreal forest ecosystems in the European part of Russia during the Holocene // *Environmental Research Letters*. 6 (2011) 045213.
- Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N. et al.* Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models // *Journal of Boreal Environmental Research*. 2002. Vol. 7(4). P. 389–397.
- Overpeck J. T., Webb III, T., Prentic I. C.* Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // *Quaternary Research*. 1985. Vol. 23. P. 87–108.
- Thomas, E.R., Wolff, E.W., Mulvaney, R. et al.* 2007. The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 26, 70–81.
- Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A.* The dynamics of climate and vegetation in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // *Quaternary International*. 1997. Vol. 41–42. P. 71–96.
- Walker M., Johnsen, S., Rasmussen S. O. et al.,* Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *Journal of Quaternary Science*. 2009. Vol. 24(1). P. 3–17.
- Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al.,* Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quaternary Science Reviews*. 2008. Vol. 27. P. 1791–1828.
- Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O.* Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // *Journal of Paleolimnology*. 2006. Vol. 35. P. 543–569.
- Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O. et al.* Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review. *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. P. 1871–1883.

#### 4. ОСОБЕННОСТИ ФОТОСИНТЕЗА И ТРАНСПИРАЦИИ ДРЕВЕСНЫХ РАСТЕНИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Придача В.Б., Холопцева Е.С., Болондинский В.К., Сазонова Т.А.

Леса являются самыми распространенными наземными экосистемами нашей планеты, обеспечивающими местообитаниями более половины известных видов растений и животных, а леса России составляют 22% всех мировых лесных ресурсов, в том числе более половины бореальных лесов планеты (Лукина и др., 2015). В настоящее время на большей части таежных территорий трансформация лесных сообществ определяется рубками леса. Диапазон возможных экологических последствий антропогенной динамики лесного покрова очень широк — от изменения микроклиматических условий до трансформации флористических и фаунистических комплексов (Леса и их многоцелевое использование ..., 2015). К настоящему времени большая часть таежных лесов европейской части России находится на самых различных стадиях антропогенных сукцессий — от молодняков на вырубках коренных лесов до древостоев в возрасте 100 и более лет, сформировавшихся на местах неоднократных рубок в прошлом. Разнообразии производного лесного покрова значительно выше, чем исходного вследствие широкомасштабных смен первобытной тайги лиственными и хвойно-лиственными сообществами и существенного улучшения лесорастительных условий после рубок монодоминантных хвойных лесов. Однако, несмотря на высокое производное разнообразие растительности, происходит почти тотальная смена коренных хвойных лесов лиственными, предотвратить которую способно, в первую очередь, применение высокоэффективных традиционных мер содействия естественному возобновлению хвойных пород, а также проведение мероприятий по искусственному восстановлению. Возрастание роли искусственного лесовозобновления диктует необходимость всестороннего изучения экофизиологической характеристики перспективных лесных культур.

Надежными индикаторами состояния лесных экосистем, позволяющими оценить не только изменения и динамику развития, но и их устойчивость, являются составляющие углеродного и водного баланса растительного покрова, в частности, показатели  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена растений (Whitehead, Jarvis, 1981; Цельникер и др., 1993; Schulze, 1994; Kramer, Boyer, 1995; Lloyd, Farquhar, 1996; Sellin, 2001; Laisk et al., 2002; Болондинский, Кайбияйнен, 2003; Breda et al., 2006; Millard et al., 2007; Молчанов, 2007; Суворова, 2009; Niinemets, 2010; Сазонова и др., 2011; Olchev et al., 2013). Несмотря на наличие большого количества работ, посвященных адаптации растений к основным экологическим факторам и их реакции на изменение этих факторов, оценка реакции растений на совместное действие природных и антропогенных факторов до сих пор остается дискуссионной. Для решения этой задачи необходимы данные о чувствительности показателей процессов обмена к изменениям условий внешней среды, а также о масштабах их пространственной и временной изменчивости. В свою очередь, для получения количественных оценок физиологических показателей, понимания закономерностей их взаимосвязи и особенностей реакции растений на внешние воздействия необходима их синхронная регистрация в условиях природной среды. В то же время возрастание роли экологических показателей в характеристике генотипа, учитывая изменения климата, требует их перевода из качественного описания в количественное. Одним из

путей решения проблемы являются исследования закономерностей влияния факторов внешней среды на биологические процессы в регулируемых условиях среды в активном эксперименте с планированием схем опытов, позволяющих получить статистически надежные данные при ограниченном числе вариантов (Курец, Попов, 1991; Дроздов, Курец, 2003). Особое значение при разработке программы многофакторного планируемого эксперимента имеет выбор исследуемых показателей — «отклика», функция которого должна всесторонне отражать свойство объекта, определяться количественно, быть статистически эффективной, иметь физический смысл и легко вычисляться. Для этих целей наиболее объективным показателем реакции интактных растений на условия внешней среды является их  $\text{CO}_2$ -газообмен, оперативно передающий информацию о состоянии объекта в данный момент времени и доступный для непрерывных измерений. Показатели факторов внешней среды, обеспечивающие оптимальные величины процесса фотосинтеза, можно рассматривать как количественную экологическую характеристику экотипа на конкретной фазе его развития (Дроздов, Холопцева, 2013).

Выбор объектов исследования, в частности, сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.), березы повислой (*Betula pendula* Roth) и березы пушистой (*Betula pubescens* Ehrh.), был обусловлен тем фактом, что данные виды относятся к основным лесообразующим породам европейской части России. Так, например, способность сосны существовать в самых разнообразных условиях по длине дня, продолжительности вегетационного периода, плодородию почв, в условиях переувлажнения и засухи обеспечила ей ареал от 70 до 37° с.ш. и от 7 до 127° в.д. (Лантратова, 1991). В пределах России она имеет широкий ареал: на юге граничит с безлесными сухими степями, на севере европейской части доходит до тундры. За Уралом северная граница распространения проходит по линии Полярного круга. В восточном направлении ареал сосны простирается от западных государственных границ до Охотского моря. Обладая такой широкой областью распространения, сосна является полиморфным видом, образующим множество форм и разновидностей как в пределах одной популяции, так и в пределах географических зон и ареала (Правдин, 1964; Козубов, Муратова, 1986). Представители рода *Betula* L. распространены во всех природных зонах Северного полушария с умеренным климатом, от тундры до субтропиков (Ветчинникова, 2004). В Российской Федерации ими занято более половины всей площади, находящейся под листовыми древесными породами. В европейской части России наиболее часто встречаются береза повислая и береза пушистая. Различные условия произрастания обуславливают высокий полиморфизм фенотипических признаков представителей рода *Betula* L. Кроме того, отмечают различия стратегий адаптации к факторам среды и эколого-физиологических свойств растений рода *Betula* L. (Евстигнеев, 2004; и др.). Так, известно, что береза повислая обладает большей конкурентоспособностью, что проявляется в высокой потенциальной скорости роста, позволяющей растению активно захватывать жизненное пространство. Береза пушистая, напротив, отличается более высокой морфофизиологической пластичностью и широкой нормой реакции на неблагоприятные ценотические условия. Вместе с тем, из многочисленных работ по выявлению механизмов адаптации древесных растений к среде обитания видно, что исследования рода *Betula* L. по объему значительно уступают исследованиям представителей рода *Pinus* L.

В этой связи в данной работе особое внимание было уделено количественной оценке ряда эколого-физиологических характеристик  $\text{CO}_2$ -газообмена березы повислой (*Betula pendula* Roth), березы пушистой (*Betula pubescens* Ehrh.) и сосны обыкновенной (*Pinus*

*syvestris* L.), изучению в полевых и лабораторных исследованиях влияния на этот процесс гидрометеорологических параметров и эдафических условий; взаимосвязи и взаимозависимости процессов фотосинтеза и транспирации.

### Объекты и методы

Работа включала полевые и лабораторные исследования. Полевые исследования проводили на экспериментальных участках Института леса КарНЦ РАН (Болондинский, Кайбияйнен, 2003; Болондинский, 2004, 2010; Сазонова и др., 2005, 2011, 2015, 2017; Придача и др., 2014, 2017). Лабораторные исследования проводили в камеральных условиях в Институте биологии КарНЦ РАН (Холопцева и др., 2012; Дроздов и др., 2014). Объектами исследований в зависимости от поставленных задач были саженцы, подрост и деревья березы повислой (*Betula pendula* Roth), березы пушистой (*Betula pubescens* Ehrh.), сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.).

**Лабораторные исследования эколого-физиологических характеристик березы повислой и березы пушистой** были выполнены на двухлетних саженцах берез, выращенных из сертифицированных семян от контролируемого опыления фирмы Forelia OY (Finland) в условиях песчаной культуры (Холопцева и др., 2012; Дроздов и др., 2014). В первый год семена проращивали на фильтровальной бумаге в чашках Петри, пикировали в стаканчики с песком, затем подросшие растения пересаживали в грунт. Растения второго года развития помещали в пластиковые сосуды, сохраняя корневую систему. В течение недели сосуды с саженцами выдерживали в факторостатных условиях под светоустановкой с люминесцентными лампами при температуре воздуха 20/18 °С (день/ночь), освещенности 100–120 Вт м<sup>2</sup> и 16 часовом фотопериоде. Для проведения многофакторного эксперимента по 3 сосуда с растениями помещали в установку для исследования СО<sub>2</sub>-обмена с регулируемым условиями среды, позво-

**Таблица 4.1.** Значения точек плана эксперимента по изучению зависимости нетто-фотосинтеза растений рода *Betula* L. от переменных факторов среды

№ ступени плана	1 день	2 день	3 день	Т, °С	Е, Вт м <sup>-2</sup>
	T <sub>s</sub> , °С	T <sub>s</sub> , °С	T <sub>s</sub> , °С		
1	15	20	25	12	150
2	15	20	25	12	250
3	15	20	25	20	150
4	15	20	25	20	250
5	15	20	25	20	400
6	15	20	25	28	250
7	15	20	25	28	400

Примечание. Здесь и в таблице 4.2: T<sub>s</sub> — температура почвы, Т — температура воздуха, Е — интенсивность освещенности.

ляющую обеспечивать пределы освещенности 0–400 Вт м<sup>-2</sup>, температуры воздуха от 5 до 40 °С и почвы от 15 до 30 °С, где в двукратной повторности в течение трех дней каждая проводили двухфакторный эксперимент при различных уровнях температуры почвы 15, 20 и 25 °С (Таблица 4.1). Для измерения CO<sub>2</sub>-газообмена использовали оптико-акустический инфракрасный газоанализатор Infracalor (Германия, Junkalor), включенный по дифференциальной схеме. После 40 минутной экспозиции на каждой ступени плана газообмен растения определяли по разности концентраций CO<sub>2</sub> на входе и выходе ассимиляционной камеры установки и скорости поступления наружного воздуха и пересчитывали на единицу сухой массы целых растений.

**Исследование физиологических особенностей березы повислой и березы пушистой на ранних этапах онтогенеза** было выполнено на 3-летних саженцах берез, произрастающих в одинаковых почвенно-климатических условиях в естественной среде (Придача и др., 2017). Измерения устьичной проводимости ( $g_s$ ), скорости фотосинтеза ( $A$ ) и транспирации ( $E$ ) проводили в дневной динамике с 9 до 15 ч. в июле на неотделенных листьях в средней части кроны берез с помощью портативной фотосинтетической системы Li-Cor 6400XT (Li-Cor Inc., США). Наблюдения у всех растений проводили на сформировавшихся листьях по единой методике в стандартной листовой камере с источником света Li-Cor 6400–02B LED (Li-Cor Inc., США) при освещенности, концентрации CO<sub>2</sub>, температуре воздуха и интенсивности потока воздуха соответственно — 1600 мкмоль м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>, 400 мкмоль CO<sub>2</sub> моль<sup>-1</sup>, 24 °С и 500 мкмоль с<sup>-1</sup>. Измерение углекислотной зависимости CO<sub>2</sub>-газообмена листьев проводили с помощью системы Li-Cor 6400XT (Li-Cor Inc., США) путем последовательного изменения концентрации углекислоты в листовой камере в диапазоне 360–40–1600 мкмоль CO<sub>2</sub> моль<sup>-1</sup> согласно штатной программе прибора. Анализ углекислотной кривой CO<sub>2</sub>-газообмена проводили по модели Фаркхара с соавт. (Farquhar et al., 1980) в модификации Шаркей с соавт. (Sharkey et al., 2007). Содержание зеленых пигментов (хлорофилл  $a$  и  $b$ ) определяли в ацетоновой вытяжке на спектрофотометре СФ-2000 (Россия) согласно общепринятым методикам (Гавриленко, Жигалова, 2003). Фотосинтетическую эффективность использования воды ( $WUE$ ) вычисляли по отношению скоростей фотосинтеза ( $A$ ) и транспирации ( $E$ ) (Wang et al., 1998). Содержание воды в свежей навеске ( $WC_f$ ) в листьях рассчитывали с учетом свежей ( $W_f$ ) и сухой ( $W_d$ ) массы листьев по формуле  $WC_f = W_f - W_d / W_d$  ( $\Gamma_{\text{воды}} / \Gamma_{\text{сух.массы}}$ ). Все измерения проводили в трехкратной повторности. Метеорологические параметры регистрировали с помощью системы Li-Cor 6400XT (Li-Cor Inc., США). В период измерений дневные значения интенсивности ФАР, температуры и дефицита водяного пара в воздухе варьировали в диапазоне 600–1800 мкмоль м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>, 22–28 °С и 0.8–1.8 кПа, соответственно. Концентрация CO<sub>2</sub> в воздухе в среднем за период наблюдения составила 370 мкмоль CO<sub>2</sub> моль<sup>-1</sup>.

**Исследование показателей CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O-обмена березы повислой и березы пушистой при разной обеспеченности среды азотом** было выполнено на 6-летних деревьях берез (Придача и др., 2014), произрастающих в полевых условиях на двух участках: 1) контроль — без внесения удобрений, 2) опыт — с внесением азотнокислого аммония (NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub>) в количестве 56 г на дерево, что соответствует рекомендуемой дозе внесения минеральных азотных удобрений для выращивания древесных пород (Справочник., 1986).

Измерение устьичной проводимости ( $g_s$ ), интенсивности фотосинтеза ( $A$ ) и транспирации ( $E$ ) проводили в дневной динамике с 9 до 15 ч. с конца июня по август на неотделенных листьях в средней части кроны берез с помощью портативной фотосин-

тетической системы Li-Cor 6400XT (Li-Cor Inc., США). Наблюдения у всех растений проводили на сформировавшихся листьях по единой методике в стандартной листовой камере с источником света Li-Cor 6400–02B LED (Li-Cor Inc., США) при освещенности, концентрации  $\text{CO}_2$ , температуре воздуха и интенсивности потока воздуха соответственно —  $1600 \text{ мкмоль м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ,  $400 \text{ мкмоль } \text{CO}_2 \text{ моль}^{-1}$ ,  $24^\circ\text{C}$  и  $500 \text{ мкмоль с}^{-1}$ . Биологическая повторность трехкратная. В период измерений дневные значения интенсивности ФАР, температуры и дефицита водяного пара в воздухе варьировали в диапазоне  $170\text{--}1800 \text{ мкмоль м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ,  $20\text{--}28^\circ\text{C}$  и  $0.6\text{--}1.6 \text{ кПа}$ , соответственно. Концентрация  $\text{CO}_2$  в воздухе в среднем за период наблюдения составила  $370 \text{ мкмоль } \text{CO}_2 \text{ моль}^{-1}$ .

Для определения показателей водообмена со средней части кроны каждого растения отбирали по 3 облиственных побега и 10 листьев с соседних побегов. В облиственных побегах определяли водный потенциал ( $\Psi$ ) с помощью камеры давления Plant Moisture Vessel SKPM 1400 (Skye Instruments Ltd., Великобритания). Отрезанные листья взвешивали для получения их свежей массы ( $W_f$ ), затем ставили на насыщение, после чего определяли массу при насыщении ( $W_s$ ), далее листья высушивали в термостате до постоянного веса и определяли сухую массу листьев ( $W_d$ ). Содержание воды в свежей навеске ( $WC_f$ ) в листьях, дефицит водного насыщения ( $WSD$ ) и насыщающее содержание воды ( $WC_s$ ) рассчитывали по формулам:

$$WC_f = W_f - W_d / W_d (\Gamma_{\text{воды}} \Gamma^{-1}_{\text{сух.массы}}) \quad (1)$$

$$WSD = W_s - W_f / W_s - W_d (\%) \quad (2)$$

$$WC_s = W_s - W_f / W_d (\Gamma_{\text{воды}} \Gamma^{-1}_{\text{сух.массы}}) \quad (3)$$

Фотосинтетическую эффективность использования воды ( $WUE$ ) вычисляли по отношению скоростей фотосинтеза ( $A$ ) и транспирации ( $E$ ) (Wang et al., 1998). Содержание азота ( $N$ ) определяли в лаборатории физиологии и цитологии древесных растений ИЛ КарНЦ РАН (Методы ..., 1987). Аналитическая повторность трехкратная.

**Исследование влияния водного дефицита хвои (листа) на фотосинтез сосны обыкновенной и березы повислой** было выполнено на деревьях сосны и березы в основном древостое в условиях достаточного почвенного увлажнения (Болондинский, Кайбияйнен, 2003; Болондинский, 2004; Сазонова и др., 2005, 2011, 2015, 2017). Пробная площадь была заложена в сосняке черничном свежем, относящемся к II–III классу бонитета. Средний возраст деревьев составил 60 лет, высота — 15.9 м, диаметр — 18.0 см. Почва — песчаный иллювиально-гумусово-железистый подзол. Основная масса корней сосредоточена на глубине 2–20 см. Грунтовые воды на глубине 1.5–1.7 м.

Исследования параметров углеродного и водного обмена деревьев сосны и березы, и запасов влаги в почве проводили в течение вегетационных периодов 1977–1997 и 2011–2013 гг. Суточную динамику водных потенциалов охвоенных (облиственных) побегов ( $\Psi$ ) изучали с мая по сентябрь. Для определения  $\Psi$  побегов использовали камеру давления (Сазонова и др., 2005), в исследованиях последних лет (Сазонова и др., 2015) — камеру давления Plant Moisture Vessel SKPM 1400 (Skye Instruments Ltd., Великобритания). Регистрацию  $\text{CO}_2$ -газообмена сосны и березы проводили с помощью многоканальной автоматической установки на базе стационарного инфракрасного газоанализатора Infracalor 4 (VEB Junkalor Dessau, Германия). В исследованиях 2011–2013 гг. для измерения интенсивности фотосинтеза использовали портативную фотосинтетическую систему Li-Cor 6400XT (Li-Cor Inc., США). Синхронно с фото-

синтезом автоматически регистрировали интенсивность падающей солнечной радиации над пологом леса и на уровнях установленных камер. Для определения температуры и относительной влажности воздуха использовали стандартные метеорологические приборы, систему Li-Cor 6400XT (Li-Cor Inc., США) и автономную систему непрерывной регистрации температуры и относительной влажности ТРВ-2 (Инженерные технологии, Россия). Влажность почвы определяли термовесовым методом. Образцы почвы отбирали по генетическим горизонтам в верхней части профиля и до глубины 50 см последовательно через каждые 10 см. Запасы общей влаги в корнеобитаемом слое почвы (0–50 см) колебались в пределах от 25 до 50 мм.

Для обработки результатов использовали методы вариационной статистики (Ивантер, Коросов, 2003). В таблицах и на графиках приведены средние арифметические значения и их стандартные ошибки. Для анализа связи показателей углеродного и водного обмена с факторами внешней среды использовали регрессионный анализ. Проверку гипотез и оценку существенных различий между средними величинами осуществляли при 5%-ном уровне значимости.

## Результаты и обсуждение

### *Эколого-физиологическая характеристика березы повислой и березы пушистой.*

При проведении активного многофакторного эксперимента был получен набор данных, обработка которых методом множественного регрессионного анализа позволила получить ряд уравнений, отражающих зависимость интенсивности нетто-фотосинтеза интактных саженцев березы повислой и березы пушистой от факторов среды — света и температуры воздуха при трех уровнях температуры почвы.

$$NP = b_0 + b_1 \times E + b_2 \times T + b_3 \times E \times T + b_4 \times E^2 + b_5 \times T^2,$$

где NP — интенсивность видимого фотосинтеза, мг  $\text{CO}_2 \text{ г}^{-1} \text{ ч}^{-1}$ ; E — освещенность, Вт  $\text{м}^{-2}$ ; T — температура воздуха, °C;  $b_0$ – $b_5$  — коэффициенты, вычисленные по экспериментальным данным.

В естественных условиях сочетание факторов внешней среды, поддерживающее максимальные значения фотосинтеза, бывает очень неустойчиво. Поэтому наилучшими условиями произрастания любого вида являются те, которые обеспечивают достижение достаточно высоких значений оптимума — температура и освещенность, позволяющие получить более 90% от потенциального максимума интенсивности нетто-фотосинтеза. Конкретные границы оптимума зависят от вида, фазы развития растений и сопутствующих условий внешней среды. Поэтому при анализе уравнений связи мы определяли не только максимальные значения интенсивности видимого фотосинтеза растений, но и области его оптимума (90% от максимума), а также интенсивность света и температуры, обеспечивающие их достижение (Таблица 4.2).

Проведенный анализ выявил уровни свето-температурных условий внешней среды, которые обеспечивают достижение потенциального максимума и зоны оптимума нетто-фотосинтеза интактных растений двух видов берез при естественном содержании в воздухе  $\text{CO}_2$ . Наибольшего потенциального максимума нетто-фотосинтеза саженцы березы пушистой и березы повислой (5.13 и 4.3 мг  $\text{CO}_2 \text{ г}^{-1} \text{ ч}^{-1}$  соответственно) достигают при одинаковых значениях температуры почвы 15 °C. Ее повышение вызывает снижение потенциального максимума нетто-фотосинтеза у обоих видов берез. Уменьшение

**Таблица 4.2.** Потенциальный максимум и оптимум нетто-фотосинтеза саженцев березы пушистой (над чертой) и березы повислой (под чертой) и свето-температурные условия среды, обеспечивающие их достижение при трех уровнях температуры почвы

T <sub>s</sub> , °C	Интенсивность нетто-фотосинтеза, мг CO <sub>2</sub> /г ч		Условия максимума		Условия оптимума	
	max	opt	E, Вт м <sup>-2</sup>	T, °C	E, Вт м <sup>-2</sup>	T, °C
15	<u>5.1</u>	<u>4.9</u>	<u>573.0</u>	<u>26.3</u>	<u>413–732</u>	<u>20.0–32.5</u>
	4.3	3.9	346.0	20.6	267–425	16.3–25.0
20	<u>4.0</u>	<u>3.7</u>	<u>437.0</u>	<u>22.2</u>	<u>315–558</u>	<u>17.5–26.9</u>
	3.8	3.4	638.0	18.7	446–830	11.2–24.3
25	<u>3.7</u>	<u>3.4</u>	<u>414.0</u>	<u>15.4</u>	<u>305–522</u>	<u>8.4–22.4</u>
	3.9	3.5	815.0	13.0	> 390	5.6–29.6

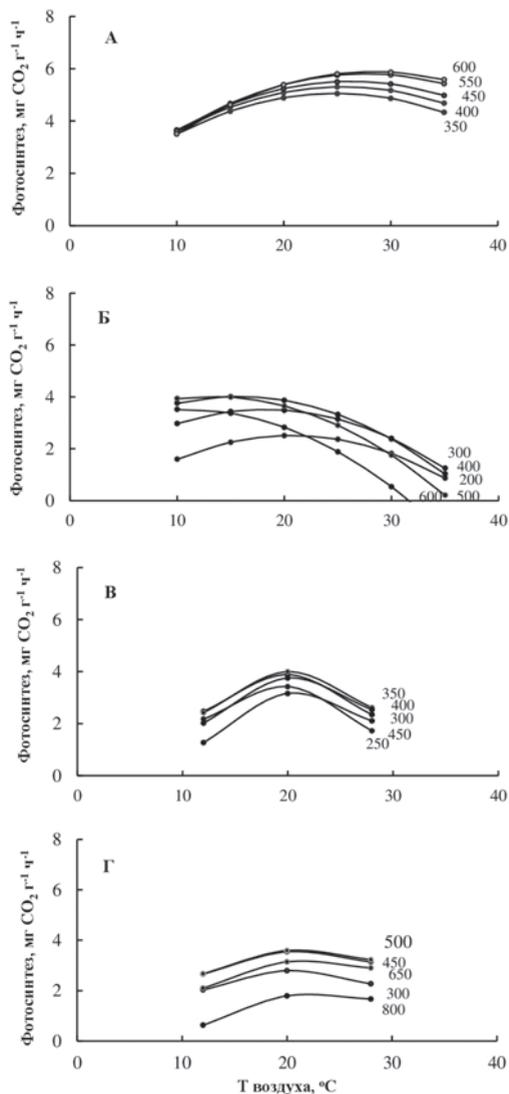
видимого фотосинтеза при повышении температуры почвы, вероятно, происходит в результате возрастания дыхания корневой системы (Цельникер и др., 2005). Кроме того, нами были установлены различия не только в интенсивности максимума и оптимума нетто-фотосинтеза двух видов берез при действии пониженных температур почвы, но и в их потребности к свето-температурной обеспеченности процесса (Таблица 4.2). Так, саженцы березы пушистой показывают большее светолюбие при температуре почвы 15 °C, достигая максимума фотосинтеза при освещенности 573 Вт м<sup>-2</sup> (Дроздов и др., 2014), в то время как саженцы березы повислой становятся более требовательными к освещенности при повышенных значения температуры почвы, особенно при 25 °C (Холопцева и др., 2012). Кроме того, при повышении температуры почвы оба вида проявляют схожие тенденции снижения температуры максимума фотосинтеза до 15.4° и 13 °C соответственно. При этом саженцы березы пушистой в целом отличаются большей теплолюбивостью для проявления как максимума, так и оптимума процесса продуктивности при всех уровнях температуры почвы. Следует отметить, что у данного вида березы повышение температуры почвы вызывает сужение границ оптимума по свету (от 413–732 Вт м<sup>-2</sup> при температуре почвы 15 °C до 305–522 Вт м<sup>-2</sup> при T<sub>s</sub>=25 °C), тогда как у саженцев березы повислой наблюдается расширение границ оптимума по температуре в основном в сторону пониженных значений (от 16.3–25.0 °C при температуре почвы 15 °C до 5.6–29.6 °C при T<sub>s</sub>=25 °C).

Изучение влияния температуры воздуха на видимый фотосинтез исследуемых видов берез при двух уровнях температуры почвы (15 и 25 °C) и разной освещенности — из района потенциального максимума и областей предполагаемого оптимума — свидетельствует о значительном воздействии всех исследуемых факторов среды на видимый фотосинтез растений (Рис. 4.1). Анализ полученных зависимостей показал, что при температуре почвы 15 °C (Рис. 4.1А, 4.1В), обеспечивающей максимум нетто-фотосинтеза у обоих видов саженцев, наиболее сильное влияние на процесс продуктивности оказывает именно температура воздуха. Об этом свидетельствует сближенность кривых на графиках при всех рассматриваемых уровнях освещенности. Однако при повышении температуры почвы значительно разнообразней становится влияние освещенности

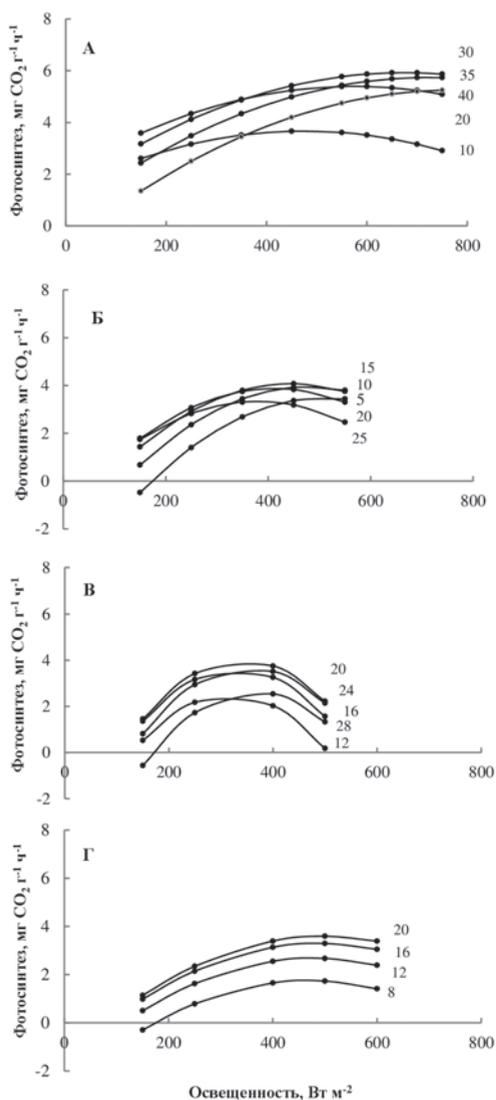
(Рис. 4.1Б, 4.1Г). Так, у более светолюбивых саженцев березы пушистой максимум нетто-фотосинтеза при высокой освещенности (выше  $500 \text{ Вт м}^{-2}$ ) смещается в сторону пониженных значений температуры воздуха и резко снижается при ее возрастании. В тоже время у саженцев березы повислой при повышении температуры почвы ( $25 \text{ }^\circ\text{C}$ ) существенно уменьшается влияние температуры воздуха и возрастает необходимость в усилении освещенности до  $450\text{--}500 \text{ Вт м}^{-2}$  в границах оптимума. Однако более высокий ( $800 \text{ Вт м}^{-2}$ ) и пониженный уровень освещенности ( $300 \text{ Вт м}^{-2}$ ) снижает нетто-фотосинтез растений.

Для иллюстрации влияния интенсивности освещенности на нетто-фотосинтез саженцев двух видов берез также были построены графики по экспериментальной модели (Рис. 4.2). Анализ полученных графиков показал, что у двух видов саженцев сильно различается зависимость световой зоны оптимума фотосинтеза от температуры почвы. Так, экспериментальные точки максимума нетто-фотосинтеза при температуре почвы  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  у саженцев березы повислой практически попадают в центр светового оптимума, тогда как растения березы пушистой требуют более высокой освещенности (Рис. 4.2А, 4.2В). И напротив, у саженцев березы пушистой экспериментальные точки попадают в центр светового оптимума при температуре почвы  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  и средних значениях температуры воздуха ( $15\text{--}25 \text{ }^\circ\text{C}$ ), в то время как растениям березы повислой в этом случае необходим более высокий уровень светового потока (Рис. 4.2Б, 4.2Г).

Таким образом, несмотря на сходство природных ареалов и условий обитания березы повислой и березы пушистой, исследуемые виды значительно отличаются по своим эколого-физиологическим характеристикам. Проведение активных многофакторных планируемых экспериментов позволило выявить различия как интенсивности максимума и оптимума нетто-фотосинтеза, так и свето-температурных условий, обеспечивающих их достижение. Кроме



**Рис. 4.1.** Влияние температуры воздуха на видимый фотосинтез двухлетних саженцев березы пушистой (А, Б) и березы повислой (В, Г) в зависимости от температуры почвы и освещенности: А, В — при температуре почвы  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  и освещенности  $250\text{--}600 \text{ Вт м}^{-2}$ ; Б, Г — при температуре почвы  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  и освещенности  $200\text{--}800 \text{ Вт м}^{-2}$ .



**Рис. 4.2.** Влияние интенсивности света на видимый фотосинтез двухлетних саженцев березы пушистой (А, Б) и березы повислой (В, Г) в зависимости от температуры почвы и воздуха: А, В — при температуре почвы 15 °С и воздуха 10–40 °С; Б, Г — при температуре почвы 25 °С и воздуха 8–25 °С.

а также водного потенциала растения и обеспеченности его основными элементами минерального питания (Schulze et al., 2005; Nikosaka et al., 2006; Bernacchi et al., 2009; Niinemets et al., 2009; и др.). Следует отметить также сходство пигментного комплекса

того, проведение камерального эксперимента позволило показать значительное влияние температуры почвы на процесс продуктивности исследуемых растений и на характер взаимосвязи этого процесса с ведущими факторами среды.

**Физиологические особенности березы повислой и березы пушистой на ранних этапах онтогенеза.** Для получения комплекса основных экофизиологических параметров исследуемых видов берез нами было проведено исследование при сходных атмосферных и почвенных условиях в естественной среде (Придача и др., 2017). Сравнительный анализ полученных показателей, характеризующих особенности  $\text{CO}_2$ -газообмена и водного обмена листа, а также особенности фотосинтетического аппарата, в зависимости от вида растений выявил целый ряд закономерностей (Таблица 4.3). Так, наибольшие значения устьичной проводимости ( $g_s$ ) были отмечены у березы повислой, тогда как значения для березы пушистой были значимо меньше ( $p < 0.05$ ) на 15%. При этом у березы пушистой по сравнению с березой повислой отмечено небольшое значимое ( $p < 0.05$ ) снижение интенсивности фотосинтеза ( $A$ ) и транспирации ( $E$ ) листа (на 2 и 11%, соответственно), и, напротив, увеличение эффективности использования воды растениями ( $WUE$ ), а также оводненности листа ( $WC_f$ ), составившее, соответственно 6 и 30%.

Содержание  $\text{CO}_2$  в межклетниках ( $C_i$ ) оказалось одинаковым у разных видов берез и находилось в пределах диапазона, характерного для растений  $\text{C}_3$ -типа (Larcher, 1995). При этом ряд авторов отмечает варьирование этого показателя в зависимости от внешних условий, в частности, от интенсивности освещенности, температуры и влажности воздуха,

**Таблица 4.3.** Показатели  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  обмена и содержание зеленых пигментов листа растений рода *Betula* L.

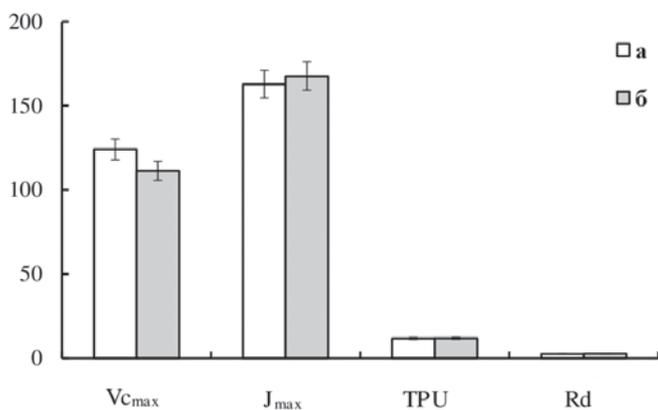
Показатель	<i>B. pendula</i>	<i>B. pubescens</i>
$g_s$ , моль $\text{H}_2\text{O}$ $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$	$0.33 \pm 0.01$	$0.28 \pm 0.01^{***}$
$A$ , мкмоль $\text{CO}_2$ $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$	$18.89 \pm 0.11$	$18.53 \pm 0.07^{**}$
$E$ , млмоль $\text{H}_2\text{O}$ $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$	$2.47 \pm 0.07$	$2.24 \pm 0.03^{***}$
$WUE$ , мкмоль $\text{CO}_2$ млмоль $^{-1}$ $\text{H}_2\text{O}$	$7.83 \pm 0.19$	$8.33 \pm 0.13^*$
$WC_f$ , $\Gamma_{\text{воды}} \Gamma_{\text{сух.массы}}^{-1}$	$1.10 \pm 0.08$	$1.46 \pm 0.09^*$
$C_i$ , мкмоль $\text{CO}_2$ моль $^{-1}$	$267.56 \pm 3.82$	$259.39 \pm 3.90$
$\text{Хл}_a$ , мг $\Gamma_{\text{сыр.массы}}^{-1}$	$2.06 \pm 0.14$	$2.23 \pm 0.22$
$\text{Хл}_b$ , мг $\Gamma_{\text{сыр.массы}}^{-1}$	$0.79 \pm 0.09$	$0.76 \pm 0.06$
$\text{Хл}_a + \text{Хл}_b$ , мг $\Gamma_{\text{сыр.массы}}^{-1}$	$2.85 \pm 0.20$	$2.98 \pm 0.23$
$\text{Хл}_a / \text{Хл}_b$	$3.13 \pm 0.17$	$3.13 \pm 0.36$

Примечание.  $g_s$  — устьичная проводимость,  $A$  — интенсивность фотосинтеза,  $E$  — интенсивность транспирации,  $WUE$  — эффективность использования воды,  $WC_f$  — содержание воды,  $C_i$  — содержание  $\text{CO}_2$  в межклетниках,  $\text{Хл}_a$  — хлорофилл  $a$ ,  $\text{Хл}_b$  — хлорофилл  $b$ ,  $\text{Хл}_a + \text{Хл}_b$  — сумма зеленых пигментов,  $\text{Хл}_a / \text{Хл}_b$  — соотношение пигментов,

\*  $p < 0.05$ , \*\*  $p < 0.01$ , \*\*\*  $p < 0.001$ .

исследуемых берез. Проведенное нами сопоставление содержания элементов С, N, P, K и соотношения N: P: K в тканях и органах березы повислой и березы пушистой также не выявило значимых ( $p > 0.05$ ) межвидовых различий (Придача и др., 2017).

Для моделирования нетто-фотосинтеза листьев деревьев и почвенной растительности используется хорошо известный подход Фаркхара (Farquhar et al., 1980, 2001), предполагающий, что нетто-фотосинтез листа определяется скоростью карбоксилирования рибулозобифосфаткарбоксилазы/оксигеназы (РБФК/О), скоростью переноса электронов для регенерации акцептора рибулозо-1,5-бифосфата (РБФ) при световом насыщении и темнового дыхания. В качестве дополнительного лимитирующего фактора фотосинтеза рассматривается также доступность внутренних неорганических фосфатов для цикла Кальвина (Sharkey, 1985). Проведенный нами анализ параметров углекислотной кривой  $\text{CO}_2$ -газообмена ( $A/C_i$ ), рассчитанных по методике, описанной Шаркей с соавторами (Sharkey et al., 2007), показал (Рис. 4.3), что у березы повислой и березы пушистой довольно слабые различия между значениями максимальной скорости переноса электронов для регенерации акцептора РБФ при световом насыщении ( $J_{max}$ ) (162.9 и 167.6 мкмоль  $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ , соответственно), скорости утилизации триозофосфатов (TPU) (11.7 и 11.8 мкмоль  $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ , соответственно), и схожие значения скорости темнового дыхания ( $R_d$ ) (2.6 и 2.6 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ , соответственно). В то же время сравнение значений максимальной скорости карбоксилирования РБФК/О ( $V_{c_{max}}$ ) вы-



**Рис. 4.3.** Параметры модели фотосинтеза березы повислой (а) и березы пушистой (б) при температуре листа 25 °С.

явило максимальные значения показателя у березы повислой ( $124.6 \text{ мкмоль CO}_2 \text{ м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ) по сравнению с березой пушистой, значения которой были меньше на 10%. Этот факт хорошо согласуется с ранее нами отмеченными более высокими значениями интенсивности фотосинтеза березы повислой.

Таким образом, проведенное исследование функциональных характеристик березы повислой и березы пушистой на ранних этапах онтогенеза позволило выявить целый ряд межвидовых различий. Анализ основных экофизиологических параметров, характеризующих процессы  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  обмена, показал, что саженцы березы повислой характеризуются более высокими значениями устьичной проводимости, интенсивности фотосинтеза и транспирации, максимальной скорости карбоксилирования РБФК/О, что свидетельствует о более активном функциональном состоянии фотосинтетического аппарата по сравнению с березой пушистой в исследуемых условиях произрастания. При этом у березы пушистой была отмечена более высокая эффективность использования воды, что свидетельствует о меньших транспирационных потерях воды при ассимиляции углерода.

**Исследование показателей  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ -обмена березы повислой и березы пушистой при разной обеспеченности среды азотом.** Для выявления влияния азота на взаимосвязь показателей  $\text{CO}_2$ -газообмена и водного режима берез в естественных условиях произрастания нами был проведен эксперимент с внесением азотнокислого аммония ( $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ) в почву (Придача и др., 2014). При улучшении условий минерального питания у березы повислой и березы пушистой было установлено значимое ( $p < 0.05$ ) увеличение содержания  $N$  в листе опытных растений по сравнению с контролем на 12 и 17% соответственно (Таблица 4.4). Однако при межвидовом сравнении исследуемых берез как в контрольном, так и в опытном варианте различий выявлено не было ( $p > 0.05$ ).

Сравнительный анализ устьичной проводимости ( $g_s$ ), интенсивности фотосинтеза ( $A$ ) и транспирации ( $E$ ) листа в вариантах за весь период исследований показал одинаковую реакцию березы повислой и березы пушистой на внесение азотных удобрений. Так, величины  $g_s$ , интенсивности  $A$  и  $E$  листа березы повислой и березы пушистой в опыте в сравнении с контролем значимо увеличились ( $p < 0.05$ ), соответственно на 27, 14, 17 и 13, 7, 13%. Факт увеличения  $g_s$ , интенсивности  $A$  и  $E$  у берез с внесением азотных

**Таблица 4.4.** Содержание  $N$  и показатели  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  обмена листа *Betula pendula* и *B. pubescens* в контроле (над чертой) и опыте (под чертой)

Показатели	<i>B. pendula</i>	<i>B. pubescens</i>
$N, \%$	<u><math>2.47 \pm 0.07</math></u> $2.77 \pm 0.11$	<u><math>2.37 \pm 0.09</math></u> $2.77 \pm 0.09$
$g_s$ , моль $\text{H}_2\text{O} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$	<u><math>0.22 \pm 0.01</math></u> $0.28 \pm 0.02$	<u><math>0.24 \pm 0.01</math></u> $0.27 \pm 0.01$
$A$ , мкмоль $\text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$	<u><math>17.31 \pm 0.54</math></u> $19.70 \pm 0.64$	<u><math>19.58 \pm 0.46</math></u> $20.83 \pm 0.49$
$E$ , млмоль $\text{H}_2\text{O} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$	<u><math>2.31 \pm 0.14</math></u> $2.71 \pm 0.16$	<u><math>2.42 \pm 0.11</math></u> $2.75 \pm 0.16$
$WUE$ , мкмоль $\text{CO}_2$ млмоль $^{-1}$ $\text{H}_2\text{O}$	<u><math>8.41 \pm 0.50</math></u> $7.80 \pm 0.32$	<u><math>8.50 \pm 0.31</math></u> $8.11 \pm 0.42$
$\Psi$ , МПа	<u><math>-1.09 \pm 0.03</math></u> $-1.19 \pm 0.03$	<u><math>-1.04 \pm 0.03</math></u> $-0.95 \pm 0.04$
$WC_f$ , $\Gamma_{\text{воды}} \Gamma^{-1}$ сух.массы	<u><math>1.59 \pm 0.05</math></u> $1.51 \pm 0.03$	<u><math>2.06 \pm 0.09</math></u> $1.80 \pm 0.04$
$WC_s$ , $\Gamma_{\text{воды}} \Gamma^{-1}$ сух.массы	<u><math>0.38 \pm 0.02</math></u> $0.38 \pm 0.02$	<u><math>0.52 \pm 0.02</math></u> $0.45 \pm 0.02$
$WSD, \%$	<u><math>19.47 \pm 0.67</math></u> $19.95 \pm 0.70$	<u><math>20.45 \pm 0.55</math></u> $19.89 \pm 0.81$

Примечание.  $g_s$  — устьичная проводимость,  $A$  — интенсивность фотосинтеза,  $E$  — интенсивность транспирации,  $WUE$  — фотосинтетическая эффективность использования воды,  $\Psi$  — водный потенциал облиственных побегов,  $WC_f$  — содержание воды,  $WC_s$  — насыщающее содержание воды,  $WSD$  — водный дефицит.

удобрений согласуется с экспериментальными данными других авторов по древесным растениям в условиях достаточной влагообеспеченности и высокой доступности азота (Wendler, Millard, 1996; Portsmouth, Niinemets, 2007; Harrison et al., 2009). Диапазоны варьирования  $g_s$ , интенсивности  $A$  и  $E$  листа двух видов берез за период исследования были близкие и составили для березы повислой  $0.15\text{--}0.46$  моль  $\text{H}_2\text{O} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ,  $12.7\text{--}24.3$  мкмоль  $\text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  и  $1.6\text{--}4.9$  млмоль  $\text{H}_2\text{O} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , для березы пушистой —  $0.13\text{--}0.48$  моль  $\text{H}_2\text{O} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ,  $14.4\text{--}25.8$  мкмоль  $\text{CO}_2 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  и  $1.5\text{--}5.2$  млмоль  $\text{H}_2\text{O} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  соответственно. Однако, при межвидовом сравнении показателей  $g_s$ ,  $A$  и  $E$  листа берез значимые различия ( $p < 0.05$ ) были выявлены только для интенсивности  $A$  как в контроле, так и в опыте. Так, средние значения интенсивности  $A$  листа березы пушистой в контроле и опыте, по сравнению с березой повислой, за период исследований были выше, соответственно, на 13 и 6%. При сравнительном анализе фотосинтетической эффективности использования воды ( $WUE$ ) в зависимости от обеспеченности растений азотом в почве значимых различий для обоих видов берез не выявлено ( $p > 0.05$ ). Этот факт свидетельствует об одинаковой потере воды видами берез при ассимиляции единицы углерода независимо

от экспериментального воздействия. Диапазон варьирования  $WUE$  листа березы повислой и березы пушистой за период наблюдений составил соответственно 0.5–1.23 и 0.5–1.28 мкмоль  $CO_2$  млмоль<sup>-1</sup>  $H_2O$ .

Более высокие значения интенсивности  $A$  листа березы пушистой по сравнению с березой повислой при одинаковых значениях  $g_s$ , вероятно, могут быть обусловлены структурными особенностями листа, в частности, соотношением фотосинтетических тканей листа, механических и проводящих элементов. Косвенным образом этот факт подтверждает работа С.В. Мигалиной с соавт. (2010), в которой на основании структурного анализа морфологии листа были выявлены межвидовые различия в формировании листовой пластинки березы повислой и березы пушистой в широтном градиенте. Авторами был сделан вывод о существовании у исследованных видов разных механизмов структурной адаптации листьев к климату и погодным условиям.

Анализ вегетационной динамики водного потенциала облиственных побегов ( $\Psi$ ), водного дефицита ( $WSD$ ), содержания воды ( $WC_f$ ) и насыщающего содержания воды ( $WC_s$ ) листа берез в вариантах (контроль, опыт) выявил разную реакцию березы повислой и березы пушистой на подкормку азотным удобрением (Таблица 4.4). Так, у березы повислой в опыте значения  $\Psi$  по сравнению с контролем уменьшились на 9% ( $p < 0.05$ ), тогда как  $WC_f$  и  $WC_s$  листа не изменились ( $p > 0.05$ ). В тоже время у березы пушистой в опыте значения  $\Psi$  по сравнению с контролем увеличились на 9% ( $p < 0.05$ ), тогда как  $WC_f$  и  $WC_s$  листа уменьшились на 13 и 14% ( $p < 0.05$ ) соответственно. При этом  $WSD$  листа обеих берез не зависел от уровня азотного питания ( $p > 0.05$ ) и составил в среднем за исследуемый период для березы повислой и березы пушистой 19.7 и 20.2% соответственно. При межвидовом сравнении берез в вариантах более высокие значения  $WC_f$  и  $WC_s$  листа были выявлены для березы пушистой как в контроле, так и в опыте, соответственно на 30, 36 и 19, 18% ( $p < 0.05$ ). Следует отметить, что внесение удобрения снижало межвидовые различия показателей  $WC_f$  и  $WC_s$  листа берез. Различий  $\Psi$  облиственного побега между березами в контроле выявлено не было ( $p > 0.05$ ), тогда как в опыте средние значения  $\Psi$  березы пушистой по сравнению с березой повислой были выше на 20% ( $p < 0.05$ ). Значения  $WSD$  листа в вариантах не зависели от вида берез ( $p > 0.05$ ), однако можно отметить слабую тенденцию увеличения этого показателя для березы повислой и, напротив, снижения для березы пушистой при внесении азотного удобрения.

Разный характер воздействия азотной подкормки на показатели  $\Psi$ ,  $WC_f$  и  $WC_s$  листа двух берез обусловлен, вероятно, различиями стратегий адаптации к факторам среды и эколого-физиологическими свойствами этих видов (Евстигнеев, 2004; и др.). Отмечают также биохимические особенности исследуемых берез уже на ранних этапах онтогенеза (Галибина, Софронова, 2011). Так, было показано, что у березы повислой аттрагирующим центром фотоассимилятов является ствол, тогда как у березы пушистой — крона. Вследствие этого можно предположить, что у березы повислой при внесении азотного удобрения на фоне увеличения  $g_s$  и  $E$  листа сохранение водного и метаболического статуса листа ( $WC_f$ ,  $WC_s$ ) на постоянном уровне реализуется посредством снижения гидравлической проводимости облиственного побега или увеличения сопротивления потоку воды, результатом чего является снижение  $\Psi$ . Напротив, у березы пушистой в опыте на фоне увеличения  $g_s$  и  $E$  листа снижение значений  $WC_f$  и  $WC_s$  листа свидетельствует, вероятно, об уменьшении объема клеток, что приводит к увеличению концентрации клеточного сока и повышает сосущую силу листа. Это,

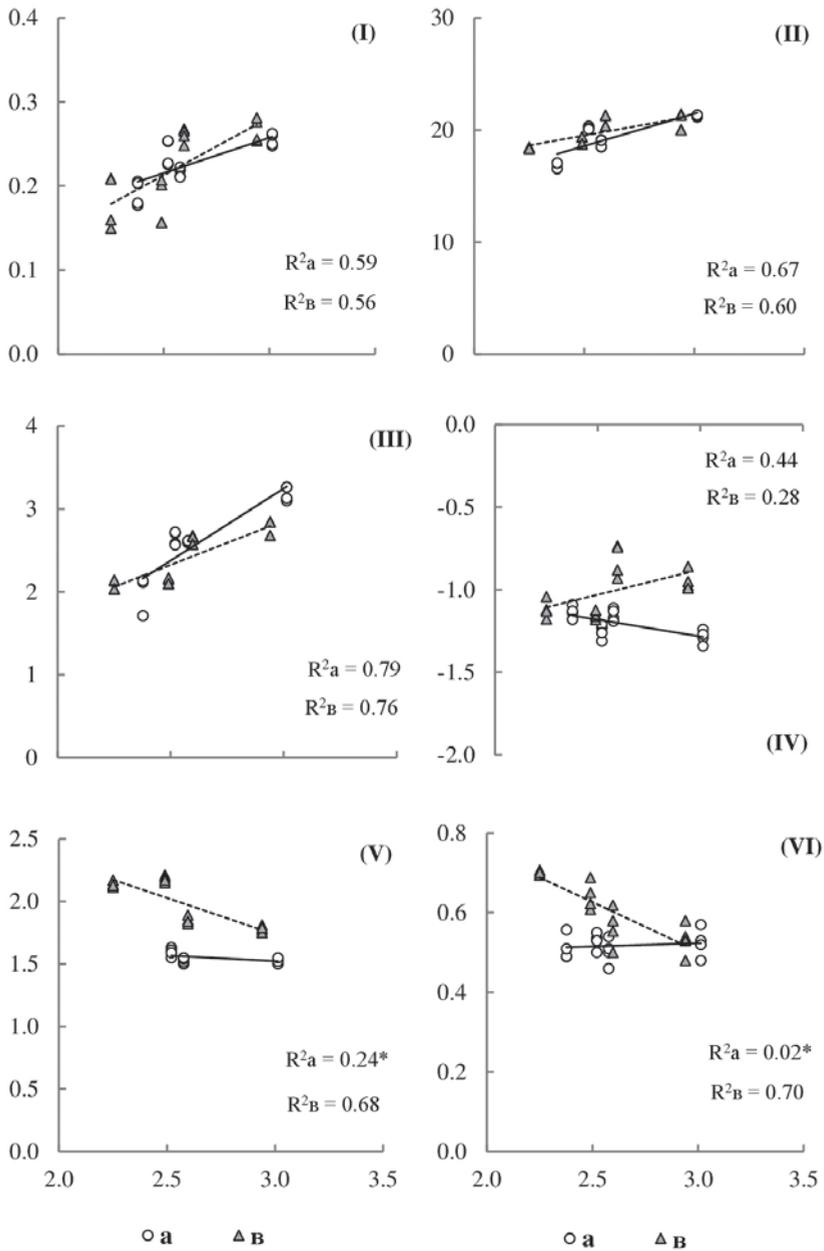
в свою очередь, компенсируется ростом гидравлической проводимости облиственного побега, что проявляется в увеличении  $\Psi$ . Предложенные нами взаимосвязи показателей водообмена согласуются с существующими представлениями о его регуляции и гидравлической архитектуре древесных растений (Wullschlegel et al., 1998; Cruiziat et al., 2002; Sperry et al., 2002). Таким образом, при воздействии азотного удобрения как у березы повислой, так и у березы пушистой отмеченные изменения позволяют сохранять устьица открытыми и поддерживать  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ -обмен в условиях достаточной влагообеспеченности. При этом независимость  $WSD$  листа берез от экспериментального воздействия позволяет допустить сохранение равновесного состояния водного баланса в опытных условиях, что, очевидно, обусловлено количеством внесенного удобрения.

Дальнейшая обработка полученных данных методом регрессионного анализа позволила получить ряд уравнений вида  $y = ax + b$ , отражающих зависимость показателей  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена от содержания азота в листе, где в качестве  $x$  было принято содержание азота в листе,  $y$  — исследуемые параметры ( $g_s, A, E, \Psi, WC_f, WC_s$ ),  $a$  и  $b$  — коэффициенты регрессии (Рис. 4.4). Статистическая оценка уравнений показала высокую степень их достоверности: коэффициенты детерминации ( $R^2$ ) в большинстве случаев 0.6–0.8, эмпирические значения критерия Фишера во всех вариантах были выше табличного при уровне значимости  $p < 0.05$ .

Для исследуемых видов берез выявлена тесная зависимость  $g_s$ , интенсивности  $A$  и  $E$  листа от содержания  $N$  в листе, о чем свидетельствуют значения  $R^2$  для березы повислой и березы пушистой, соответственно, 0.59, 0.67, 0.79 и 0.56, 0.60, 0.77. Тесная зависимость  $WC_f$  и  $WC_s$  от содержания азота в листе получена также для березы пушистой —  $R^2$  составил 0.68 и 0.70 соответственно. У березы повислой, напротив, показатели  $WC_f$  и  $WC_s$  листа не связаны с содержанием азота в листе ( $p > 0.05$ ). При этом более тесная отрицательная зависимость  $\Psi$  облиственного побега от содержания азота в листе отмечена для березы повислой ( $R^2 = 0.44$ ,  $r = -0.66$ ,  $p < 0.05$ ) по сравнению с березой пушистой, для которой установлена положительная зависимость  $\Psi$  от физиологически действующего фактора ( $R^2 = 0.28$ ,  $r = 0.53$ ,  $p < 0.05$ ).

Таким образом, проведенное исследование показателей  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена листа березы повислой и березы пушистой при разной обеспеченности среды азотом выявило их разную чувствительность к изменениям условий произрастания. В целом, при улучшении условий минерального питания у березы повислой и березы пушистой установлено увеличение  $g_s$  листа, приводящее к увеличению интенсивности  $A$  и  $E$ . При этом у березы пушистой рост интенсивности  $E$  листа сопровождался увеличением  $\Psi$  облиственного побега и снижением  $WC_f$  и  $WC_s$  листа. В тоже время у березы повислой при увеличении интенсивности  $E$  листа отмечены снижение  $\Psi$  облиственного побега и стабилизация  $WC_f$  и  $WC_s$  листа. Выявленные межвидовые различия в динамике некоторых показателей водообмена, вероятно, обусловлены снижением гидравлической проводимости облиственного побега у березы повислой и изменением парциальных объемов клеток листа у березы пушистой.

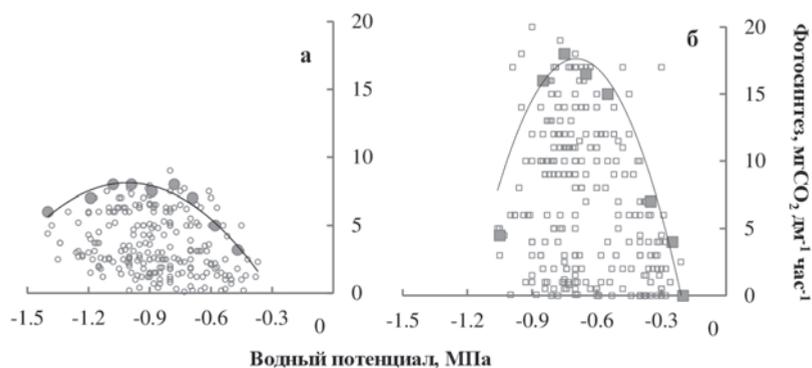
**Исследование влияния водного дефицита хвои (листа) на фотосинтез сосны обыкновенной и березы повислой.** Анализ многолетних данных суточной динамики водных потенциалов охвоенных (облиственных) побегов ( $\Psi_{\text{ноб}}$ ) хвойного и листового видов выявил постоянство диапазонов их предрассветных ( $\Psi_{\text{ноб.max}}$ ) и дневных ( $\Psi_{\text{ноб.min}}$ ) значений, которые составили для сосны  $-0.3 \dots -0.7$  и  $-0.65 \dots -1.5$  МПа, для березы  $-0.1 \dots -0.45$  и  $-0.5 \dots -1.6$  МПа соответственно (Сазонова и др., 2005, 2011, 2015, 2017).



**Рис. 4.4.** Зависимость устьичной проводимости ( $g_s$ ), интенсивности фотосинтеза ( $A$ ), транспирации ( $E$ ), водного потенциала облиственных побегов ( $\Psi$ ), содержания воды ( $WC_p$ ), насыщающего содержания воды ( $WC_s$ ) листа *Betula pendula* (а) и *B. pubescens* (в) от содержания N в листе контрольных и опытных растений. По оси абсцисс — содержание N в листе, % сухой биомассы. По оси ординат: I — устьичная проводимость, моль  $H_2O$   $m^{-2} c^{-1}$ ; II — интенсивность фотосинтеза, мкмоль  $CO_2$   $m^{-2} c^{-1}$ ; III — интенсивность транспирации, млмоль  $H_2O$   $m^{-2} c^{-1}$ ; IV — водный потенциал, МПа; V — содержание воды,  $\Gamma_{\text{воды}} \Gamma_{\text{сух. массы}}^{-1}$ ; VI — насыщающее содержание воды,  $\Gamma_{\text{воды}} \Gamma_{\text{сух. массы}}^{-1}$ . \* — регрессия не значима ( $p > 0.05$ ).

Изменения переменных водного обмена, происходящие в течение суток и вегетационного периода были связаны, прежде всего, с изменением погодных условий, и не зависели от колебаний запасов влаги в почве. Сопряженное исследование предрассветных величин  $\Psi_{\text{ноб. max}}$  и запасов влаги в 0–50 мм слое почвы в зоне наибольшего распространения корней деревьев не выявило зависимости между этими показателями. Полученное «несоответствие» между влагообеспеченностью почвы и  $\Psi_{\text{ноб. max}}$  в условиях достаточного почвенного увлажнения обусловлено, вероятно, недостаточным продолжительным темновым периодом северного лета для восстановления водного потенциала растений и установления равновесия показателя в системе «почва — растение» (Richter, 1997). Предрассветное неравновесие между  $\Psi_{\text{max}}$  древесного растения и  $\Psi_n$  почвы связывают также с ночной транспирацией (Donovan et al., 2001; Vucci et al., 2005). Наряду с этим, несмотря на высокий уровень запасов влаги в почве, полученный результат указывает на наличие водного дефицита в самих растениях.

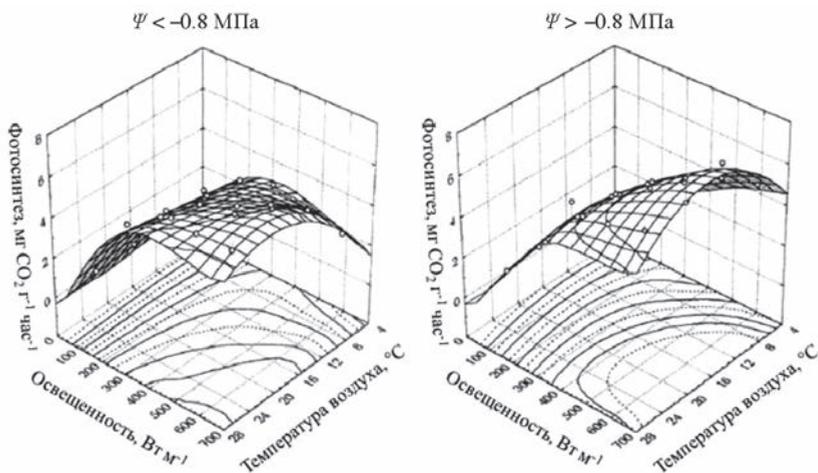
Наличие постоянного водного дефицита в растениях оказывало влияние на фотосинтез ( $P$ ) сосны и березы. Синхронная регистрация суточной динамики  $P$  и  $\Psi_{\text{ноб.}}$  сосны и березы показала, что от уровня водного дефицита, сформировавшегося к предрассветному часу, в определенной мере зависело время наступления максимума фотосинтеза ( $P_{\text{max}}$ ) и его величина. В условиях высокого водного дефицита, на что указывали величины  $\Psi_{\text{max}}$ , равные  $-0.6 \dots -0.7$  МПа у сосны (Сазонова и др., 2017) и  $-0.35 \dots -0.45$  МПа у березы (Сазонова и др., 2015), время наступления максимального фотосинтеза сдвигалось на более ранние утренние часы. При этом депрессия фотосинтеза продолжалась более длительное время, что приводило к снижению его среднедневной продуктивности. Нами также отмечено, что реализация максимального за сутки фотосинтеза ( $P_{\text{max}}$ ) происходила в определенном диапазоне  $\Psi$ , который не зависел от года наблюдений (Рис. 4.5). При этом для сосны он был достаточно широким ( $-0.7 \dots -1.1$  МПа), и в среднем составил  $-0.9 \pm 0.1$  МПа. Следует отметить, что в кратковременные периоды «атмосферных засух» при нарастании дефицита воды в растениях ( $\Psi_{\text{min}}$ ) до  $-1.3 \dots -1.5$  МПа нами установлено снижение интенсивности фотосинтеза в дневное время по сравнению с  $P_{\text{max}}$  (Болондинский, Кайбияйнен, 2003). Так, например, сопоставление данных по водному и углеродному обмену сосны для дней, отличающихся уровнем водного дефицита в предрассветные



**Рис. 4.5.** Зависимость интенсивности фотосинтеза от водного потенциала побегов сосны (а) и березы (б).

часы ( $\Psi_{max}$ ), соответственно  $-0.35$  и  $-0.67$  МПа, выявило существенные различия и по величинам средневзвешенной продуктивности  $P$ , равной соответственно  $48$  и  $20$  мг  $\text{CO}_2$  г $^{-1}$  сутки $^{-1}$ . У растений березы максимальный фотосинтез ( $P_{max}$ ) отмечали при  $\Psi$ , равном  $-0.7 \pm 0.1$  МПа, что выше среднего за вегетацию  $\Psi_{об.мин}$ . Этот факт свидетельствует о большей требовательности березы к ее влагообеспеченности по сравнению с сосной.

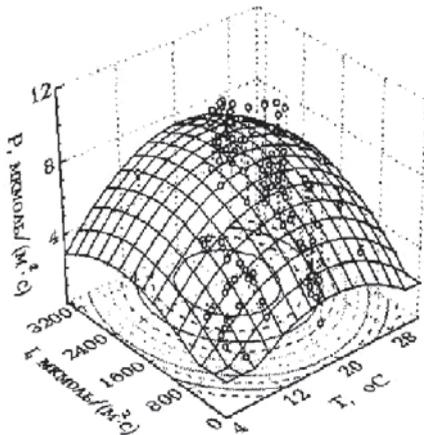
Существенное влияние на динамику фотосинтеза оказывают изменяющиеся в течение суток солнечная радиация ( $I$ ) и температура воздуха ( $T$ ). Используя метод кубических сплайнов, мы построили модель зависимости фотосинтеза от этих переменных  $P(I, T)$  при разных значениях  $\Psi$  охвоенных побегов сосны (Рис. 4.6). Анализ всей совокупности измерений показал, что проекции срезов модельных поверхностей  $P(I, T)$  имеют разный характер в зависимости от водного статуса сосны, в частности при значениях  $\Psi$  ниже или выше  $-0.8$  МПа (Болондинский, Кайбийянен, 2003; Сазонова и др., 2017). По мере уменьшения значений  $\Psi$  происходит снижение максимумов фотосинтеза и смещение их в область более низких величин освещенности, следствием чего было более раннее наступление максимумов фотосинтеза, а также сдвиг температурного максимума в область более низких значений температуры ( $10$  °С). Следует отметить, что в условиях низкой освещенности ( $I = 100\text{--}200$  Вт м $^{-2}$ ) фотосинтез с увеличением температуры воздуха в диапазоне  $4\text{--}28$  °С изменяется незначительно в обоих случаях  $\Psi < -0.8$  МПа  $>$   $\Psi$ . Однако с ростом освещенности ( $I > 200$  Вт м $^{-2}$ ) в большей степени начинает проявляться параболическая зависимость  $P(T)$ . Максимум фотосинтеза  $P(T)$  в широком диапазоне освещенности был выше при  $\Psi > -0.8$  МПа, чем при  $\Psi < -0.8$  МПа. Также и подъем температурной кривой при низких значениях  $\Psi$  и при  $I > 500$  Вт м $^{-2}$  был круче и начинался с более низкого начального уровня при  $4$  °С, чем при высоких значениях  $\Psi$ . При этом в условиях отсутствия водного стресса ( $\Psi > -0.8$  МПа) при постоянных значениях  $I$  и уменьшении  $T$  с  $26$  до  $14$  °С фотосинтез изменялся незначительно. При наличии же слабого дефицита воды в растении ( $\Psi < -0.8$  МПа) температурный фактор играет большую роль, и при заданных значениях освещен-



**Рис. 4.6.** Проекция срезов модельных поверхностей  $P(I, T)$  при разных значениях водного потенциала ( $\Psi$ ) охвоенных побегов сосны.

ности ( $I > 250$  Вт м<sup>-2</sup>) невозможно сохранение константных значений фотосинтеза при изменении температуры в каком-либо диапазоне. Таким образом, при усилении напряженности водных отношений ( $\Psi < -0.8$  МПа) в условиях высокой освещенности роль температуры становится более существенной в регуляции фотосинтеза.

Подобные закономерности в условиях достаточного почвенного увлажнения нами установлены и при исследовании CO<sub>2</sub>-газообмена березы повислой при значениях  $\Psi$  облиственного побега  $> -1.0$  МПа (Болондинский, 2010). Для периода с середины июля до конца августа, используя метод кубических сплайнов, мы построили модель зависимости фотосинтеза от интегральной солнечной радиации и температуры воздуха (Рис 4.7). Значения измерений фотосинтеза в сентябре в анализ не были включены, поскольку старение листьев привело к уменьшению их фотосинтетической активности и значительному усложнению модели. Анализ модели показал, что проекции срезов модельных поверхностей  $P(I, T)$  имеют эллипсообразный вид. Область оптимума фотосинтеза — проекция последнего среза на плоскость  $I$ – $T$  представлена практически овальной линией. Формы световых кривых фотосинтеза изменяются с ростом температуры, и температурных кривых — при изменении облученности. Небольшой загиб световых кривых в области высоких значений солнечной радиации можно объяснить тем, что данные значения соответствуют полуденным часам, когда отмечали депрессию фотосинтеза. Зона температурного оптимума березы составила 14–27 °С. Нижняя и верхняя граница светового оптимума для величин интегральной солнечной радиации составила 1350 и 3300 мкмоль×м<sup>-2</sup>×с<sup>-1</sup>, соответственно. При пересчете в ФАР значения нижней и верхней границ светового оптимума составили 740 и 1820 мкмоль×м<sup>-2</sup>×с<sup>-1</sup>, соответственно. В конце вегетации (20 августа–15 сентября) нами было отмечено смещение границ температурного оптимума в область более низких температур 10–20 °С. При этом нижняя граница светового оптимума изменилась незначительно — 1260 мкмоль×м<sup>-2</sup>×с<sup>-1</sup>, а верхняя существенно уменьшилась по сравнению с летним периодом и составила 2250



**Рис. 4.7.** Поверхность квадратичной функции  $P(I, T)$  и контуры срезов на плоскости температура воздуха ( $T$ ) — освещенность ( $I$ ). Контур верхнего среза показывает светотемпературные условия потенциальных максимумов и границ оптимумов фотосинтеза ( $P$ ) березы повислой.

мкмоль $\times$ м<sup>2</sup> $\times$ с<sup>-1</sup>, что связано с большим количеством пасмурных дней и общим уменьшением инсоляции. Этот факт обусловлен, вероятно, акклимацией фотосинтетического аппарата к изменяющимся условиям внешней среды (Künstle, Mitcherlich, 1975). В целом можно отметить, что на протяжении вегетационного сезона происходит смещение как свето-температурных условий внешней среды, обеспечивающих потенциальный максимум нетто-фотосинтеза березы, так и границ зон световых и температурных оптимумов. Ранее наши исследования (Болондинский, Кайбияйнен, 2003) зависимости фотосинтеза от внешних факторов среды, проведенные у сосны обыкновенной в течение нескольких периодов вегетации, также показали смещение границ температурных и световых оптимумов по мере потепления в весенний период и при похолодании осенью.

Таким образом, в условиях достаточного почвенного увлажнения нами выявлены диапазоны изменчивости параметров CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O-обмена деревьев сосны и березы в течение ряда вегетационных периодов. Выявленные отличия в величинах показателей водного обмена и фотосинтеза в большей степени обусловлены различиями эколого-биологических характеристик и поведенческих стратегий исследуемых видов. При этом, как у лиственного, так и у хвойного видов в ходе вегетации было выявлено смещение свето-температурных условий внешней среды, обеспечивающих потенциальный максимум нетто-фотосинтеза, и границ зон световых и температурных оптимумов, отражающее акклимацию фотосинтетического аппарата к изменяющимся факторам среды. Одинаковый характер динамики показателей водного и углеродного обмена разных видов древесных растений может быть обусловлен сходством эволюционно выработанных адаптаций к меняющимся условиям среды.

**Заключение.** Проведенное исследование эколого-физиологических характеристик CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O-обмена березы повислой (*Betula pendula* Roth), березы пушистой (*Betula pubescens* Ehrh.) и сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) позволило выявить целый ряд межвидовых различий. В результате полевых и лабораторных исследований были выявлены диапазоны варьирования показателей CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O-обмена березы повислой, березы пушистой и сосны обыкновенной, характерные для условий достаточного почвенного увлажнения и освещения. Были показаны межвидовые различия как интенсивности максимума и оптимума нетто-фотосинтеза, так и свето-температурных условий, обеспечивающих их достижение. При этом как у лиственного, так и у хвойного видов в ходе вегетации было выявлено смещение свето-температурных условий внешней среды, обеспечивающих потенциальный максимум нетто-фотосинтеза, и границ зон световых и температурных оптимумов, отражающее акклимацию фотосинтетического аппарата к изменяющимся факторам среды. Проведение камерального эксперимента позволило показать значительное влияние температуры почвы на процесс продуктивности исследуемых растений и характер взаимосвязи этого процесса с ведущими факторами среды. Кроме того, анализ показателей CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O-обмена растений рода *Betula* L. при сходных атмосферных и почвенных условиях выявил у березы повислой более высокие значения устьичной проводимости, интенсивности фотосинтеза и транспирации, максимальной скорости карбоксилирования РБФК/О, что свидетельствует о более активном функциональном состоянии фотосинтетического аппарата по сравнению с березой пушистой в исследуемых условиях произрастания. У березы пушистой отмечена более высокая эффективность использования воды, что свидетельствует о меньшей потере воды при ассимиляции углерода. При внесении в почву азотных удобрений для березы повислой и березы пушистой отмечено увеличение устьичной проводимости листа,

приводящее к увеличению интенсивности фотосинтеза и транспирации. При этом установлена видоспецифическая разнонаправленность динамики водного потенциала, оводненности и насыщающего содержания воды листа исследуемых видов. В качестве гипотезы, объясняющей межвидовые различия, было сделано предположение о снижении гидравлической проводимости облиственного побега у березы повислой и изменении парциальных объемов клеток листа у березы пушистой. Полученные в ходе полевых и лабораторных экспериментов параметры фотосинтеза и транспирации и их зависимости от условий внешней среды были использованы для параметризации процесс-ориентированной модели Mixfor-SVAT (Ольчев и др., 2008, 2009; Olchev et al., 2002, 2008) и ее дальнейшего применения для прогнозных оценок изменения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  обмена лесов Европейской территории России в условиях изменяющегося климата.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИЛ КарНЦ РАН (проект № 0220–2014–0001 и 0220–2014–0010).

### Литература

- Болондинский В.К. Динамика  $\text{CO}_2$ -газообмена побегов сосны обыкновенной в условиях среднетаежной зоны: Дисс. ... канд. биол. наук.— Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2004.— 198 с.
- Болондинский В.К. Исследование зависимости фотосинтеза от интенсивности солнечной радиации, температуры и влажности воздуха у растений карельской березы и березы повислой // Труды КарНЦ РАН. № 2. Сер. Экспериментальная биология.— 2010.— С. 3–9.
- Болондинский В.К., Кайбияйнен Л.К. Динамика фотосинтеза в сосновых древостоях // Физиология растений.— 2003.— Т 50.— № 1.— С. 105–114.
- Ветчинникова Л.В. Береза: вопросы изменчивости (морфофизиологические и биохимические аспекты).— М.: Наука, 2004.— 183 с.
- Гавриленко В.Ф., Жигалова Т.В. Большой практикум по фотосинтезу.— М.: Академия, 2003.— 241 с.
- Галибина Н.А., Софронова И.Н. Биохимические и структурные особенности растений рода *Betula L.* на начальных этапах онтогенеза // Структурные и функциональные отклонения от нормального роста и развития растений под воздействием факторов среды.— Матер. Междунар. конф.— Петрозаводск, 2011.— С. 84–88.
- Дроздов С.Н., Курец В.К. Некоторые аспекты экологической физиологии растений.— Петрозаводск: Изд-во ПетрГУ, 2003.— 172 с.
- Дроздов С.Н., Холопцева Е.С. Возможности использования многофакторного эксперимента в исследовании эколого-физиологических характеристик растений // Ученые записки ПетрГУ. Естественные и технические науки.— 2013.— № 2.— С. 11–15.
- Дроздов С.Н., Холопцева Е.С., Сазонова Т.А. Свето-температурная характеристика сеянцев березы пушистой *Betula pubescens* (Betulaceae) // Лесной журнал.— 2014.— № 1.— С. 27–36.
- Евстигнеев О.И. Популяционные стратегии видов деревьев // Восточноевропейские леса: история в голоцене и современность.— М.: Наука, 2004.— Кн. 1.— С. 176–205.
- Ивантер Э.В., Коросов А.В. Введение в количественную биологию.— Петрозаводск: Изд-во ПетрГУ, 2003.— 304 с.
- Козубов Г.М., Муратова Е.Н. Современные голосеменные (морфолого-систематический обзор и кариология).— Л.: Наука, 1986.— 192 с.

- Курец В. К., Попов Э. Г. Статистическое моделирование системы растение — среда. — Л.: Наука, 1991. — 152 с.
- Лантратова А. С. Деревья и кустарники Карелии. — Петрозаводск: Карелия, 1991. — 232 с.
- Леса и их многоцелевое использование на северо-западе европейской части таежной зоны России / Под ред. А. Н. Громцева. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. — 190 с.
- Лукина Н. В., Исаев А. С., Крышень А. М., Онучин А. А., Сирин А. А., Гагарин Ю. Н., Барталев С. А. Приоритетные направления развития лесной науки как основы устойчивого управления лесами // Лесоведение. — 2015. — № 4. — С. 243–254.
- Методы биохимического исследования растений. — Л.: Агропромиздат, 1987. — 430 с.
- Мигалина С. В., Иванова Л. А., Махнев А. К. Изменение морфологии листа *Betula pendula* Roth и *B. pubescens* Ehrh. вдоль зонально-климатической трансекты Урала и Западной Сибири // Экология. — 2010. — № 4. — С. 257–265.
- Молчанов А. Г. Баланс CO<sub>2</sub> в экосистемах сосняков и дубрав в разных лесорастительных зонах. — Тула: Гриф и К, 2007. — 284 с.
- Ольчев А. В., Курбатова Ю. А., Варлагин А. В., Выгодская Н. Н. Модельный подход для описания переноса CO<sub>2</sub> между лесными экосистемами и атмосферой // Лесоведение. — 2008. — № 3. — С. 3–13.
- Ольчев А. В., Курбатова Ю. А., Татаринов Ф. А., Молчанов А. Г., Варлагин А. В., Горшкова И. И., Выгодская Н. Н. Оценка первичной валовой и чистой продуктивности еловых лесов Центрально-Европейской части России с помощью полевых измерений и математической модели // Успехи современной биологии. — 2009. — № 6. — С. 565–577.
- Правдин Л. Ф. Сосна обыкновенная. Изменчивость, внутривидовая систематика и селекция. — М.: Наука, 1964. — 191 с.
- Придача В. Б., Болондинский В. К., Ольчев А. В., Сазонова Т. А. Структурно-функциональные особенности растений рода *Betula* L. на ранних этапах онтогенеза // Известия РАН. Серия биологическая. — 2017. — № 2. — С. 114–119.
- Придача В. Б., Новичонок Е. В., Сазонова Т. А. Влияние азота на водный и углеродный обмен листа *Betula pendula* и *B. pubescens* (Betulaceae) // Растит. ресурсы. — 2014. — № 2. — С. 194–204.
- Сазонова Т. А., Болондинский В. К., Придача В. Б. Влияние водного дефицита хвои на фотосинтез сосны обыкновенной в условиях достаточного почвенного увлажнения // Лесоведение. — 2017. — № 3. — С. 207–214.
- Сазонова Т. А., Болондинский В. К., Придача В. Б. Эколого-физиологическая характеристика сосны обыкновенной. — Петрозаводск: Verso, 2011. — 207 с.
- Сазонова Т. А., Кайбияйнен Л. К., Колосова С. В. Диагностика водного режима *Pinus sylvestris* (Pinaceae) // Бот. журн. — 2005. — Т. 90. — № 7. — С. 1012–1022.
- Сазонова Т. А., Софронова И. Н., Новичонок Е. В., Придача В. Б. Водный режим древесных растений в условиях достаточного почвенного увлажнения на северо-западе России // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. — 2015. — № 8–2. — С. 299–302.
- Справочник по удобрениям в лесном хозяйстве / Под ред. В. С. Победова. — М.: Агропромиздат, 1986. — 172 с.
- Суворова Г. Г. Фотосинтез хвойных деревьев в условиях Сибири. — Новосибирск: Гео, 2009. — 195 с.

- Холопцева Е. С., Дроздов С. Н., Сазонова Т. А., Хилков Н. И.* Влияние температуры почвы и других факторов среды на фотосинтез семян березы повислой // Ученые Записки ПетрГУ. Естественные и технические науки.— 2012.— № 8.— С. 28–32.
- Цельникер Ю. Л., Малкина И. С., Ковалев А. Г., Чмора С. Н., Мамаев В. В., Молчанов А. Г.* Рост и газообмен CO<sub>2</sub> у лесных деревьев.— М.: Наука, 1993.— 256 с.
- Цельникер Ю. Л., Малкина Л. С., Ковалев А. Г., Чмора С. Н., Мамаев В. В., Молчанов А. Г.* Дыхание корней и их роль в углеродном балансе древостоя // Лесоведение.— 2005.— № 6.— С. 11–18.
- Bernacchi C. J., Rosenthal D. M., Pimentel C., Long S. P., Farquhar G. D.* Modeling the temperature dependence of C<sub>3</sub> photosynthesis // Photosynthesis in Silico.— Dordrecht: Springer, 2009.— P. 231–246.
- Breda N., Huc R., Granier A., Dreyer E.* Temperate forest trees and stands under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences // Ann. For. Sci.— 2006.— V. 63.— P. 625–644.
- Bucci S., Goldstein G., Meinzer F., Franco A., Campanello P., Scholz F.* Mechanisms contributing to seasonal homeostasis of minimum leaf water potential and predawn disequilibrium between soil and plant water potential in Neotropical savanna trees // Trees.— 2005.— V. 19.— P. 296–304.
- Cruziat P., Cochard H., Ameglio T.* Hydraulic architecture of trees: main concepts and results // Ann. For. Sci.— 2002.— Vol. 59.— P. 723–752.
- Donovan L. A., Linton M. J., Richards J. H.* Predawn plant water potential does not necessarily equilibrate with soil water potential under well-watered conditions // Oecologia.— 2001.— V. 129.— P. 328–335.
- Farquhar G. D., von Caemmerer S., Berry J. A.* A biochemical model of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> plants // Planta.— 1980.— V. 149.— P. 78–90.
- Farquhar G. D., von Caemmerer S., Berry J. A.* Models of photosynthesis // Plant Physiology.— 2001.— V. 125.— P. 42–45.
- Harrison M. T., Edwards E. J., Farquhar G. D., Nicotra A. B., Evans J. R.* Nitrogen in cell walls of sclerophyllous leaves accounts for little of the variation in photosynthetic nitrogen-use efficiency // Plant, Cell and Envir.— 2009.— V. 32.— P. 259–270.
- Hikosaka K., Ishikawa K., Borjigidai A., Muller O., Onoda Y.* Temperature acclimation of photosynthesis: mechanisms involved in the changes in temperature dependence of photosynthetic rate // J. Exp. Bot.— 2006.— V. 57.— P. 291–302.
- Kramer P. J., Boyer J. S.* Water relations of plants and soil.— New York: Academic, 1995.— 495 p.
- Künstle E., Mitscherlich G.* Photosynthese, transpiration und atmung in einem mischbestand im schwarzwald. I. Photosynthese // Allg. Forst- u. J.-Ztg.— 1975.— Bd. 146.— S. 45–63.
- Laisk A., Oja V., Rasulov B., Ramma H., Eichelmann H., Kasparova I., Pettai H., Padu E., Vapaavuori E.* A computer-operated routine of gas exchange and optical measurements to diagnose photosynthetic apparatus in leaves // Plant, Cell and Envir.— 2002.— V. 25.— P. 923–943.
- Lloyd J., Farquhar G. D.* The CO<sub>2</sub> dependence of photosynthesis, plant growth responses to elevated atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations and their interaction with plant nutrient status // Funct. Ecol.— 1996.— V. 10.— P. 4–32.
- Millard P., Sommerkorn M., Grelet G.* Environmental change and carbon limitation in trees: a biochemical, ecophysiological and ecosystem appraisal // New Phytol.— 2007.— Vol. 175.— P. 11–28.

- Niinemets Ü.* Responses of forest trees to single and multiple environmental stresses from seedlings to mature plants: past stress history, stress interactions, tolerance and acclimation // *Forest Ecology and Management*.— 2010.— V. 260.— P. 1623–1639.
- Niinemets U., Diaz-Espejo A., Flexas J., Galmes J., Warren C.R.* Role of mesophyll diffusion conductance in constraining potential photosynthetic productivity in the field // *J. Exp. Bot.*— 2009.— V. 60.— P. 2249–2270.
- Olchev A.V., Deshcherevskaya O.A., Kurbatova Y.A., Molchanov A.G., Novenko E.Y., Pridacha V.B., Sazonova T.A.* CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O exchange in the forest ecosystems of southern taiga under climate change // *Doklady Biological Sciences*.— 2013.— V. 450.— P. 173–176.
- Olchev A., Ibrom A., Ross T., Falk U., Rakkibu G., Radler K., Grote S., Kreilein H., Gravenhorst G.* A modelling approach for simulation of water and carbon dioxide exchange between multi-species tropical rain forest and the atmosphere // *J. Ecological Modelling*.— 2008.— V. 212.— P. 122–130.
- Oltchev A., Cermak J., Gurtz J., Kiely G., Nadezhdina N., Tishenko A., Zappa M, Lebedeva N, Vitvar T., Albertson J.D., Tatarinov F., Tishenko D., Nadezhdin V., Kozlov B., Ibrom A., Vygodskaya N., Gravenhorst G.* The response of the water fluxes of the boreal forest region at the Volga's source area to climatic and land-use changes // *J. Phys. Chem. Earth*.— 2002.— V. 27(9–10).— P. 675–690.
- Portsmouth A., Niinemets U.* Structural and physiological plasticity in response to light and nutrients in five temperate deciduous woody species of contrasting shade tolerance // *Funct. Ecol.*— 2007.— V. 21.— P. 61–77.
- Richter H.* Water relations of plants in the field: some comments on the measurement of selected parameters // *Journal of Experimental Botany*.— 1997.— V. 48.— P. 1–7.
- Schulze E.-D.* The regulation of plant transpiration: interactions of feed forward, feedback and futile cycles // *Flux control in biological systems*.— San Diego, 1994.— P. 203–237.
- Schulze E.-D., Beck E., Hohenstein K.* *Plant Ecology*.— Berlin: Springer, 2005.— 702 p.
- Sellin A.* Hydraulic and stomatal adjustment of Norway spruce trees to environmental stress // *Tree Physiol.*— 2001.— V. 21.— P. 879–888.
- Sharkey T.D.* O<sub>2</sub>-insensitive photosynthesis in C<sub>3</sub> plants. Its occurrence and a possible explanation // *Plant Physiology*.— 1985.— V. 78.— P. 71–75.
- Sharkey T.D., Bernacchi C.J., Farquhar G.D., Singaas E.L.* Fitting photosynthetic carbon dioxide response curves for C<sub>3</sub> leaves // *Plant, Cell and Environment*.— 2007.— V. 30.— P. 1035–1040.
- Sperry J.S., Hacke U.G., Oren R., Comstock J.P.* Water deficits and hydraulic limits to leaf water supply // *Plant, Cell and Envir.*— 2002.— V. 25.— P. 251–263.
- Wang J.R., Hawkins C.D., Letchford T.* Photosynthesis, water and nitrogen use efficiencies of four paper birch (*Betula papyrifera*) populations grown under different soil moisture and nutrient regimes // *Forest Ecol. Manag.*— 1998.— V. 112.— P. 233–244.
- Wendler R., Millard P.* Impacts of water and nitrogen supplies on the physiology, leaf demography and nitrogen dynamics of *Betula pendula* // *Tree Physiol.*— 1996.— V. 16.— P. 153–159.
- Whitehead D., Jarvis P.G.* *Coniferous forest and plantations* // *Water deficits and plant growth*.— New York: Academic Press, 1981.— V. 6.— P. 50–151.
- Wullschlegel S.D., Meinzer F.C., Vertessy R.A.* A review of whole-plant water use studies in trees // *Tree Physiol.*— 1998.— V. 18.— P. 499–512.

## 5. ЭНЕРГО-МАССООБМЕН С АТМОСФЕРОЙ НА ВЫРУБКЕ В ПОДЗОНЕ ЮЖНОЙ ТАЙГИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Мамкин В.В., Авиллов В.К., Байбар А.С., Иванов Д.Г.,  
Ольчев А.В., Курбатова Ю.А.

### Введение

Природные экосистемы являются ключевыми регуляторами климата на нашей планете. Вырубка леса приводит к изменению обменных (биогеохимических и биогеофизических) процессов (Carlson, Groot, 1997; IPCC, 2013; Williams et al., 2013), оказывает значительное влияние на потоки энергии, влаги и диоксида углерода ( $\text{CO}_2$ ) на локальном и региональном уровнях, воздействуя тем самым на климатическую систему. Это влияние в значительной степени определяется локальными климатическими условиями, структурой и видовым составом древостоя, условиями увлажнения, видом проводимых лесохозяйственных мероприятий (Keenan and Kimmins, 1993). Исследования, проведенные (Carlson, Groot, 1997), а также (Radler et al., 2010) показали, что размер и форма сплошной вырубки оказывают значительное влияние на микроклимат лесных экосистем, меняя режим солнечной радиации, ветровой и турбулентный режим, условия почвенного увлажнения, температуру приземного слоя воздуха и почвы. Так в работах (Amiro, 2001; Amiro et al., 2006) показано, что на сплошной вырубке в осиннике наблюдалось уменьшение потоков явного тепла ( $H$ ), затрат тепла на испарение ( $LE$ ) и увеличение потока тепла в почву ( $G$ ) по сравнению с ненарушенной лесной экосистемой. Также на сплошной вырубке отмечается значительное снижение скорости депонирования  $\text{CO}_2$  в дневное время при небольших изменениях ночного потока. Анализируя временную изменчивость потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  на сплошной вырубке, Williams et al. (2014) отмечали, что наиболее резкие изменения потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  происходят в первые годы после проведения лесохозяйственных мероприятий. В балансе  $\text{CO}_2$  отмечается увеличение валовой первичной продуктивности ( $GPP$ ) при относительно стабильной эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы. При этом как показал Amiro (2010) на основе анализа результатов пульсационных измерений из обобщенной базы данных для США и Канады, лесные экосистемы могут служить источником  $\text{CO}_2$  для атмосферы на протяжении 20 лет после проведения сплошных рубок.

Большинство проведенных экспериментальных исследований в антропогенно-нарушенных лесных экосистемах в разных природно-климатических условиях отмечают значительную временную изменчивость потоков тепла, влаги и  $\text{CO}_2$  после проведения сплошных рубок, определяемую множеством факторов, и прежде всего условиями внешней среды, почвенным увлажнением, видовым составом древостоя, и др. (Kowalski et al., 2003; Giasson et al., 2005; Rodrigues et al., 2011).

Территория, занимаемая южнотаежными хвойными лесами на Европейской территории России (ЕТР), характеризуется, с одной стороны, достаточно высокой степенью хозяйственного освоения, а с другой, довольно низким уровнем исследованности влияния проводимых лесохозяйственных мероприятий на потоки парниковых газов между земной поверхностью и атмосферой. Учитывая важную роль парниковых газов в современной климатической динамике, а также практически полное отсутствие экспериментальных данных об изменении компонент энерго- и массообмена в антропогенно-нарушенных лесных экосистемах на территории России, в рамках данного

исследования на примере свежей сплошной вырубке в типичной лесной экосистеме подзоны южной тайги ЕТР был проведен комплексный эксперимент по оценке влияния сплошных рубок на потоки тепла,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  с применением непрерывных пульсационных, а также камерных методов измерений.

## 5.1 Объекты и методы

### 5.1.1. Объект исследования

В качестве объекта исследования в эксперименте была выбрана сплошная вырубка (рис. 5.1) площадью около 4.5 га, расположенная в зоне рационального природопользования Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника (Тверская область, Нелидовский р-он, 56°26' с.ш, 33°03' в.д.). Растительный покров заповедной зоны и охранной территории заповедника представлен типичными для южной тайги растительными сообществами. В основном, преобладают различные типы ельников, включая неморальные (с липой, клёном и вязом), широколиственные (с дубравными видами), папоротниковые, зеленомошные, кисличные, чернично-кисличные, черничные и сфагново-черничные. Встречаются сосняки сфагновые осоково-брусничные с болотными кустарничками, а также верховые сфагновые болота (Пузаченко и др., 2007).

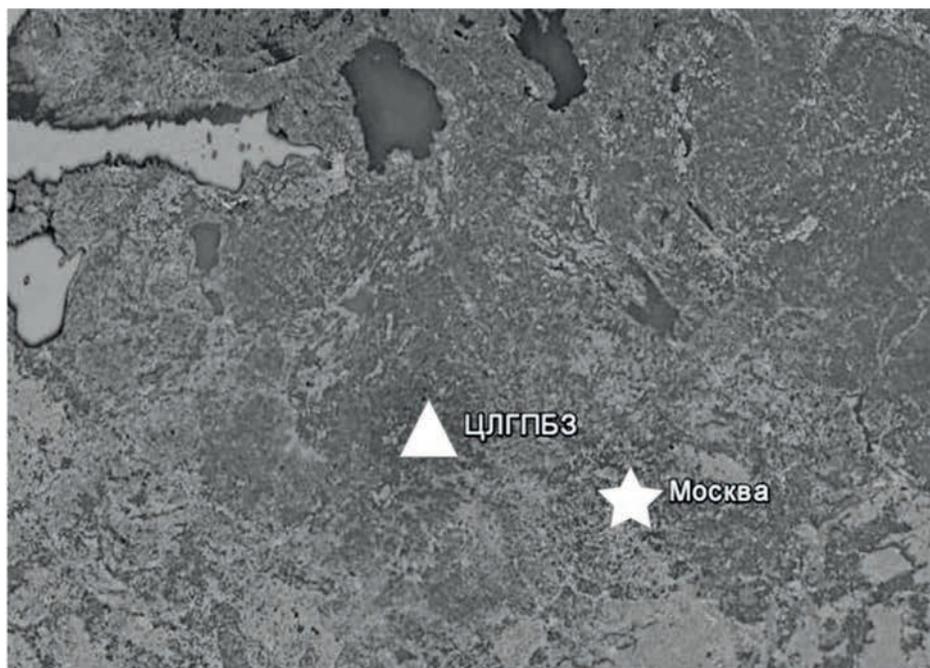
Сплошная рубка леса на исследуемом участке была произведена в марте-апреле 2016 г. После расчистки участка и удаления древесины на вырубке оставалось большое количество пней, древесного опада, порубочных остатков. В составе древесного яруса вырубленного леса преобладали ель, берёза, осина, а также клён. Интенсивное возобновление растительного покрова началось в конце апреля, вслед за сходом снежного покрова и устойчивого перехода температуры верхних горизонтов почвы в область положительных значений. Начиная с конца июля начался интенсивный рост подрастающей осины. В августе листовой индекс ( $LAI$ ) достиг  $2.5 \text{ м}^2 \cdot \text{м}^{-2}$ , а средняя высота растительного покрова составила 70–90 см. Запасы органического углерода в верхнем 10-сантиметровом слое почвы на вырубке варьировали от 2.73 до 5.79%.

### 5.1.2. Пульсационные и микроклиматические измерения

Для проведения непрерывных наблюдений за потоками тепла,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  на исследуемой сплошной вырубке в начале апреля 2016 года была установлена портативная мачта-трипод CM106B (Campbel Sci. Inc., USA) высотой 3 м для крепления измерительного оборудования. Мачта размещалась на расстоянии 190 м от южного края вырубке и в 90 м — от северного. Такое положение измерительной мачты было выбрано для уменьшения влияния на измеряемые потоки, окружающего вырубку леса, с учетом преобладающего южного направления ветра на исследуемой территории в теплую половину года.

Приборы для пульсационных измерений были установлены на мачте на высоте 2.4 м и включали акустический 3-х компонентный анемометр Gill WindMaster Pro (Gill Instruments, UK) и газоанализатор открытого типа LI-7500A (LI-COR Inc., USA).

Для получения данных о температуре и относительной влажности воздуха, атмосферного давления, количества осадков, а также скорости и направления ветра на высоте 2 м над поверхностью вырубке была установлена автоматическая метеостанция WXT520 (Vaisala, Finland). Потоки длинноволновой и коротковолновой радиации измерялись 4-х компонентным радиометром NR01 (Hukseflux, Netherlands), а фотосинтези-



**Рис. 5.1.** Географическое расположение района исследований и фотография мачты с измерительным оборудованием, установленном на исследуемой сплошной вырубке.

чески активная радиация (*ФАР*) датчиком LI-190SB (LI-COR Inc., USA). Приборы для измерения радиационных потоков были установлены на высоте 1.9 м. Измерения потока тепла в почву проводились с помощью 3 датчиков HFP01SC (Hukseflux, Netherlands), установленных на глубине 8.5 см в почве. Для определения температуры и объёмного влагосодержания верхних горизонтов почвы (до 10 см) вблизи измерительной мачты было размещено 4 рефлектометра CS655 (Campbell Sci. Inc., USA).

Измерения были начаты 7 апреля 2016, сразу же после завершения лесозаготовительных работ на выбранном участке и проводились непрерывно в течение всего вегетационного сезона до конца октября 2016 г. Пульсационные измерения составляющих скорости ветра, температуры,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  проводились с частотой 10 Гц. Данные микроклиматических измерений регистрировались с частотой 0.1 Гц. Накопление данных измерений проводилось с помощью регистратора данных (логгера) CR3000 (Campbell Sci. Inc., USA).

Обработка полученных пульсационных данных происходила согласно принятым в международной практике рекомендациям (Aubinet et al., 2012). Расчёт потоков производился для 30-минутных временных интервалов с помощью программного обеспечения Eddy Pro с учетом всех требуемых поправок: поправки на отклонение направления набегающего воздушного потока от горизонтали, коррекции системы координат, удаление тренда временных рядов блок-осреднением, максимизации ковариации, поправки на флуктуации плотности воздуха (WPL-коррекция), и др.. Для оценки качества расчёта потоков использовался ряд статистических тестов, применяемый программным обеспечением Eddy Pro по умолчанию. Полученным значениям присваивался знак качества по 9-бальной шкале (Foken, et al., 2004). Согласно (Miliavacca et al., 2009) при расчетах потоков, учитывалось изменение запасов (*storage*) тепла, водяного пара и  $\text{CO}_2$  в столбе воздуха между датчиком и поверхностью почвы за соответствующие интервалы времени. Данные не соответствующие критерию качества (знак качества менее 5), характеризующиеся аномально высокими отклонениями от среднего, полученные при условиях слаборазвитой турбулентности (динамическая скорость  $u_* < 0.086$  м/с), а также измеренные при наличии на измерительных датчиках росы, при тумане и атмосферных осадках исключались из дальнейшего рассмотрения.

Фильтрация данных по критерию пороговых значений динамической скорости, заполнение пропусков, а также расчет величин экосистемного дыхания (*TER*) и валовой первичной продукции (*GPP*) осуществлялся при помощи программного обеспечения ReddyProc (<https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/ReddyProcWeb>). За основу метода определения критерия  $u^*$  был взят метод, предложенный Papale et al. (2006). Процедура заполнения пропусков и расчета потоков основана на методе, предложенном Reichstein et al. (2005).

Расчет площади зоны охвата (*footprint*) проводился с использованием модели (Kljun et al., 2004). В течение периода измерений пиковый радиус зоны охвата днём (08:00–20:00) составлял в среднем около 15 м, а ночью около 22 м, что было значительно меньше минимального расстояния от измерительной мачты до опушки леса (90 м).

### 5.1.3. Измерения методом экспозиционных камер

Для верификации проводимой с помощью пульсационного метода оценки величины *TER*, а также для определения пространственной неоднородности *TER* в пределах вырубki в исследовании была проведена серия измерений *TER* методом экспозици-

онных камер. Измерения проводились в 5-кратной повторности с использованием ИК-газоанализатора LI-840 (LI-Cor Inc., USA), соединенного с полусферической напочвенной камерой. Площадь основания камеры составляла 0.28 м<sup>2</sup>. Расчёт потоков производился по скорости изменения концентрации CO<sub>2</sub> в камере. Время экспозиции камеры составляло 200 с. При проведении измерений измерительная камера накрывалась светонепроницаемым чехлом.

## 5.2 Результаты и обсуждение

### 5.2.1. Метеорологические условия

Погодные условия в течение всего периода измерений характеризовались значительной изменчивостью. Средняя суточная температура скачкообразно повышалась в течение весны (от 1.3 до 18.6 °С) и первой половины лета достигнув максимума (23.8 °С) в конце июня (рис. 5.2). В июле-августе на фоне постепенного понижения среднесуточных значений температуры отмечались ее значительные колебания в пределах от 11.5 до 23.8 °С. Осенью падение температуры продолжилось. Она изменялась от 15.8 °С в середине сентября до отрицательных значений — к середине октября (до -1.7 °С).

Наибольшая интенсивность осадков наблюдалась в летний период, хотя в целом осадки были равномерно распределены в течение всего периода измерений, что обеспечило достаточное увлажнение верхних почвенных горизонтов (0.34–0.48 м<sup>3</sup>·м<sup>-3</sup>). Сумма осадков за весь период измерений составила 459 мм.

Динамика приходящей суммарной солнечной радиации (рис. 5.3) и радиационного баланса с апреля по июль претерпевали резкие изменения. В целом за этот период наблюдался постепенный рост обоих параметров при изменении суммарной радиации в диапазоне от 2.0 до 26.6 МДж·м<sup>-2</sup> в день, и радиационного баланса — от 2.5 до 12.8 МДж·м<sup>-2</sup> в день, соответственно. Начиная с июля, преобладает тенденция к постепенному снижению суточных сумм суммарной радиации и радиационного баланса. К началу октября величины суммарной радиации и радиационного баланса достигли своих минимумов за период измерений: 1.1 МДж·м<sup>-2</sup> в день и -0.8 МДж·м<sup>-2</sup> в день, соответственно.

Альbedo поверхности сплошной вырубki было минимальным в первые дни после завершения лесозаготовительных работ, составляя около 15%. С появлением раститель-

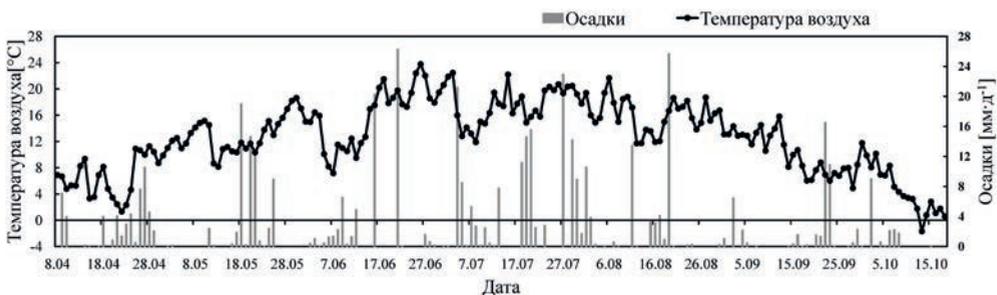


Рис. 5.2. Динамика среднесуточных значений температуры воздуха и суточных сумм осадков за весь период измерений

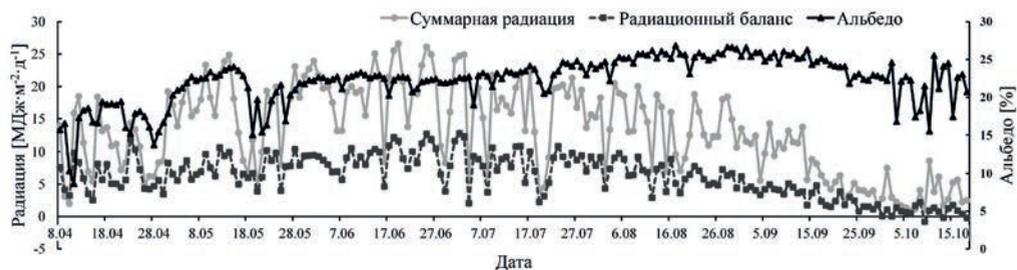


Рис. 5.3. Динамика суточных сумм радиационного баланса, суммарной радиации и среднесуточных значений альbedo

ности на вырубке намечился устойчивый рост величины альbedo. Резкие снижения до 9% наблюдались в периоды облачной погоды и во время интенсивного выпадения атмосферных осадков. В августе альbedo достигло своего максимума около 27%. Межсуточная изменчивость альbedo в этот период была довольно низкой. Начиная с сентября, отмечается постепенное снижение альbedo до 20% к концу октября.

Средняя скорость ветра (при 30 минутном осреднении) составляла  $0.7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  при стандартном отклонении  $\pm 0.5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Лишь изредка скорость ветра превышала  $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  (рис. 5.4). Преобладали ветра южного (днем) и северного (ночью) направления. Динамическая скорость в среднем составила  $0.02 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  в ночное время и  $0.1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  — в дневное. Стратификация приземного слоя воздуха в дневное время была в основном неустойчивой при параметре устойчивости Монины-Обухова ( $L^{-1}$ )  $\approx 0.06$ .

### 5.2.2. Поток $H$ и $LE$

Сезонная динамика  $H$  и  $LE$  отличалась значительной изменчивостью (рис. 5.5). В условиях равномерного распределения осадков в течение всего периода измерений и, как

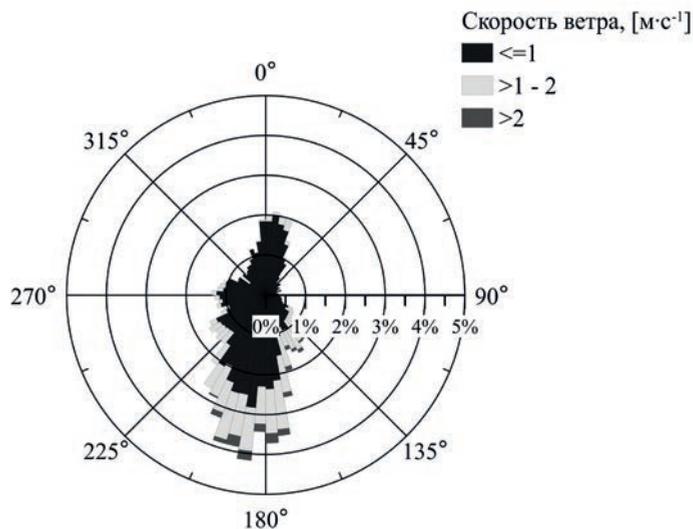


Рис. 5.4. Роза ветров за период измерений

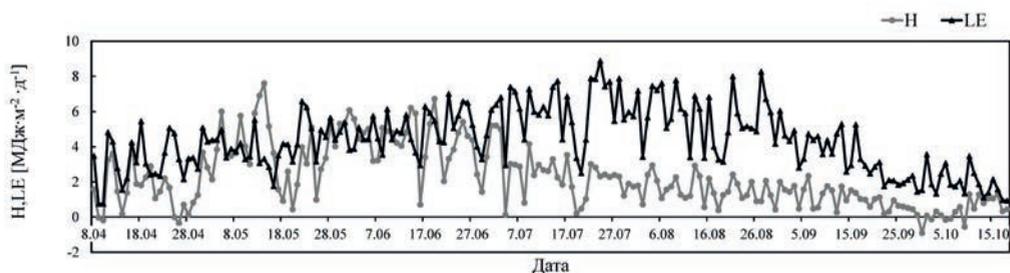


Рис. 5.5. Динамика суточных сумм  $H$  и  $LE$ .

следствие, незначительных вариаций объёмного влагосодержания почвы, динамика потоков тепла определялась в основном притоком солнечной радиации и высокими темпами восстановления на исследуемой вырубке растительного покрова.

В весенние месяцы наблюдалась устойчивая тенденция к росту потоков  $H$  и  $LE$ . Суточные суммы  $H$  изменялись в широком диапазоне от  $-0.4$  до  $7.6$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}$  в день, а  $LE$  — от  $0.8$  до  $6.6$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}$  в день. Отношение Боуэна ( $\beta$ ) при этом варьировало довольно незначительно от  $-0.2$  до  $2.3$ . В начале лета потоки  $H$  и  $LE$  почти сравнялись ( $\beta \approx 1$ ), изменяясь в зависимости от погодных условий от  $0.7$  до  $7.0$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}$  в день.

Начиная с конца июня на фоне активного роста на вырубке травянистой растительности и древесного подроста отмечается постепенное снижение  $H$ , вместе со снижением суммарной радиации, на фоне продолжения увеличения  $LE$ . Максимальных значений величина  $LE$  достигла к концу июля ( $8.9$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}$  в день). Отношение Боуэна в этот период снизилось до значений менее  $0.5$ . В августе и сентябре  $\beta$  показывало стабильную динамику, изменяясь от  $0.1$  до  $0.5$ . В середине октября наблюдался небольшой рост  $\beta$  до  $0.8$ . Поток  $H$  снизился до  $-0.9$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}$  в день к концу сентября, а в середине октября составил около  $1$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}$  в день.  $LE$  достиг минимума в конце октября, составив  $0.9$   $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}$  в день.

Суточная динамика потоков тепла была наиболее ярко выражена в августе (рис. 5.8). Осредненный за месяц радиационный баланс ( $Rn$ ) в полуденные часы превышал  $300$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Величина  $H$  была немногим больше  $80$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , а  $LE$  — около  $190$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Максимальные значения потоков наблюдались большей частью в первые часы после полудня. Поток тепла в почву ( $G$ ) увеличивался в течение дня до  $\sim 16:00$  и составлял около  $12$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Ночью радиационный баланс был отрицательным (до  $-30$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$  и менее).  $H$  опускался до  $-7$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ ,  $LE$  до  $2$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , а  $G$  достигал  $-9$   $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ .

### 5.2.3. Потоки $\text{CO}_2$

Анализ измерений потоков  $\text{CO}_2$  показал, что исследуемая свежая вырубка служила источником  $\text{CO}_2$  для атмосферы в течение всего периода измерений. Чистый экосистемный обмен  $\text{CO}_2$  ( $NEE$ ) устойчиво увеличивался в период с апреля по июль (рис. 5.7), изменяясь в диапазоне от  $1.6$  до  $7.2$   $\text{гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день. Некоторое уменьшение  $NEE$  в конце июля — начале августа (до  $1.5$   $\text{гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день) было обусловлено главным образом высокой скоростью фотосинтеза быстро растущей травянистой и кустарниковой растительности, а также древесного подроста (суммарный листовой индекс на вырубке составил в начале августа около  $2.7$   $\text{м}^2\cdot\text{м}^{-2}$ ). К октябрю на фоне снижения фотосинтеза

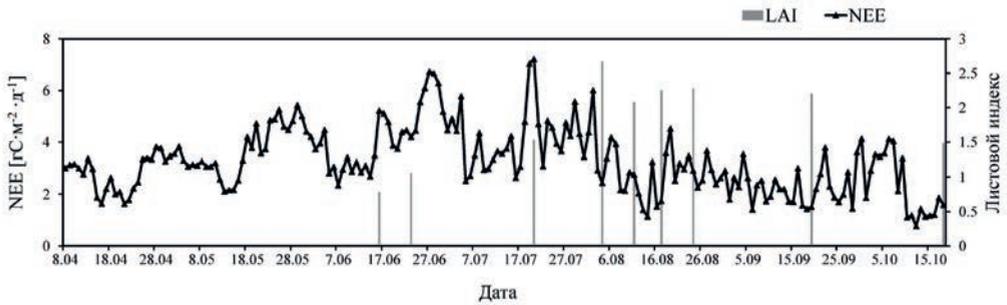


Рис. 5.6. Динамика суточных сумм  $NEE$  и  $LAI$ .

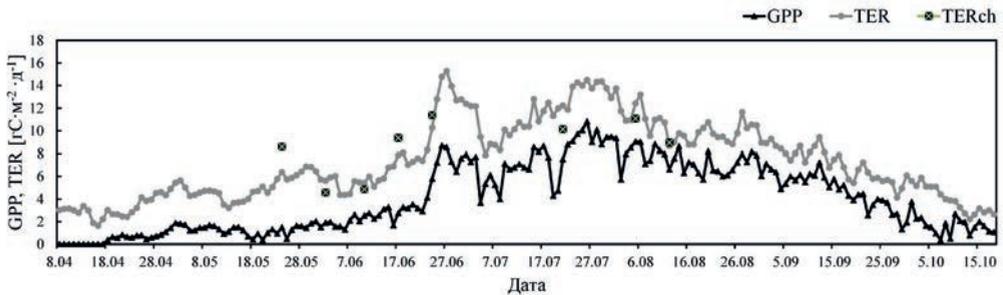


Рис. 5.7. Динамика суточных сумм  $TER$ ,  $GPP$  и дыхания экосистемы, измеренной методом экспозиционных камер ( $TERch$ ).

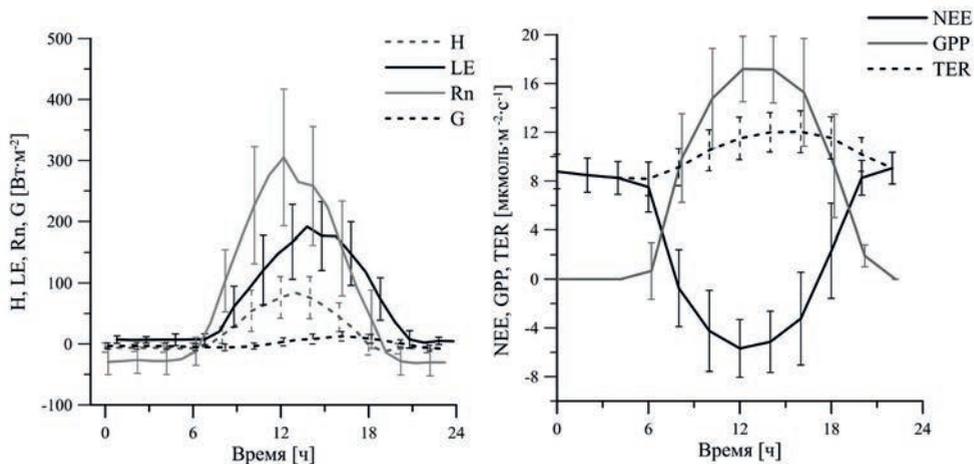
и дыхания растительности и почвы величина  $NEE$  уменьшилась до  $0.8 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день. Осредненная величина  $NEE$  за весь период измерений составила  $3.3 \pm 1.3 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день.

Результаты расчетов  $TER$  и  $GPP$  показали их устойчивый рост с апреля по конец июля.  $TER$  изменялось от  $1.6$  до  $15.3 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день, а  $GPP$  — от  $0.0$  до  $11.0 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день. В середине апреля поток  $\text{CO}_2$  полностью определялся эмиссией  $\text{CO}_2$  с поверхности почвенного покрова из-за отсутствия на вырубке какой-либо фотосинтезирующей растительности. Существенный вклад в величину  $TER$  вносили процессы разложения, оставленных на вырубке порубочных остатков. Начиная с августа, отмечается общее снижение как  $TER$ , так и  $GPP$ . Величина  $TER$  достигла к октябрю  $2.2 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день, а  $GPP$  —  $0.4 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день. Как видно из рисунка 5.7 рассчитанные на основе пульсационных данных значения  $TER$  имеют достаточно хорошее соответствие с величинами, полученными с использованием метода экспозиционных камер ( $TERch$ ).

В среднем за весь период измерений  $TER$  ( $\pm\sigma$ ) составило  $7.4 \pm 3.4 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день, а  $GPP$  —  $4.1 \pm 3.0 \text{ гС}\cdot\text{м}^{-2}$  в день.

Суточный ход  $NEE$  претерпевал значительные изменения в течение периода измерений. В весенние месяцы он практически полностью определялся суточным ходом  $TER$ . В летние месяцы его изменения определялись уже не только динамикой  $TER$ , величина которой значительно увеличилась на фоне роста температуры, но также и высокой скоростью фотосинтеза восстанавливающегося растительного покрова.

Рассмотрим в качестве примера суточную динамику  $NEE$  в августе (рис. 5.8). Ночью, в отсутствие фотосинтеза,  $NEE$  целиком определялось  $TER$ , составляя  $8.5 \pm 1.5 \text{ мкмоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ . В утренние часы с ростом скорости фотосинтеза величина



**Рис. 5.8.** а) Средний суточный ход  $H$ ,  $LE$ ,  $Rn$  и  $G$  для августа со стандартными отклонениями. б) Средний суточный ход  $NEE$ ,  $GPP$  и  $TER$  для августа со стандартными отклонениями.

$GPP$  превышала  $TER$ , достигая к полудню  $17.6\pm 3.3$   $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{c}^{-1}$ . Величина  $NEE$  в это время достигала минимальных значений (вырубка служила стоком  $\text{CO}_2$  из атмосферы) — около  $-5.9\pm 3.0$   $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{c}^{-1}$ .  $TER$  следуя за изменениями температуры достигало обычно максимума к 16:00, составляя  $12.1\pm 1.7$   $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{c}^{-1}$ . Таким образом, несмотря на наблюдаемые значительные скорости фотосинтеза растительного покрова в дневное время, среднесуточные значения  $NEE$  на исследуемой вырубке были всегда положительными, главным образом, за счёт высоких значений  $TER$ , как в дневное, так и в ночное время.

### Заключение

Результаты проведенного исследования показали, что сплошная вырубка оказывает значительное влияние на динамику микроклиматических параметров, а также на потоки тепла, влаги и  $\text{CO}_2$ . Наряду с сезонными изменениями поступления солнечной радиации важным фактором изменчивости структуры энерго- и массообмена поверхности вырубки является ее постепенное зарастание травянистой растительностью и древесным подростом. Альbedo поверхности на фоне зарастание вырубки имеет тенденцию к росту (от 15 до 20%), достигая максимальных значений в июле — августе. По мере восстановления растительного покрова соотношение затрат тепла на  $H$  и  $LE$  (отношение Боуэна) изменялось в течение рассматриваемого периода в сторону роста доли затрат тепла на  $LE$  (от 1 до 0.3). Вырубка служила источником  $\text{CO}_2$  для атмосферы ( $NEE=3.3\pm 1.3$   $\text{гC}\cdot\text{м}^{-2}$  в день) на протяжении всего периода измерений, несмотря на превышение значений  $GPP$  (до  $17.6\pm 3.3$   $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{c}^{-1}$ ) над  $TER$  (до  $12.1\pm 1.7$   $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{c}^{-1}$ ) в летние месяцы в дневное время. Проведенное сравнение оценок  $TER$ , пульсационным и камерным методом показало их достаточно хорошее соответствие, что подтверждает репрезентативность проведенного экспериментального исследования.

## Литература

- Пузаченко Ю. Г., Желтухин А. С., Козлов Д. Н., Кораблёв Н. П., Федяева М. В., Пузаченко М. Ю., Сиунова Е. В. Центрально-Лесной государственный природный биосферный заповедник: популярный очерк. — М.: Изд-во Деловой мир, 2007. — 80 С.
- Amiro B. D. Paired-tower measurements of carbon and energy fluxes following disturbance in the boreal forest// *Global Change Biology*. — 2001. — V.7 — P. 253–268
- Amiro B. D., Barr A. G., Black T. A., Iwashita H., Kljun N., McCaughey J. H., Morgenstern K., Murayama S., Nesic Z., Orchansky A. L., Saigusa N. Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada // *Agricultural and Forest Meteorology* — 2006. — V.136.— P. 237–251
- Amiro, B. D., Barr A. G., Barr J. G., Black T. A., Bracho R., Brown M., Chen J., Clark K. L., Davis K. J., Desai A. R., Dore S., Engel V., Fuentes J. D., Goldstein A. H., Goulden M. L., Kolb T. E., Lavigne M. B., Law B. E., Margolis H. A., Martin T., McCaughey J. H., Misson L., Montes-Helu M., Noormets A., Randerson J. T., Starr G., and Xiao J. Ecosystem carbon dioxide fluxes after disturbance in forests of North America// *J. Geophys. Res.* — 2010—V. 115, G00K02. — 13P,
- Aubinet M., Vesala T., Papale D. Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis// Springer Atmospheric Sciences. — Dordrecht, The Netherlands: Springer Verlag — 2012. — 438 P.
- Carlson D. W., Groot A. Microclimate of clear-cut, forest interior, and small openings in trembling aspen forest.// *Agricultural and Forest Meteorology* — 1997. — V.87 — P. 313–329
- Foken T., Göckede M., Mauder M., Mahrt L., Amiro B. D., Munger J. W. Post-field data quality control. In: Lee X., Massman W J., Law B. (eds.), *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis* // — Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, — 2004. — P. 81–108
- Giasson, M.-A., Coursolle C., and Margolis H. A. Ecosystem-level CO<sub>2</sub> fluxes from a boreal cutover in eastern Canada before and after scarification.// *Agricultural and Forest Meteorology* — 2006. — V.140.1. — P. 23–40.
- IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC// Cambridge: Cambridge University Press, — 2013. — 1535 P.
- Keenan R. J., Kimmins J. P. The ecological effects of clear-cutting // *Environmental Reviews* — 1993. — V.1 — P. 121–44
- Kljun N., Calanca P., Rotach M. W., Schmid H. P. A simple parameterisation for flux footprint predictions// *Boundary Layer Meteorology* — 2004. — V. 112. — P. 503–523
- Kowalski S., Sartore M., Burllett R., Berbigier P., Lostau D. The annual carbon budget of a French pine forest (*Pinus pinaster*) following harvest // *Global Change Biology* — 2003. — V.9. — P. 1051–1065
- Migliavacca M., Meroni M., Manca G., Matteucci G., Montagnani L., Grassi G., Zenone T., Teobaldelli M., Goded I., Colombo R., Seufert G. Seasonal and interannual patterns of carbon and water fluxes of a poplar plantation under peculiar eco-climatic conditions // *Agricultural and Forest Meteorology* — 2009. — V. 149(9). — P. 1460–1476
- Papale D., Reichstein M., Aubinet M., Canifora E., Bernhofer C., Kutsch W., Longdoz B., Rambal S., Valentini R., Vesala T. & et al. Towards a standardized processing of Net Eco-

- system Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation // *Biogeosciences*.— Copernicus GmbH — 2006..— V. 3.— P. 571–583
- Radler K., Oltchev A., Panferov O., Klinck U., Gravenhorst G.* Radiation and temperature responses to a small clear-cut in a spruce forest // *Open Geography Journal* — 2010.—V. 3.— P. 103–114
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grünwald, T., Havránková, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.-M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D. and Valentini, R.* On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm// *Global Change Biology* –2005.,.— V. 11.— P. 1424–1439.
- Rodrigues, A., Pita, G., Mateus, J., Kurz-Besson C., Casquilho M., Cerasoli S., Gomes A., Pereira J.* Eight years of continuous carbon fluxes measurements in a Portuguese eucalypt stand under two main events: Drought and felling// *Agricultural and Forest Meteorology*-2011.— V. 151(4).— P. 493–507
- Williams C.A., Vanderhoof M.K., Khomik M., Ghimire B.* Post-clearcut dynamics of carbon, water and energy exchanges in midlatitude temperate, deciduous broadleaf forest environment // *Global Change Biology* — 2014.— V. 20(3).— P. 992–1007
- <https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/ReddyProcWeb>

## 6. ВЛИЯНИЕ СПЛОШНОЙ ВЫРУБКИ ЛЕСА НА ДЫХАНИЕ ПОЧВЫ

Молчанов А. Г.

В глобальном круговороте веществ в биосфере лесам принадлежит первостепенная роль. Это связано прежде всего с огромным значением лесов в поддержании баланса  $O_2$  и  $CO_2$  в атмосфере. Леса, поглощая  $CO_2$  в процессе фотосинтеза и удерживая его на протяжении продолжительного времени в связанном состоянии, являются значительным природным хранилищем углерода. Учитывая наблюдаемое в последние годы резкое увеличение содержания  $CO_2$  в атмосфере и связанные с ним глобальные изменения климата, задача изучения баланса углерода в лесных экосистемах приобретает особое значение (Исаев и др., 1998).

Сплошная рубка является широко распространенным лесохозяйственным мероприятием, при котором на определенной площади в один прием вырубается все взрослые деревья. Это может быть связано как с плановыми рубками спелых и перестойных древостоев, так и с санитарной рубкой леса, например, пораженного жуком короедом-типографом. Изъятие большого количества фотосинтезирующей биомассы из лесной экосистемы, очевидно, оказывает существенное влияние на экологические, метеорологические и гидрологические условия территории. Как отмечают результаты многих проведенных исследований, после вырубки наблюдаются значительные изменения интенсивности биологического круговорота веществ в почве, обмена парниковыми газами между земной поверхностью и атмосферой, радиационного и температурного режима земной поверхности, плодородия почв и сукцессионной динамики нарушенных лесов (Семенова, 1975; Уланова, Кукушина, 2001; Radler et al., 2010). А. А. Молчанов отмечал (Молчанов, 1970), что на месте вырубленного человеком леса возникает другой микроклимат, усиливается скорость ветра, заметно сокращаются запасы влаги в верхних слоях почвы, изменяется круговорот воды, а в летний период резко усиливается обмеление рек. Уничтожение лесов и распашка площадей под сельское хозяйство порождает эрозию, вызывает возникновение паводков, а в районах с песчаными почвами усиливает ветровую эрозию.

Проблеме изучения влияния вырубки лесов на структуру углеродного баланса в последние десятилетия было посвящено множество экспериментальных и модельных исследований (Pumpanen et al., 2004; Olchev et al., 2009; Ma et al., 2013; Dib et al., 2014; Мухартова и др., 2015; Paul-Limoges et al., 2015). Для изучения динамики потоков  $CO_2$  на вырубках в исследованиях использовались как камерные (Курганова, Кудяров, 1998; Pumpanen et al., 2004; Молчанов, 2009; Инсаров и др., 2012), так и пульсационные (eddy covariance) методы измерений (Zha et al., 2009; Williams et al., 2013; Paul-Limoges et al., 2015). Результаты проведенных исследований отмечают, что в результате сплошных рубок наблюдаются существенные изменения в скорости почвенного дыхания и потоков  $CO_2$  как на самой вырубке, так и внутри и над окружающим вырубку древостоем. Так если спелые и приспевающие древостои в зависимости от условий произрастания могут служить как источником, так и стоком  $CO_2$  из атмосферы, то сплошные вырубки в течение первых лет в годовом балансе служат устойчивым источником  $CO_2$  для атмосферы (Williams et al., 2013). По данным Исаева и др. (1998) молодняки на местах рубок 1 класса возраста депонируют 1.366 т С/га год, а максимальная величина депонирования древостоев 2 класса возраста составляет 2.502 т С/га год (Исаев и др., 1998).

Динамика эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы после проведения сплошной рубки может определяться множеством разных факторов, включающих региональные климатические и погодные условия, существующие запасы (пулы) углерода в почве, уровень грунтовых вод, возраст и видовой состав древесной и травянистой растительности, рельеф местности, количество оставленных на вырубке древесных остатков, и др. По данным В.Н. Кудеярова и др. (2007) годовые потоки  $\text{CO}_2$  из дерново-подзолистой почвы под смешанным спелым древостоем значительно меньше, чем под луговыми сообществами — весной на 30%, а летом на 26%. При этом удельное дыхание корней луговых сообществ почти в два раза выше, а органического вещества почвы в 1.5 раза больше, чем под лесным сообществом. Также отмечается, что зарастание пахотных земель лесом (Курганова и др., 2014) приводит к существенному накоплению углерода в почве. В результате рубки ельника черничного в почвах на месте рубки отмечается снижение на 2–4 порядка количества микроорганизмов, численности и биомассы спор и мицелия грибов (Перминова и др., 2015).

Учитывая многообразие откликов составляющих углеродного баланса земной поверхности на сплошные рубки древостоев, для надежного прогноза возможных последствий их влияния на потоки  $\text{CO}_2$  очевидно требуется проведение комплексных экспериментальных и модельных исследований в лесных экосистемах в разных географических регионах, которые должны быть направлены на выявление основных механизмов, определяющих динамику потоков  $\text{CO}_2$  в лесных экосистемах после проведения различных лесохозяйственных мероприятий, и на оценку влияния различных факторов природной среды на процессы  $\text{CO}_2$  обмена.

Основной задачей данного исследования явилась оценка пространственно-временной изменчивости эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности свежей сплошной рубки, расположенной в хорошо дренированном еловом лесу в центральной части Европейской территории России, на основе результатов экспериментальных наблюдений, а также выявление основных ведущих факторов, влияющих в этих условиях на эмиссию  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы.

### 6.1. Методика и объекты исследования

Экспериментальные исследования временной изменчивости эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы проводились на свежей сплошной рубке, расположенной в Одинцовском районе Московской области вблизи населенного пункта Лапино (55.68 с.ш., 37.16 в.д.) в теплую половину года с августа 2014 года по сентябрь 2016 года. Площадь исследуемой рубки составляла около 3 га. Измерения проводились в виде интенсивных полевых компаний в светлое время суток. Вырубка леса на исследуемом участке проводилась поздней осенью — зимой 2013–2014 года. До момента рубки на участке произрастал хорошо дренированный перестойный ельник разнотравный (10Е + Б), относящийся к I классу бонитета. Степень сомкнутости крон в древостое варьировала от 70 до 85%. Коэффициент пропускания солнечной радиации кронами деревьев в полуденные часы в летние месяцы составлял в среднем 9%. Эти данные были получены методом полусферической фотографии с применением цифрового фотоаппарата (Nikon D-50) с полусферическим объективом (Sigma 8mm). Структура древесного полога и листовой индекс (*LAI*) определялись с помощью программного обеспечения «Hemisfer» (Schleppi et al., 2007).

Почва в пределах исследуемой рубки и окружающего леса была дерново-подзолистая, суглинистая, что обеспечивало хороших дренаж исследуемого участка.

Газообмен с поверхности почвы на вырубке и в лесу определяли по открытой схеме методом, впервые предложенным Эдвардсом и Золлинсом (Edwards, Sollins, 1973). Поток  $\text{CO}_2$  рассчитывался по формуле (Молчанов, Ольчев, 2016):

$$\text{Поток } \text{CO}_2 \text{ с почвы} = \frac{10^6 \cdot 273 \cdot F \cdot (\text{CO}_2(\text{камера}) - \text{CO}_2(\text{наружный воздух}))}{22.4 \cdot 100 \cdot (273 + T) \cdot S \cdot 60}$$

где  $F$  — скорость потока воздуха через экспозиционную камеру в литрах в минуту,  $T$  — температура воздуха в  $^{\circ}\text{C}$ ,  $S$  — площадь поверхности почвы под камерой в  $\text{см}^2$ . Поток  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы выражен в  $\text{мкмоль } \text{CO}_2 / (\text{м}^2 \cdot \text{с})$ .

Выбор данного метода измерений был обусловлен значительной пространственной неоднородностью почвенного покрова и его повреждением лесоповалочной техникой. Также принималось во внимание значительное влияние окружающего вырубку древостоя на режим солнечной радиации, поля температуры и ветра на вырубке (Мухартова и др., 2015; Olchev et al., 2009; Radler et al., 2010; Mamkin et al. 2016). Данные факторы существенно ограничивали возможность применения альтернативных подходов для измерения атмосферных потоков (в том числе, метода турбулентных пульсаций).

Для проведения измерений в пределах вырубки были выбраны: участок с неповрежденным почвенным покровом, участок с сильно поврежденным верхним дерновым слоем почвы лесоповалочной техникой, а также неповрежденный участок с большим количеством древесного опада (сухая хвоя до 5 см) и отходов лесозаготовки (порубочные остатки) на поверхности почвы. Общая площадь участков, присыпанных хвоей и мелкими порубочными остатками, на исследуемой вырубке составляла около 5%. Площадь участков почвы, сильно поврежденных лесоповалочной техникой, была довольно значительной, однако не превышала 20%. Площадь вырубки с неповрежденным или слабо поврежденным напочвенным покровом составляла около 75%. Если непосредственно после вырубки и вывоза древесины почва была покрыта сильно разреженным травянистым покровом с небольшим количеством мелких кустарников (Рисунок 6.1), то в 2016 году, спустя два года после проведения лесохозяйственных мероприятий, растительный покров на вырубке оказался уже достаточно плотным. Наблюдалось зарастание вырубки как луговыми травами, так и мелким кустарником и сеянцами древесной растительности (Рисунок 6.2).

Учет возобновления и биомассы травяного покрова на вырубке проводился на учетных площадках (10 шт.) каждая площадью 0.25  $\text{м}^2$ , расположенных по профилю вдоль вырубки через каждые 10 м.

В связи с высокой скоростью зарастания вырубки в 2016 г. определение эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы проводилось на участках между отдельными кустами лещины, а также на участках, сильно поврежденных лесоповалочной техникой.

Одновременно с измерениями на вырубке проводились и контрольные измерения почвенного дыхания в близлежащем ельнике, идентичном вырубленному. Измерения в лесу проводились на двух участках, расположенных между стволами деревьев и между лапами у комля взрослой ели (на расстоянии  $\sim 0.5$  м от ствола).

При измерениях на поверхности почвы на обоих участках устанавливали прозрачную камеру диаметром 20 см и высотой 10 см, через которую поддерживали постоянный проток окружающего атмосферного воздуха со скоростью 60–120 л/ч.



**Рис. 6.1.** Исследуемая сплошная вырубка в первый год после вывоза древесины лесоповалочной техникой.



**Рис. 6.2.** Исследуемая сплошная вырубка в 2016 году спустя два года после проведения вырубki насаждения.

Во избежание перегрева воздуха и почвы внутри камеры при измерениях в летних условиях использовался специальный солнцезащитный экран.

Измерение концентрации  $\text{CO}_2$  на входе и выходе из измерительной камеры проводилось с помощью портативного инфракрасного газоанализатора LI-820 (Li-Cor Inc., США). Показания газоанализатора регистрировались логгером (EMS, Чехия). Программа измерений включала также и регулярные измерения влажности почвы термовесовым методом. Система регистрации данных измерений включала оригинальное автоматическое устройство, позволяющее проводить одновременные измерения пятью камерами. Время опроса всех измерительных камер составляло 20 мин. Каждые 10 сек. регистрировались показания газоанализатора одновременно с температурой воздуха и почвы, влажности воздуха и солнечной радиации. Полученные данные перезаписывались с логгера на ноутбук. Более подробно методика изложена в ранее опубликованных работах (Татаринов и др., 2009; Молчанов, 2014, 2015).

## 6.2. Результаты исследования

В ходе проведенных исследований были получены данные о временной и пространственной изменчивости эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы, а также ее зависимости от температуры воздуха и влажности почвы на вырубке и в лесу.

Результаты измерений эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы в лесной экосистеме после сплошной рубки свидетельствуют о ее значительной временной изменчивости, определяемой множеством факторов, включая условия внешней среды, степень поврежденности верхнего гумусового слоя почвы и наличие древесного опада и порубочных остатков на поверхности почвы.

Погодные условия в период измерений в 2014, 2015 и 2016 гг. отличались значительной изменчивостью. Лето 2014 г. было аномально жарким и засушливым с большой повторяемостью дней с температурой —  $25^\circ\text{C}$  и выше. Температура воздуха в 2014 г. изменялась от  $25\text{--}30^\circ\text{C}$  в июле до  $4\text{--}8^\circ\text{C}$  в октябре. Лето 2015 г. было близким к климатической норме. А лето 2016 г. было и влажным и довольно жарким, температура воздуха в июле в полдень достигала  $30^\circ\text{C}$ .

Результаты измерений показали, что за исследуемый период в среднем на вырубке эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы была в два раза выше, чем под пологом леса:  $5.6$  мкмоль  $\text{CO}_2/(\text{m}^2\text{c})$  на вырубке и  $2.8$  мкмоль  $\text{CO}_2/(\text{m}^2\text{c})$  в лесу. Как показывают результаты проведенного анализа во второй половине вегетационного периода 2014 г., это произошло в основном в результате значительных различий во влажности почвы на вырубке и в лесу. Влажность почвы в верхнем 5 см слое почвы на вырубке составляла 41.9%, тогда как в лесу — только 16.5% (Таблица 6.1, 6.2). Данная закономерность в изменении влажности почвы в течение исследуемого периода наблюдалась, как за счет высокой скорости транспирации ельника, так и из-за относительно небольшого количества выпавших атмосферных осадков. Учитывая высокую сомкнутость крон деревьев, большая часть осадков задерживались кронами деревьев и не достигала поверхности почвы. Влияние температуры на эмиссию  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы было также довольно существенным.

На различных участках почвы, как в лесу, так и на вырубке наблюдались существенные различия в скорости эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы. Под пологом леса, при одинаковой влажности почвы, различия между участками около стволов и между стволами были

**Таблица 6.1.** Эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности почвы в лесу в засушливый 2014 г., влажный 2015 г. и близкий к средним многолетним значениям по условиям увлажнения 2016 г.

Дата	Темп-ра воздуха, °С	Влажность почвы, %	Поток CO <sub>2</sub> для почвы вблизи стволов, мкмоль/(м <sup>2</sup> с)	Поток CO <sub>2</sub> для почвы между деревьями, мкмоль/(м <sup>2</sup> с)	Среднее значение, мкмоль/(м <sup>2</sup> с)
2014 год					
4.08.14	30.1	6	2.3	1.9	2.1
20.08.14	26.7	19	4.2	4.2	4.2
25.08.14	15.9	21	1.2	3.4	2.3
28.08.14	16.2	32	1.3	3.4	2.3
23.09.14	14.9	11	1.2	2.2	1.7
9.10.14	7.5	10	2.0	1.6	1.8
Среднее		16	2.0	2.8	2.4
2015 год					
24.04.15	8.0	58	1.9	1.6	1.7
25.05.15	19.8	59	3.7	6.1	4.9
06.07.15	20.6	57	-	3.7	5.6
06.07.15	20.6	45	7.4	-	
10.09.15	12.2	38 (*), 55 (**)	5.8	6.2	6.0
Среднее	-	54	4.3	3.8	4.6
Среднее за 2014–2015 г.		43	2.8	3.1	3.5
2016 год					
17.05.16	14.2	61 41	4.4	6.3	5.4
14.06.16	23.4	42 45	7.0	5.4	5.0
15.07.16	30.6	32 19	7.2	5.1	6.2
10.08.16	26.5	23 20	6.3	-	4.6
Среднее		42 31	6.2	5.6	5.3

(\*) - влажность почвы у ствола, (\*\*) - влажность почвы между стволами деревьев.

незначительными. Так в лесу в среднем за весь период измерений эмиссия CO<sub>2</sub> между лапами деревьев в непосредственной близости от ствола была несколько меньше, чем между стволами деревьев (на удалении 3 м от стволов): 2.3 и 3.3 мкмоль CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup>с), соответственно. Это вероятнее всего связано с различиями во влажности почвы: влажность почвы между лапами деревьев обычно меньше, чем между стволами деревьев, что связано с более высокой плотностью тонких впитывающих влагу корней деревьев на этом участке.

**Таблица 6.2.** Эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности почвы на вырубке в засушливый 2014 г., влажный 2015 г. и близкий к средним многолетним значениям по условиям увлажнения 2016 г.

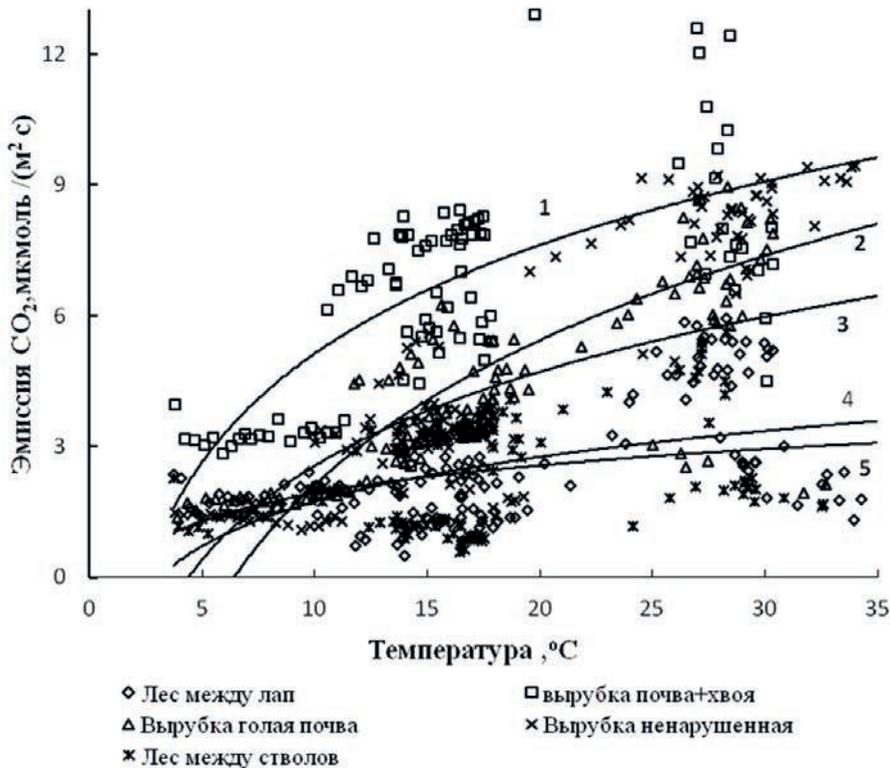
Дата	Темп-ра воздуха, °С	Влажность почвы, %	Поток CO <sub>2</sub> для почвы с поруб. остатками, мкмоль/(м <sup>2</sup> с)	Поток CO <sub>2</sub> для поврежденной почвы, мкмоль/(м <sup>2</sup> с)	Поток CO <sub>2</sub> для неповрежденной почвы, мкмоль/(м <sup>2</sup> с)	Среднее значение, мкмоль/(м <sup>2</sup> с)
2014 год						
4.08.14	30.1	42	5.4	2.5	7.9	5.3
20.08.14	26.7	33	9.2	6.7	8.3	8.1
25.08.14	15.9	35	5.4	3.5	3.3	4.1
28.08.14	16.2	45	-	4.8	3.1	4.0
23.09.14	14.9	48	7.6	3.0	3.2	4.6
9.10.14	7.5	48	3.3	1.8	1.3	2.1
Среднее		42	6	4	5	5
2015 год						
24.04.15	8.1	63	1.2	1.8	4.2	2.4
25.05.15	19.8	64	26.1	3.0	3.7	10.9
06.07.15	20.6	52	22.4	-	-	12.8
06.07.15	20.6	35	-	6.1	9.8	-
10.09.15	12.2	48 (*), 130 (**), 48 (***)	17.4	2.1	8.1	-
Среднее	-	53	16.6	3.6	8.7	6.2
Среднее за 2014–2015 г.		47	10.0	4.0	5.0	6.0
2016 год						
17.05.16	14.2	64	6.6	-	8.5	6.8
14.06.16	23.4	52 (*), 55.8 (**), 34 (***)	4.9	1.6	7.6	5.8
15.07.16	30.6	35 — 58 (****), 21 (***)	3.8	5.1	7.0	6.5
10.08.16	26.5	32–34 (****), 17 (***)	5.8	3.6	7.7	6.8
Среднее	23.7	52	5.3	3.4	7.7	6.5

(\*) участок с неповрежденным почвенным покровом, (\*\*) неповрежденный участок с древесным опадом и порубочными остатками, (\*\*\*) участок с сильно поврежденным верхним дерновым слоем почвы лесоповалочной техникой, (\*\*\*\*) участок между отдельными кустами лещины.

На вырубке наиболее интенсивная эмиссия CO<sub>2</sub> наблюдалась на участке, где почва была покрыта слоем сухой хвои и мелких порубочных остатков. На нетронутой техникой почве она была несколько меньшей, а минимальной на участках, где верхний дерновый

слой был срезан или сильно поврежден лесоповалочной техникой. На этих участках в среднем за период измерений скорость почвенного дыхания составляла — 6.7, 5.7 и 4.4 мкмоль  $\text{CO}_2/(\text{м}^2\text{с})$ , соответственно. По-видимому, ключевую роль в выявленных различиях на вырубке выполняло наличие слоя древесного опада и богатого перегноем верхнего слоя почвы.

На рисунке 6.3 представлены зависимости эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы от температуры воздуха во второй половине вегетационного периода 2014 г. на двух участках в лесу, и на трех участках на вырубке. На вырубке при достаточном почвенном увлажнении (35–48%) увеличение температуры воздуха от 5 до 20°C привело к росту интенсивности эмиссии  $\text{CO}_2$  с 3 до 9 мкмоль  $\text{CO}_2/(\text{м}^2\text{с})$ . В лесу при изменении влажности почвы от 6% до 20% с увеличением температуры воздуха также наблюдался рост интенсивности эмиссии  $\text{CO}_2$  от 1.5 до 3.0 мкмоль  $\text{CO}_2/(\text{м}^2\text{с})$ . Таким образом, как видно из рисунка 6.3 под пологом леса во всех диапазонах изменения температуры интенсивность эмиссии  $\text{CO}_2$  была более чем в два раза слабее, чем на вырубке.



**Рис. 6.3.** Зависимость эмиссии  $\text{CO}_2$  от температуры на вырубке и под пологом леса на участках: 1 — на вырубке на участках почвы, присыпанных порубочными остатками, 2 — на вырубке с ненарушенным напочвенным покровом, 3 — на вырубке на участках с поврежденным дерновым почвенным горизонтом, 4 — в лесу вблизи стволов деревьев, 5 — в лесу между стволами деревьев. Для анализа были выбраны значения эмиссии  $\text{CO}_2$  при влажности почвы на вырубке 35–48%, и под пологом леса — 6–20%

Рассмотрим влияние влажности почвы на зависимость эмиссии  $\text{CO}_2$  от температуры на вырубке и в лесу (рисунок 6.4). На вырубке при влажности почвы 35–48% и при увеличении температуры воздуха с 5 до 35°C эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы увеличилась с 1 до 10 мкмоль  $\text{CO}_2/(\text{м}^2\text{с})$ . При влажности почвы 64–65% увеличение эмиссии

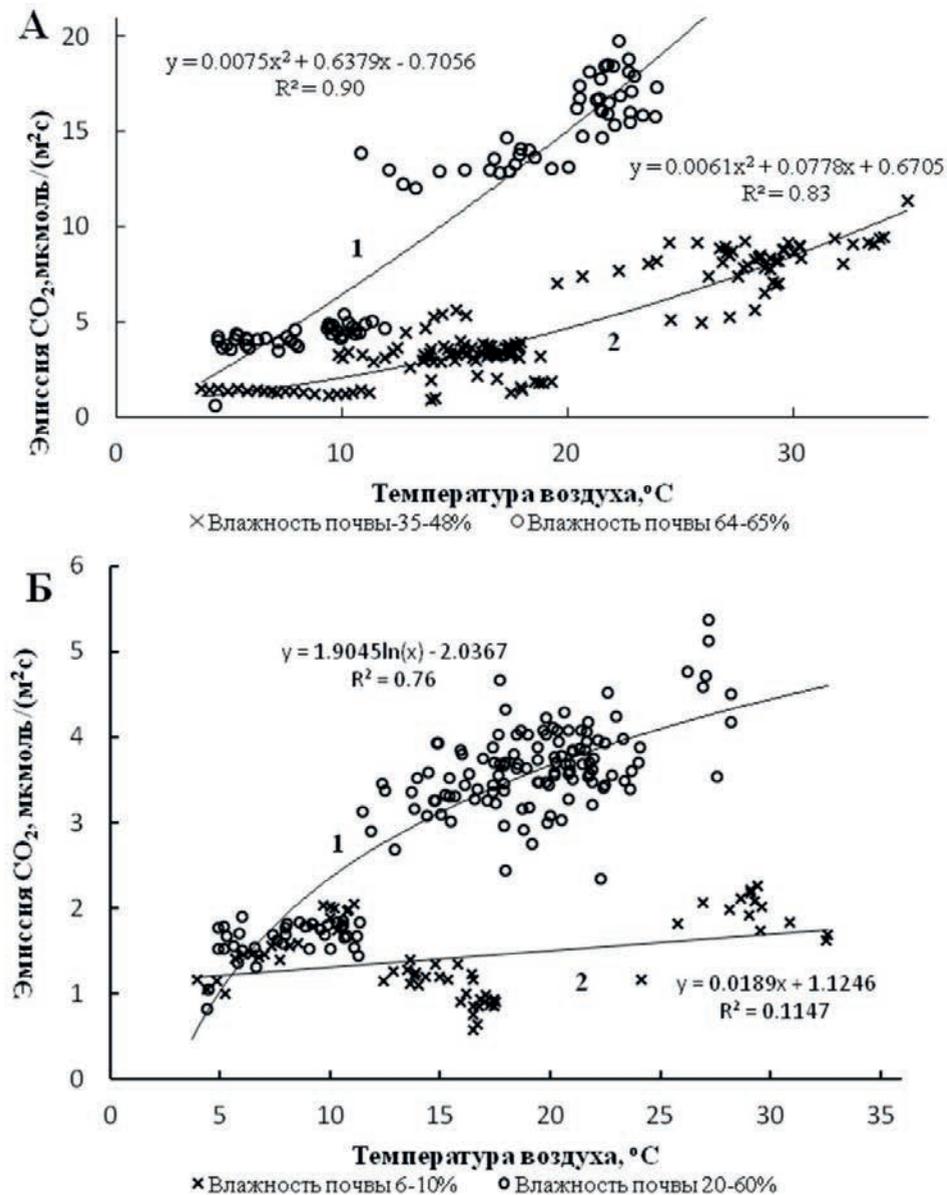


Рис. 6.4. Зависимость эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы от температуры воздуха: А — на вырубке при влажности почвы 64–65% (1) и при влажности 35–48% (2); Б — в лесу при влажности почвы 20–60% (1), и при влажности 6–10% (2).

CO<sub>2</sub> на вырубке происходило значительно интенсивней: при увеличении температуры воздуха с 7 до 25°C эмиссия увеличилась с 4 до 17 мкмоль CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> с).

Под пологом леса изменение влажности почвы приводило к менее значительным изменениям интенсивности эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почвы. Так при влажности почвы 20–60% при увеличении температуры воздуха с 5 до 25°C эмиссия выросла с 1.0 до 4.5 мкмоль CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup>с). При влажности почвы 6–10% на фоне роста температуры воздуха с 5 до 30°C интенсивность эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почвы увеличилась с 1.0 до 1.6 мкмоль CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup>с). При влажности верхнего почвенного горизонта 6–10% на участках вблизи стволов и между стволами деревьев, различия в скорости эмиссии CO<sub>2</sub> в эти дни при температуре воздуха 5 и 30°C на обоих участках были довольно незначительными (1.7 и 1.8 мкмоль CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup>с), соответственно). По-видимому, влияние температуры при недостаточной влажности почвы сказывается на интенсивность почвенного дыхания довольно слабо.

На основе полученных данных, были рассчитаны регрессионные зависимости эмиссии CO<sub>2</sub> от времени года (месяц в году), влажности почвы и температуры воздуха (Таблица 6.3). В таблице также показаны данные дисперсионного анализа между экспериментальными данными по скорости эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почвы и параметрами внешней среды. Данные показывают, что на вырубке на всех выбранных участках основным фактором, влияющим на эмиссию CO<sub>2</sub> с поверхности почвы, является влажность почвы, далее следует температура воздуха, а месяц года, хотя его значимость и значительно выше критической, стоит на третьем месте. В лесу, основным фактором, влияющим на эмиссию CO<sub>2</sub> с поверхности почвы, оказалась температура почвы, хотя значимость как влажности почвы, так и месяца года довольно высоки, особенно если сравнивать с данными измерений на вырубке.

Интенсивное зарастание вырубки в 2016 году как луговой растительностью, так и возобновлением мелколиственных пород (рисунок 6.2) привело к значительному

**Таблица 6.3.** Регрессионные уравнения, описывающие зависимости эмиссии CO<sub>2</sub> от параметров окружающей среды (температуры воздуха —  $Ta$ , влажности почвы —  $Hs$ , месяца года —  $D$ ).

Уравнение	n	R <sup>2</sup>	Показатель дисперсионного анализа, $F$				
			$Ta$	$Hs$	$D$	Критическое	
Ненарушенная почва на вырубке	$E = -0.654 \cdot D + 0.634 \cdot Ta + 0.198 \cdot Hs - 8.444$	259	0.60	362	2701	0.63	3.86
Нарушенная почва на вырубке	$E = -0.185 \cdot D + 0.155 \cdot Ta - 0.098 \cdot Hs + 7.054$	229	0.77	876	3348	234	3.86
Почва на вырубке с порубочными остатками	$E = 2.337 \cdot D + 0.311 \cdot Ta + 0.876 \cdot Hs - 70.237$	207	0.76	26	1452	58	3.86
Почва между стволами в лесу	$E = 0.5307 \cdot D + 0.1107 \cdot Ta + 0.067 \cdot Hs - 5.209$	227	0.65	958	535	715	3.86
Почва около стволов	$E = 1.106 \cdot D + 0.218 \cdot Ta + 0.149 \cdot Hs - 12.918$	236	0.89	756	420	350	3.86

росту запасов фотосинтезирующей биомассы. Наблюдения отмечают активное появление одно- трехлетних всходов (560 тыс. всходов на га) березы и осины. В середине августа 2016 года биомасса растений составила 3.23 т/га сух. массы. Полученные данные хорошо сопоставимы, хотя и несколько ниже значений, полученных на залежи в Ярославской области (Гульбе и др., 2016). По этим данным в трех летнем возрасте количество особей березы на залежи достигало 2162.7 тыс. всходов на га, а в 5-ти летнем возрасте — 817.39 тыс. всходов на га. По лесохозяйственным рекомендациям (Справочник лесничего, 1961) для получения сомкнутого древостоя необходимо сажать 10 тыс. саженцев на га. В условиях Приангарья при отсутствии подроста под пологом вырубаемого древостоя рекомендуется высаживать 8 тыс. растений на га (Савченкова, 2012).

Высокие темпы зарастания вырубки луговыми травами и появление всходов мелколиственных пород (берёзовый молодняк) привело к существенному изменению эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы. Наблюдаемые в 2014–15 гг. различия в эмиссии  $\text{CO}_2$  между вырубкой и окружающим лесом сохранились и в 2016 году. Также по визуальным наблюдениям отмечаются различия в нетто-продуктивности молодняка на трехлетней вырубке от продуктивности молодняка на свежей вырубке, а также от продуктивности подроста внутри близлежащего перестойного ельника. Наши визуальные наблюдения показали, что на трехлетней вырубке кусты лещины занимают около 5% площади вырубки, а участки бывших дорог, на которых поверхность почвы была повреждена — около 20%.

Проведенные интегральные оценки дыхания с поверхности почвы за вегетационный период на сплошной вырубке и в лесу в течение первых трех лет после проведения лесохозяйственных мероприятий показали, что на заросшей трехлетней вырубке и в лесу различия в эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы составили около 16%, тогда как эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы на одно- и двухлетней вырубке была выше, чем в лесу на 68% (Таблицы 6.1, 6.2).

**В заключение** необходимо отметить, что данные проведенных измерений в течение первых трех лет после сплошной вырубки леса показали общую тенденцию к увеличению эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы, прежде всего за счет более высокой влажности поверхностного слоя почвы. Было получено, что даже при одинаковой оптимальной влажности почвы в начале вегетационного периода, эмиссия  $\text{CO}_2$  на вырубке все равно была выше, чем в лесу. Было также показано существенное различие в эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы в течение вегетационного периода на сплошной вырубке и в лесу в течение первых трех лет после проведения лесохозяйственных мероприятий. В частности эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы на заросшей вырубке превышала значения, полученные в лесу на 16%, тогда как эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы на одно- и двухлетней вырубке была выше, чем в лесу почти на 68%.

Необходимо отметить, что увеличение влажности почвы не всегда может привести к увеличению эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы. Все зависит от типа растительности и гидрологических особенностей исследуемого участка. Так, в слабо заболоченных лесах сплошная вырубка может привести к переувлажнению почвы и в результате чего может произойти уменьшению эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы. Наши исследования проводились на хорошо дренированных почвах, поэтому полученные выводы относятся только к таким типам леса.

Автор благодарен Сандлерскому Р.Б. (ИПЭЭ РАН) за помощь при обработке полусферических фотографий и определении с помощью программного обеспечения «Hemisfer» листового индекса древостоев.

### Литература

- Кудеяров В.Н., Заварзин Г.А., Благодатский С.А., и др. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
- Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Прищепов А.В. Изменение землепользования и глобальный цикл углерода // Роль почв в биосфере и жизни человека: и Международная научная конференция: 5–7 октября 20145 г.: Материалы докладов. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 196–198.
- Инсаров Г.Э., Борисова О.К., Корзухин М.Д., Кудеяров В.Н., Минин А.А., Ольчев А.В., Семенов С.М., Сиринов А.А., Харук В.И. Природные экосистемы суши, Глава 6. В: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем 2012. под ред. С.М. Семенова. Москва, 2012, НИЦ «Планета», С. 190–265.
- Исаев А.С., Коровин Г.Н., Сухих В.И., и др. Экологические проблемы поглощения углекислого газа посредством лесовосстановления и лесоразведения в России. М.: Центр экологической политики России. 1996. 156 с.
- Молчанов А.А. Влияние леса на окружающую среду. Наука. М.: 1973. 380 с
- Молчанов А.Г. CO<sub>2</sub> древостоев в естественных условиях // Фотосинтетическая деятельность и продукционные процессы фитоценозов. Выпуск 1. Орел: изд-во Орел ГАУ. 2014. С. 63–88.
- Молчанов А.Г. Газообмен сфагнома при различных уровнях поверхностных грунтовых вод // Экология, 2015, № 3, С. 182–188.
- Молчанов А.Г., Ольчев А.В. Модель газообмена CO<sub>2</sub> сфагнового верхового болота // Компьютерные исследования и моделирование, 2016, Т. 8, № 2, С. 369–377
- Мухартова Ю.В., Левашова Н.Т., Ольчев А.В., Шапкина Н.Е. Применение двумерной модели для описания турбулентного переноса CO<sub>2</sub> в пространственно-неоднородном растительном покрове // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика и Астрономия, 2015, № 1, С. 15–22.
- Перминова Е.М., Виноградова Ю.А., Хабибуллина Ф.М., Лантева Е.М. Биологическая активность подзолистых почв среднетаежных еловых лесов и ее изменение под влиянием сплошных вырубок // Роль почв в биосфере и жизни человека. Международная научная конференция: 5–7 октября 20145 г.: Материалы докладов. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 221–222.
- Семенова В.Г. Влияние рубок главного пользования на почвы и круговорот веществ в лесу. М.: Лесная промышленность, 1975. 184 с.
- Савченкова В.А. Закономерности естественного возобновления основных лесообразующих пород на вырубках а условиях Приангарья: автореферат на соискание ученой степени д-ра с-х наук. Москва, 2012. 32 с.
- Справочник лесничего. М.: Сельхозгиз, 1961. 895 с.
- Татаринев Ф.А., Молчанов А.Г., Ольчев А.В. Оценка и минимизация ошибок при измерении дых почв по открытой схеме // Известия Самарского научного центра РАН. 2009, Т. 11, № 1(7), С. 1592–1595.

- Уланова Н.Г., Кукушина Н.В. Итоги изучения динамики растительности сплошных вырубок южнотаежных лесов: 16-летние наблюдения на постоянных пробных площадях / Лесные стационарные исследования: методы, результаты, перспективы. — Тула: Гриф и К, 2001. С. 249–251.
- Dib A.E., Johnson C.E., Driscoll C.T., Fahey T.J., Hayhoe K. Simulating effects of changing climate and CO<sub>2</sub> emissions on soil carbon pools at the Hubbard Brook experimental forest // *Global Change Biology*, 2014, V. 20(5), P. 1643–1656, doi:10.1111/gcb.12436
- Edwards N.T., Sollins P. Continuous measurement of carbon dioxide evolution from partitioned forest floor components // *Ecology*, 1973, V. 54(2), P. 406–412.
- Ma Y.L., Geng Y., Huang Y.Y., Shi Y., Niklaus P.A., Schmid B., He J.S. Effect of clear-cutting silviculture on soil respiration in a subtropical forest of China // *J Plant Ecol.*, 2013, V. 6(5), P. 335–348, doi:10.1093/jpe/rtt038.
- Molchanov A.G. CO<sub>2</sub> Emission from the Surface of Dark Gray Forest Soils of the Forest Steppe and Sandy Soddy-Podzolic Soils of the Southern Taiga // *Eurasian Soil Science*, 2009, V. 42(13), P. 1470–1478.
- Olchev A., Radler K., Sogachev A., Panferov O., Gravenhorst G. Application of a three-dimensional model for assessing effects of small clear-cuttings on radiation and soil temperature // *Ecological Modelling*, 2009, V. 220, P. 3046–3056.
- Radler K., Olchev A., Panferov O., U. Klinck, Gravenhorst G. Radiation and temperature responses to a small clear-cut in a spruce forest // *Open Geography Journal*, 2010, V. 3, P. 103–114.
- Paul-Limoges E., Black T.A., Christen A., Nesic Z., Jassal R.S. Effect of clearcut harvesting on the carbon balance of a Douglas-fir forest // *Agricultural and Forest Meteorology*, 2015, V. 203, P. 30–42.
- Pumpanen J., Westman C.J., Ilvesniemi H. Soil CO<sub>2</sub> efflux from a podzolic forest soil before and after forest clear-cutting and site preparation. *Boreal Environment Research*. 2004, V. 9(3), P. 199–212.
- Schleppi P., Conedera M., Sedivy I., Thimonier A. Correcting non-linearity and slope effects in the estimation of the leaf area index of forests from hemispherical photographs // *Agric. Forest Meteorol.*, 2007, V. 144, P. 236–242
- Williams C.A., Vanderhoof M., Khomik M., Ghimire B. Post-clearcut dynamics of carbon, water and energy exchanges in a mid-latitude temperate, deciduous broadleaf forest environment // *Global Change Biology*, 2013, V. 20, P. 992–1007.
- Zha, T.; Barr, A.G.; Black, T.A.; McCaughey, J.H.; Bhatti, J.S.; Hawthorne, I.; Krishnan, P.; Kidston, J.; Saigusa, N.; Shashkov, A.; Nesic, Z. Carbon sequestration in boreal jack pine stands following harvesting // *Global Change Biology*, 2009, V.15, P. 1475–1487.

## 7. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ К ОЦЕНКЕ ПОТОКОВ CO<sub>2</sub> И H<sub>2</sub>O В ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ

Ольчев А. В.

Математические модели в настоящее время являются эффективным инструментом для описания процессов тепло-, влаго- и CO<sub>2</sub>-обмена между земной поверхностью и атмосферой в различных пространственных и временных масштабах. Они основаны на подробном описании физических и биологических процессов в почве, растительности и атмосфере, и в зависимости от задач исследований, структуры и свойств растительности и почвы, а также пространственного и временного масштаба могут иметь различную степень сложности и детализации при описании обменных процессов. В литературе модели данного класса обычно называют ПРАП (Почва — Растительность — Атмосфера — Перенос) или SVAT (Soil — Vegetation — Atmosphere — Transfer) моделями. SVAT модели могут использоваться как самостоятельно, например, для расчета потоков тепла, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> между земной поверхностью и атмосферой, так и в качестве отдельных блоков в комплексных моделях биогеохимического и гидрологического цикла, моделях общей циркуляции атмосферы (Гусев, Насонова, 2010).

К моделям биогеохимического цикла относится широкий класс моделей, направленный на описание круговорота химических веществ в биосфере, атмосфере, литосфере и гидросфере в различных пространственных (от масштаба отдельной экосистемы до масштаба региона, континента и всего земного шара) и временных (от одного часа до года) масштабах (Farquhar et al., 1980; Ball et al., 1980; Бихеле и др., 1980; Prentice et al., 1992; Folley et al., 1998; Komarov et al., 2003; Gravenhorst et al., 2005; Тарко, 2010; и др.). Модели данного класса широко используются для описания круговорота углерода и азота в системе «почва — растительность — атмосфера», оценки испарения и продуктивности растительных сообществ, прогноза роста и развития растений на различных этапах жизненного цикла (онтогенеза). При этом процессы роста и развития растительных сообществ рассматриваются комплексно с учетом условий окружающей среды, ресурсов доступных элементов минерального питания и воды в почве, атмосферного загрязнения (Чертов, Комаров, 2007). Модели тепло-, H<sub>2</sub>O- и CO<sub>2</sub>-обмена в моделях биогеохимического цикла тесно связаны с другими блоками моделей (роста и конкуренции растений, динамики органического вещества в почве, и др.) и используются, главным образом, для расчета составляющих радиационного режима растительного покрова, транспирации, фотосинтеза и дыхания растительного покрова и почвы. Шаг по времени у данных моделей может изменяться от 1 часа и суток при моделировании продуктивности сельскохозяйственных посевов до одного года при описании роста и многолетней динамики лесных биогеоценозов.

Модели гидрологического цикла предназначены для прогноза испарения, водного режима почв, формирования снежного покрова и снеготаяния, динамики поверхностного, внутрипочвенного и грунтового стока, а также стока по речной сети (Nash, Sutcliffe, 1970; Кучмент и др., 1980, 1983; Wood et al., 1997; Beven, 2001; Leemhuis et al., 2007; Гельфан, 2007; Гусев и др., 2008; и др.). Блок моделей тепло-, влаго- и CO<sub>2</sub>-обмена при этом обычно используется для расчета фактического и потенциального испарения земной поверхности. Расчеты производятся для территории водосбора с различным шагом по времени от 1 часа до суток.

В климатических моделях и моделях Общей Циркуляции Атмосферы SVAT модели обычно используются для описания процессов взаимодействия атмосферы и земной поверхности, и определения граничных условий на границе раздела атмосфера — земная поверхность, в частности, при расчете температуры поверхности, потоков тепла и водяного пара между земной поверхностью и атмосферой (Manabe, 1969; Sellers et al., 1986; Dickinson et al., 1986; Володин, Лыкосов, 1998; Розинкина, 2001; Вильфанд и др., 2010; и др.). Разрешение по времени у этих моделей может изменяться от 0.5 до 3 часов.

В зависимости от способности моделей описать горизонтальную неоднородность растительности и почвы они делятся на одномерные, двумерные и трехмерные модели. Двух- и трехмерные модели позволяют описать пространственную неоднородность обменных процессов с учетом как вертикальной, так и горизонтальной неоднородности растительного покрова и почвы. В одномерных моделях делается предположение о горизонтальной однородности земной поверхности, растительного покрова и почвы. В зависимости от сложности параметризации вертикальной структуры растительного покрова SVAT модели делятся на однослойные и многослойные модели.

В развитии моделей тепло-, влаго- и  $\text{CO}_2$ -обмена между земной поверхностью и атмосферой можно выделить 3 основных этапа (Sellers et al., 1997).

На **первом этапе** модели использовали относительно упрощенные подходы при описании механизмов тепло-, влаго- и  $\text{CO}_2$ -обмена, которые обычно основывались на уравнениях теплового и водного баланса, а также полуэмпирических соотношениях, не учитывающих биологические механизмы регуляции процесса испарения, фотосинтеза и дыхания растений (Penman, 1948; Thornthwaite, 1948; Будыко, 1948; Monsi, Saeki, 1953; Будаговский, 1964; Manabe, 1969; Monteith, 1977; Будаговский, Лозинская, 1976; и др.).

Пенманом (Penman, 1948) была предложена одна из первых моделей для расчета потенциального испарения (испаряемости) земной поверхности ( $E_p$ ), основанная на совместном решении уравнения теплового баланса земной поверхности и уравнений тепло- и влагообмена между земной поверхностью и приземным слоем атмосферы. Она была получена на основе анализа результатов прямых измерений испарения с водной поверхности, с хорошо увлажненной поверхности оголенной почвы и влажного травяного покрова.

Турбулентный поток тепла ( $H$ ) и поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды ( $\lambda E$ ), рассматривались как функции интенсивности турбулентного обмена в приземном слое воздуха ( $K_a$ ), разностей упругости насыщения водяного пара при температуре поверхности и упругости водяного пара в воздухе ( $e_s^* - e_a$ ), для  $\lambda E$ , и разностей температур земной поверхности и воздуха ( $T_s - T_a$ ) для  $H$ :

$$\lambda E = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot K_a \cdot (e_s^* - e_a) = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_s^* - e_a)}{r_a}$$

$$H = \rho \cdot c_p \cdot K_a \cdot (T_s - T_a) = \rho \cdot c_p \cdot \frac{(T_s - T_a)}{r_a}$$
(7.1)

где  $r_a$  — аэродинамическое сопротивление приземного слоя воздуха.

Общее уравнение теплового баланса земной поверхности, связывало величину суммарного радиационного баланса земной поверхности ( $R_n$ ) с  $\lambda E$  и  $H$ :

$$R_n = \lambda E + H. \quad (7.2)$$

Основным допущением, использованным Пенманом при выводе основного уравнения для  $E_p$ , послужило предположение, что воздух в непосредственной близости от хорошо увлажненной (смоченной) земной поверхности (или поверхности воды) находится в состоянии насыщения. В этом случае, при условии отсутствия притока тепла извне (адиабатических условиях), справедливо выражение (Monteith, Unsworth, 1990):

$$e_s^* = e_a^* + \Delta \cdot (T_s - T_a) \quad (7.3)$$

где  $e_a^*$  — упругость насыщения воздуха при температуре  $T_a$ , и  $\Delta$  — наклон кривой, описывающей зависимость упругости насыщения водяного пара от температуры воздуха.

После совместного решения уравнений 7.1, 7.2 и 7.3 было получено следующее уравнение для  $\lambda E_p$ :

$$\begin{aligned} \lambda E_p &= \frac{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot (e_a^* - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma} = \\ &= \frac{\Delta \cdot R_n}{\Delta + \gamma} + \frac{\rho \cdot c_p \cdot (e_a^* - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma} = \frac{\Delta \cdot R_n}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma \cdot E_A}{\Delta + \gamma} \end{aligned} \quad (7.4)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха, и  $c_p$  — удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении.

Пристли и Тейлор (Priestley, Taylor, 1972), применив теорию испарения в равновесных условиях для оценки потенциального испарения с открытой водной поверхности и хорошо увлажненных участков земной поверхности и сравнив расчеты с результатами натурных измерений, обнаружили систематическое превышение измеренных величин испарения над рассчитанной величиной испарения в равновесных условиях,  $E_E$  ( $\lambda E_E = \Delta \cdot R_n / (\Delta + \gamma)$ ) В качестве причин возникновения подобных различий они рассматривали влияние горизонтальной адвекции и вертикального обмена влагой между приземным слоем воздуха и более высокими слоями воздуха внутри атмосферного пограничного слоя, а также всей тропосферы в целом. Ими было предложено простое эмпирическое соотношение, связывающее потенциальное и равновесное испарение:

$$E_p = \alpha \cdot E_E. \quad (7.5)$$

С учетом выражения для  $E_E$  уравнение 7.5 в полном виде может быть записано, как:

$$\lambda E_p = \alpha \cdot \frac{\Delta \cdot R_n}{\Delta + \gamma}. \quad (7.6)$$

Значение параметра пропорциональности в уравнениях 7.5 и 7.6, рассчитанное на основе результатов измерения испарения над открытой водной поверхностью и влажной травянистой растительностью, находилось в пределах 1.26–1.28.

Для расчета фактического испарения земной поверхности на первом этапе в исследованиях использовались подходы, основанные на линейной зависимости фактического и потенциального испарения. Одним из основных предположений при расчетах,

в частности, была гипотеза о равенстве величины фактического испарения для земной поверхности, покрытой растительностью (травянистой, древесной) при достаточном количестве доступной почвенной влаги (потенциальной эвапотранспирации), величине потенциального испарения (Thornthwaite, 1948). При этом в расчетах не учитывались биологические механизмы, регулирующие процесс транспирации (устыичную регуляцию), и обеспечивающие защиту растений от перегрева и избыточной потери влаги в жаркую погоду.

Для расчета фактического испарения с учетом почвенного влагосодержания Манабэ (Manabe, 1969) предложил использовать подход, предполагающий наличие линейной зависимости между потенциальным и фактическим испарением поверхности. В качестве коэффициента пропорциональности между  $E$  и  $E_p$  использовался коэффициент  $\beta$ , определяющий количество доступной для испарения почвенной влаги ( $0 \leq \beta \leq 1$ ). В литературе этот подход получил название «модель ведра» (bucket model). В общем виде уравнение для фактического испарения записывалось как

$$\lambda E = \beta \cdot \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_s^* - e_a)}{r_a} \quad (7.7)$$

Для расчета фактического испарения земной поверхности покрытой растительностью Будаговский (Будаговский, 1964; Будаговский, Лозинская, 1976) использовал подход, рассматривающий испарение земной поверхности как сумму транспирации растительности ( $E_T$ ), испарения задержанных растительностью атмосферных осадков и испарения с поверхности почвы. Транспирация рассматривалась как линейная функция потенциальной (максимально возможной для данного типа растительности при оптимальных условиях почвенного увлажнения) транспирации ( $E_{PT}$ ):

$$E_T = E_{PT} \cdot \beta_w \cdot \beta_p \cdot \beta_v \cdot V_L \quad (7.8)$$

где  $\beta_w, \beta_p, \beta_v$  — параметры, характеризующие отклонение фактической транспирации от потенциальной в зависимости от содержания почвенной влаги в корнеобитаемом слое, фазы вегетации растительности и типа растительности, соответственно (Гусев, Насонова, 2010),  $V_L$  — проективное покрытие листьев растительности.

Также при расчетах делалось предположение, что потенциальная транспирация линейно зависит от потенциального испарения поверхности. В качестве коэффициента пропорциональности использовалась нелинейная функция, зависящая от средних размеров листьев растений.

Параллельно с развитием моделей для описания испарения поверхности разрабатывались модели и для расчета фотосинтеза растительности. Один из первых подходов для расчета интенсивности фотосинтеза растительного покрова ( $A$ ) был предложен Монси и Саэки (Monsi, Saeki, 1953). Модель основывалась на эмпирической зависимости скорости фотосинтеза листа ( $A_l$ ) от приходящей фотосинтетически активной радиации,  $\Phi AP$  ( $Q, \lambda=0.390-0.720$  мкм)

$$A_l = \frac{b \cdot Q}{1 + a \cdot Q} - R_l, \quad (7.9)$$

и функции, описывающей ослабление ФАР внутри растительного покрова

$$Q = Q_0 \cdot e^{-K \cdot L}, \quad (7.10)$$

где  $Q_0$  — ФАР на верхней границе растительного покрова.

После подстановки уравнения (7.10) в (7.9) и интегрирования по величине листового индекса ( $L$ ) от 0 до  $L$  Монси и Саеки получили уравнение для суммарного фотосинтеза растительного покрова записываемого как:

$$A = \frac{b}{a \cdot K} \cdot \ln \frac{1 + a \cdot K \cdot Q_0}{1 + a \cdot K \cdot Q_0 \cdot e^{-K \cdot L}} - R_l \cdot L \quad (7.11)$$

где  $a$ ,  $b$  — эмпирические параметры, характеризующие структуру световой кривой листа,  $R_l$  — скорость темнового дыхания листа,  $K$  — коэффициент ослабления ФАР в растительном покрове.

Для описания переноса солнечной радиации в растительном покрове Росс (Росс, 1964, 1975) разработал математическую модель, основанную на решении уравнений переноса лучистой энергии в растительном покрове. Растительный покров в модели рассматривался в виде горизонтально однородной анизотропной мутной пластинчатой среды. С помощью модели были получены приближенные уравнения для расчета восходящих и нисходящих потоков радиации в растительном покрове в различных спектральных диапазонах, а также было показано, что ФАР за счет интенсивного поглощения листьями ослабляется в растительном покрове значительно быстрее, чем радиация в ближнем инфракрасном диапазоне (БИКР). При этом существенное влияние на интенсивность ослабления радиации оказывала пространственная ориентация листьев растений (Росс, 1978). На основе разработанной модели переноса радиации была создана статическая модель фотосинтеза и продуктивности сельскохозяйственных посевов, которая позволила провести оценки влияния радиационного режима и геометрической структуры растительного покрова на его фотосинтез (Будаговский и др., 1964; Росс, 1965).

Относительно простой подход для расчета первичной продуктивности растительности был также предложен Дж. Монтеисом (Monteith, 1977). Он основывался на гипотезе о линейной зависимости валовой ( $GPP$ ) и нетто ( $NPP$ ) первичной продукции растительного покрова от величины ФАР, поглощенной растительностью за некоторой промежуток времени (не менее суток):

$$GPP = g \cdot \varepsilon_{GPP} \cdot Q; \quad NPP = g \cdot \varepsilon_{NPP} \cdot Q, \quad (7.12)$$

где  $g$  — доля ФАР, поглощенная растительным покровом, а  $\varepsilon_{GPP}$  и  $\varepsilon_{NPP}$  — соответствующие значения эффективности использования растениями ФАР для  $GPP$  и  $NPP$ . Данный подход получил широкое распространение при проведении мониторинговых экспериментальных исследований и в настоящее время данная концепция является центральной для определения  $GPP$  и  $NPP$  растительного покрова по данным измерений с помощью средств дистанционного зондирования (Running et al., 2004; Xiao et al., 2004, 2008). Важно отметить, что точность данного метода в значительной степени ограничивается линейностью зависимости  $GPP$  и  $NPP$  от  $(g \cdot Q)$ . В частности, как было показано в некоторых исследованиях (Ruimy et al., 1996; Choudhury, 2001; Turner et al., 2003; Ibrom et al., 2008; Ольчев, 2016), данный подход может привести к значительным погрешностям при оценке  $GPP$  и  $NPP$  тропических, смешанных и хвойных лесов умеренных широт за счет нелинейной зависимости  $GPP$  и  $NPP$  от  $(g \cdot Q)$ .

**Второй этап** в развитии моделей тепло-, влаго- и  $\text{CO}_2$ -обмена между земной поверхностью и атмосферой характеризуется развитием комплексных биофизических моделей, позволяющих учесть биологические механизмы регуляции процессов транспирации и фотосинтеза растений (Monteith, 1965; Менжулин, 1970; Галямин, 1974; Нерпин, Чудновский, 1975; Jarvis, 1976; Тооминг, 1977; Federer, 1979; Бихеле и др., 1980; Сиротенко, 1981; Бойко, Сиротенко, 1985; Sellers et al., 1986; Choudhury, Monteith, 1988; Полуэктов, Василенко, 1992; Oltchev et al., 1996; Kurbatova et al., 2009; Гусев, Насонова, 2010; и др.). В частности, при расчете потоков в моделях используются параметры, характеризующие величину устьичной проводимости (устьичного сопротивления) листьев растений, зависящую от биологических особенностей растений и от условий внешней среды, и на прямую определяющей скорость переноса  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  (а также других газов) через устьица между внутренними полостями листа и окружающим растением воздухом. Потоки  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в данных моделях рассчитывались независимо и взаимное влияние процессов фотосинтеза и транспирации в них не учитывалось.

Одним из основоположников «биофизического» подхода при описании процессов  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  обмена является Дж. Монтис, предложивший для расчета фактического испарения земной поверхности покрытой растительностью дополнить уравнение Пенмана (7.4) параметром, характеризующим устьичное сопротивление растительного покрова (сопротивление которое испытывают молекулы водяного пара при диффузии из внутренних полостей листа через устьица в окружающий воздух) (Monteith, 1965).

В общем виде уравнение Пенмана-Монтиса для фактического испарения с поверхности растительного покрова может быть представлено как

$$E = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta \cdot R_n + \rho_a \cdot c_p \cdot D_a \cdot g_a}{\Delta + \gamma \cdot (1 + g_a / g_{cPM})} \quad (7.13)$$

где  $R_n$  — радиационный баланс растительного покрова;  $g_c$  — устьичная проводимость (величина обратная устьичному сопротивлению,  $g_c = 1/r_c$ ) растительного покрова,  $g_a$  — коэффициент турбулентного обмена между растительным покровом и приземным слоем воздуха для  $\text{H}_2\text{O}$  ( $g_a = 1/r_a$ ),  $D_a$  ( $D_a = e_a^* - e_a$ ) — дефицит упругости водяного пара в приземном слое воздуха над растительным покровом. Вертикальная структура растительного покрова при расчетах испарения в однослойных моделях, основанных на уравнении Пенмана-Монтиса, не учитывается, а весь растительный покров рассматривается как бесконечно тонкий слой фитомассы (подобие большого листа растения), расположенный в непосредственной близости от поверхности почвы. В литературе модели, основанные на данном приближении при описании растительности, получили название моделей «большого листа» или «Big-leaf models» (Dickinson et al., 1983; Farquhar, 1989; Sellers et al., 1992; Bonan, 1996; Friend et al., 1997).

Для параметризации зависимости устьичной проводимости ( $g_l$ ) листа для водяного пара от факторов внешней среды Джарвис (Jarvis, 1976) предложил использовать мультипликативную функцию, записываемую в общем виде как:

$$g_l = \frac{b_1 \cdot b_2 \cdot (Q - q)}{b_1 + b_2 \cdot (Q - q)} \cdot f_1(T_l) \cdot f_2(D_a) \cdot f_3(\psi_l) \cdot f_4(C_a) \quad (7.14)$$

где:  $Q$  — приходящая к листу ФАР,  $q = b_{l0}/b_1$ ;  $b_1$  — асимптотическое значение  $g_l$  при максимально возможной ФАР (световое насыщение);  $b_2 = dg_l/dQ$  при  $Q \rightarrow 0$ ;

$b_{i0}$  — значение  $g_i$  при  $Q=0$ ;  $f_1(T_l)$ ,  $f_2(D_a)$ ,  $f_3(\psi_l)$ ,  $f_4(C_a)$  — эмпирические функции, определяющие видоспецифические особенности влияния температуры листа ( $T_l$ ), дефицита упругости водяного пара в воздухе ( $D_a$ ), водного потенциала листа ( $\psi_l$ ) и содержания  $\text{CO}_2$  в воздухе ( $C_a$ ) на величину устьичной проводимости. Предполагается, что численные значения каждой из эмпирических функций изменяются в пределах от 0 (условия, когда устьица под влиянием соответствующего фактора среды полностью закрыты и влага из внутренних полостей листа поступает в атмосферу только через кутикулу) до 1 (когда лимитирующее влияние на  $g_i$  соответствующего фактора внешней среды полностью отсутствует).

Объемная устьичная проводимость растительного покрова ( $g_c$ ) с листовым индексом ( $L$ ) рассчитывалась путем интегрирования устьичных проводимостей отдельных листьев с учетом ослабления ФАР в пологе растительности (уравнение 7.10) как:

$$g_c = \int_0^L g_l \cdot dL . \quad (7.15)$$

При проведении расчетов с использованием величины объемной устьичной проводимости растительного покрова (уравнение 7.15), необходимо учитывать, что  $g_c$  может значительно отличаться от величины устьичной проводимости растительного покрова (устьичной проводимости «большого листа»),  $g_{\text{срм}}$ , используемой в уравнении Пенмана-Монтиса (уравнение 7.13). Различия в значениях  $g_{\text{срм}}$  и  $g_c$  связаны с влиянием «нефизиологических» факторов (неоднородной структуры растительного покрова, радиационного режима растительного покрова, режима турбулентности, и т. д.) (Thom, 1975; Baldocchi et al., 1991; Oltchev et al., 1998). Значения  $g_{\text{срм}}$  и  $g_c$  могут быть близки друг к другу лишь при условии, если температура и упругость водяного пара на некотором уровне в растительном покрове близком к высоте слоя вытеснения хорошо соответствуют значениям этих величин, осредненным по вертикали для всего растительного покрова (Thom, 1975).

Подход, предложенный Джарвисом, нашел широкое применение для описания процесса испарения и транспирации растительного покрова в моделях биогеохимического и гидрологического циклов, а также в моделях общей циркуляции атмосферы. В частности Федерером (Federer, 1979) была предложена модель для расчета испарения, основанная на уравнении Пенмана-Монтиса. Устьичная проводимость растительного покрова рассматривалась как функция приходящей к поверхности солнечной радиации, температуры и влажности воздуха, а также водного потенциала растений, определяемого по расчетным данным о потоке влаги по ксилеме растений и о скорости транспирации. Модель позволяла смоделировать суточный ход устьичной проводимости, определяемый как условиями внешней среды, так и водным потенциалом растений, а также показать лимитирующее влияние водного потенциала на скорость транспирации деревьев даже при почвенном увлажнении близком к полной влагоемкости.

В «Простой модели биосферы» (SiB) Селлерса (Sellers et al., 1986) для описания тепло- и влагообмена в системе «почва — растительность — атмосфера» использовалась двухслойная параметризация растительного покрова, учитывающая вертикальные размеры элементов растительности как верхнего, так и нижнего ярусов. При расчете транспирации в модели использовалась объемная устьичная проводимость растительного покрова (величина, рассчитываемая путем интегрирования по вертикали устьичных проводимостей

отдельных листьев, расположенных в различных слоях растительного покрова), зависящая от параметров внешней среды и среднего водного потенциала листьев (уравнение 7.14). Водный потенциал листьев растений, также как и в модели Федерера, рассчитывался с использованием стационарной (steady-state) модели переноса влаги в растениях в зависимости от влагосодержания корнеобитаемого слоя почвы и скорости транспирации.

Для расчета интенсивности фотосинтеза растительности Селлерсом в модели SiB была использована параметризация Чарльза-Эдвардса и Людвиг (Charles-Edwards, Ludwig, 1974) в форме схожей с мультипликативной параметризацией Джарвиса (уравнение 7.14) для  $g_l$  (Sellers et al., 1986, 1992). Скорость нетто фотосинтеза отдельного листа ( $A_l$ ) рассчитывалась как:

$$A_l = \left( \frac{b_1 \cdot Q}{b_2 + Q} - R_l \right) \cdot f_1(T_l) \cdot f_2(D_a) \cdot f_3(\psi_l) \quad (7.16)$$

где:  $b_1, b_2$  — эмпирические параметры, определяемые для каждого вида растительности,  $f_1(T_l), f_2(D_a), f_3(\psi_l)$  — эмпирические функции, определяющие видоспецифические особенности влияния температуры листа ( $T_l$ ), дефицита упругости водяного пара в воздухе ( $D_a$ ) и водного потенциала листа ( $\psi_l$ ) на величину нетто-фотосинтеза листа.

Для описания зависимости нетто-фотосинтеза от приходящей ФАР в некоторых исследованиях применялась также и экспоненциальная зависимость (Oltchev et al., 1997):

$$A_l = (A_{lMAX} \cdot (1 - \exp(-\beta_l \cdot Q)) - R_l) \cdot f_1(T_l) \cdot f_2(D_a) \cdot f_3(\psi_l) \quad (7.17)$$

где:  $\beta_l$  — эмпирический параметр, определяющий угол наклона световой кривой фотосинтеза при значениях ФАР ( $Q$ ), стремящихся к нулю.

**Третий этап** развития моделей тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена между земной поверхностью и атмосферой начался с середины 80 годов прошлого века и был главным образом связан с началом интенсивных исследований по оценке влияния глобальных климатических изменений и, в особенности, увеличения содержания  $CO_2$  и других парниковых газов в атмосфере на структуру биогеохимического и гидрологического цикла поверхности суши и океана. В это время появляются первые сопряженные модели тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена между земной поверхностью и атмосферой, основанные на комплексном описании биофизических и биохимических процессов в растительности и почве (Wong et al., 1979; Farquhar et al., 1980; Ball et al., 1980; Collatz et al., 1991, 1992; Leuning, 1995; Sellers et al., 1997; De Pury, Farquhar, 1997; Ольчев и др., 2008).

Вонгом и др. (Wong et al., 1979), на основании анализа результатов измерений скорости фотосинтеза и устьичной проводимости у различных видов растений, была выдвинута гипотеза о пропорциональности скорости ассимиляции растений величине сопротивления диффузии  $CO_2$  через устьичные отверстия. Болл и др. (Ball et al., 1980), проанализировав зависимость скорости фотосинтеза от устьичной проводимости для различных видов растительности, показал, что отношение  $g_l$  и  $A_l$  прямо пропорционально величине относительной влажности воздуха ( $h$ ), а также обратно пропорционально концентрации  $CO_2$  вблизи поверхности листа ( $C_s$ ):

$$g_l = m \cdot \frac{p \cdot h \cdot A_l}{C_s} + g_0 \quad (7.18)$$

где:  $g_0$  — значение  $g_l$  при величине ФАР близкой в световому компенсационному пункту,  $m$  — эмпирический параметр, и  $p$  — атмосферное давление.

Принимая во внимание, что относительная влажность не является независимой переменной в силу ее зависимости от удельной влажности и температуры, Леннинг (Leuning, 1995) предложил вместо  $h$  в уравнении 7.18 использовать дефицит упругости водяного пара в воздухе ( $D$ ). В этом случае уравнение 7.18 в общем виде может быть записано как

$$g_l = m \cdot \frac{p \cdot A_l}{(C_s - \Gamma^*)} \cdot \frac{1}{(1 + D/D_0)} + g_0 \quad (7.19)$$

где:  $\Gamma^*$  — углекислотный компенсационный пункт, и  $D_0$  — эмпирический параметр, определяемый экофизиологическими свойствами растительности.

Кроме замены в уравнении 7.18 относительной влажности на дефицит упругости водяного пара в воздухе Леннинг заменил  $C_s$  на  $(C_s - \Gamma^*)$ . Внесенные изменения позволили исключить из уравнения 7.18 температуру воздуха, а также более точно описать изменчивость  $g_l$  при низких значениях  $C_s$ .

Для учета в уравнении 7.19 зависимости  $g_l$  от  $A_l$  в условиях водного дефицита Тузе и др. (Tuzet et al., 2003) предложил использовать дополнительный параметр  $f(\psi)$ , определяющий влияние водного потенциала листа ( $\psi_l$ ) на  $g_l$  и  $A_l$ :

$$g_l = m \cdot \frac{p \cdot A_l \cdot f(\psi_l)}{(C_s - \Gamma^*)} \cdot \frac{1}{(1 + D/D_0)} + g_0 \quad (7.20)$$

$$f(\psi_l) = \frac{1 + \exp(s_f \cdot \psi_s)}{1 + \exp(s_f \cdot (\psi_{sl} - \psi_l))} \quad (7.21)$$

где:  $\psi_{sl}$  — водный потенциал листа при насыщении,  $s_f$  — эмпирический параметр, определяемый чувствительностью разных видов растений к водному дефициту.

Величина  $C_s$ , входящая в уравнения 7.19 и 7.20, может быть рассчитана по данным измерений  $\text{CO}_2$  в воздухе ( $C_a$ ) при известных значениях коэффициента проводимости слоя воздуха, прилегающего к поверхности листа ( $g_{lb}$ ):

$$\frac{(C_a - C_s)}{p} \cdot \frac{g_{lb}}{1.4} = A \quad (7.22)$$

Кроме того, зная величины  $C_s$  и  $g_l$  можно рассчитать и концентрацию  $\text{CO}_2$  в межклетниках листа ( $C_i$ ), что необходимо для расчета  $A_l$ :

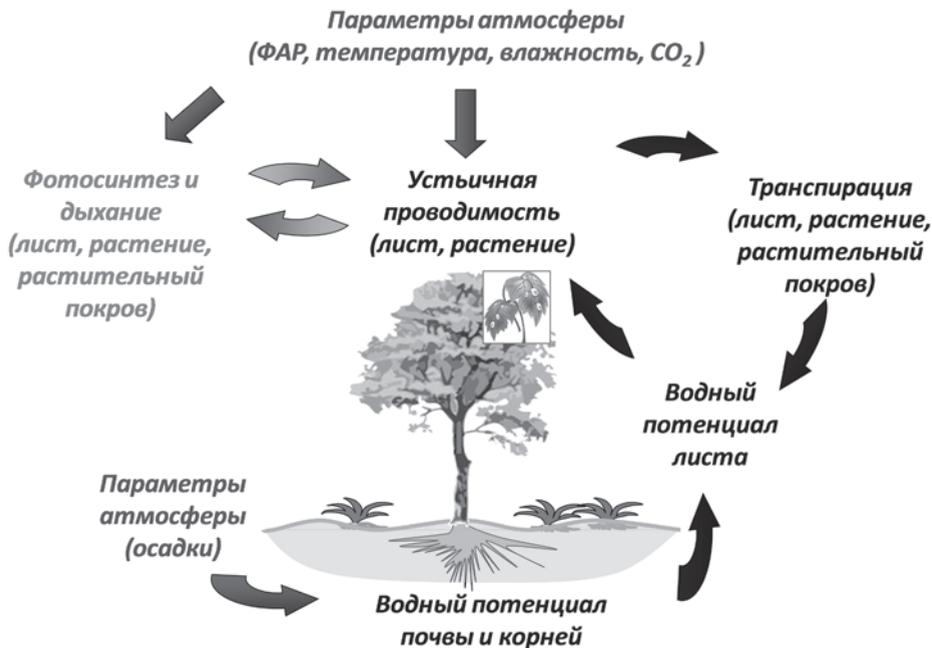
$$\frac{(C_s - C_i)}{p} \cdot \frac{g_l}{1.6} = A_l \quad (7.23)$$

или

$$\frac{(C_a - C_i)}{p} \cdot \frac{g_l \cdot g_{lb}}{(1.6 \cdot g_{lb} + 1.4 \cdot g_l)} = A_l$$

Коэффициенты 1.4 и 1.6 в уравнении 7.23 показывают различия в значениях молекулярной проводимости водяного пара и  $\text{CO}_2$  в слое воздуха, прилегающем к поверхности листа, а также устьичной проводимости для водяного пара и  $\text{CO}_2$ , соответственно.

Таким образом, в уравнениях 7.13, 7.20–7.21 прослеживается тесная взаимосвязь между устьичной проводимостью и скоростью фотосинтеза и транспирации на уровне, как отдельного листа растения, так и всего растительного покрова в целом (Рис. 7.1). Устьичная проводимость определяется степенью открытости устьиц, и влияет на интенсивность процессов  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  обмена между листом и окружающим воздухом. Она зависит от анатомических особенностей растений и изменяется под воздействием комплекса внешних (приходящая к поверхности листа ФАР, температура листа, дефицит упругости водяного пара в воздухе) и внутренних (водный потенциал листа, содержание  $\text{CO}_2$  в межклетниках, запасы питательных веществ в листьях и почве) факторов. Интенсивность транспирации и  $\text{CO}_2$  обмена также в свою очередь влияет на величину устьичной проводимости. В частности, увеличение скорости транспирации ведет к уменьшению водного потенциала листа и тургора замыкающих клеток. Это, в свою очередь, ведет к закрытию части устьиц (проявление регулирующей роли устьиц для предохранения растений от избыточной потери влаги) и, как следствие, к снижению его устьичной проводимости (Лархер, 1978). Сходные закономерности наблюдаются и при изменении скорости биохимических реакций, вызванных как внешними, так и внутренними факторами (например, изменением содержания  $\text{CO}_2$  в межклетниках, изменением содержания в листьях доступного азота, фосфора и калия).



**Рис. 7.1.** Общая схема сопряженного описания фотосинтеза, дыхания, устьичной проводимости и транспирации растительного покрова (Olchev и др., 2009).

Для параметризации процесса фотосинтеза у  $C_3$  растений Фаркхаром была предложена комплексная биохимическая модель (Farquhar et al., 1980), предполагающая, что скорость фотосинтеза определяется двумя важнейшими параметрами: скоростью ассимиляции  $CO_2$ , лимитируемая активностью РБФК/О (рибулозо-1,5-бисфосфаткарбоксилазы/оксигеназы) ( $A_V$ ), и скоростью переноса электронов для регенерации акцептора РБФ (рибулозобисфосфата), ( $A_J$ ):

$$A_i = \min \{ A_V, A_J \} - R_i . \quad (7.24)$$

Шаркей (Sharkey, 1985; Sharkey et al., 2007) и Харлей и др. (Harley et al., 1992) в качестве дополнительного лимитирующего фактора в модели Фаркхара предложили использовать также ограничение фотосинтеза скоростью утилизации триозофосфатов, характеризующее доступность внутренних неорганических фосфатов для цикла Кальвина,  $A_P$ . С учетом дополнительных параметров уравнение 7.24 может быть записано как:

$$A_i = \min \{ A_V, A_J, A_P \} - R_i . \quad (7.25)$$

Начальный участок углекислотной кривой фотосинтеза (при низких значениях  $C_i$  менее  $\sim 100$  ppm) отражает активность РБФК/О при насыщающем пуле РБФ. При этом активность РБФК/О является лимитирующим звеном в реакции карбоксилирования. Участок углекислотной кривой в области выхода на плато соответствует наложению дополнительных ограничений на величину фотосинтеза, которые связаны вначале с лимитирующим влиянием скорости регенерации РБФ, а затем с запасом неорганических фосфатов в листьях (Кособрюхов, 2009).

Следуя Фаркхару (Farquhar et al., 1980; De Pury, Farquhar, 1997) выражение для  $A_V$  может быть представлено как:

$$A_V = V_{CMAX} \cdot \frac{(C_i - \Gamma^*)}{C_i + K_c \cdot (1 + O_i/K_o)} \quad (7.26)$$

где:  $V_{CMAX}$  — максимальная скорость карбоксилирования РБФК/О листа,  $O_i$  — содержание  $O_2$  в межклетниках,  $K_c$ ,  $K_o$  — коэффициенты Михаэлиса-Ментена для реакции карбоксилирования и оксигенирования, соответственно.

При расчете  $A_J$  обычно используется несколько близких выражений (например, De Pury, Farquhar, 1997; Sharkey et al., 2007). В виде, предложенном Фаркхаром (De Pury, Farquhar, 1997), выражение для  $A_J$  записывается как:

$$A_J = \left( \frac{J}{4} \right) \cdot \frac{(C_i - \Gamma^*)}{(C_i + 2 \cdot \Gamma^*)} \quad (7.27)$$

где  $J$  — скорость переноса электронов для регенерации акцептора РБФ.

Зависимость  $J$  от поглощенной листом ФАР ( $Q$ ) получается при решении квадратного уравнения (de Pury, Farquhar, 1997)

$$\Theta \cdot J^2 - (\alpha \cdot Q + J_{MAX}) \cdot J + \alpha \cdot Q \cdot J_{MAX} = 0 \quad (7.28)$$

и имеет вид (von Caemmerer, 2000)

$$J = \frac{\alpha \cdot Q + J_{MAX} - \sqrt{(\alpha \cdot Q + J_{MAX})^2 - 4 \cdot \Theta \cdot \alpha \cdot Q \cdot J_{MAX}}}{2 \cdot \Theta}, \quad (7.29)$$

где  $J_{MAX}$  — максимальная скорость переноса электронов для регенерации акцептора РБФ при световом насыщении,  $\Theta$  — параметр, определяющий радиус кривизны зависимости  $J$  от  $Q$  на участке выхода на плато, и  $\alpha = dJ/dQ$  при  $Q \rightarrow 0$ . Выражение для  $A_p$  записывается как:

$$A_p = 3 \cdot TPU, \quad (7.30)$$

где:  $TPU$  — скорость утилизации триозофосфатов, характеризующая доступность в листе внутренних неорганических фосфатов для цикла Кальвина.

Для определения  $R_l$  в расчетах наиболее часто используется функция Аррениуса:

$$R_l = R_{l,ref} \cdot \exp \left[ \frac{E_a \cdot (T_l - T_{ref})}{T_{ref} \cdot R \cdot T_l} \right], \quad (7.31)$$

где  $R_{l,ref}$  — темновое дыхание листа при температуре  $T_{ref} = 298.15$  К (25 °С),  $T_l$  — температура листа в К,  $E_a$  — энергия активации, зависящая от свойств почв в Дж моль<sup>-1</sup>,  $R$  — универсальная газовая постоянная ( $R = 8.134$  Дж К<sup>-1</sup> моль<sup>-1</sup>).

Для количественного описания температурной зависимости интенсивности дыхания в вычислениях также часто используют приближенное правило Вант-Гоффа предполагающее, что повышение температуры на 10 К увеличивает скорость большинства химических реакций в 2–4 раза. Уравнение, которое описывает это правило в общем виде, может быть записано как

$$R_l = R_{l,ref} \cdot Q_{10}^{(T_l - T_{ref})/10}. \quad (7.32)$$

где  $Q_{10}$  — эмпирический параметр, описывающий изменение скорости дыхания в 10-ти градусном температурном интервале.

Ключевые параметры модели фотосинтеза Фаркхара ( $J$ ,  $V_c$ ,  $TPU$  и  $R_l$ ) обладают значительной межвидовой изменчивостью и сильно зависят от температуры воздуха, содержания азота и других питательных веществ в листьях.

Для расчета скорости фотосинтеза у  $C_4$  растений Коллатц и др. (Collatz et al., 1992) предложил использовать основные приближения биохимической модели Фаркхара (Farquhar et al., 1980), использованные для растений  $C_3$  типа. В отличие от  $C_3$  растений для растений  $C_4$  типа характерен процесс вторичного карбоксилирования, катализируемый ФЕП (фосфоенолпируват) карбоксилазой и представляющий собой первую ступень механизма, развившегося в качестве способа доставки  $CO_2$  к участкам восстановительной ассимиляции в хлоропластах (Кумбс, 1989). Следуя фон Кеммерер (von Caemmerer, 2000) скорость фотосинтеза у  $C_4$  растений рассчитывается как функция скорости ФЕП карбоксилирования ( $A_c$ ) и скоростью переноса электронов ( $A_j$ ):

$$A_l = \min \{ A_c, A_j \} - R_l. \quad (7.33)$$

Величина  $A_c$  может быть рассчитана как (von Caemmerer, 2000):

$$A_c = \min\{(V_p - R_l + g_l \cdot C_m); (V_{cMAX} - R_l)\} \quad (7.34)$$

или в более упрощенном виде при условиях низкого парциального давления  $CO_2$  в межклетниках ( $C$ ):

$$A_c = \frac{C_m \cdot V_{pMAX}}{C_m + K_p} - R_l + g_l \cdot C_m \quad (7.35)$$

где:  $C_m$  — содержание  $CO_2$  в клетках мезофилла,  $K_p$  — коэффициент Михаэлиса-Ментена для реакции ФЕП карбоксилирования,  $V_{pMAX}$  — максимальная скорость ФЕП карбоксилирования.

Учитывая предположение, что  $J$  и приходящая к листу  $\Phi AP$  одновременно ограничивают скорости ФЕП и РБФК/О карбоксилирования величина  $A_j$  может быть рассчитана как:

$$A_j = \min\left\{\left(\frac{0.4 \cdot J}{2} - R_l + g_l \cdot C_m\right); \left(\frac{(1-0.4) \cdot J}{3} - R_l\right)\right\}. \quad (7.36)$$

Модельные подходы, разработанные в ходе третьего этапа, основанные на детальной параметризации биофизических и биохимических процессов, протекающих в растительности и в почве, и учитывающие вертикальную структуру растительного покрова и почвы (многослойные модели), очевидно, являются более точными, а также более физически и биологически обоснованными, чем модельные алгоритмы, относящиеся к первому и второму этапу развития SVAT моделей. Основным требованием для их адекватного применения является наличие необходимых входных параметров для проведения модельных расчетов. В первую очередь, это относится к параметрам, характеризующим структуру и биофизические свойства моделируемого растительного покрова и почвы, а также их пространственную неоднородность. Отсутствие требуемых входных параметров в сложных многофакторных моделях и их замена некоторыми приближенными значениями может привести к значительным погрешностям в оценке потоков  $H_2O$  и  $CO_2$ , которые в конечном итоге могут быть соизмеримы с погрешностями, получаемыми при использовании более упрощенных модельных подходов (Raupach, Finnigan, 1986).

При выборе оптимального по сложности модельного подхода при проведении численных экспериментов необходимо учитывать:

- Основные задачи проводимого модельного исследования и величины, которые должны быть определены в ходе численных экспериментов.
- Пространственные размеры исследуемой территории (экосистема, регион, континент, весь земной шар), степень ее однородности, особенности рельефа, растительности и почвы.
- Величину временного интервала, для которого проводятся модельные расчеты (сутки, год, и т.д.).
- Наличие необходимых входных параметров для проведения модельных расчетов (метеорологические данные, биофизические и биохимические параметры, характери-

зующие свойства растительности и почвы). Масштабы пространственно-временной изменчивости значений этих параметров.

- Соответствие выбранной модели имеющимся компьютерным ресурсам. Оценка возможных затрат компьютерного времени на проведение численных экспериментов с выбранными модельными алгоритмами.

В частности, при описании процессов тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена в моделях регионального и глобального масштаба наиболее широкое распространение получили подходы, основанные на использовании упрощенных подходов для описания процессов  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена между земной поверхностью и атмосферой. Для описания структуры растительности в этих моделях используются также преимущественно простейшие одно- и двухслойные параметризации. Использование данных подходов связано с несколькими факторами и, прежде всего, с тем, что региональные и глобальные модели в основном направлены на определение интегральных потоков между земной поверхностью и атмосферой, что обычно не требует излишней детализации при описании вертикальной структуры растительности и почвы. Кроме того, для простых моделей гораздо проще найти входные параметры, необходимые для характеристики структуры, биофизических и биохимических свойств растительных сообществ и почвенного покрова на исследуемой территории.

При описании процессов тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена между земной поверхностью покрытой вертикально и горизонтально неоднородной растительностью и атмосферой в масштабе экосистемы, при изучении неоднородности и фракционирования потоков  $H_2O$  и  $CO_2$  в растительном покрове (например, при расчете вклада почвы, различных ярусов и видов растительности в суммарные потоки) требуется применение более сложных моделей с более подробным описанием структуры растительности и почвы, а также с детальной параметризацией индивидуальных процессов, описывающих радиационный перенос, водный режим, режим турбулентности, процессы фотосинтеза и дыхания растений и почвы. Значения входных параметров для описания свойств растительности и почвы в таких моделях определяются в ходе комплексных полевых исследований. Проверка моделей осуществляется путем сравнения данных модельных расчетов с результатами измерений параметров и потоков для почвы, отдельных растений и всей экосистемы в целом.

Лесная растительность является одним из наиболее сложных объектов для моделирования процессов тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена. Это связано с целым рядом факторов и, прежде всего, с необходимостью учета в подобных моделях:

- вертикальной и горизонтальной неоднородности древесного яруса лесной растительности,
- видового разнообразия древесного, кустарникового и травянистого ярусов растительности,
- межвидовых и внутривидовых различий в биофизических и биохимических свойствах древесной растительности,
- высокой тепловой инерции растительного покрова,
- нестационарности переноса влаги по ксилеме древесных растений.

Для описания тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена в лесных экосистемах в локальном масштабе используются, как одномерные многослойные (Sellers et al., 1986; Lockwood, 1992; Kumagai et al., 2006; Olchev et al., 2008), так и более сложные двух- и трехмерные модельные подходы (Wang, Jarvis, 1990; Ольчев, Радлер, 2009; Ibrom et al., 2006; Olchev

et al., 2009). Одномерные модели предполагают горизонтальную однородность растительного и почвенного покрова, а также рельефа в пределах некоторого ограниченного участка местности площадью не менее 2–3 гектар. Вертикальная структура растительности при этом моделируется с помощью множества горизонтально-однородных слоев, каждый из которых характеризуется определенной плотностью фитомассы, соотношением фотосинтезирующих и нефотосинтезирующих элементов, а также параметрами, определяющими биофизические и биохимические свойства деревьев. Для смешанных древостоев в каждом слое растительности оценивается также соотношение фитомассы деревьев различных пород (Oltchev et al., 2002).

В большинстве современных одномерных моделей для описания тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена в смешанных древостоях применяется относительно простой подход, основанный на использовании осредненных параметров для описания структуры и биофизических свойств различных пород деревьев. Осреднение параметров в зависимости от структуры и видового состава может быть выполнено как для каждого отдельного слоя растительности, так и для всего древостоя в целом. Очевидно, что данный подход не позволяет учесть индивидуальные особенности структуры отдельных пород деревьев, а также их отклик на изменения условий внешней среды, что может привести к определенным погрешностям при расчете суммарных потоков. Результаты полевых и модельных экспериментов (Oltchev et al., 2002) показали, что наиболее сильные погрешности при использовании процедуры межвидового осреднения в моделях могут возникнуть при моделировании потоков в периоды аномальных погодных условий, когда особенно сильно проявляются различия в чувствительности разных пород деревьев к изменению внешних условий. В частности, в периоды аномально жаркой погоды и засух серьезные погрешности в расчетах при использовании данного подхода могут быть связаны с различной засухоустойчивостью различных пород деревьев, а также структурой и глубиной корневой системы, определяющей способность деревьев получать необходимую влагу из глубинных слоев почвы. Также надо отметить, что при использовании данного подхода довольно затруднительно выполнить оценки вклада различных пород деревьев в суммарный  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмен экосистемы.

Трехмерные подходы за счет высокого пространственного разрешения и детализации при описании структуры растительности и почвы позволяют смоделировать тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмен для любого, даже совсем небольшого участка местности с неоднородным рельефом и растительностью. Они обычно основаны на решении системы двух уравнений: векторного уравнения Навье-Стокса и скалярного уравнения неразрывности (Sun, Bosilovich, 1996; Sogachev et al., 2002; Katul et al., 2006; Sogachev, Panferov, 2006; Мухартова и др., 2015; Левашова и др., 2015). Система уравнений обычно решается относительно трех компонент вектора скорости ветра и давления. Число неизвестных параметров требует использования дополнительных уравнений, выражающих неизвестные величины через моменты более высокого порядка. Это обычно приводит к увеличению количества неизвестных параметров, которое можно уменьшить, лишь используя совокупность определенных дополнительных допущений, позволяющих замкнуть систему уравнений. Порядок моментов, при выводе уравнений для которых используются дополнительные допущения и уравнения, в том числе эмпирические, определяет порядок замыкания системы уравнений. Основной проблемой их широкого использования является отсутствие необходимых для параметризации и калибровки данных моделей входных параметров, значительные затраты компьютерного време-

ни, необходимые для проведения расчетов, а также наличие методических проблем моделирования, возникающих при описании процессов переноса тепла,  $H_2O$  и  $CO_2$  в микро-масштабе. Последнее замечание особенно актуально при моделировании турбулентного режима в межкрупном пространстве внутри растительного покрова. При описании турбулентности внутри древостоя модели турбулентного обмена часто используют разрешение по горизонтали, превышающее размеры отдельных растений (обычно  $>10$  метров), что не позволяет достаточно точно описать турбулентный режим в масштабе, сопоставимом в частности с размерами крон и ветвей отдельных деревьев.

Среди трехмерных моделей переноса широкое распространение наряду с моделями турбулентного обмена в настоящее время получили и модели радиационного переноса и продуктивности лесных экосистем (Knyazikhin et al., 1997; Kellomäki, Wang, 1999; Wang, Jarvis, 1990; Widlowski et al., 2011). Сконцентрированные на радиационном режиме эти модели часто используют относительно упрощенные параметризации процессов фотосинтеза и транспирации растений, а также турбулентного переноса  $H_2O$  и  $CO_2$  внутри экосистемы.

Таким образом, для решения современных задач экологии, лесоведения, метеорологии и гидрологии сохраняется насущная потребность в дальнейшем развитии комплексных моделей, направленных на решение актуальных задач, связанных в частности с прогнозом влияния современных климатических изменений, погодных аномалий и антропогенных факторов на  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмен и функционирование лесов, произрастающих в различных климатических условиях, при разных условиях увлажнения и при различных уровнях антропогенной нагрузки, а также с оценкой обратного влияния лесных экосистем на локальные и региональные погодные условия и климат.

Основным требованием к разрабатываемым моделям должна быть комплексность при описании процессов тепло-,  $H_2O$ - и  $CO_2$ -обмена между растительностью и атмосферой, что предполагает соединение в единое целое детального описания микроклиматических условий в приземном слое атмосферы и внутри растительного покрова, особенностей водного режима растительности и почвы, биофизических и биохимических процессов (устычной проводимости, фотосинтеза и дыхания растений), протекающих на уровне как отдельного листа, так и на уровне всего растительного покрова в целом. Данные модели должны использовать ключевые параметры, определяющие биофизические свойства различных растительных сообществ, учитывающие их существующее разнообразие и адаптационную способность устьичного аппарата растений к новым условиям окружающей среды. Также важно отметить, что адекватность каждой модели должна быть проверена с использованием данных экспериментальных наблюдений.

## Литература

- Бихеле З.Н., Молдау Х.А., Росс К.* Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги. Л.: Гидрометеоздат. 1980. 223 с.
- Бойко А.П., Сиротенко О.Д.* Моделирование энерго- и массообмена в системе «Почва — Растительность — Атмосфера» при условиях водного дефицита. Труды ВНИИСХМ. 1985. № 10. С. 1–35.
- Будыко М.И.* Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеоздат, 1948, 136 с.
- Будаговский А.И.* Испарение почвенной влаги. М.: Наука. 1964. 244 с.

- Будаговский А. И., Ничипорович А. А., Росс Ю. К.* Количественная теория фотосинтеза и ее использование для решения научных и практических задач физической географии. Изв. АН СССР, Сер. геогр. 1964. № 6. С. 13–27.
- Будаговский А. И., Лозинская Е. А.* Теория суммарного испарения и ее приложения. Водные ресурсы. 1976. 2. С. 34–55.
- Вильфанд Р. М., Ривин Г. С., Розинкина И. А.* Мезомасштабный краткосрочный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-RU. Метеорология и гидрология. 2010. № 1. С. 5–17
- Володин В. Н., Лыкосов В. Н.* Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений, Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. № 34. С. 453–465.
- Галямин Е. П.* О построении динамической модели формирования урожая агроценозов. В: Биологические системы в земледелии и лесоводстве. М.: Наука, 1974. С. 70–84.
- Гельфан А. Н.* Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. Наука. 2007. 279 с.
- Гусев Е. М., Насонова О. Н., Джоган Л. Я., Ковалев Е. Э.* Использование модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой для расчетов речного стока в высоких широтах. Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 2. С. 181–195.
- Гусев Е. М., Насонова О. Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука. 2010. 326 с.
- Кособрюхов А. А.* Активность фотосинтетического аппарата при периодическом повышении концентрации CO<sub>2</sub>. Физиология растений. 2009. № 56(1). С. 8–16.
- Кучмент Л. С.* Моделирование процессов формирования речного стока. Л.: Гидрометеиздат. 1980. 144 с.
- Кучмент Л. С., Демидов В. Н., Мотовилов Ю. Г.* Формирование речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 216 с.
- Лархер В.* Экология растений. М: Мир, 1978. 384 с.
- Левашова Н. Т., Мухартова Ю. В., Давыдова М. А., Шапкина Н. Е., Ольчев А. В.* Применение теории контрастных структур для описания поля скорости ветра в пространственно-неоднородном растительном покрове. Вестник Московского университета. Серия 3. Физика и Астрономия. 2015. № 3. С. 3–10.
- Менжулин Г. В.* К методике расчета метеорологического режима в растительном сообществе. Метеорология и гидрология, 1970, № 2. С. 92–99.
- Мухартова Ю. В., Левашова Н. Т., Ольчев А. В., Шапкина Н. Е.* Применение двумерной модели для описания турбулентного переноса CO<sub>2</sub> в пространственно-неоднородном растительном покрове. Вестник Московского университета. Серия 3. Физика и Астрономия. 2015. № 1. С. 15–22.
- Нерпин С. В., Чудновский А. Ф.* Энерго- и массообмен в системе растение — почва — воздух. Л.: Гидрометеиздат. 1975. 375 с.
- Ольчев А. В., Курбатова Ю. А., Варлагин А. В., Выгодская Н. Н.* Модельный подход для описания переноса CO<sub>2</sub> между лесными экосистемами и атмосферой. Лесоведение. 2008. № 3. С. 3–13
- Ольчев А. В., Радлер К.* Применение трехмерной модели для описания влияния вырубки на радиационный режим лесной экосистемы. Известия Самарского научного центра РАН, 2009, Том 11. № 1(7). С. 1538–1542.

- Ольчев А. В., Курбатова Ю. А., Татаринев Ф. А., Молчанов А. Г., Варлагин А. В., Горшкова И. И., Выгодская Н. Н. 2009 Оценка первичной валовой и чистой продуктивности еловых лесов Центрально-Европейской части России с помощью полевых измерений и математической модели. Успехи современной биологии. 2009. 6. С. 565–577.
- Ольчев А. В. Модельный подход к определению валовой и нетто первичной продукции лесных экосистем по величине поглощенной фотосинтетически активной радиации. Компьютерные исследования и моделирование. 2016. Т. 8 № 2 С. 345–353.
- Полужетов Р. А., Василенко Г. В. Расчет транспирации и физического испарения в прикладных моделях агроэкосистем. Почва и растение — процессы и модели. СПб.: АФИ, 1992. С. 58–66.
- Розинкина И. А. Модель Гидрометцентра России почва — растительность — приземный слой атмосферы: алгоритм и результаты тестирования. Метеорология и гидрология. 2001. № 3. С. 19–33
- Росс Ю. К. Математическое моделирование поля фотосинтетически активной радиации (ФАР) в растительном покрове. — Сб. Актинометрия и оптика атмосферы. Москва: Наука. 1964. С. 251–256
- Росс Ю. К. Основные принципы построения математической модели фотосинтеза сельскохозяйственных посевов. В сборнике: Фотосинтез и продуктивность растений. Рига: Зинатне. 1965. С. 9–15.
- Росс Ю. К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова. Л.: Гидрометеоздат. 1975. 344 с.
- Сиротенко О. Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем. Л.: Гидрометеоздат. 1981. 167 с.
- Тарко А. М. Математическая модель глобального цикла углерода в биосфере. Журнал общей биологии. 2010. № 71(1). С. 97–109
- Тооминг Х. Г. Солнечная радиация и формирование урожая. Л.: Гидрометеоздат. 1977. 199 с.
- Чертов О. Г., Комаров А. С. Модели биологического круговорота элементов. В: Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах. М.: Наука. 2007. С. 40–49
- Ball J., Woodrow I., Berry J. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. In: Progress in Photosynthesis Research, Biggins I. (Ed.) Netherlands: Martinus Nijhoff. 1987, P. 221–224
- Baldocchi D. D. Luxmoore R. J., Hatfield. J. L. Discerning the forest from the trees: an essay on scaling canopy stomatal conductance. Agriculture Forest Meteorology. 1991. 54. P. 197–226
- Beven K. How far can we go in distributed hydrological modelling? Hydrology and Earth System Sciences. 2001. 5(1). P. 1–12.
- Bonan G. B. A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide. NCAR Tech. Note NCAR/TN- 4171STR. 1996. 150 p.
- von Caemmerer S. Biochemical models of leaf photosynthesis. Victoria, Australia: CSIRO Publishing. 2000. 165 p.
- Charles-Edwards D. A., Ludwig L. J. A model for leaf photosynthesis by C3 plant species, Annals of Botany. 1974. 38(4). P. 921–930

- Choudhury B.J.* Estimating gross photosynthesis using satellite and ancillary data: Approach and preliminary results. *Remote Sensing of Environment*. 2001, 75, P. 1–25
- Choudhury B.J., Monteith J.L.* A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J.R. Meteorol. Soc.* 1988. 114. P. 373–398
- Collatz G.J., Ball J.T., Grivet C., Berry J.A.* Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis, and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agric. For. Meteorol.* 1991. 54. P. 107–136.
- Collatz G.J., Ribas-Carbo M., Berry J.A.* A coupled photosynthesis- stomatal conductance model for leaves of C<sub>4</sub> plants. *Aus. J. Plant Physiol.* 1992. 19. P. 519–538
- De Pury D.G.G., Farquhar G.D.* Simple scaling of photosynthesis from leaves to canopies without the errors of big-leaf models. *Plant Cell Env.* 1997. 20. P. 537–557
- Dickinson R.E.* Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. *Advances in Geophysics*. 1983. 25. P. 305–353.
- Dickinson R.E., Kennedy P., Henderson-Sellers A., Wilson M.* Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model, Technical Report NCARE/TN-275+STR, Colorado, Boulder: National Center for Atmospheric Research, 1986. 69 p.
- Farquhar G.D., von Caemmerer S., Berry J.A.* A biochemical model of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta*, 1980, 149, P. 78–90.
- Farquhar G.D.* Models of integrated photosynthesis of cells and leaves. *Phil. Trans. Royal Soc. London B.* 1989. 323. P. 357–367
- Federer C.A.* A soil — plant — atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Wat. Resour. Res.*, 1979, 15, P. 555–562
- Foley J.A., Levis S., Prentice I.C., Pollard D., Thompson S.L.* Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*. 1998. 4. P. 561–579.
- Friend A.D., Stevens A.K., Knox R.G. Cannell M.G.R.* A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (Hybrid v3.0). *Ecological Modelling*. 1997. 95. P. 249–287.
- Gravenhorst G., Oltchev A., Sogachev A., Ibrom A., Kreilein H.* Forests as protection against airborne immissions. *Met. Zeitsch.* 2005. 14(2). P. 117–122
- Harley P.C., Loreto F., di Marco G., Sharkey T.D.* Theoretical consideration when estimating the mesophyll conductance to CO<sub>2</sub> flux by analysis of the response of Photosynthesis to CO<sub>2</sub>. *Plant Physiology*. 1992. 98. P. 1429–1436.
- Ibrom A., Jarvis P.G., Clement R., Morgenstern K., Oltchev A., Medlyn B.E., Wang Y.P., Wingate L., Moncrieff J.B., Gravenhorst G.* A comparative analysis of simulated and observed photosynthetic CO<sub>2</sub> uptake in two coniferous forest canopies. *Tree Physiology*. 2006. 26. P. 845–864
- Ibrom A., Oltchev A., June T., Kreilein H., Rakkibu G., Ross Th., Panferov O., Gravenhorst G.* Variation in photosynthetic light-use efficiency in a mountainous tropical rain forest in Indonesia. *Tree Physiology*. 2008. 28. P. 499–508
- Jarvis P.J.* The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. Royal Soc. B273*. 1976. P. 593–610
- Katul G.G., Finnigan J.J., Poggi D., Leuning R., Belcher S.E.* The influence of hilly terrain on canopy-atmosphere carbon dioxide exchange. *Bound. Layer Meteorol.* 2006. 118. P. 189–216
- Kellomäki S., Wang K-Y.* Short-term environmental controls of heat and water vapour fluxes above a boreal coniferous forest: model computations compared with measurements by eddy correlation. *J. Ecol. Model.* 1999. 124. P. 145–173

- Knyazikhin Yu., Panfyorov O., Gravenhorst G., Mießen G.* Small-scale study of three-dimensional distribution of photosynthetically active radiation in a forest. *Agric. For. Meteorol.* 1997. 88. P. 215–239
- Komarov A.S., Chertov O.G., Andrienko G.L., Andrienko N., Mikhailov A.V., Gatal'sky P.* DESCARTES & EFIMOD: An Integrated System for Simulation Modelling and Exploration Data Analysis for Decision Support in Sustainable Forestry. In: A. Rizzoli (Ed.) *Integrated Modelling and Assessment*, Kluwer Publ., 2002. P. 234–239.
- Kumagai T., Ichie T., Yoshimura M., Yamashita M., Kenzo T., Saitoh T.M., Ohashi M., Suzuki M., Koike, T., Komatsu H.* Modeling CO<sub>2</sub> exchange over a Bornean tropical rainforest using measured vertical and horizontal variations in leaf-level physiological parameters and leaf area densities. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2006. 111. D10107
- Kurbatova J., Li Ch, Tatarinov F., Varlagin A., Shalukhina N., Olchev A.* Modeling of the carbon dioxide fluxes in European Russia peat bog. *Environ. Res. Lett.* 2009. 4. P. 045022 (5 pp)
- Leemhuis C., Erasmí S., Twele A., Kreilein H., Oltchev A., Gerold G.* Rainforest Conversion in Central Sulawesi, Indonesia — Recent Development and Consequences for River Discharge and Water Resources. *Erdkunde.* 61(3). 2007. P. 252–264.
- Leuning R.* A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C<sub>3</sub> plants. *Plant Cell Environ.* 1995. 18. P. 339–355.
- Lockwood J.G.* The Sensitivity of the Water Balance of a Wet Multilayer Model Pine Canopy to Variations in Meteorological Input. *Climatic Change.* 1992. 20(1). P. 23–56.
- Manabe S.* Climate and the ocean circulation. I: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Weather Rev.* 1969. 97. P. 739–774.
- Monsi M., Saeki T.* Ueber den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion. *Japanese Journal of Botany.* 1953. 14. P. 22–52.
- Monteith J.L.* Evaporation and environment. In: G.E. Frogg (Ed.) *The state and movement of water in living organisms*, Symp. Soc. exp. Biol., 19, N.Y.: Academic Press. 1965. P. 205–234.
- Monteith J.L.* Climate and the efficiency of crop production in Britain. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Biological Sciences.* 1977. 281(980). P. 277–294.
- Monteith J.L., Unsworth M.H.* *Principles of Environmental Physics.* 2-nd Edn. Routledge. New York: Charman and Hall. 1990. 291 p.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V.* River flow forecasting through conceptual models: A discussion of principles. *J. Hydrol.* 1970. 10(3). P. 282–290.
- Oltchev A., Constantin J., Gravenhorst G., Ibrom A., Heimann J., Schmidt J., Falk M., Morgenstern K., Richter I., Vygodskaya N.* Application of a six-layer SVAT model for simulation of evapotranspiration and water uptake in a spruce forest. *J. Phys. Chem. Earth,* 1996. 21(3). P. 195–199.
- Oltchev A., Constantin J., Gravenhorst G., Ibrom A.* A six-layer SVAT model for a simulation of water vapour and sensible heat fluxes in a spruce forest. *J. Hydrol. Hydromech.* 1997. 45. P. 5–37.
- Oltchev A., Ibrom A., Constantin J., Falk M., Richter I., Morgenstern K., Joo Y., Kreilein H., Gravenhorst G.* Stomatal and surface conductance of a spruce forest: model simulation and field measurements. *J. Phys. Chem. Earth.* 1998. 23(4). P. 453–458.
- Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N., Tatarinov F., Tishenko A., Ibrom A., Gravenhorst G.* Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models. *Boreal Environmental Research.* 2002. 7(4). P. 389–397.

- Olchev A., Ibrom A., Ross T., Falk U., Rakkibu G., Radler K., Grote S., Kreilein H., Gravenhorst G.* A modelling approach for simulation of water and carbon dioxide exchange between multi-species tropical rain forest and the atmosphere. *J. Ecological Modelling*. 2008. 212. P. 122–130.
- Olchev A., Radler K., Sogachev A., Panferov O., Gravenhorst G.* Application of a three-dimensional model for assessing effects of small clear-cuttings on radiation and soil temperature. *Ecological Modelling*. 2009. 220. P. 3046–3056.
- Penman H.L.* Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*. 1948. 193. P. 120–145.
- Prentice I.C., Cramer W., Harrison S.P., Leemans R., Monserud R.A., Solomon A.M.* A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *J. Biogeogr.* 1992. 19. P. 117–134.
- Priestley C.H.B., Taylor R.J.* On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*. 1972. 100(2). P. 81–92.
- Raupach M.R., Finnigan J.J.* Single-layer models of evaporation from plant canopy are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless: Discuss. *Aust. J. Plant Physiol.* 15. 1988. P. 705–716.
- Ruimy A., Dedieu G., Saugier B.* TURC: A diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity. *Global Biogeochemical Cycles*. 1996. 10. P. 269–285.
- Running S.W., Nemani R.R., Heinsch F.A., Zhao M., Reeves M., Hashimoto H.* A continuous satellite derived measure of global terrestrial primary production. *BioScience*. 2004. 54(6). P. 547–560.
- Sellers P.J., Mintz Y., Sud Y.C. and Dalcher A.A.* Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.* 1986. 43(6). P. 505–531.
- Sellers P.J., Berry J.A., Collatz G.J., Field C.B., Hall F.G.* Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote Sensing of the Environment*. 1992. 42. P. 187–216.
- Sellers P., Dickinson R.E., Randall D.A., Betts A.K., Hall F.G., Berry J.A., Collatz G.J., Denning A.S., Mooney H.A., Nobre C.A., Sato N., Field C.B., Henderson-Sellers A.* Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*. 1997. 275. P. 502–509
- Sharkey T.D., Berry J.A., Raschke K.* Starch and sucrose synthesis in *Phaseolus vulgaris* as affected by light, CO<sub>2</sub>, and abscisic acid. *Plant Physiology*. 1985. 77. P. 617–620.
- Sharkey T.D., Bernacchi C.J., Farquhar G.D., Singsaas E.L.* Fitting photosynthetic carbon dioxide response curves for C-3 leaves. *Plant, Cell & Environment*. 2007. 30. P. 1035–1040.
- Sogachev A., Menzhulin G., Heimann M., Lloyd J.* A simple three dimensional canopy — planetary boundary layer simulation model for scalar concentrations and fluxes. *Tellus*. 2002. 54B. P. 784–819
- Sogachev A., Panferov O.* Modification of two-equation models to account for plant drag. *Bound. Layer Meteorol.* 2006. 121. P. 229–266.
- Sun W-Y., Basilovich M.G.* Planetary boundary layer and surface layer sensitivity to land surface parameterization. *Bound. Layer Meteorol.* 1996. 77. P. 353–378
- Thom A.S.* Momentum, Mass and Heat Exchange of Plant Communities. In “Vegetation and the Atmosphere”, J.L. Monteith (Ed.), V. 1. Academic Press. 1975. P. 57–110

- Thornthwaite C.W.* An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Review* 1948. 39. P. 55–94.
- Turner D.P., Urbanski S., Bremer D., Wofsy S.C., Meayers T., Gower S.T., Gregory M.* A cross-biome comparison of daily light use efficiency for gross primary production. *Global Change Biol.* 2003. 9. P. 383–395.
- Tuzet A., Perrier A., Leuning R.* A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell and Environment.* 2003. 26. P. 1097–1116.
- Wang Y.P., Jarvis P.G.* Influence of crown structural properties on PAR absorption, photosynthesis, and transpiration in Sitka spruce — application of a model (MAESTRO). *Tree Physiol.* 1990. 7. P. 297–316.
- Widlowski J-L., B. Pinty, M. Clerici, Y. Dai, M. De Kauwe, K. de Ridder, A. Kallel, H. Kobayashi, T. Lavergne, W. Ni-Meister, A. Olchev, T. Quaipe, S. Wang, W. Yang, Y. Yang, H. Yuan* RAMI4PILPS: An Intercomparison of Formulations for the Partitioning of Solar Radiation in Land Surface Models. *J. Geophysical Research* 2011. 116. G02019. 25 p.
- Wood E.F., Lettenmaier D., Liang X., Nijssen B., Wetzel S.W.* Hydrological modeling of continental-scale basins. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1997. 25. P. 279–300
- Wong S.C., Cowan I.R., Farquhar G.D.* Stomatal conductance correlates with photosynthetic capacity. *Nature.* 1979. 282. P. 424–426
- Xiao X., Hollinger D., Aber J., Goltz M., Davidson E., Zhang Q., Moore B.* Satellite-based modeling of gross primary production in an evergreen needleleaf forest. *Remote sensing environment.* 2004. 89. P. 519–534.
- Xiao J., Zhuang Q., Baldocchi D.D., Law B.E., Richardson A.D., Chen J., Oren R., Starr G., Noormets A., Ma S., Verma S.B., Wharton S., Wofsy S.C., Bolstad P.V., Burns S.P., Cook D.R., Curtis P.S., Drake B.G., Falk M., Fischer M.L., Foster D.R., Gu L., Hadley J.L., Hollinger D.Y., Katul G.G., Litvak M., Martin T.A., Matamala R., McNulty S., Meyers T.P., Monson R.K., Munger J.W., Oechel W.C., Paw U K.T., Schmid H.P., Scott R.L., Sun G., Suyker A.E., Torn M.S.* Estimation of net ecosystem carbon exchange of the conterminous United States by combining MODIS and AmeriFlux data. *Agricultural and Forest Meteorology.* 2008. 148 (11). P. 1827–1847

## 8. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕНОСА ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ НАД НЕОДНОРОДНОЙ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Мухартова Ю.В., Левашова Н.Т., Мангура П.А., Ольчев А.В.

Современные изменения климата, сопровождающиеся ростом глобальной температуры и изменением режима осадков, определяются совокупностью природных и антропогенных факторов, важная роль среди которых принадлежит увеличению содержания парниковых газов в атмосфере, и прежде всего, росту содержания  $\text{CO}_2$ , вызванному главным образом усилением эмиссии  $\text{CO}_2$  в атмосферу из антропогенных источников (IPCC, 2013). Растительный покров, и в первую очередь леса, активно поглощают  $\text{CO}_2$  из атмосферы в процессе фотосинтеза и удерживают его в связанном состоянии на протяжении значительного времени, снижая таким образом влияние увеличения антропогенной эмиссии  $\text{CO}_2$  на климатическую систему.

Современная система мониторинга за потоками парниковых газов между земной поверхностью и атмосферой в силу существующих ограничений используемых методов измерений (например, метода турбулентных пульсаций, использование которого требует однородной подстилающей поверхности и установившегося воздушного потока) сосредоточена главным образом на измерениях потоков в растительных сообществах с горизонтально однородной структурой (Цванг, 1960; Елагина, Лазарев, 1984; Foken, 2008; Инсаров и др., 2012; Бурба и др., 2016). Измерения потоков над неоднородными поверхностями в силу возмущений, возникающих на границах раздела растительных сообществ и элементах шероховатости земной поверхности (кроны деревьев, опушки леса, лесные поляны, вырубки, ветровалы, неровности рельефа, и др.) в поле ветра и в режиме турбулентности, проводятся лишь эпизодически, обычно в рамках крупных экспериментов, позволяющих привлечь к процессу измерений значительные технические и инструментальные ресурсы. Возникающие в приземном слое атмосферы над неоднородной подстилающей поверхностью возмущения воздушного потока ограничивают возможности применения для определения вертикальных потоков не только экспериментальных подходов, но также и наиболее широко распространенных одномерных (1D) моделей, основанных на предположении о горизонтальной однородности подстилающей поверхности и растительного покрова (Sellers et al., 1997; Oltchev et al., 2002; Гусев, Насонова, 2010).

Очевидно, что для описания процессов обмена в приземном слое атмосферы над неоднородной поверхностью наиболее эффективным инструментом могут служить более сложные двумерные (2D) и трехмерные (3D) модели турбулентного переноса, позволяющие оценить не только вертикальные, но и горизонтальные потоки с учетом реальной структуры растительного покрова и неоднородности рельефа.

Большинство существующих в настоящее время 2D и 3D моделей основаны на решении системы двух уравнений: векторного уравнения Навье–Стокса и скалярного уравнения неразрывности (Монин, 1988; Бызова и др., 1989; Бояршинов и др., 2004, 2013). Уравнения решаются относительно трех компонент вектора скорости и атмосферного давления с использованием осреднения Рейнольдса. В результате использования осреднения Рейнольдса можно получить систему из четырех скалярных уравнений, в которой неизвестными являются средние значения компонент скорости и давления,

а также моменты второго порядка составляющих скорости ветра. Как следствие увеличения количества неизвестных параметров возникает проблема замыкания получаемой осредненной системы уравнений. Для решения этой проблемы составляются дополнительные уравнения, выражающие неизвестные величины через моменты более высокого порядка. Порядок моментов, при выводе уравнений для которых используются дополнительные допущения и уравнения, в том числе эмпирические, определяет порядок замыкания системы уравнений.

Среди существующих подходов для замыкания полученной системы уравнений наиболее широкое распространение получил подход, основанный на гипотезе Буссинеска (Pielke, 2002), согласно которому тензор турбулентных напряжений можно определить подобно тензору вязких напряжений через градиенты от осредненного поля скорости (Зилитинкевич, 1970). Для замыкания используются моменты второго порядка, имеющие смысл турбулентной кинетической энергии и скорости её диссипации. Уравнения для этих величин составляются на основании дополнительных полуэмпирических допущений. В литературе этот прием называется замыканием порядка 1.5.

В рамках проведенного исследования для описания процессов переноса над неоднородной земной поверхностью с мозаичной растительностью и сложным рельефом были разработаны две модели турбулентного переноса в приземном слое атмосферы. Первая модель основана на классическом замыкании порядка 1.5. Во второй модели используется замыкание первого порядка, а распределение поля скоростей ветра вблизи границ растительных неоднородностей моделируется при помощи теории контрастных структур.

Разработанные модели используются для оценки влияния пространственной неоднородной земной поверхности (растительность, рельеф) на ветровую и турбулентный режим приземного слоя атмосферы, а также для оценки возможных погрешностей расчета вертикальных турбулентных потоков парниковых газов при использовании 1D модельного подхода.

## 8.1. 2D гидродинамическая модель турбулентного переноса в приземном слое атмосферы, основанная на замыкании порядка 1.5

### 8.1.1. Система гидродинамических уравнений

Рассмотрим декартову систему координат, в которой положение произвольной точки  $M$  будем определять с помощью радиус-вектора  $\vec{x} = \{x_1, x_2, x_3\}$ , где  $x_3$  — высота точки  $M$  над поверхностью,  $x_1$  и  $x_2$  — координаты проекции  $M$  на горизонтальную плоскость.

Пусть  $p(\vec{x}, t)$  и  $\rho(\vec{x}, t)$  — давление и плотность воздуха в точке с радиус-вектором  $\vec{x}$  в момент времени  $t$ . Невозмущенные значения давления  $p_0(x_3)$  и плотности  $\rho_0(x_3)$  зависят только от высоты  $x_3$ . При этом профиль  $p_0(x_3)$  определяется гидростатическим распределением

$$\frac{dp_0}{dx_3} = -\rho_0 g,$$

где  $g$  — ускорение свободного падения. Будем искать давление  $p$  и плотность воздуха  $\rho$  в турбулентной атмосфере в следующем виде:

$$p(\bar{x}, t) = p_0(x_3) + \delta p(\bar{x}, t), \quad \rho(\bar{x}, t) = \rho_0(x_3) + \delta \rho(\bar{x}, t),$$

считая отклонения  $\delta p$  и  $\delta \rho$  от равновесного состояния достаточно малыми.

Пусть  $\bar{u}(\bar{x}, t)$  — векторное поле скорости ветра. Если величина  $H_\rho = \left\{ -\frac{1}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{dx_3} \right\}^{-1}$

много больше характерного масштаба турбулентности  $l$ , то в уравнении неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \bar{u}) = 0$$

можно пренебречь изменением плотности. Так как в приземном слое атмосферы условие  $H_\rho \gg l$ , как правило, выполняется (Wyngaard, 2010), то уравнение неразрывности приближенно можно записать в виде

$$\text{div} \bar{u} = 0. \quad (8.1.1)$$

Компоненты вектора  $\bar{u}(\bar{x}, t)$  скорости ветра удовлетворяют уравнению Навье-Стокса:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} - g \delta_{i3} + f_i^{Cor} + \nu \Delta u_i + f_i, \quad i = 1, 2, 3,$$

где  $\delta_{i3}$  — символ Кронекера,  $f_i^{Cor}$  — компоненты силы Кориолиса, возникающей при движении относительно вращающейся системы отсчета,  $\nu$  — параметр кинематической вязкости,  $f_i$  — компоненты массовой плотности внешней силы (сопротивления растительности воздушному потоку).

При нейтральных атмосферных условиях имеет место приближенное равенство

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} = -\frac{1}{\rho_0 + \delta \rho} \left( \frac{\partial p_0}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_i} \delta p \right) \approx -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_i} \delta p = g \cdot \delta_{3i} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_i} \delta p,$$

которое позволяет переписать уравнение Навье-Стокса в виде

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_i} \delta p + f_i^{Cor} + \nu \Delta u_i + f_i, \quad i = 1, 2, 3. \quad (8.1.2)$$

Концентрация  $c(\bar{x}, t)$  переносимого воздушным потоком вещества описывается уравнением диффузии:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u_j \frac{\partial c}{\partial x_j} = \gamma_c \Delta c + f_c, \quad (8.1.3)$$

где  $\gamma_c$  — коэффициент диффузии,  $f_c$  — мощность источников и стоков вещества.

### 8.1.2. Усреднение системы уравнений

Воздушный поток в приземном слое атмосферы является турбулентным и представляет собой совокупность вихрей различного масштаба. При этом типичный размер  $l$  (длина пути перемешивания) самых крупных (энергонесущих) вихрей в приземном атмосферном слое соизмерим с глубиной этого слоя, а их скорость  $V_l$  имеет порядок

скорости потока. Поэтому турбулентное число Рейнольдса  $R_t = V_l l/\nu$ , характеризующее отношение динамических сил к вязким, много больше единицы (Wyngaard, 2010; Garratt, 1992).

В турбулентном потоке происходит диссипация кинетической энергии и ее переход во внутреннюю энергию со средней скоростью  $\varepsilon$ . Энергия крупномасштабных вихрей передается вихрям меньших размеров, и так вплоть до минимальных диссипативных вихрей, в которых турбулентная кинетическая энергия переходит во внутреннюю за счет вязкого трения. Для того чтобы численное решение задачи было корректным, расчетная сетка должна иметь шаг, позволяющий учесть турбулентные вихри всех размеров. Отношение  $l$  к типичному размеру  $\eta$  диссипативных вихрей в соответствии с предположением Колмогорова о зависимости  $\eta$  только от величин  $\varepsilon$  и  $\nu$  имеет порядок  $R_t^{3/4}$  (Wyngaard, 2010). То есть даже в случае двумерной задачи для расчетов необходимо порядка  $(l/\eta)^2 \propto R_t^{3/2} \propto 10^{12}$  узлов сетки.

Один из возможных подходов к решению проблемы состоит в том, чтобы ограничиться исследованием нестационарного турбулентного течения только в масштабах, превышающих некоторый заданный размер. Масштабы вихрей, для которых прямое решение невозможно, моделируются как подсеточная турбулентность с использованием вихревой вязкости. Структура крупных вихрей получается в результате решения усредненных гидродинамических уравнений (Белоцерковский, 1994).

При усреднении системы уравнений используем разложение Рейнольдса: любая искомая функция  $\psi(\vec{x}, t)$  представляется в виде суммы  $\psi = \Psi + \psi'$  ее флуктуирующей части  $\psi'$  и среднего значения  $\Psi(\vec{x}, t) = \langle \bar{\psi} \rangle(\vec{x}, t)$  по пространству и времени:

$$\langle \bar{\psi} \rangle(\vec{x}, t) = \frac{1}{T} \int_{t-T/2}^{t+T/2} \left\{ \frac{1}{|v|} \int_v \psi(\vec{x} + \vec{x}', \tau) d^3 \vec{x}' \right\} d\tau,$$

где  $T$  — характерный интервал усреднения по времени,  $|v|$  — объем характерной области  $v$ , в пределах которой функция  $\psi(\vec{x}, t)$  усредняется по пространству.

Используя разложение Рейнольдса, представим все искомые функции в виде:  $\vec{u} = \vec{U} + \vec{u}'$ ,  $\delta p = \delta P + \delta p'$ ,  $c = C + c'$ .

Усредняя уравнения (8.1.1) и (8.1.2) по пространству и времени в соответствии с указанным выше правилом, получим систему для  $\vec{U}$  и  $\delta P$ :

$$\begin{cases} \text{div } \vec{U} = 0, \\ \frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_i} \delta P + F_i^{Cor} + \nu \Delta U_i - \frac{\partial}{\partial x_j} \langle \overline{u'_i u'_j} \rangle + F_i, \end{cases} \quad (8.1.4)$$

где  $\vec{F} = \{F_1, F_2, F_3\}$  — средняя массовая плотность силы сопротивления растительности воздушному потоку.

Полученные после усреднения в правых частях уравнений (8.1.4) величины  $\langle \overline{u'_i u'_j} \rangle$  необходимо выразить, исходя из физических соображений. Все эти величины представляют собой турбулентные потоки. Они описывают перемешивание, похожее на диффузионное, но гораздо более сильное (превосходящее диффузионное на несколько порядков). Это перемешивание называют турбулентной диффузией. Турбулентные потоки выражаются по аналогии с обычной (молекулярной) диффузией (Sogachev, Panferov, 2006):

$$\langle u'_i u'_j \rangle = \frac{2}{3} E \cdot \delta_{ij} - K \left( \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (8.1.5)$$

где  $K$  — коэффициент турбулентного обмена,  $E$  — кинетическая энергия турбулентного движения:

$$E = \frac{\langle (u'_1)^2 + (u'_2)^2 + (u'_3)^2 \rangle}{2}.$$

Коэффициент турбулентного обмена  $K$  может быть выражен через кинетическую энергию турбулентного движения  $E$  и скорость диссипации турбулентной энергии  $\varepsilon$  по формуле  $K = C_\mu E^2 \varepsilon^{-1}$ , где  $C_\mu$  — безразмерный коэффициент пропорциональности (Garrat, 1992). Измерения, проведенные в аэродинамической трубе, дают значение  $C_\mu = 0.09$  (Sogachev, Panferov, 2006).

Поскольку коэффициент турбулентного обмена  $K$  превосходит на несколько порядков параметр кинематической вязкости  $\nu$ , слагаемым  $\nu \Delta U_i$  в системе (8.1.4) можно пренебречь.

Одним из способов нахождения значения  $E$  и скорости ее диссипации  $\varepsilon$  является решение для них системы дифференциальных уравнений типа уравнений диффузии в движущемся потоке. В общем случае второе уравнение этой системы формулируется для некоторой вспомогательной функции  $\varphi$ , характеризующей масштаб турбулентности. В качестве функции  $\varphi$  в различных моделях берутся следующие три величины:  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon/E$  или  $l$ . Исследование и сравнительный анализ данных моделей проведен в работах (Sogachev, Panferov, 2006; Sogachev, 2009; Sogachev et al., 2002). В частности, показано, что при отсутствии растительности указанные три модели в целом дают схожие результаты. Однако для  $\varphi = \varepsilon$  и  $\varphi = \varepsilon/E$  модели позволяют лучше воспроизводить турбулентное поле в случае набегания потока на препятствие, например, границу леса, чем при  $\varphi = l$ . Кроме того, выбор  $\varphi = \varepsilon/E$  оказывается предпочтительным, так как он позволяет избежать неопределенности с числами Прандтля и Шмидта, характерной для  $\varphi = \varepsilon$  в пределах растительности. Поэтому в нашей работе мы рассматриваем  $\varphi = \varepsilon/E$ .

Для расчета величины  $E$  и скорости её диссипации  $\varepsilon$  используется система дифференциальных уравнений, записываемая по аналогии с уравнением турбулентной диффузии в движущемся потоке (Sogachev, Panferov, 2006):

$$\begin{cases} \frac{\partial E}{\partial t} + U_j \frac{\partial E}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial E}{\partial x_j} \right) + P_E - \varepsilon, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial t} + U_j \frac{\partial \varphi}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \frac{K}{\sigma_\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x_j} \right) + \frac{\varphi}{E} (C_{\varphi 1} P_E - C_{\varphi 2} \varepsilon) + \Delta_\varphi. \end{cases} \quad (8.1.6)$$

Безразмерные величины  $\sigma_E^\varphi$  и  $\sigma_\varphi$  ( $\sigma_E^\varphi = \sigma_\varphi = 2$ ) представляют собой число Прандтля для турбулентной кинетической энергии и турбулентное число Шмидта для функции  $\varphi$ , соответственно. Безразмерные множители  $C_{\varphi 1}$  ( $C_{\varphi 1} = 0.52$ ) и  $C_{\varphi 2}$  ( $C_{\varphi 2} = 0.8$ ) являются модельными постоянными (Wilcox, 1998). Величина  $P_E$  представляет собой скорость сдвиговой генерации турбулентной кинетической энергии:

$$P_E = -\langle u'_i u'_j \rangle \frac{\partial U_i}{\partial x_j}.$$

Слагаемое  $\Delta_\varphi$  [с<sup>-2</sup>], описывает увеличение диссипации турбулентной кинетической энергии за счет взаимодействия воздушного потока с растительностью и, в первом приближении, выражается как (Sogachev et al., 2002):

$$\Delta_\varphi = 12\sqrt{C_\mu} \cdot (C_{\varphi 2} - C_{\varphi 1}) \cdot c_d \cdot LAD \cdot |\vec{V}| \cdot \varphi.$$

Усредняя уравнение (8.1.3), получаем уравнение для средней концентрации  $C$  переносимого вещества:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_j \frac{\partial C}{\partial x_j} = \gamma_c \Delta C - \frac{\partial}{\partial x_j} \langle u'_j c' \rangle + F_C, \quad (8.1.7)$$

где  $F_C = \langle f_c \rangle$  — средняя мощность источников и стоков вещества.

Турбулентные потоки  $\langle u'_j c' \rangle$  переносимого вещества могут быть выражены по аналогии с турбулентными потоками  $\langle u'_i u'_j \rangle$ :

$$\langle u'_j c' \rangle = -K_c \frac{\partial C}{\partial x_j},$$

где  $K_c$  — коэффициент турбулентной диффузии для переносимого вещества.

Коэффициенты  $K$  и  $K_c$  полностью определяются свойствами потока, а не вещества, как в случае молекулярной диффузии, и зависят от скорости ветра. В теории турбулентности, основанной на понятии коэффициента турбулентной диффузии, считается, что отношение коэффициентов  $K$  и  $K_c$  есть постоянная величина  $Sc = K/K_c$ , называемая турбулентным числом Шмидта. «Классическое» микрометеорологическое предположение состоит в том, что  $Sc = 1$  (Garrat, 1992). Однако многие эксперименты, как натурные, так и проведенные в аэродинамической трубе, говорят о том, что  $Sc < 1$ . В частности, в работе (Stull, 1988) приводится значение  $Sc = 0.75$ , а в работе (Flesch et al., 2002) в результате измерений было получено значение  $Sc = 0.6$ . В нашем исследовании будем использовать  $Sc = 0.75$ .

Поскольку при отличных от нуля скоростях ветра турбулентные потоки существенно превышают потоки, вызванные молекулярной диффузией, в нашем исследовании вклад молекулярной диффузии в уравнении (8.1.7) не рассматривается.

### 8.1.3. Двумерный случай

Будем использовать двумерную гидродинамическую модель, основанную на усредненных уравнениях (8.1.4), (8.1.6) и (8.1.7), в прямоугольной области  $x \in [-L_x, L_x]$ ,  $z \in [h_0, H]$ , где  $x$  и  $z$  — горизонтальная и вертикальная координаты соответственно.

Система уравнений для горизонтальной  $U$  и вертикальной  $W$  компонент усредненной скорости ветра  $\mathbf{V} = \{U, W\}$  и избыточного давления  $\delta P$  имеет вид (Мухартова и др., 2015):

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \delta P}{\partial x} - \frac{2}{3} \frac{\partial E}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( 2K \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) + F_u, \\ \frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + W \frac{\partial W}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \delta P}{\partial z} - \frac{2}{3} \frac{\partial E}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( 2K \frac{\partial W}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_w, \\ \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0, \end{cases} \quad (8.1.8)$$

где  $F_u, F_w$  — горизонтальная и вертикальная компоненты приходящейся на единицу массы силы динамического трения  $\mathbf{F} = \{F_u, F_w\}$ .

Величины  $E$  и  $\varepsilon$  находятся из системы дифференциальных уравнений:

$$\begin{cases} \frac{\partial E}{\partial t} + U \frac{\partial E}{\partial x} + W \frac{\partial E}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial E}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial E}{\partial z} \right) + P_E - \varepsilon, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial t} + U \frac{\partial \varphi}{\partial x} + W \frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{K}{\sigma_\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{\sigma_\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \frac{\varphi}{E} (C_{\varphi 1} P_E - C_{\varphi 2} \varepsilon) + \Delta_\varphi, \end{cases} \quad (8.1.9)$$

где скорость сдвиговой генерации турбулентной кинетической энергии  $P_E$  имеет вид:

$$P_E = 2K \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial W}{\partial z} \right)^2 \right] + K \left( \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{\partial W}{\partial x} \right)^2.$$

Для того чтобы получить начально-краевую задачу для системы уравнений (8.1.8)–(8.1.9), ее необходимо дополнить начальными и граничными условиями. Начальные и граничные условия в модели ставились таким образом, чтобы в случае однородной подстилающей поверхности двумерная модель была согласована с широко используемыми одномерными моделями.

#### 8.1.4. Постановка начальных и граничных условий

В настоящее время для расчета вертикальных профилей скорости ветра и коэффициентов турбулентного обмена над горизонтально-однородной поверхностью в условиях нейтральной стратификации в пределах приземного слоя атмосферы используются разные варианты аппроксимаций, основанных главным образом на логарифмическом распределении скорости ветра и линейной зависимости коэффициента турбулентного обмена от высоты над земной поверхностью. Хорошее соответствие модельных расчетов данным теоретическим распределениям в условиях движения воздушного потока над однородной поверхностью может служить показателем репрезентативности выбранного модельного подхода. Однако в случае подстилающей поверхности с неоднородной растительностью и сложным рельефом, классические подходы, используемые для однородных поверхностей, становятся неприменимыми. В рассматриваемой двумерной гидродинамической модели, пригодной для описания процессов переноса над неоднородными поверхностями, будем ставить начальные и граничные условия таким образом, чтобы она была согласована с одномерной моделью в случае отсутствия горизонтальных неоднородностей (зависимости искомых функций от переменной  $x$ ).

В пределах приземного слоя атмосферы (распространяющегося обычно до высоты 100–150 м) в случае горизонтально-однородной подстилающей поверхности средняя скорость ветра  $U$  зависит только от высоты  $z$  над поверхностью, а напряжение поверхностного трения, определяемое ковариацией  $\overline{w'u'}$  случайных составляющих вертикальной и горизонтальной скорости ветра, с изменением высоты при нейтральной (безразличной) атмосферной стратификации остается постоянным (Wyngaard, 2010; Garratt, 1992; Hogstrom, 1996). Это позволяет использовать так называемую динамическую скорость (friction velocity)  $u_* = \sqrt{-\overline{w'u'}}$  в качестве нормировочной величины для описания изменения скорости ветра с высотой. При этом коэффициент турбулентного обмена  $K$  над однородной подстилающей поверхностью, свободной от растительности, определяется следующим образом:

$$K \frac{dU}{dz} = u_*^2. \quad (8.1.10)$$

Вертикальный градиент средней скорости ветра  $U(z)$  в рассматриваемом случае обратно пропорционален высоте:

$$\frac{dU}{dz} = \frac{u_*}{\kappa} \frac{1}{z},$$

где  $\kappa$  — постоянная фон Кармана ( $\kappa = 0.4$ ), откуда следует, что

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right), \quad (8.1.11)$$

где  $z_0$  — параметр шероховатости поверхности. Так как за счет трения и неровностей у поверхности движение воздуха гасится, то на высоте  $z_0$  выполняется условие  $U(z_0) = 0$ . При этом выражение для коэффициента турбулентного обмена вблизи поверхности имеет вид  $K(z) = u_* \kappa z$ .

При нейтральных условиях стратификации в случае однородной подстилающей поверхности средняя кинетическая энергия турбулентного движения воздуха в приповерхностном слое атмосферы не зависит от высоты и пропорциональна квадрату динамической скорости (Wyngaard, 2010):

$$E = \frac{u_*^2}{\sqrt{C_\mu}}, \quad (8.1.12)$$

а скорость ее диссипации имеет вид  $\varepsilon(z) = u_*^3 / \kappa z$ .

При описании скорости ветра над поверхностью с высокой растительностью необходимо учитывать ее существенное уменьшение внутри растительного покрова за счет аэродинамического сопротивления воздушному потоку. Для учета влияния высокой растительности на вертикальное распределение поля скорости ветра в выражение (8.1.11) вводится дополнительный параметр, характеризующий высоту слоя вытеснения ( $d$ ) воздушного потока (displacement height):

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right). \quad (8.1.13)$$

С учетом  $d$  выражения для коэффициента турбулентного обмена и  $K$  скорости  $\varepsilon$  диссипации кинетической энергии турбулентного движения можно записать в виде:

$$K(z) = u_* \kappa (z - d), \quad (8.1.14)$$

$$\varepsilon(z) = \frac{u_*^3}{\kappa(z - d)}. \quad (8.1.15)$$

При проведении полевых исследований параметры  $d$  и  $z_0$  обычно рассчитываются по данным измерений вертикальных профилей скорости ветра при условиях атмосферы, близких к нейтральным. Величины  $d$  и  $z_0$  главным образом зависят от высоты и плотности растительного покрова (Raupach, Thom, 1981). В наиболее простых случаях в исследованиях принимается, что  $d$  составляет около 60%, а  $z_0$  — около 10% от высоты полога растительности. Подробный обзор измеренных значений параметров  $z_0$  и  $d$  для различных типов однородных поверхностей представлен, например, в работе (Monteith, Unsworth, 1990).

В работе (Shaw, Pereira, 1982) с использованием модели высокого порядка замыкания было проведено теоретическое исследование по оценке соотношения между высотой слоя вытеснения  $d$ , параметром шероховатости  $z_0$ , индексом листовой поверхности  $LAI$  (суммарная площадь поверхности фитоэлементов, приходящаяся на единицу площади поверхности земли), сопротивлением растительности  $c_d$  и вертикальным распределением фитомассы  $LAD$ . Было показано, что соотношение  $d/h$  для растительности с разной плотностью и вертикальной структурой может изменяться в пределах от 0.4 до 0.9.

В работе (Raupach, 1994) предложено аналитическое выражение для параметров  $z_0$  и  $d$  как функций  $LAI$  и высоты крон  $h$ . В случае равномерного распределения фитомассы по высоте для отношения высоты слоя вытеснения  $d$  к высоте крон  $h$  получено выражение

$$\frac{d}{h} = 1 - \frac{1 - \exp(-\sqrt{a \cdot LAI})}{\sqrt{a \cdot LAI}}, \quad (8.1.16)$$

где  $a = 7.5$  — эмпирическая постоянная.

Параметр шероховатости  $z_0$  связан с  $d$  и  $h$  соотношением:

$$\frac{z_0}{h} = \left(1 - \frac{d}{h}\right) \cdot \exp\left(-\kappa \frac{U(h)}{u_*} - \Psi_h\right), \quad (8.1.17)$$

где  $U(h)$  — значение скорости ветра на высоте крон,  $\Psi_h = \ln(c_w) - 1 + c_w^{-1}$  — функция влияния слоя шероховатости (roughness sub-layer), характеризующая отклонение профиля скорости ветра от логарифмического непосредственно над кронами деревьев,  $c_w = \frac{z_w - d}{h - d}$ ,  $z_w$  — верхний предел высоты слоя шероховатости. В работе (Raupach, 1994) получена оценка  $c_w = 2$ .

Выражения (8.1.16) и (8.1.17) получены в (Raupach, 1994) в предположении, что имеет место приблизительное равенство

$$\frac{U(h)}{u_*} \cong 3.3 \quad (8.1.18)$$

для крон с индексом листовой поверхности  $LAI$  больше 1 (Jarvis et al., 1976), что, как правило, выполняется для большей части взрослых древостоев.

В качестве начальных условий в рассматриваемой двумерной гидродинамической модели примем логарифмическое распределение горизонтальной скорости ветра по высоте (8.1.13), равенство нулю вертикальной составляющей  $W$  скорости ветра, а также условие (8.1.12), характеризующее отсутствие зависимости средней турбулентной кинетической энергии от высоты. Кроме того, будем считать, что в начальный момент времени коэффициент турбулентного обмена  $K$  описывается распределением (8.1.14), а скорость диссипации  $\varepsilon$  турбулентной кинетической энергии — распределением (8.1.15).

Боковые границы  $x = \pm L_x$  расчетной области являются свободными. Обычно на свободных границах используют так называемые условия «сноса» (Елизарова, 2005), которые заключаются в том, что производная искомой функции по нормали к свободной границе полагается равной нулю. В нашем случае эти условия будут иметь вид:

$$\left. \frac{\partial U}{\partial x} \right|_{x=L_x} = \left. \frac{\partial W}{\partial x} \right|_{x=\pm L_x} = \left. \frac{\partial E}{\partial x} \right|_{x=\pm L_x} = \left. \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right|_{x=\pm L_x} = \left. \frac{\partial}{\partial x} \delta P \right|_{x=\pm L_x} = 0. \quad (8.1.19)$$

Распределение по высоте горизонтальной составляющей скорости ветра  $U$  на входной границе  $x = -L_x$  расчетной области будем считать заданным (например, с помощью логарифмического профиля 8.1.13). Также условия сноса ставятся на верхней свободной границе  $z = H$  для функций  $W$  и  $E$ . Предполагая, что неровности подстилающей поверхности практически не оказывают влияния на воздушный поток при  $z = H$ , на верхней границе расчетной области будем считать избыточное давление  $\delta P$  равным нулю.

На нижней границе  $z = h_0$  считаем поток турбулентной кинетической энергии  $E$  равным нулю, что позволяет сформулировать условие  $\left. \frac{\partial E}{\partial z} \right|_{z=h_0} = 0$ . Для избыточного давления  $\delta P$  на нижней границе положим  $\left. \frac{\partial}{\partial z} \delta P \right|_{z=h_0} = 0$ , а для вертикальной составляющей скорости ветра используем условие прилипания  $W|_{z=h_0} = 0$ .

Граничные условия на верхней и нижней границах расчетной области для горизонтальной составляющей скорости ветра  $U$  и вспомогательной функции  $\varphi$  можно сформулировать несколькими способами, так чтобы в случае однородной подстилающей поверхности двумерная гидродинамическая модель была согласована с классическими распределениями  $U$ ,  $E$  и  $K$  по высоте.

Если положить  $h_0 = z_0 + d$ , то на нижней границе можно поставить условие прилипания

$$U|_{z=h_0} = 0. \quad (8.1.20)$$

Учитывая, что при нейтральных условиях стратификации над однородной подстилающей поверхностью справедливы равенства (8.1.10), (8.1.12) и (8.1.13), позволяющие связать значение производной  $dU/dz$  со значением самой функции  $U$  соотношением

$$K \frac{dU}{dz} = \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \right]^{-1} C_\mu^{1/4} E^{1/2} \kappa U,$$

при  $h_0 > z_0 + d$  в двумерной модели можно использовать граничное условие

$$K \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=h_0} = \left[ \ln \left( \frac{h_0 - d}{z_0} \right) \right]^{-1} C_\mu^{1/4} E^{1/2} \kappa U \Big|_{z=h_0}, \quad (8.1.21)$$

как это делается, например, в работе (Foudhil et al., 2005).

Считая, что верхняя свободная граница расчетной области расположена достаточно далеко от элементов шероховатости земной поверхности, при  $z = H$  для функции  $U$  можно сформулировать условие сноса как

$$\frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0. \quad (8.1.22)$$

Из соотношений (8.1.10), (8.1.12), (8.1.13) следует, что в случае нейтральной стратификации над однородной подстилающей поверхностью выполняются равенства

$$\frac{dU}{dz} = \frac{u_*^2}{K} = \frac{u_*}{\kappa(z-d)} = \frac{C_\mu^{1/4} E^{1/2}}{\kappa(z-d)}, \quad (8.1.23)$$

которыми можно воспользоваться для постановки граничных условий при  $z = H$  в двумерной модели:

$$\frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=H} = \frac{C_\mu^{1/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} \Big|_{z=H}. \quad (8.1.24)$$

Кроме того, над однородной подстилающей поверхностью можно получить условие на производную  $\partial U / \partial z$  без явной зависимости от  $d$ . Так как

$$\varphi = \frac{u_* \sqrt{C_\mu}}{\kappa(z-d)} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(z-d)} \leftrightarrow \kappa(z-d) = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\varphi},$$

то из (8.1.24) получаем

$$\frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=H} = \frac{\varphi}{C_\mu^{1/2}} \Big|_{z=H}. \quad (8.1.25)$$

Поскольку над однородной подстилающей поверхностью должно выполняться равенство

$$\varphi = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(z-d)}, \quad (8.1.26)$$

его можно взять в качестве граничного условия для функции  $\varphi$  при  $z = h_0$  и  $z = H$ . Также для функции  $\varphi$  можно получить граничные условия, не содержащие явной зависимости от  $d$ . Для этого заметим, что над однородной подстилающей поверхностью соотношение (8.1.26) эквивалентно равенству

$$\varphi = \frac{C_\mu E}{K}, \quad (8.1.27)$$

которое тоже можно взять в качестве граничных условий на верхней и нижней границах расчетной области в двумерной гидродинамической модели.

## 8.2. Разностная схема для численного решения двумерной задачи

Полученную начально-краевую задачу для функций  $U$ ,  $W$ ,  $\delta P$ ,  $E$  и  $\varphi$  будем решать численно при помощи метода конечных разностей. Введем в расчетной области  $x \in [-L_x, L_x]$ ,  $z \in [h_0, H]$  сетку:

$$x_n, n = 1, \dots, N, x_1 = -L_x, x_N = L_x; z_m, m = 1, \dots, M, z_1 = h_0, z_M = H;$$

$$t_j = \tau \cdot (j - 1), j = 1, \dots, J, t_1 = 0, t_J = T.$$

Пусть на слое  $t_j$  компоненты скорости, избыточное давление, кинетическая энергия турбулентного движения и функция  $\varphi$  известны. Для того чтобы найти давление и компоненты скорости на новом  $(j + 1)$ -м слое, используем разностную схему с расщеплением (Белоцерковский, 1994; Бояршинов, Горемыкин, 2004; Мухартова и др., 2015). Введем вспомогательный слой  $t_{j+1/2} = t_j + \tau/2$  и осуществим переход со слоя  $j$  на слой  $j + 1$  в два шага. Переход между слоями  $t_j$  и  $t_{j+1/2}$  будем совершать, используя разностную аппроксимацию системы уравнений

$$\begin{cases} \frac{1}{2} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2K \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) - c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot U, \\ \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + W \frac{\partial W}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( 2K \frac{\partial W}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) - c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot W, \end{cases} \quad (8.2.1)$$

а переход между слоями  $t_{j+1/2}$  и  $t_{j+1}$  — с помощью разностной аппроксимации системы уравнений

$$\frac{1}{2} \frac{\partial U}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\delta P}{\rho_0} + \frac{2}{3} E \right), \quad \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\delta P}{\rho_0} + \frac{2}{3} E \right), \quad (8.2.2)$$

полагая, что компоненты скорости ветра при  $t_{j+1/2}$  уже найдены. При этом будем считать, что на целых слоях по времени для компонент скорости выполняется уравнение неразрывности.

Для решения системы (8.2.1) при  $t \in [t_j, t_{j+1/2}]$  используем безусловно устойчивую неявную локально-одномерную схему. Для этого введем еще один промежуточный слой  $t_{j+1/4} = t_j + \tau/4$  и разобьем систему (8.2.1) на две вспомогательные:

$$\begin{cases} \frac{1}{4} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2K \frac{\partial U}{\partial x} \right) + 0.5 \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot U, \\ \frac{1}{4} \frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) + 0.5 \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot W \end{cases} \quad (8.2.3)$$

при  $t \in [t_j, t_{j+1/4}]$  и

$$\begin{cases} \frac{1}{4} \frac{\partial U}{\partial t} + W \frac{\partial U}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) + 0.5 \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot U, \\ \frac{1}{4} \frac{\partial W}{\partial t} + W \frac{\partial W}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( 2K \frac{\partial W}{\partial z} \right) + 0.5 \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot W, \end{cases} \quad (8.2.4)$$

при  $t \in [t_{j+1/4}, t_{j+1/2}]$ .

Каждое из уравнений систем (8.2.3) и (8.2.4) аппроксимируем с помощью неявной схемы, учитывая знак множителей  $U$  и  $W$  в отвечающих за перенос слагаемых, содержащих первые производные функций  $U$  и  $W$  по пространственным переменным  $x$  и  $z$ .

Введем обозначения  $U_{n,m}^j = U(x_n, z_m, t_j)$ ,  $W_{n,m}^j = W(x_n, z_m, t_j)$ ,  $\mathbf{V}_{n,m}^j = \{U_{n,m}^j, W_{n,m}^j\}$  для значений искомых функций в соответствующих узлах сетки и

$$L_{xx}[U^j] = \frac{2}{x_{n+1} - x_{n-1}} \left( K_{n+1/2,m}^j \frac{U_{n+1,m}^j - U_{n,m}^j}{x_{n+1} - x_n} - K_{n-1/2,m}^j \frac{U_{n,m}^j - U_{n-1,m}^j}{x_n - x_{n-1}} \right),$$

$$L_{zz}[U^j] = \frac{2}{z_{m+1} - z_{m-1}} \left( K_{n,m+1/2}^j \frac{U_{n,m+1}^j - U_{n,m}^j}{z_{m+1} - z_m} - K_{n,m-1/2}^j \frac{U_{n,m}^j - U_{n,m-1}^j}{z_m - z_{m-1}} \right),$$

$$L_{xz}[U^j] = \frac{1}{x_{n+1} - x_{n-1}} \left( K_{n+1,m}^j \frac{U_{n+1,m+1}^j - U_{n+1,m-1}^j}{z_{m+1} - z_{m-1}} - K_{n-1,m}^j \frac{U_{n-1,m+1}^j - U_{n-1,m-1}^j}{z_{m+1} - z_{m-1}} \right),$$

$$L_{zx}[W^j] = \frac{1}{z_{m+1} - z_{m-1}} \left( K_{n,m+1}^j \frac{W_{n+1,m+1}^j - W_{n-1,m+1}^j}{x_{n+1} - x_{n-1}} - K_{n,m-1}^j \frac{W_{n+1,m-1}^j - W_{n-1,m-1}^j}{x_{n+1} - x_{n-1}} \right)$$

для разностных аналогов дифференциальных операторов  $\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial}{\partial x} \right)$ ,  $\frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial}{\partial z} \right)$ ,  $\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial}{\partial z} \right)$  и  $\frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial}{\partial x} \right)$  соответственно, где

$$K_{n\pm 1/2,m}^j = 0.5(K_{n\pm 1,m}^j + K_{n,m}^j), \quad K_{n,m\pm 1/2}^j = 0.5(K_{n,m\pm 1}^j + K_{n,m}^j).$$

Рассмотрим переход со слоя  $j$  на слой  $j + 1/4$ . Для системы (8.2.3) можно построить разностную аппроксимацию

$$\begin{aligned} \frac{U_{n,m}^{j+1/4} - U_{n,m}^j}{\tau} + U_{n,m}^j \operatorname{sign}(U_{n,m}^j) \frac{U_{n,m}^{j+1/4} - U_{n-1,m}^{j+1/4}}{x_n - x_{n-1}} + U_{n,m}^j (1 - \operatorname{sign}(U_{n,m}^j)) \frac{U_{n+1,m}^{j+1/4} - U_{n,m}^{j+1/4}}{x_{n+1} - x_n} = \\ = 2L_{xx}[U^{j+1/4}] + 0.5 \cdot L_{zx}[W^j] - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD_{n,m} |\mathbf{V}_{n,m}^j| U_{n,m}^{j+1/4}, \end{aligned} \quad (8.2.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{W_{n,m}^{j+1/4} - W_{n,m}^j}{\tau} + U_{n,m}^j \operatorname{sign}(U_{n,m}^j) \frac{W_{n,m}^{j+1/4} - W_{n-1,m}^{j+1/4}}{x_n - x_{n-1}} + U_{n,m}^j (1 - \operatorname{sign}(U_{n,m}^j)) \frac{W_{n+1,m}^{j+1/4} - W_{n,m}^{j+1/4}}{x_{n+1} - x_n} = \\ = L_{xx}[W^{j+1/4}] + 0.5 \cdot L_{xz}[U^j] - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD_{n,m} |\mathbf{V}_{n,m}^j| W_{n,m}^{j+1/4}, \end{aligned} \quad (8.2.6)$$

где использовано обозначение

$$\operatorname{sign}(U_{n,m}^j) = \begin{cases} 1, & U_{n,m}^j \geq 0, \\ 0, & U_{n,m}^j < 0. \end{cases}$$

Дополняя систему разностных уравнений (8.2.5) — (8.2.6) разностной аппроксимацией граничных условий для функций  $U$  и  $W$  при  $x = \pm L_x$ , при каждом фиксированном

$m = 2, 3, \dots, M - 1$  получаем систему линейных алгебраических уравнений с трехдиагональной матрицей для неизвестных  $U_{n,m}^{j+1/4}$  и  $W_{n,m}^{j+1/4}$ , которая может быть решена с помощью метода прогонки (Самарский, 1977). При этом условия устойчивости прогонки оказываются выполненными.

Аналогично можно построить разностную схему для системы (8.2.4) при  $t \in [t_{j+1/4}, t_{j+1/2}]$ :

$$\begin{aligned} \frac{U_{n,m}^{j+1/2} - U_{n,m}^{j+1/4}}{\tau} + W_{n,m}^{j+1/4} \operatorname{sign}(W_{n,m}^{j+1/4}) \frac{U_{n,m}^{j+1/2} - U_{n,m-1}^{j+1/2}}{z_m - z_{m-1}} + W_{n,m}^{j+1/4} (1 - \operatorname{sign}(W_{n,m}^{j+1/4})) \frac{U_{n,m+1}^{j+1/2} - U_{n,m}^{j+1/2}}{z_{m+1} - z_m} = \\ = L_{zz} [U^{j+1/2}] + 0.5 \cdot L_{zx} [W^{j+1/4}] - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD_{n,m} |V_{n,m}^{j+1/4}| U_{n,m}^{j+1/2}, \end{aligned} \quad (8.2.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{W_{n,m}^{j+1/2} - W_{n,m}^{j+1/4}}{\tau} + W_{n,m}^{j+1/4} \operatorname{sign}(W_{n,m}^{j+1/4}) \frac{W_{n,m}^{j+1/2} - W_{n,m-1}^{j+1/2}}{z_m - z_{m-1}} + W_{n,m}^{j+1/4} (1 - \operatorname{sign}(W_{n,m}^{j+1/4})) \frac{W_{n,m+1}^{j+1/2} - W_{n,m}^{j+1/2}}{z_{m+1} - z_m} = \\ = 2L_{zz} [W^{j+1/2}] + 0.5 \cdot L_{xz} [U^{j+1/4}] - 0.5 \cdot c_d \cdot LAD_{n,m} |V_{n,m}^{j+1/4}| W_{n,m}^{j+1/2}. \end{aligned} \quad (8.2.8)$$

Заметим, что уравнения (8.2.1) по структуре схожи с уравнениями для функций  $E$ ,  $\varphi$  и  $S$ . Уравнения для этих функций будем решать по сходной схеме с той лишь разницей, что в них осуществляется переход со слоя  $j$  на слой  $j + 1$  через вспомогательный слой  $j + 1/2$ .

Рассмотрим теперь переход между слоями  $t_{j+1/2}$  и  $t_{j+1}$ . Из системы (8.2.2) для избыточного давления  $\delta P$  получаем уравнение Пуассона

$$\Delta \left( \frac{\delta P}{\rho_0} + \frac{2}{3} E \right) = -\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} \right).$$

Аппроксимируем производную по времени в правой части этого уравнения конечной разностью. При этом  $\delta P$  будем искать на новом слое по времени:

$$\Delta \left( \frac{\delta P^{j+1}}{\rho_0} + \frac{2}{3} E^j \right) = -\frac{1}{\tau} \left\{ \left( \frac{\partial U^{j+1}}{\partial x} + \frac{\partial W^{j+1}}{\partial z} \right) - \left( \frac{\partial U^{j+1/2}}{\partial x} + \frac{\partial W^{j+1/2}}{\partial z} \right) \right\}.$$

Так как на целых слоях по времени должно выполняться уравнение неразрывности

$$\frac{\partial U^{j+1}}{\partial x} + \frac{\partial W^{j+1}}{\partial z} = 0,$$

то выражение  $\delta \tilde{P} = \left( \frac{\delta P^{j+1}}{\rho_0} + \frac{2}{3} E^j \right)$  должно быть решением уравнения Пуассона:

$$\Delta \delta \tilde{P} = \frac{1}{\tau} \left( \frac{\partial U^{j+1/2}}{\partial x} + \frac{\partial W^{j+1/2}}{\partial z} \right). \quad (8.2.9)$$

Аппроксимируем уравнение (8.2.9) на сетке и дополним соответствующую алгебраическую систему уравнениями, получаемыми в результате аппроксимации граничных условий для  $\delta P^{j+1}$ . Соответствующая система линейных алгебраических уравнений

относительно неизвестных  $\tilde{\delta P}_{n,m}^{j+1}$  может быть решена методом матричной прогонки (Самарский, 1977).

Когда величины  $\tilde{\delta P}_{n,m}^{j+1}$  найдены, компоненты скорости ветра на слое  $j+1$  могут быть вычислены по формулам:

$$U_{n,m}^{j+1} = U_{n,m}^{j+1/2} - \tau \cdot \frac{\delta \tilde{P}_{n+1,m}^{j+1} - \delta \tilde{P}_{n-1,m}^{j+1}}{x_{n+1} - x_{n-1}},$$

$$W_{n,m}^{j+1} = W_{n,m}^{j+1/2} - \tau \cdot \frac{\delta \tilde{P}_{n,m+1}^{j+1} - \delta \tilde{P}_{n,m-1}^{j+1}}{z_{m+1} - z_{m-1}}.$$
(8.2.10)

### 8.3. Результаты тестирования граничных условий

Для выбора наиболее адекватного набора граничных условий в модели была проведена оценка влияния условий на верхней и нижней границах расчетной области на результаты расчетов вертикальных профилей скорости ветра и параметров турбулентности в приземном слое атмосферы над несколькими типами однородных поверхностей, покрытых растительностью. В качестве индикатора адекватности выбора граничных условий рассматривалось соответствие модельных результатов классическим распределениям параметров воздушного потока внутри приземного слоя атмосферы, в частности, логарифмическому профилю скорости ветра над растительным покровом, линейной зависимости коэффициента турбулентной диффузии от высоты и постоянному значению кинетической энергии турбулентного движения.

В первой серии численных экспериментов проводилось сравнение вычисленных с помощью гидродинамической модели значений  $U$ ,  $K$  и  $E$  над однородной подстилающей поверхностью, характеризуемой параметрами  $z_0$ ,  $d$  и  $u_*$ , с распределениями  $\tilde{E}$ ,  $\tilde{U}$  и  $\tilde{K}$  по высоте, задаваемыми соотношениями (8.1.12) — (8.1.14) соответственно. При этом исследовались различные сочетания граничных условий для функций  $U$  и  $\varphi$  на нижней и верхней границах расчетной области.

Расчеты были проведены для набора параметров  $z_0 = 0.02$  м,  $d = 0.001$  м,  $u_* = 0.4$  м с<sup>-1</sup> на неравномерной сетке по  $z$  с минимальным шагом 0.17 м вблизи поверхности земли. При использовании условия (8.1.21) на нижней границе  $z = h_0$  был взят отступ 0.02 м первого узла  $z_1$  сетки по  $z$  от уровня  $z_0 + d$  (то есть  $z_1 = z_0 + d + 0.02$ ). В таблице 8.1 приведены значения среднеквадратичных отклонений величин  $U$ ,  $K$  и  $E$ , найденных в узлах сетки  $z_m$ ,  $m = \overline{1, M}$ , от значений  $\tilde{U}$ ,  $\tilde{K}$  и  $\tilde{E}$  в тех же узлах для различных сочетаний граничных условий.

Результаты расчетов показывают, что в случае нейтральной атмосферной стратификации над подстилающей поверхностью с низкой растительностью наилучшее согласование модельных результатов с классическими распределениями (8.1.12) — (8.1.14) для  $E$ ,  $U$  и  $K$  достигается при использовании для скорости  $U$  условия (8.1.21) на нижней границе области, условий (8.1.24) или (8.1.25) на верхней границе и условия (8.1.26) для функции  $\varphi$  на нижней границе независимо от типа граничных условий для нее на верхней границе. Наихудшие результаты были получены при использовании в качестве граничных условий для скорости  $U$  на верхней границе условия нулевого вертикального градиента (8.1.22). С учетом полученных результатов данный вариант граничных условий в дальнейшем анализе не рассматривался.

**Таблица 8.1.** Среднеквадратичные отклонения рассчитанных значений  $U(z)$ ,  $K(z)$  и  $E(z)$  от распределений (8.1.12)-(8.1.14)

Условия для $U$	Условия для $\varphi$	$dU$	$dK$	$dE$
$U _{z=h_0} = 0,$	$C_{\mu}^{3/4} E^{1/2} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu}^{3/4} E^{1/2} _{z=H}}{\kappa(h_0 - d)}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0174	0.0953	0.0129
$\frac{\partial U}{\partial z} _{z=H} = 0$	$C_{\mu}^{3/4} E^{1/2} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0173	0.0785	0.0126
	$\frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0175	0.0952	0.0126
	$\frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0174	0.0785	0.0123
	$C_{\mu}^{3/4} E^{1/2} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu}^{3/4} E^{1/2} _{z=H}}{\kappa(h_0 - d)}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0124	0.0057	0.0042
$U _{z=h_0} = 0,$	$C_{\mu}^{3/4} E^{1/2} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu}^{3/4} E^{1/2} _{z=h_0}}{\kappa(h_0 - d)}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0124	0.0062	0.0042
$\frac{\partial U}{\partial z} _{z=H} = \frac{C_{\mu}^{1/4} E^{1/2} _{z=H}}{\kappa(H - d)}$	$\frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0116	0.0055	0.0039
	$\frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_{\mu} E}{K} _{z=H}$	0.0116	0.006	0.0039

Условия для $U$	Условия для $\varphi$	$dU$	$dK$	$dE$
$U _{z=h_0} = 0,$	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H - d)} \Big _{z=H}$	0.0124	0.0057	0.0042
$\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{\varphi}{C_\mu^{1/2}} \Big _{z=H}$	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$	0.0124	0.006	0.0042
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H - d)} \Big _{z=H}$	0.0116	0.0055	0.0039
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$	0.0116	0.0058	0.0039
$K \frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=h_0} = \frac{1}{\ln \left( \frac{h_0 - d}{z_0} \right)} \Big _{z=h_0} C_\mu^4 E^2 \kappa U \Big _{z=h_0}$	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H - d)} \Big _{z=H}$	0.0212	0.0935	0.0104
$\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = 0$	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$	0.0210	0.0774	0.0101
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H - d)} \Big _{z=H}$	0.0209	0.0937	0.0105
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$	0.0207	0.0775	0.0102

Условия для $U$	Условия для $\varphi$	$dU$	$dK$	$dE$
$K \frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^4 E^2 \kappa U}{\ln \left( \frac{h_0 - d}{z_0} \right)} \Big _{z=h_0}$ $\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{1/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} \Big _{z=H}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} \Big _{z=H}$ $\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$ $\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} \Big _{z=H}$ $\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$	0.0029	0.0053	0.0004
$K \frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^4 E^2 \kappa U}{\ln \left( \frac{h_0 - d}{z_0} \right)} \Big _{z=h_0}$ $\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{\varphi}{C_\mu^{1/2}} \Big _{z=H}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} \Big _{z=H}$ $\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0 - d)} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$ $\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} \Big _{z=H}$ $\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=h_0}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} \Big _{z=H}$	0.0029	0.0053	0.0004

Во второй серии численных экспериментов для отобранных наиболее удачных сочетаний граничных условий проводилось сравнение найденных при помощи гидродинамической модели параметров  $z_0$ ,  $d$  и  $u_*$  над лесом с горизонтально однородной структурой, высотой  $h$ , листовым индексом  $LAI$ , с параметрами  $\tilde{z}_0$ ,  $\tilde{d}$  и  $\tilde{u}_*$ , определяемыми соотношениями (8.1.16) — (8.1.18).

Для вычисления параметров  $z_0$ ,  $d$  и  $u_*$  по полученным в результате использования гидродинамической модели значениям  $U$  использовался метод наименьших квадратов. Пусть  $\{U_m\}_{m=1}^M$  — вычисленные значения горизонтальной компоненты скорости, соответствующие высотам  $z_m$ . Составим функционал:

$$\Phi(u_*, d, z_0) = \sum_{m=m_0}^M \left( U_m - \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_m - d}{z_0} \right)^2, \quad (8.3.1)$$

где  $m_0$  таково, что  $z_{m_0} \geq h$ . Функционал (8.3.1) достигает своего минимального значения при выполнении условий

$$\begin{cases} \sum_{m=m_0}^M \left( U_m - \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_m - d}{z_0} \right) \ln \frac{z_m - d}{z_0} = 0, \\ \sum_{m=m_0}^M \left( U_m - \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_m - d}{z_0} \right) \frac{1}{z_m - d} = 0, \\ \sum_{m=m_0}^M \left( U_m - \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_m - d}{z_0} \right) = 0. \end{cases} \quad (8.3.2)$$

Из системы (8.3.2) получаем

$$u_* = \frac{(M - m_0 + 1)\kappa I_5(d) - \kappa I_2 \cdot I_7(d)}{(M - m_0 + 1)I_6(d) - I_4(d)I_7(d)},$$

$$\ln z_0 = \frac{I_4(d)I_5(d) - I_2I_6(d)}{(M - m_0 + 1)I_5(d) - I_2 \cdot I_7(d)},$$

где для удобства введены обозначения:

$$I_1(d) = \sum_{m=m_0}^M U_m \ln(z_m - d), \quad I_2 = \sum_{m=m_0}^M U_m, \quad I_3(d) = \sum_{m=m_0}^M \ln^2(z_m - d),$$

$$I_4(d) = \sum_{m=m_0}^M \ln(z_m - d),$$

$$I_5(d) = \sum_{m=m_0}^M \frac{U_m}{z_m - d}, \quad I_6(d) = \sum_{m=m_0}^M \frac{\ln(z_m - d)}{z_m - d}, \quad I_7(d) = \sum_{m=m_0}^M \frac{1}{z_m - d},$$

а параметр  $d$  является корнем уравнения

$$\begin{aligned}
& I_1(d) - \frac{I_4(d)I_5(d) - I_2I_6(d)}{(M - m_0 + 1)I_5(d) - I_2 \cdot I_7(d)} \cdot I_2 - \frac{(M - m_0 + 1)I_5(d) - I_2 \cdot I_7(d)}{(M - m_0 + 1)I_6(d) - I_4(d)I_7(d)} \cdot I_3(d) + \\
& + 2 \frac{I_4(d)I_5(d) - I_2I_6(d)}{(M - m_0 + 1)I_6(d) - I_4(d)I_7(d)} \cdot I_4(d) - \\
& - \frac{(M - m_0 + 1) \cdot (I_4(d)I_5(d) - I_2I_6(d))^2}{[(M - m_0 + 1)I_6(d) - I_4(d)I_7(d)] \cdot [(M - m_0 + 1)I_5(d) - I_2 \cdot I_7(d)]} = 0.
\end{aligned}$$

Результаты расчетов параметров  $d$ ,  $z_0$  и  $u_*$  над однородным листовым лесом высотой  $h = 20$  м с листовым индексом  $LAI = 4$  приведены в таблице 8.2. Для выбранного леса аналитические значения параметров, получаемые с использованием соотношений (8.1.16)–(8.1.18), равны соответственно:  $\tilde{z}_0 = 0.8$  м,  $\tilde{d} = 16.36$  м,  $\tilde{u}_* = 0.6685$  м с<sup>-1</sup>.

Таким образом, при наличии высокой (лесной) растительности наилучшее согласование вычисленных с помощью гидродинамической модели и найденных с помощью соотношений (8.1.16)–(8.1.18) значений параметров  $d$ ,  $z_0$  и  $u_*$  наблюдается при использовании граничных условий прилипания (8.1.20) для скорости  $U$  на нижней границе  $z = h_0$  расчетной области, условий (8.1.24) или (8.1.25) для  $U$  на верхней границе  $z = H$  и условия (8.1.26) для функции  $\varphi$  при  $z = H$  независимо от условия для нее при  $z = h_0$ . Несколько худшее соответствие результатов наблюдается при использовании условия (8.1.21) для функции  $U$  на нижней границе области при сходных условиях для функции  $\varphi$  на верхней границе. Неудовлетворительный результат получен при использовании граничного условия (8.1.27) для  $\varphi$  при  $z = H$ .

Проведенные численные эксперименты позволяют сделать вывод, что при моделировании поля ветра и режима турбулентности над поверхностью, покрытой низкой травой, или над поверхностями, полностью лишенными растительности, целесообразно использовать для горизонтальной составляющей скорости ветра  $U$  условие (8.1.21) на нижней границе области и условие (8.1.25) на верхней границе, поскольку оно не содержит зависимости от  $d$  в явном виде. При наличии высокой растительности по всей длине расчетной области при  $z = h_0$  для  $U$  предпочтительнее использовать условие прилипания (8.1.20). Для функции  $\varphi$  в обоих случаях как на нижней, так и на верхней границах следует использовать условие (8.1.26).

#### 8.4. Моделирование поля скорости ветра и параметров турбулентного воздушного потока над холмистой местностью с неоднородной растительностью

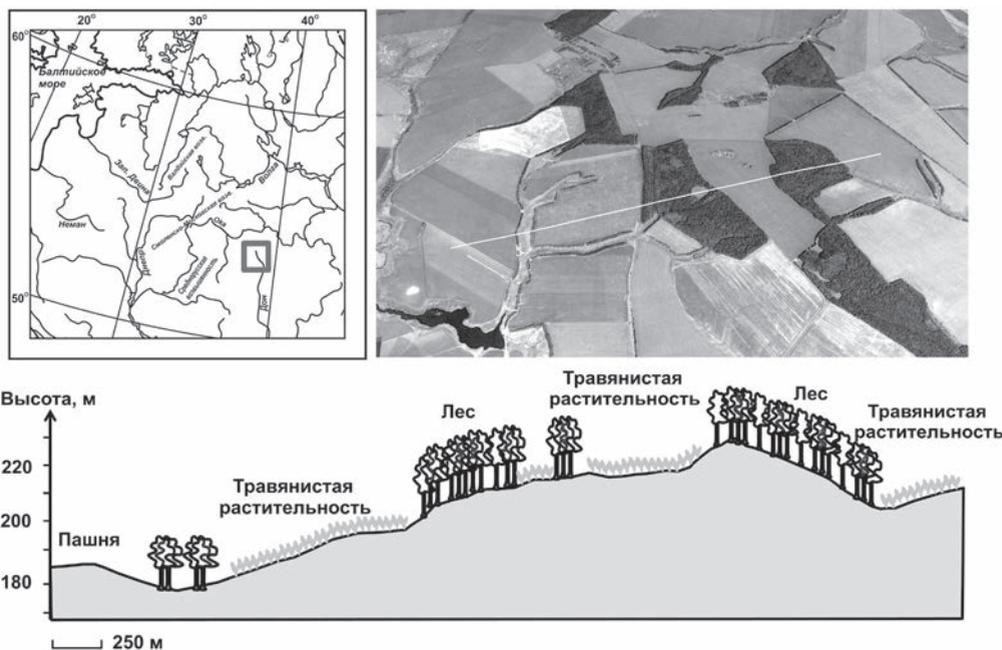
Для описания процессов турбулентности над неоднородной подстилающей поверхностью и оценки ее влияния на потоки парниковых газов в приземном слое атмосферы была поведена серия модельных экспериментов с помощью разработанной двумерной модели. Для расчетов была выбрана небольшая территория со сложным рельефом и неоднородной растительностью (рис. 8.1).

Вдоль выбранного участка была проложена трансекта, пересекающая наиболее изреженные участки местности с юга-запада на северо-восток и соответствующая

Таблица 8.2. Вычисленные значения параметров  $d$ ,  $z_0$  и  $u_*$

Условия для $U$	Условия для $\varphi$	$d$ , м	$z_0$ , м	$u_*$ , м с <sup>-1</sup>
$U _{z=h_0} = 0,$ $\frac{\partial U}{\partial z} _{z=H} = \frac{C_\mu^{1/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} _{z=H}$	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0-d)} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} _{z=H}$	15.05	1.43	0.6536
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0-d)} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=H}$	14.21	1.8	0.661
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} _{z=H}$	15.05	1.43	0.6534
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=H}$	14.21	1.8	0.661
$U _{z=h_0} = 0,$ $\frac{\partial U}{\partial z} _{z=H} = \frac{\varphi}{C_\mu^{1/2}} _{z=H}$	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0-d)} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} _{z=H}$	15.05	1.43	0.6535
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(h_0-d)} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=H}$	9.18	4.18	0.9986
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2}}{\kappa(H-d)} _{z=H}$	15.05	1.43	0.6535
	$\varphi _{z=h_0} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=h_0}, \varphi _{z=H} = \frac{C_\mu E}{K} _{z=H}$	9.18	4.18	0.9985

Условия для $U$	Условия для $\varphi$	$d$ , м	$z_0$ , м	$u_*$ , м с <sup>-1</sup>
$K \frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=h_0} = \frac{\frac{1}{4} C_\mu^4 E^2 \kappa U \Big _{z=h_0}}{\ln \left( \frac{h_0 - d}{z_0} \right)}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=h_0}}{\kappa(h_0 - d)}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=H}}{\kappa(H - d)}$	14.87	1.42	0.6534
$\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{1/4} E^{1/2} \Big _{z=H}}{\kappa(H - d)}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=h_0}}{\kappa(h_0 - d)}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E \Big _{z=H}}{K}$	13.99	1.8	0.662
$\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{1/4} E^{1/2} \Big _{z=H}}{\kappa(H - d)}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E \Big _{z=h_0}}{K}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=H}}{\kappa(H - d)}$	14.87	1.42	0.6534
$K \frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=h_0} = \frac{\frac{1}{4} C_\mu^4 E^2 \kappa U \Big _{z=h_0}}{\ln \left( \frac{h_0 - d}{z_0} \right)}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E \Big _{z=h_0}}{K}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E \Big _{z=H}}{K}$	13.99	1.8	0.662
$K \frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=h_0} = \frac{\frac{1}{4} C_\mu^4 E^2 \kappa U \Big _{z=h_0}}{\ln \left( \frac{h_0 - d}{z_0} \right)}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=h_0}}{\kappa(h_0 - d)}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=H}}{\kappa(H - d)}$	14.87	1.42	0.6534
$\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{\varphi}{C_\mu^{1/2} \Big _{z=H}}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=h_0}}{\kappa(h_0 - d)}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E \Big _{z=H}}{K}$	8.75	4.26	0.9934
$\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{\varphi}{C_\mu^{1/2} \Big _{z=H}}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E \Big _{z=h_0}}{K}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu^{3/4} E^{1/2} \Big _{z=H}}{\kappa(H - d)}$	14.87	1.42	0.6534
$\frac{\partial U}{\partial z} \Big _{z=H} = \frac{\varphi}{C_\mu^{1/2} \Big _{z=H}}$	$\varphi \Big _{z=h_0} = \frac{C_\mu E \Big _{z=h_0}}{K}, \varphi \Big _{z=H} = \frac{C_\mu E \Big _{z=H}}{K}$	8.74	4.26	0.9934



**Рис. 8.1.** Географическое положение, аэрофотоснимок и вертикальный профиль рельефа с растительностью вдоль выбранной трансекты. Трансекта на аэрофотоснимке обозначена сплошной белой линией.

доминирующему направлению ветра на данной местности в летний период времени. Длина выбранной трансекты составляла около 4.5 км, средний перепад высот достигал 50 метров. Большая часть территории, примыкающей к трансекте, покрыта сельскохозяйственными полями. Древесная растительность вдоль трансекты представлена, главным образом, посадками лиственных пород деревьев с ярко выраженным подлеском. Средняя высота древесных пород варьирует от 15 до 20 метров. По склонам и на днищах балок, где выклиниваются грунтовые воды, формируются редкие заросли ивы. Травянистая растительность представлена остепненными лугами по склонам балок с высоким наклоном поверхности.

При моделировании процесса турбулентного движения воздуха в пределах растительного покрова удобно рассматривать растительность как сплошную проницаемую среду, оказывающую сопротивление воздушному потоку. Предполагается непрерывное распределение силы сопротивления воздушному потоку внутри растительного покрова. Величина силы сопротивления, действующая в некотором объеме, пропорциональна плотности  $\rho_0$  движущегося воздуха, квадрату его средней скорости и площади характерных элементов обтекаемого препятствия. Для массовой плотности  $F$  силы вязкого трения в пределах кроны дерева будем использовать выражение  $F = -c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot \mathbf{V}$ , где  $\mathbf{V} = \{U, W\}$  (Дубов и др., 1978). В этом выражении  $c_d$  — коэффициент аэродинамического сопротивления. В модельных экспериментах часто используют некоторое среднее значение этого параметра для всего слоя растительности, которое слабо зависит от скорости ветра. В нашем исследовании мы приняли  $c_d = 0.2$ .

Величина  $LAD$  — суммарная площадь поверхности листьев в единице объема (плотность фитомассы). Эта величина зависит от структуры и видового состава растительности, и обычно определяется экспериментально. В данной работе для параметризации профиля  $LAD(z)$  использовано эмпирическое выражение (Ольчев, Радлер, 2009; Olchev et al., 2009), предполагающее максимум фитомассы в верхней части кроны деревьев:

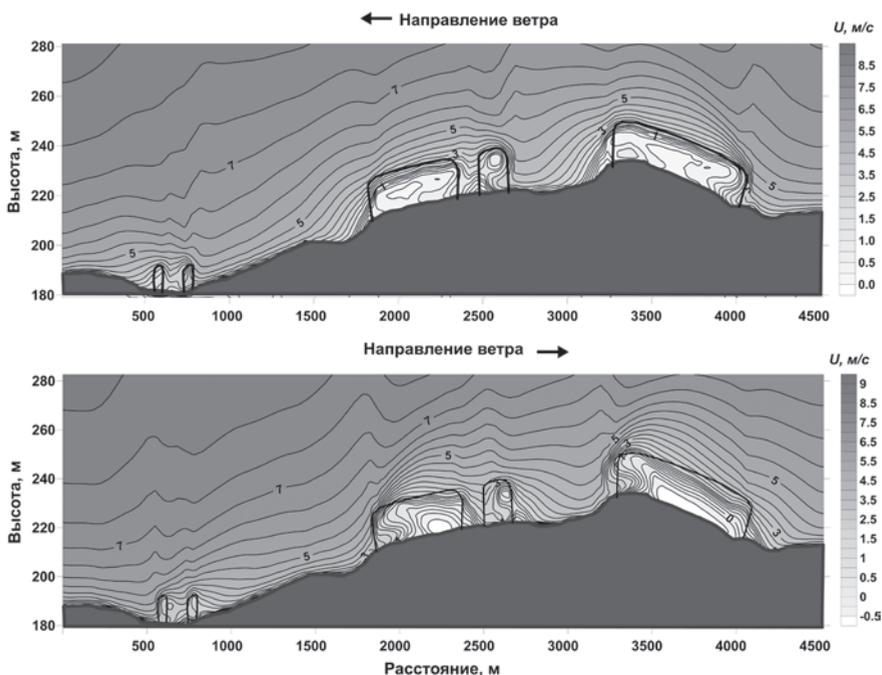
$$LAD(z) = LAI \cdot \frac{\pi}{2h_{crown}} \left( \sin \left( \frac{\pi \cdot (z - z_c)}{h_{crown}} \right) - \frac{1}{2} \sin \left( \frac{2\pi \cdot (z - z_c)}{h_{crown}} \right) \right),$$

$$LAI = \int_{z_c}^{h_{crown}} LAD(z) dz,$$

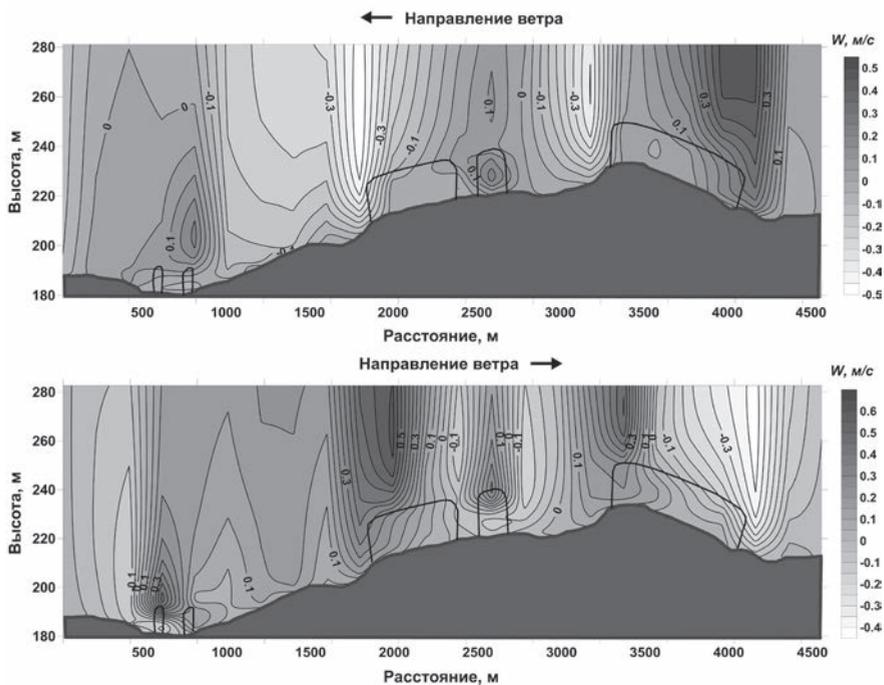
где  $h_{crown}$  — высота кроны,  $z_c$  — высота крепления кроны. Площадь поперечного сечения стволов деревьев в нашем исследовании была принята равной  $0.03 \text{ м}^2$ .

Для описания влияния неоднородного рельефа местности на турбулентные потоки в модели непроницаемые препятствия рассматриваются как предельные случаи проницаемых препятствий с большим коэффициентом сопротивления.

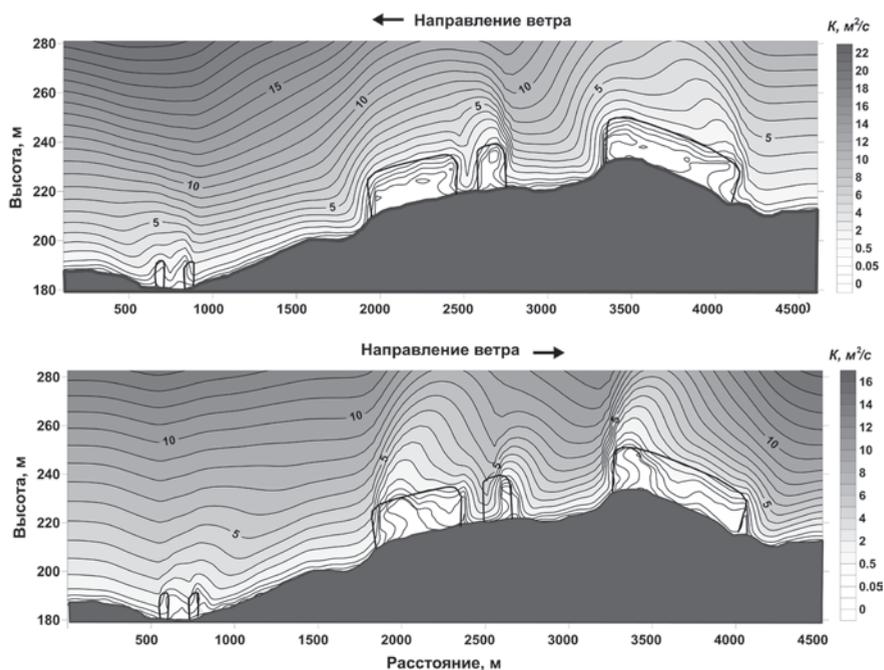
На рис. 8.2–8.4 представлены смоделированные вертикальные разрезы горизонтальной и вертикальной составляющих скорости ветра, а также коэффициента турбулентного обмена для преобладающего направления ветра, а также ветра противоположного направления.



**Рис. 8.2.** Смоделированные вертикальные разрезы горизонтальной составляющей скорости ветра для преобладающего направления ветра и ветра противоположного направления. Сплошными линиями обозначены условные границы древесной растительности. Отрицательные значения скорости ветра соответствуют противоположному ведущему потоку направлению ветра.



**Рис. 8.3.** Смоделированные вертикальные разрезы вертикальной составляющей скорости ветра для преобладающего направления ветра и ветра противоположного направления.



**Рис. 8.4.** Смоделированные вертикальные разрезы коэффициента турбулентного обмена для преобладающего направления ветра, и ветра противоположного направления. Сплошными линиями обозначены условные границы древесной растительности.

Шаг сетки по горизонтальной координате  $x$  для модельных расчетов был выбран равным 10 м. По вертикальной координате  $z$  использовалась квазиравномерная сетка с минимальным шагом 0.4 м вблизи поверхности земли.

Результаты проведенных расчетов полей скорости ветра и коэффициента турбулентного обмена с применением разработанной 2D модели отмечают их значительную неоднородность, определяемую как неровностями рельефа, так и мозаичной структурой растительного покрова. Характерной особенностью смоделированных полей ветра и коэффициентов турбулентности являются максимальные градиенты их изменения на наветренных участках склонов и лесных опушках. Также на подветренной стороне препятствий отмечается наличие циркуляционных движений, характеризующихся в том числе противоположно направленными по отношению к ведущему потоку движениями воздуха в приповерхностном слое.

### 8.5. Параметризация источников и стоков $\text{CO}_2$

Для описания источников и стоков  $\text{CO}_2$  в растительном покрове в модели был использован комплексный подход, основанный на эмпирической модели Болла с соавторами (Ball et al., 1987) в модификации Леннинга (Leuning, 1990, 1995), уравнении Беера-Ламберта для описания процесса ослабления солнечной радиации в растительном покрове (Monsi, Saeki, 1953), а также алгоритме для описания зависимости устьичной проводимости листьев растений для  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  от проходящей фотосинтетически активной радиации (ФАР) (Oltchev et al., 1997, 1998).

Функция  $F_c$ , характеризующая интенсивность источников/стоков  $\text{CO}_2$  в пределах растительности, рассчитывается как разность дыхания нефотосинтезирующих частей растений (ветви, стволы деревьев)  $R_t$  (мкмоль  $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ ) и нетто-фотосинтеза листьев растений  $A_n$  (мкмоль  $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ ) и имеет вид:

$$F_c = -LAD \cdot A_n + SAD \cdot R_t,$$

где  $SAD$  — площадь поверхности нефотосинтезирующих частей растений в единичном объеме ( $\text{м}^2 \text{м}^{-3}$ ).

Величина  $A_n$  связана с устьичной проводимостью листьев  $g_s$  (моль  $\text{CO}_2 \text{м}^{-2}\text{с}^{-1}$ ) и концентрацией  $\text{CO}_2$  у поверхности листьев  $C_s$  (моль  $\text{CO}_2 \text{моль}^{-1}$  воздуха) соотношением:

$$A_n = \frac{1}{a_1} (g_s - g_0) \cdot (C_s - \Gamma_*) \cdot (1 + D_s / D_0),$$

где  $g_s$  — устьичная проводимость для  $\text{CO}_2$  в моль  $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ ,  $g_0$  — значение  $g_s$  в световом компенсационном пункте ( $g_0 = 0.008$ ),  $\Gamma_*$  — углекислотный компенсационный пункт ( $\Gamma_* = 0.000018$  моль  $\text{CO}_2 \text{моль}^{-1}$  воздуха),  $D_s$  — дефицит упругости водяного пара ( $D_s = 10$  гПа),  $C_s$  — концентрация  $\text{CO}_2$  у поверхности листьев в моль  $\text{CO}_2 \text{моль}^{-1}$  воздуха,  $a_1$  и  $D_0$  — эмпирические коэффициенты ( $a_1 = 6$ ,  $D_0 = 16.7$  гПа).

Величина  $R_t$  рассчитывается с помощью уравнения Аррениуса как:

$$R_t = R_{t,ref} \cdot \exp \left[ \frac{E_a \cdot (T_t - T_{ref})}{T_{ref} \cdot R \cdot T_t} \right],$$

где  $R_{t,ref}$  — дыхание стволов и ветвей деревьев при температуре  $T_{ref}=25\text{ }^{\circ}\text{C}$  (298.15 K),  $T_t$  — температура растительности в K,  $E_a$  — энергия активации, зависящая от свойств древесины и коры деревьев ( $E_a=24000\text{ Дж моль}^{-1}$ ),  $R$  — универсальная газовая постоянная ( $R=8.314\text{ Дж К}^{-1}\text{ моль}^{-1}$ ).

Зависимость устьичной проводимости  $g_s$  от интенсивности приходящей фотосинтетически активной радиации  $PAR$  имеет вид  $g_s = g_{max} \cdot f(PAR)$ , где  $f(PAR)$  — функция отклика  $g_s$  на приходящую к поверхности листа  $PAR$ . В соответствии с (Oltchev et al., 1997, 1998), для описания зависимости  $g_s$  от приходящей солнечной радиации внутри растительного покрова было использовано выражение

$$f(PAR) = 1 - e^{-\beta_{sl} \cdot PAR},$$

где  $\beta_{sl}$  — эмпирический параметр ( $\text{м}^2\text{с мкмоль}^{-1}$ ), определяющий наклон световой кривой при  $PAR \rightarrow 0$ .

Величина  $PAR$  на высоте  $z$  внутри растительности определялась выражением (Monsi, Saeki, 1953):

$$PAR(z) = PAR_h \cdot e^{-k \cdot \int_z^h LAD(z') dz'}$$

Здесь  $PAR_h$  — интенсивность потока фотосинтетически активной радиации над кронами деревьев высоты  $h$ ,  $k$  — коэффициент затухания солнечной радиации в растительном покрове (примем его равным 0.5, что соответствует ослаблению при сферическом распределении фитоэлементов растений по углам наклона).

Определение всех необходимых для расчетов входных параметров модели, описывающих фотосинтез и дыхание древесных и травянистых луговых растений, а также эмиссию  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы, проводилось в ходе интенсивных полевых измерений на исследуемой территории в летний период 2013–2015 года. Для измерений потоков использовалась портативная система, включающая прозрачную камеру, соединенную с инфракрасным газоанализатором Li-840 (Li-Cor, США). Измерения проводились по закрытой схеме (Инсаров и др., 2012; Olchev et al., 2013). Величины  $\Gamma_*$ , а также  $g_{s,max}$  для деревьев, луговой растительности и сельскохозяйственных посевов на разных стадиях онтогенеза были подобраны из литературных источников (Medlyn et al., 2002).

В припочвенном слое  $F_c$  определяется скоростью эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы ( $R_s$ ). Хорошо известно, что концентрация  $\text{CO}_2$  внутри почвенных пор значительно превышает фоновую концентрацию  $\text{CO}_2$  в приземном слое воздуха. Внутри почвы  $\text{CO}_2$  образуется в процессе дыхания корней и почвенной биоты и распространяется посредством молекулярной диффузии. На поверхности почвы поток  $\text{CO}_2$  прямо пропорционален разности концентраций  $\text{CO}_2$  внутри почвенных пор верхнего почвенного горизонта и на некотором уровне над поверхностью почвы, а также коэффициенту турбулентной диффузии у поверхности почвы. Зависимость  $R_s$  от скорости ветра была получена экспериментально. Эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы равна скорости дыхания корней и почвенной биоты лишь при некоторой равновесной отличной от нуля скорости ветра в припочвенном слое воздуха. В модельных расчетах величина этой равновесной скорости на высоте условно взятой равной 0.3 м была выбрана равной 1  $\text{м с}^{-1}$ . При скоростях ветра выше выбранного равновесного значения наблюдается усиление эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы (за счет выдавливания насыщенного  $\text{CO}_2$  воздуха из почвенных пор), а при малых, стремящихся к нулю, скоростях ветра перенос  $\text{CO}_2$  в припочвенном слое, в силу преобладающей молекулярной диффузии над

турбулентным обменом, существенно снижается по сравнению со скоростью почвенной эмиссии  $\text{CO}_2$  при равновесных условиях.

Для выявления максимального возможного эффекта влияния неоднородной структуры растительности на вертикальные потоки  $\text{CO}_2$  для модельных экспериментов были выбраны характерные для летнего периода на исследуемой территории погодные условия с малооблачной погодой, обеспечивающие максимальные скорости фотосинтеза лесной растительности и сельскохозяйственных посевов. Для расчетов были выбраны характерные для данных условий значения метеорологических параметров: температура воздуха —  $25^\circ\text{C}$ , относительная влажность —  $40\%$ , приходящая суммарная солнечная радиация —  $750 \text{ Вт м}^{-2}$ . Для нивелирования возможных эффектов затенения отдельных участков земной поверхности вблизи расположенной растительностью и элементами рельефа для расчетов был выбран момент времени, при котором азимут солнца перпендикулярен основному направлению выбранной трансекты. С учетом ориентации трансекты в соответствии с преобладающим направлением ветра в летние месяцы данный азимут солнца наблюдается в предполуденные часы. Максимальная высота солнца для этого момента времени составляет около  $60^\circ$ .

### **8.6. Моделирование вертикального турбулентного потока $\text{CO}_2$ вдоль выбранной трансекты с учетом и без учета особенностей рельефа и неоднородности растительности**

После того, как установившиеся значения скорости ветра и коэффициента турбулентного обмена  $K$  найдены, решается уравнение диффузии-адвекции

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + W \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_c \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) + F_c, \quad K_c = \frac{K}{S_c} \quad (8.6.1)$$

для концентрации  $C$  переносимого воздушным потоком  $\text{CO}_2$ . Уравнение (8.6.1) дополняется начальными и граничными условиями. На высоте  $100 \text{ м}$  над земной поверхностью задавалась фоновая равновесная концентрация  $\text{CO}_2$  ( $380 \text{ ppm}$ ). Эта же равновесная концентрация бралась в качестве начального условия. На нижней границе расчетной области учитывался поток  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы, а на свободных границах  $x = \pm L$  использовались условия «сноса».

Вертикальный турбулентный поток  $\text{CO}_2$  над растительным покровом ( $f_c$ ) на каждой высоте и в каждой точке трансекты рассчитывался в модели по вертикальным профилям  $C$  и  $K$  согласно формуле

$$f_c = -K_c \frac{\partial C}{\partial z}.$$

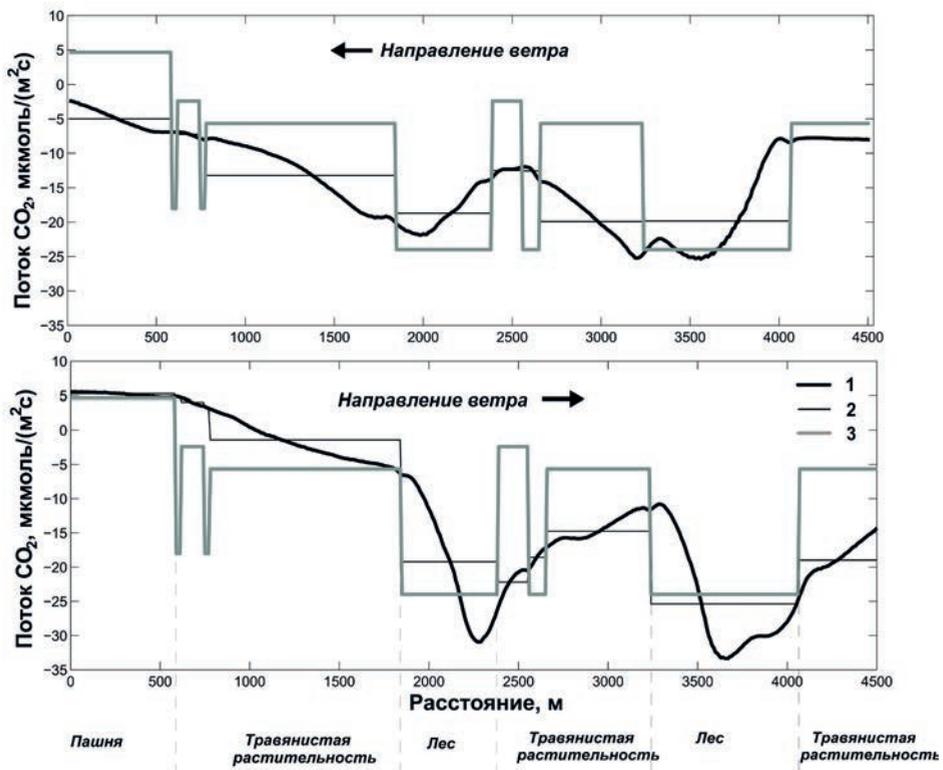
Для расчета  $f_c$  вдоль выбранной трансекты с помощью разработанной 2D модели было проведено 2 группы экспериментов. Первый модельный эксперимент (2D) включал расчет потоков с учетом возмущающего влияния на ветровой и турбулентный режим неоднородной структуры растительности и рельефа.

Второй эксперимент имитировал расчет вертикальных потоков с помощью одномерной (1D) модели. Для этого потоки рассчитывались 2D моделью отдельно для каждого участка трансекты с однородной растительностью. Влияние краевых эффектов, возникающих на границах раздела между растительными сообществами с разными

свойствами, а также на неровностях рельефа, на турбулентный режим и процессы переноса не рассматривалось. Суммарные потоки для всей трансекты рассчитывались путем интегрирования вертикальных потоков, полученных для каждого отдельного участка.

Учитывая значительную горизонтальную неоднородность рельефа и растительного покрова на выбранном участке местности, модельные расчеты поля скорости ветра, коэффициентов турбулентности и вертикальных потоков  $\text{CO}_2$  проводились для двух направлений ветра: для преобладающего на данной местности в летнее время юго-западного направления ветра, и для противоположно направленного — северо-восточного.

Расчетные значения потоков  $\text{CO}_2$  над участками с разной структурой землепользования при имитации 1D модельного подхода для выбранных погодных условий изменяются от  $+4.9 \text{ мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$  над свежевспаханым полем, до  $-5.4 \text{ мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$  — над сельскохозяйственными посевами и луговой растительностью, и до  $-23.5 \text{ мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$  — над лесными массивами (рис. 8.4). С учетом общей площади участков трансекты с различной структурой землепользования (вспаханное поле — 12%, луговая раститель-



**Рис. 8.5.** Смоделированные вертикальные потоки  $\text{CO}_2$  на высоте 40 метров над земной поверхностью для преобладающего направления ветра, и ветра противоположного направления. Потоки смоделированы с применением 2 сценариев (1D и 2D).

- 1 — вертикальный поток, смоделированный с применением 2D модели;
- 2 — осредненный для каждого однородного участка растительности вертикальный поток  $\text{CO}_2$ , смоделированный с применением 2D модели;
- 3 — вертикальный поток  $\text{CO}_2$ , смоделированный с применением 1D модели.

ность — 8%, сельскохозяйственные посевы — 48%, лесной массив — 32%) средний поток  $\text{CO}_2$  для всей трансекты вне зависимости от направления ветра составил  $-10.2$   $\text{мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$ .

Интегральный поток  $\text{CO}_2$ , рассчитанный с использованием 2D модели для всей трансекты при доминирующем юго-западном направлении ветра над растительным покровом составил  $-13.9$   $\text{мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . Таким образом, суммарный поток оказался на 26% выше потока  $\text{CO}_2$ , рассчитанного с применением одномерного подхода, не учитывающего процессы горизонтального обмена между участками с разной структурой землепользования и возмущающих эффектов в поле ветра и режиме турбулентности, возникающих на границах раздела растительных сообществ и на неровностях рельефа. При северо-восточном направлении ветра интегральный поток  $\text{CO}_2$  был несколько ниже рассчитанного для юго-западного направления ветра и составил  $-11.5$   $\text{мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , что примерно на 11% выше рассчитанных значений при 1D эксперименте.

Причины выявленных различий в потоках при разных направлениях ветра, очевидно, заключаются в разных условиях турбулентного обмена в приземном слое воздуха и, как следствие, в разных скоростях эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы на разных участках исследуемой трансекты. Кроме того, определенное влияние на выявленные различия оказывает граничными условиями и горизонтальным переносом  $\text{CO}_2$  между участками поверхности с разной структурой землепользования и рельефом.

Точность проведенных расчетов, очевидно, ограничена целым рядом факторов, и прежде всего, использованным модельным приближением при решении системы уравнений, основанном на замыкании 1.5-го порядка, применении гипотезы Буссинеска, а также выражении коэффициентов турбулентной диффузии через турбулентную кинетическую энергию и скорость её диссипации. Также определенные погрешности в расчетах возникают в процессе решения системы уравнений с применением выбранной разностной схемы. На уровень погрешности оказывает влияние и точность задания граничных условий. Для оценки погрешности расчетов, возникающих при решении системы дифференциальных уравнений, были проанализированы результаты расчетов потоков, проведенных разработанной моделью на разных высотах над земной поверхностью при условии отсутствия влияния неоднородной растительности и рельефа (случай горизонтально однородной поверхности). В идеальном случае при таких условиях скорость потока  $\text{CO}_2$  на разных высотах над поверхностью должна быть одинаковой. Проведенные расчеты, однако, показали наличие определенного разброса в расчетных значениях потоков на разных высотах. Стандартное отклонение, характеризующее разброс полученных значений, составило  $\pm 0.65$   $\text{мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , при стандартной ошибке вычислений —  $\pm 0.28$   $\text{мкмоль м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . Таким образом, полученные значения погрешности проведенных расчетов оказались существенно ниже выявленных различий между потоками, полученными в ходе 2D и 1D модельных экспериментов, что может служить неплохим индикатором для подтверждения достоверности полученных модельных оценок.

Результаты расчетов потоков  $\text{CO}_2$  вдоль трансекты со сложным рельефом и неоднородной растительностью, проведенные с применением 2D процесс-ориентированной модели, показали существенное влияние, оказываемое неоднородной подстилающей поверхностью на турбулентный режим и вертикальный перенос  $\text{CO}_2$  в приземном слое атмосферы. Интегральные вертикальные потоки, рассчитанные с помощью 1D подхода, пренебрегающего учетом возмущающих эффектов в поле ветра и турбулентности,

возникающих как на границе раздела растительных сообществ с разной структурой и свойствами, так и на неровностях рельефа, для выбранных погодных условий на исследуемой территории были устойчиво ниже значений потоков  $\text{CO}_2$ , рассчитанных с применением 2D модельного подхода. Выявленные различия связаны, главным образом, с переоценкой скорости ветра и интенсивности турбулентного обмена в припочвенном слое, и, как следствие, с завышенным вкладом эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы в суммарные потоки при использовании 1D подхода для неоднородных поверхностей. Различия между средними расчетными значениями интегрального потока  $\text{CO}_2$  для всей трансекты на высоте 40 м над земной поверхностью изменялись от 11 до 26% в зависимости от направления ветра и связанных с ним изменений вклада различных типов подстилающей поверхности в суммарный поток.

Важно отметить, что при моделировании вертикальных потоков  $\text{CO}_2$  на территориях с мозаичной структурой растительности и сложным рельефом обязательным требованием должно быть проведение оценок возможного влияния пространственной неоднородности поверхности на турбулентный и ветровой режим, а также на процессы переноса внутри приземного слоя атмосферы. Пренебрежение горизонтальной неоднородностью при расчетах вертикальных потоков для неоднородных поверхностей может привести к существенным погрешностям при расчете интегральных потоков  $\text{CO}_2$  между земной поверхностью и атмосферой даже при использовании достаточно детальных одномерных процесс-ориентированных моделей.

## **8.7. Моделирование поля скорости ветра с использованием теории контрастных структур**

### **8.7.1. Описание модели**

В пункте 1 настоящей главы предложена модель турбулентного режима в случае растительной неоднородности, в которой диссипация энергии внутри растительности учитывалась путем введения слагаемого  $\Delta_\varphi$  во второе уравнение (8.1.9). Однако существует другой подход для моделирования сред, в которых происходит диссипация энергии. Этот подход использует теорию контрастных структур (КС). Контрастной структурой называется функция, внутри области определения которой есть интервал, на котором происходит резкое изменение значений этой функции. Эта область называется внутренним переходным слоем. Идея применения теории КС для моделирования обтекания воздушными потоками различных типов препятствий и их трансформации на границах между объектами с разными аэродинамическими свойствами возникла на том основании, что графики функций, описывающих изменения компонент скорости ветра, имеют резкие переходные слои в окрестности границ раздела между двумя средами с различной кинематической вязкостью (например, опушка леса).

В модели, разработанной с использованием теории КС, используется допущение, что приземный слой атмосферы можно рассматривать как среду, далекую от состояния термодинамического равновесия, или так называемую активную среду (Васильев и др., 1987). Основным свойством активной среды является способность длительное время находиться в одном из возможных устойчивых состояний, определяемых заданными внешними факторами. Для активной среды характерно наличие мультистабильного элемента, имеющего различные возможные состояния и обладающего способностью переключения от одного из таких состояний к другому

под влиянием интенсивного внешнего воздействия. Роль такого внешнего воздействия может играть пространственная неоднородность среды, внутри которой происходит диссипация энергии. В этом случае физические характеристики среды имеют вид КС. В активной среде возможно также и присутствие возбудимого элемента, имеющего одно устойчивое состояние. В случае наличия обратной связи между возбудимым и мультистабильными элементами, переключение мультистабильного элемента играет роль внешнего воздействия на возбудимый элемент. Проведем следующую аналогию. Горизонтальная компонента скорости ветра играет роль мультистабильного элемента и при данных физических условиях имеет два устойчивых состояния: скорость ветра на открытой местности  $U_o$  и  $U_f$  — скорость ветра внутри слоя воздуха с элементами, оказывающими сопротивление воздушному потоку (лесная растительность). Переключение мультистабильного элемента происходит из-за диссипации энергии в лесном массиве, в результате на графике горизонтальной компоненты скорости ветра вблизи границы различных типов растительности образуется область с большим градиентом, то есть внутренний переходный слой. Вертикальная компонента скорости ветра играет роль возбудимого элемента и имеет одно устойчивое состояние  $W=0$ . Обратная связь осуществляется через уравнение неразрывности.

Будем исходить из системы уравнений (8.1.8) — (8.1.9), в которой проведем модификацию функций, описывающих взаимодействие воздушного потока с растительностью, согласно теории КС.

Образование устойчивой КС на границе лес — открытая местность есть следствие диссипации энергии в области лесного массива. В рассматриваемой модели мы не будем учитывать диссипацию каким-либо другим способом, поэтому во втором уравнении (8.1.9) положим  $\Delta_\varphi=0$ .

Как правило, мультистабильные среды описываются при помощи уравнений параболического типа с кубической нелинейностью (Зельдович, Франк-Каменецкий и др. 1938). Именно такая нелинейность выбирается в предлагаемой модели для описания взаимодействия горизонтального воздушного потока с растительностью.

В первом уравнении системы (8.1.8) положим

$$F_u = -\frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD \cdot (U - U_o(z))(U - U_f(z))(U - \chi(x, z)). \quad (8.7.1)$$

Вдали от границ раздела между растительными сообществами с различной структурой горизонтальная компонента скорости  $U_o(z)$  в случае низкой растительности определяется согласно выражению (8.1.13).

Обозначим через  $H_0$  высоту леса. Горизонтальная компонента скорости ветра в области  $z < H_0$ , внутри лесного массива, задается выражением

$$U_f(z) = U_h(H_0) \exp\left(\alpha \left(\frac{z}{H_0} - 1\right)\right),$$

где  $\alpha = H_0 \cdot c_d \cdot LAD$ , скорость  $U_h(H_0)$  определяется выражением (8.1.13) при  $z = H_0$ , а высота слоя вытеснения  $d$  и параметр шероховатости  $z_{0f}$  вычисляются согласно (8.1.16) и (8.1.17), соответственно. Множитель  $1/u_*$  включен в выражение для  $F_u$  из соображений размерности.

Функция  $\chi(x, z)$  в выражении (8.7.1) определяет зависимость от координат компонент скорости ветра в переходном слое и область локализации переходного слоя.

Она выбирается, исходя из теории контрастных структур, таким образом, чтобы на верхней границе области лесного массива образовывался стационарный внутренний переходный слой.

Для выбора подходящей функции  $\chi(x, z)$  используем асимптотический анализ. Сначала заметим, что в задаче о распределении скорости ветра в случае неоднородного растительного покрова можно выделить малый параметр, равный отношению ширины переходного слоя к ширине расчетной области. Обозначим этот малый параметр через  $\varepsilon$ . Проведем в первом уравнении системы (8.1.8) изменение масштаба  $x' = \varepsilon x$ ,  $z' = \varepsilon z$ , после чего перепишем его следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} = & -\varepsilon \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \delta P}{\partial x'} - \varepsilon \frac{2}{3} \frac{\partial E}{\partial x'} - \varepsilon U \frac{\partial U}{\partial x'} - \varepsilon W \frac{\partial U}{\partial z'} + \\ & + \varepsilon^2 2 \frac{\partial}{\partial x'} \left( K \frac{\partial U}{\partial x'} \right) + \varepsilon^2 \frac{\partial}{\partial z'} \left( K \frac{\partial U}{\partial z'} \right) + F_u. \end{aligned} \quad (8.7.2)$$

Для детального описания поведения решения в области верхней границы растительности, перейдем к растянутой переменной  $\xi = (z - H_1)/\varepsilon$ . Через  $H_1$  обозначена высота вблизи верхней границы леса, на которой, согласно экспериментальным наблюдениям, находится область с наибольшим градиентом горизонтальной компоненты скорости ветра. Как правило,  $H_1 < H_0$ . В переменных  $(x', \xi, t)$  рассматриваемое уравнение принимает следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} = & -\varepsilon \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \delta P}{\partial x'} - \varepsilon \frac{2}{3} \frac{\partial E}{\partial x'} - \varepsilon U(x', H_1 + \varepsilon \xi) \frac{\partial U}{\partial x'} - W(x', H_1 + \varepsilon \xi) \frac{\partial U}{\partial \xi} + \\ & + \varepsilon^2 2 \frac{\partial}{\partial x'} \left( K \frac{\partial U}{\partial x'} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( K(x', H_1 + \varepsilon \xi) \frac{\partial U}{\partial \xi} \right) + F_u. \end{aligned}$$

Положим в последнем уравнении  $\varepsilon = 0$ , подставим в него выражение (8.7.1) для функции  $F_u$  и кроме того, не будем учитывать зависимость от времени, поскольку нас интересует стационарное распределение поля скорости ветра. Тогда получим так называемое присоединенное уравнение для (8.7.2):

$$\begin{aligned} K(x', H_1) \frac{\partial^2 U}{\partial \xi^2} = & W(x', H_1) \frac{\partial U}{\partial \xi} + \\ & + \frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD(x', H_1) \cdot (U - U_o(H_1))(U - U_f(H_1))(U - \chi(x', H_1)), \\ & -\infty < \xi < +\infty. \end{aligned}$$

Перейдем от присоединенного уравнения к эквивалентной присоединенной системе двух уравнений относительно функций  $U$  и  $\Phi = \partial U / \partial \xi$ :

$$\frac{\partial U}{\partial \xi} = \Phi;$$

$$K(x', H_1) \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} = W(x', H_1) \Phi + \frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD(x', H_1) \cdot (U - U_o(H_1))(U - U_f(H_1))(U - \chi(x', H_1)), \quad (8.7.3)$$

где величина  $x'$  играет роль параметра.

На рисунке 8.6а приведен фазовый портрет присоединенной системы для уравнения (8.7.2). Точки  $(U_f(H_1), 0)$ ,  $(U_o(H_1), 0)$  и  $(\chi(x', H_1), 0)$  фазовой плоскости  $(U, \Phi)$  являются точками покоя этой системы. Как показано в (Нефедов, Давыдова, 2013), одним из условий того, что при фиксированных значениях параметров  $\delta P$ ,  $E$ ,  $K$  и  $W$  существует устойчивое решение уравнения (8.7.2), изменяющееся от значений  $U_f$  до значений  $U_o$  и содержащее резкий переходный слой в окрестности границы  $z = H_1$ , является выполнение неравенства

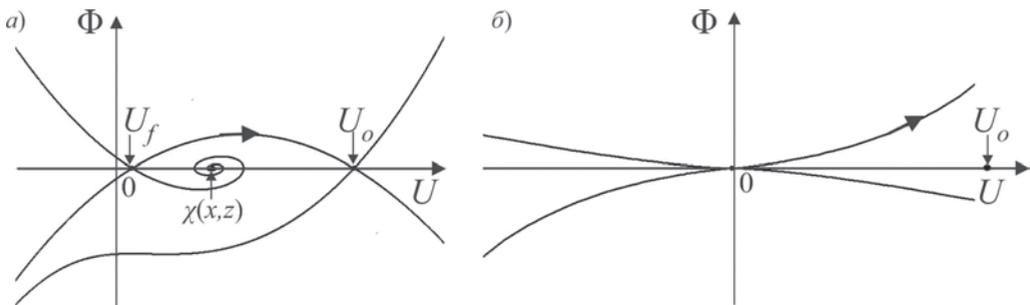
$$U_f(H_1) < \chi(x', H_1) < U_o(H_1).$$

В этом случае точки покоя  $(U_f, 0)$ ,  $(U_o, 0)$  оказываются седловыми, и на фазовой плоскости  $(U, \Phi)$  возможно образование траектории, которая при  $\xi \rightarrow -\infty$  выходит из седла  $(U_f, 0)$  и входит в седло  $(U_o, 0)$  при  $\xi \rightarrow +\infty$ . Такая фазовая траектория называется соединительной сепаратрисой седел.

Как показано в (Зельдович и др., 1980) для уравнения вида (8.7.2) эту фазовую траекторию можно найти в виде параболы

$$\Phi = A(U - U_f) \cdot (U - U_o), \quad (8.7.4)$$

где  $A$  — неизвестная константа. Разделим второе уравнение системы (8.7.3) на первое, затем домножим обе части полученного равенства на  $\Phi$ , тогда придем к уравнению первого порядка для определения фазовых траекторий  $\Phi(U)$  системы (8.7.3) при каждом значении  $x'$ :



**Рис. 8.6.** Фазовые портреты присоединенных уравнений для горизонтальной компоненты скорости ветра: а) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; б) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\varphi$  во второе уравнение (8.1.9).

$$K(x', H_1) \Phi \frac{\partial \Phi}{\partial U} = W(x', H_1) \Phi + \frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD(x', H_1) \cdot \\ \cdot (U - U_o(H_1))(U - U_f(H_1))(U - \chi(x', H_1)).$$

Подставим сюда функцию  $\Phi(U)$  в виде (8.7.4), сократим произведение  $(U - U_o)(U - U_f)$  в левой и правой частях, в результате придем к равенству

$$A^2 K(x', H_1) (2U - U_o(H_1) - U_f(H_1)) = AW(x', H_1) + \frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD(x', H_1) \cdot (U - \chi(x', H_1)).$$

Приравнивая в этом равенстве отдельно коэффициенты при различных степенях  $U$ :  $U^1$  и  $U^0$ , получим два уравнения для определения константы  $A$  и значения функции  $\chi$  при  $z=H_1$ :

$$2A^2 K(x', H_1) = \frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD(x', H_1),$$

$$-A^2 K(x', H_1) (U_o(H_1) + U_f(H_1)) = AW(x', H_1) - \frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD(x', H_1) \cdot \chi(x', H_1).$$

Первое уравнение имеет два корня относительно  $A$ . Один из них положительный, другой — отрицательный. Мы рассматриваем решение, возрастающее при каждом  $x'$  от значения  $U_f(H_1)$  до значения  $U_o(H_1)$ , поэтому произведение  $(U - U_o)(U - U_f)$  отрицательно, и для того, чтобы производная  $\Phi = \partial U / \partial \zeta$  была положительной, что отвечает возрастающему решению, следует выбрать  $A < 0$ . Тогда для значения функции  $\chi$  при  $z=H_1$  получаем выражение

$$\chi(x', H_1) = -W(x', H_1) \sqrt{\frac{u_*}{2c_d \cdot LAD(x', H_1) K(x', H_1)}} + \frac{1}{2} (U_o(H_1) + U_f(H_1)). \quad (8.7.5)$$

Это условие существования соединительной сепаратрисы седел  $(U_f, 0)$ ,  $(U_o, 0)$  на фазовой плоскости  $(U, \Phi)$ , однако оно не является достаточным для формирования при  $z=H_1$  устойчивого переходного слоя. Анализ одномерного уравнения (Квас и др., 2017), а также проведенные численные эксперименты показывают, что существенным является требование, чтобы величина производной  $\partial \chi / \partial z$  при  $z=H_1$ , принимала отрицательные значения, достаточно большие по абсолютной величине.

Таким образом, выражение для функции  $\chi(x, z)$  может быть записано как

$$\chi(x, z) = \chi(x', z) \cdot e^{-B(z-H_1)}, \quad (8.7.6)$$

где  $\chi(x', z)$  определяется равенством (8.7.5), а константа  $B$  подбирается из численных экспериментов.

### 8.7.2. Описание численных расчетов

Распределение поля скорости ветра согласно модели, основанной на теории КС, было получено в ходе численного решения системы уравнений (8.1.8)–(8.1.9), в ко-

торой положено  $\Delta_\phi = 0$ , а функция  $F_u$  задается выражением (8.7.1), в прямоугольной области  $-100\text{м} \leq x \leq 100\text{м}$ ;  $0 \leq z \leq 200\text{м}$ . Для удобства численных расчетов уравнения приводились к безразмерному виду; в качестве масштаба длины выбиралась так называемая «длина Монина-Обухова», которая при рассматриваемых условиях примерно равна 7.3м, а в качестве масштаба скорости — динамическая скорость  $u_*$ . Решение проводилось с использованием схемы с расщеплением по физическим процессам (Белоцерковский, 1994; Бояршинов, Горемыкин, 2004; Мухартова и др., 2015).

На границах прямоугольника были поставлены следующие условия

$$\begin{aligned} U|_{z=0} = W|_{z=0} = 0; \quad \frac{\partial U}{\partial z}|_{z=H} = \frac{\partial W}{\partial z}|_{z=H} = 0; \\ \delta P|_{z=H} = 0; \quad \frac{\partial}{\partial z} \delta P|_{z=0} = 0; \quad E|_{z=0} = 0; \quad \frac{\partial E}{\partial z}|_{z=H} = \frac{\partial \phi}{\partial z}|_{z=0} = \frac{\partial \phi}{\partial z}|_{z=H} = 0; \\ \frac{\partial U}{\partial x}|_{x=\pm L} = \frac{\partial W}{\partial x}|_{x=\pm L} = \frac{\partial}{\partial x} \delta P|_{x=\pm L} = \frac{\partial E}{\partial x}|_{x=\pm L} = \frac{\partial \phi}{\partial x}|_{x=\pm L} = 0. \end{aligned} \quad (8.7.7)$$

Начальное распределение искомым величин задавалось как

$$\begin{aligned} U|_{t=0} = U(z)(1 - c_d \cdot LAD(x, z)) \\ W|_{t=0} = 0, \quad \delta P|_{t=0} = 0; \quad \phi|_{t=0} = 1; \quad K|_{t=0} = \kappa u_* z; \quad E|_{t=0} = \frac{\kappa u_* z}{C_\mu}. \end{aligned} \quad (8.7.8)$$

где функция  $U(z)$  определяется выражением (8.1.13),  $\kappa$  — постоянная Кармана.

Согласно схеме с расщеплением по физическим процессам, на первом полушарии решались уравнения

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} = f_u := -U \frac{\partial U}{\partial x} - W \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( 2K \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) - F_u, \\ \frac{\partial W}{\partial t} = f_w := -U \frac{\partial W}{\partial x} - W \frac{\partial W}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( 2K \frac{\partial W}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) - c_d \cdot LAD \cdot |\mathbf{V}| \cdot W, \\ \frac{\partial E}{\partial t} = f_E := -U \frac{\partial E}{\partial x} - W \frac{\partial E}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{\sigma_E^\phi} \frac{C_\mu}{\phi} E \frac{\partial E}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{\sigma_E^\phi} \frac{C_\mu}{\phi} E \frac{\partial E}{\partial z} \right) + P_E - E\phi, \\ \frac{\partial \phi}{\partial t} = f_\phi := U \frac{\partial \phi}{\partial x} + W \frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{K}{\sigma_\phi} \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{\sigma_\phi} \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + \frac{\phi}{E} (C_{\phi 1} P_E - C_{\phi 2} E\phi), \end{aligned}$$

где  $K = C_m E / \phi$ .

Решение каждого из этих уравнений проводилось с использованием метода прямых и эволюционной факторизации (Калиткин, Карякин, 2013). В ходе решения уравнений для каждой отдельной из компонент, значения остальных компонент брались с предыдущего временного слоя. Аппроксимация операторов дифференцирования выбиралась так же, как и в п. 8.2.

В расчетной области вводилась равномерная сетка  $x_i, z_k, 0 \leq i, k \leq N-1$ , где  $N=200$ , с шагом 1м по оси  $x$  и по оси  $z$ . Согласно методу факторизации, уравнение для каждой

из компонент  $\alpha$ , где  $\alpha$  — какая либо из функций  $U, W, E$  или  $\varphi$ , решалось в два этапа. На первом этапе решалась система  $N$  линейных уравнений

$$p\mu_{i,1} - \mu_{i,0} = 0, \quad \left( I - \frac{\tau}{2} \frac{\partial f_\alpha}{\partial \bar{\alpha}_i^j} \right) \bar{\mu}_i = f_\alpha(\bar{\alpha}_i^j), \quad (8.7.9)$$

$$i = \overline{1, N-2}, \quad \mu_{i,N-1} - p\mu_{i,N-2} = 0,$$

для определения компонент каждого из векторов

$$\bar{\mu}_i = (\mu_{i,0}, \mu_{i,1}, \dots, \mu_{i,N-1})^T, \quad i = \overline{1, N-2}.$$

При  $i=0$  и  $i=N-1$ , согласно граничным условиям при  $x=\pm L$  принималось

$$\bar{\mu}_0 = \bar{\mu}_1; \quad \bar{\mu}_{N-1} = \bar{\mu}_{N-2}.$$

В системе уравнений (8.7.9) через  $j$  обозначен номер слоя по времени,

$$\bar{\alpha}_i^j = (\alpha_{i,0}^j, \alpha_{i,1}^j, \dots, \alpha_{i,N-1}^j)^T; \quad \frac{\partial f_\alpha}{\partial \bar{\alpha}_i^j} = \left\{ \frac{\partial f_\alpha(\alpha_{i,0}^j, \alpha_{i,1}^j, \dots, \alpha_{i,N-1}^j)}{\partial \alpha_{i,k}^j} \right\} \text{ — матрица Якоби,}$$

$p=0$  в случае граничных условий первого рода или  $p=1$  в случае граничных условий второго рода,  $I$  — единичная матрица,  $\tau=0.00002$  — шаг по времени.

На втором этапе решалась система  $N$  линейных уравнений

$$p\omega_{1,k} - \omega_{0,k} = 0, \quad \left( I - \frac{\tau}{2} \frac{\partial f_\alpha}{\partial \bar{\alpha}_k^j} \right) \bar{\omega}_k = \bar{\mu}_k, \quad k = \overline{1, N-2}, \quad \omega_{N-1,k} - p\omega_{N-2,k} = 0,$$

для определения компонент каждого из векторов

$$\bar{\omega}_k = (\omega_{0,k}, \omega_{1,k}, \dots, \omega_{N-1,k})^T, \quad k = \overline{1, N-2}.$$

Здесь

$$\frac{\partial f_\alpha}{\partial \bar{\alpha}_k^j} = \left\{ \frac{\partial f_\alpha(\alpha_{0,k}^j, \alpha_{1,k}^j, \dots, \alpha_{N-1,k}^j)}{\partial \alpha_{i,k}^j} - \frac{\partial f_\alpha(\alpha_{0,k}^j, \alpha_{1,k}^j, \dots, \alpha_{N-1,k}^j)}{\partial \alpha_{i,k}^j} \delta_{i,k} \right\},$$

$\delta_{i,k}$  — символ Кронекера.

При  $k=0$  и  $k=N-1$ , согласно граничным условиям при  $z=0$  и  $z=H$  принималось

$$\bar{\omega}_0 = p\omega_1; \quad \bar{\omega}_{N-1} = \bar{\omega}_{N-2},$$

с  $p=0$ , при решении уравнений для компонент  $U, W$  и  $E$ , и  $p=1$  для компоненты  $\varphi$ .

Распределение искомой величины на следующем полуслое по времени определялось как

$$\alpha_{i,k}^{j+\frac{1}{2}} = \alpha_{i,k}^j + \tau\omega_{i,k}.$$

На втором полуслое по времени, согласно методу расщепления, приведенному в п. 2, решалось уравнение Пуассона (8.2.9) для избыточного давления  $\delta P$ . Для решения уравнения Пуассона на каждом временном слое использовался метод стационарирования решения параболической задачи к решению эллиптической задачи. Для решения

соответствующих параболических уравнений использовались методы прямых и эволюционной факторизации. Затем проводилась адаптация компонент скорости ветра согласно формулам (8.2.10).

Процесс продолжался до полного установления, а именно, до выполнения условия

$$\max_{i,k,\alpha} |\omega_{i,k}| \leq 0.01.$$

Ниже приведены результаты расчетов согласно приведенной численной схеме, для двух моделей, в которых диссипация энергии учитывается по-разному. Расчеты проводились для двух типов растительной неоднородности — лесополосы шириной 80 метров и вырубки в лесу шириной 80 метров. В каждом случае высота растительности принималась равной 20м. В ходе численных расчетов коэффициент  $B$ , входящий в выражение (8.7.6) для функции  $\chi(x, z)$  принимался равным  $1/7$ .

Как видно из графиков, при использовании теории КС для учета диссипации энергии переходный слой для  $U$ -компоненты скорости ветра вблизи верхней границы растительности оказывается более резким, чем в модели, в которой для учета диссипации вводится добавка  $\Delta_\phi$  во второе уравнение (8.1.9). Различие для разных моделей в величинах градиентов функции  $U$ , входящих в уравнения для функций  $W$ ,  $E$  и  $K$ , вызывает увеличение почти вдвое значений этих функций вблизи верхней границы растительности, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС по сравнению со значениями этих же функций, рассчитанных согласно модели, использующей добавку  $\Delta_\phi$ .

Выявленные различия могут быть обусловлены несколькими факторами.

Во-первых, в различных моделях использовались различные функции  $\mathbf{F}$ , описывающие влияние пространственной неоднородности растительности на движение воздушного потока. Вне лесного массива растительность отсутствует, и  $\mathbf{F}=\mathbf{0}$ , поэтому значения искомых функций в этой области определяется заданными начальными условиями. В тех областях, где функция  $LAD$  отлична от нуля, функции  $U$ ,  $W$ ,  $E$ ,  $\phi$  и  $\delta P$  изменяются от своих значений на открытой местности до значений в лесном массиве, при этом образуются переходные слои.

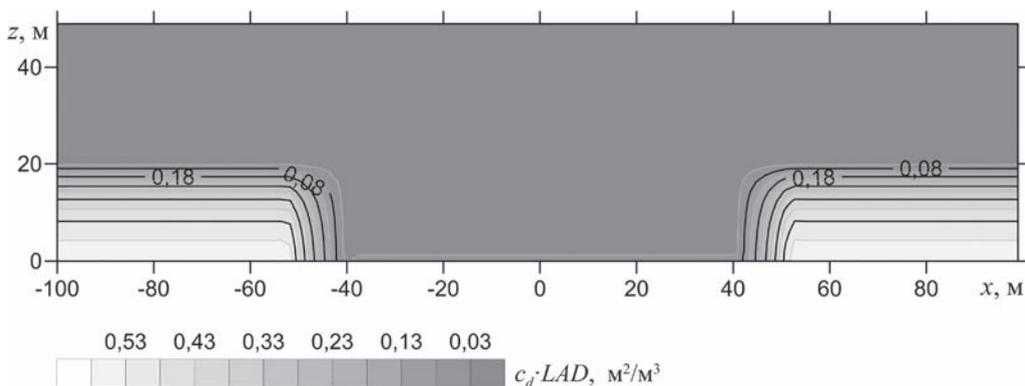
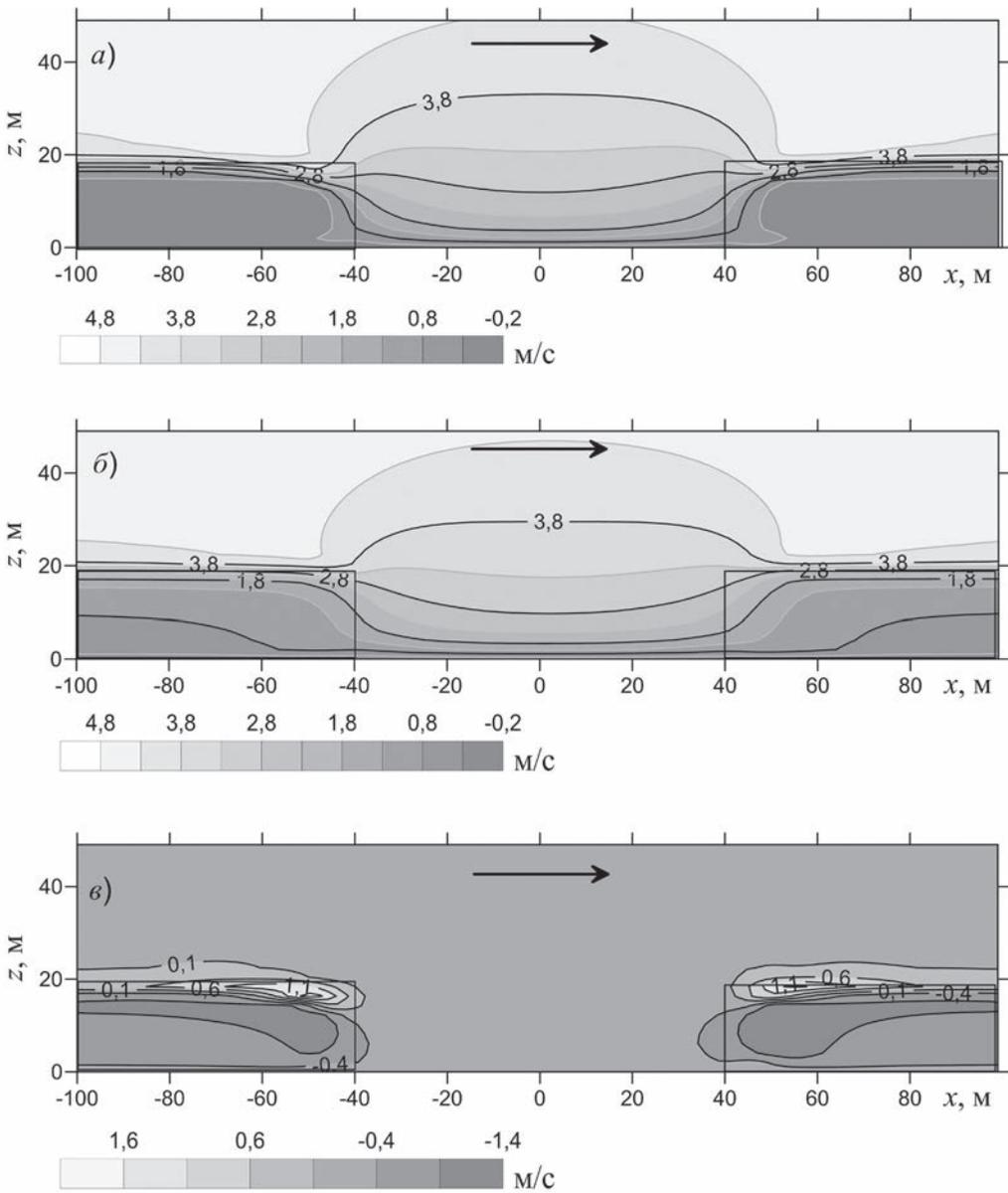
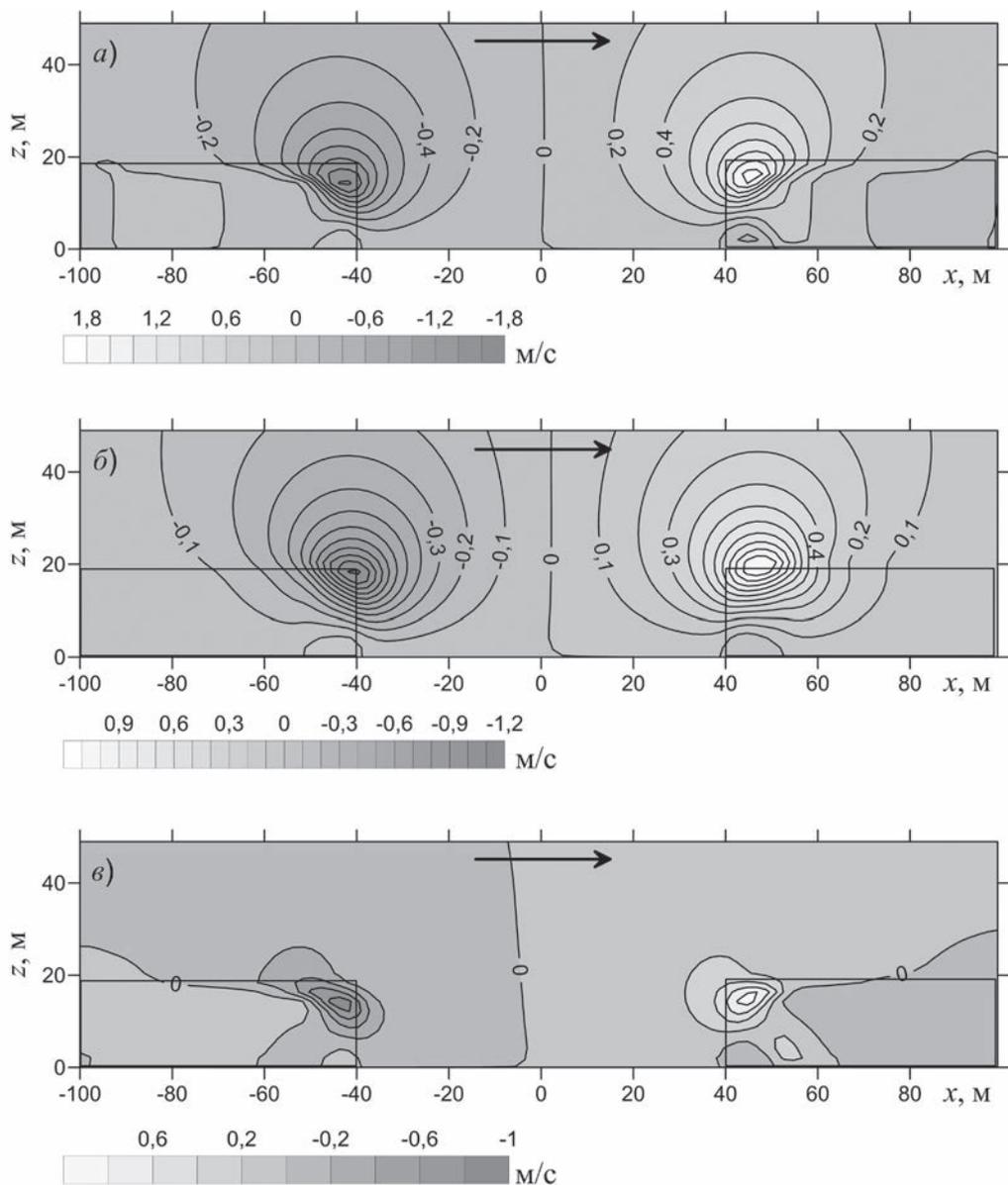


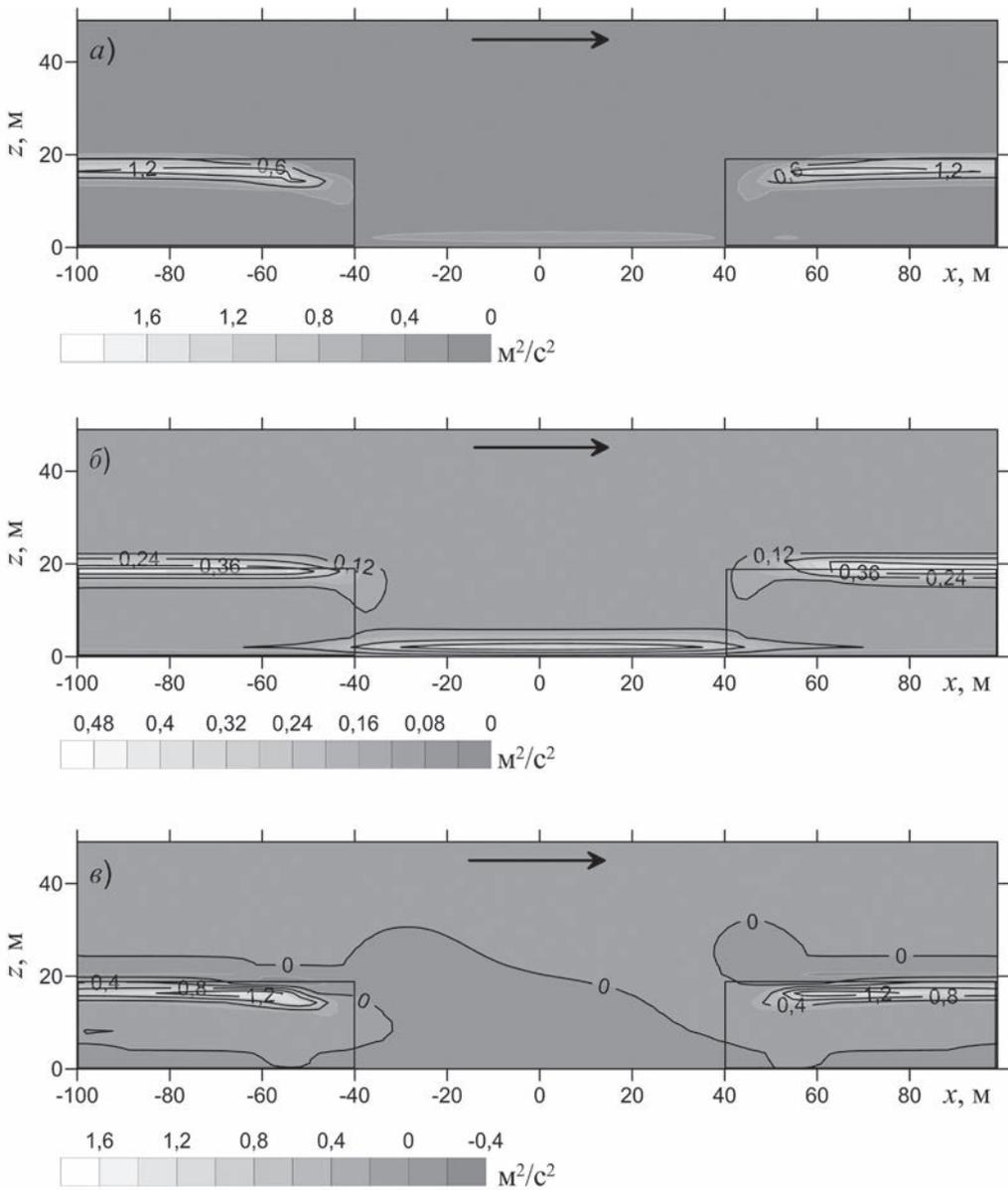
Рис. 8.7. Распределение растительности в вертикальном сечении вырубке.



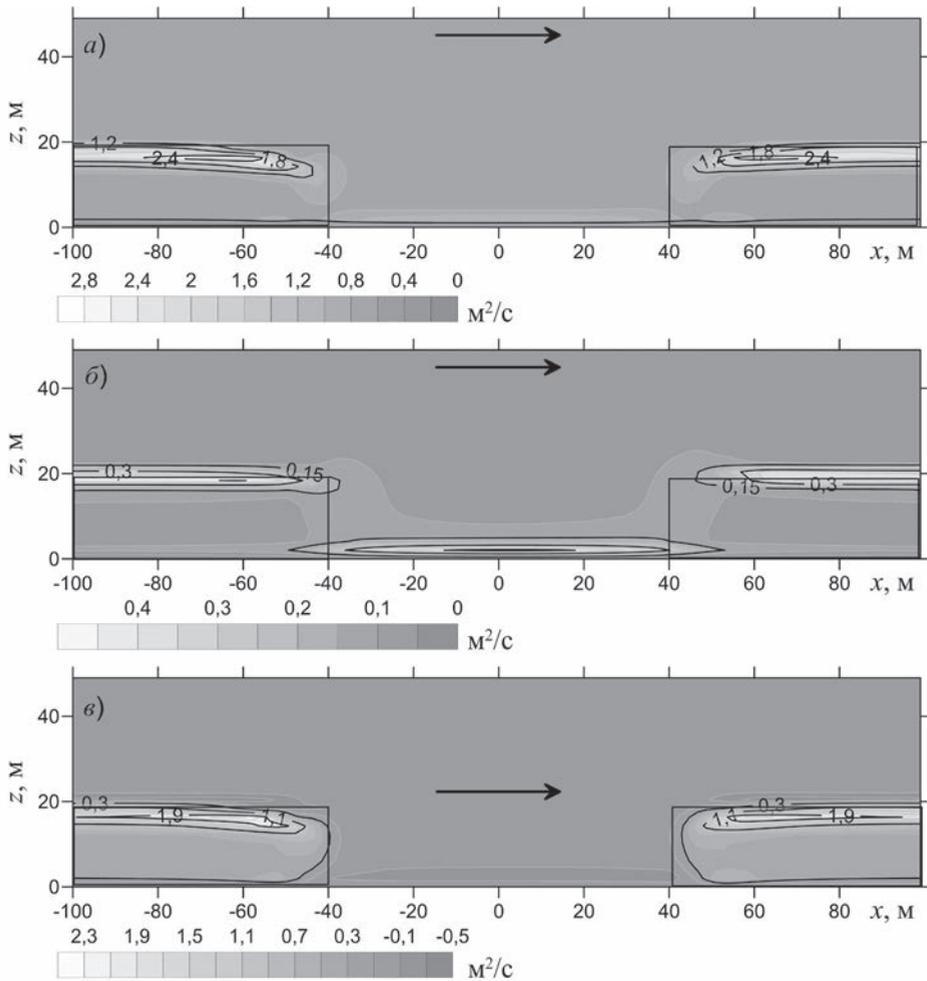
**Рис. 8.8.** Распределение горизонтальной компоненты скорости ветра в случае обтекания воздушным потоком вырубki шириной 80 метров и высотой древостоя 20 метров: а) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; б) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\varphi$  во второе уравнение (8.1.9); в) разность величин горизонтальных компонент скорости ветра, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9). Направление ветра указано стрелкой.



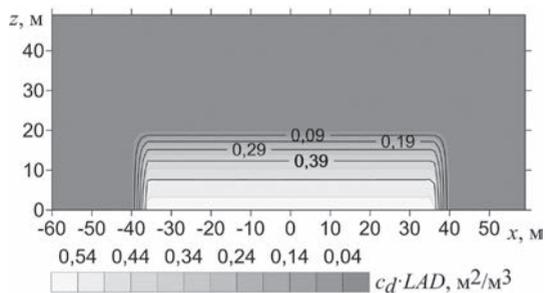
**Рис. 8.9.** Распределение вертикальной компоненты скорости ветра в случае обтекания воздушным потоком вырубкой шириной 80 метров и высотой древостоя 20 метров: а) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; б) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_v$  во второе уравнение (8.1.9); в) разность величин вертикальных компонент скорости ветра, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9). Направление ветра указано стрелкой.



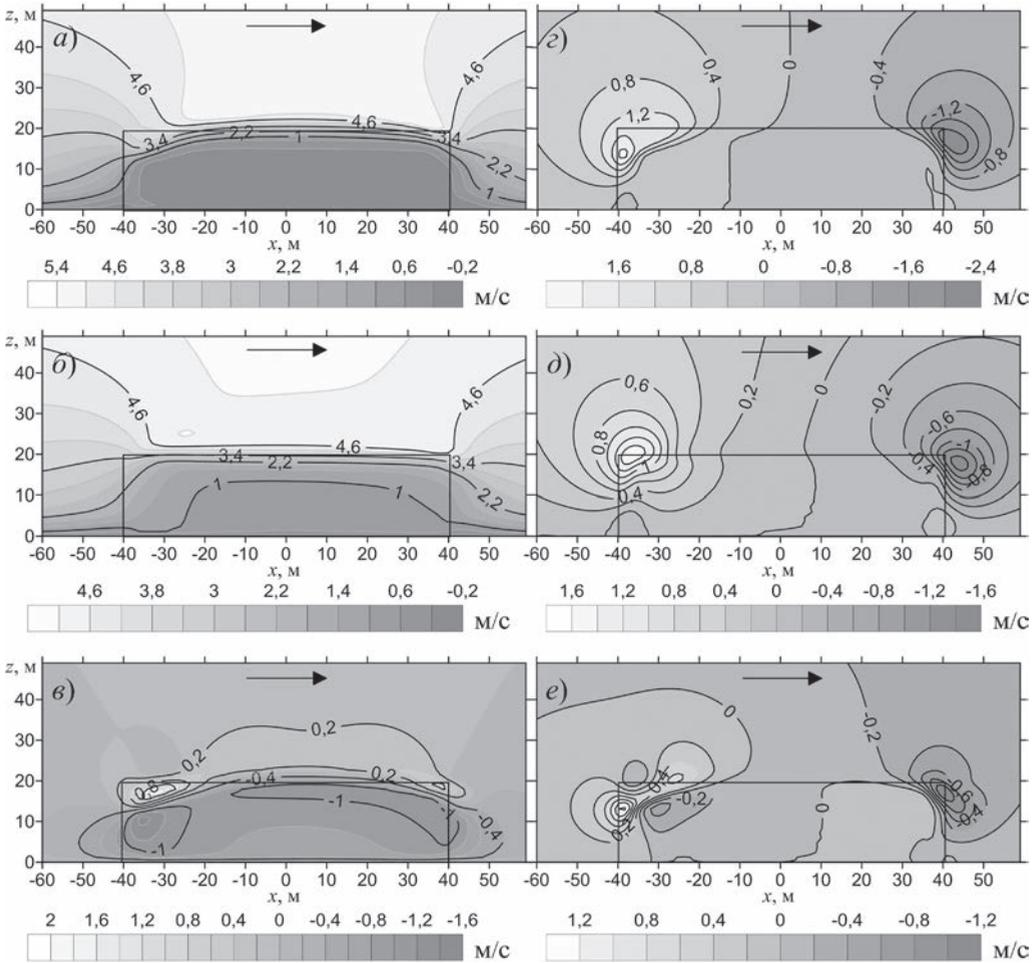
**Рис. 8.10.** Распределение ТКЕ в случае обтекания воздушным потоком вырубкой шириной 80 метров и высотой древостоя 20 метров: а) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; б) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\varphi$  во второе уравнение (8.1.9); в) разность величин ТКЕ, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9). Направление ветра указано стрелкой.



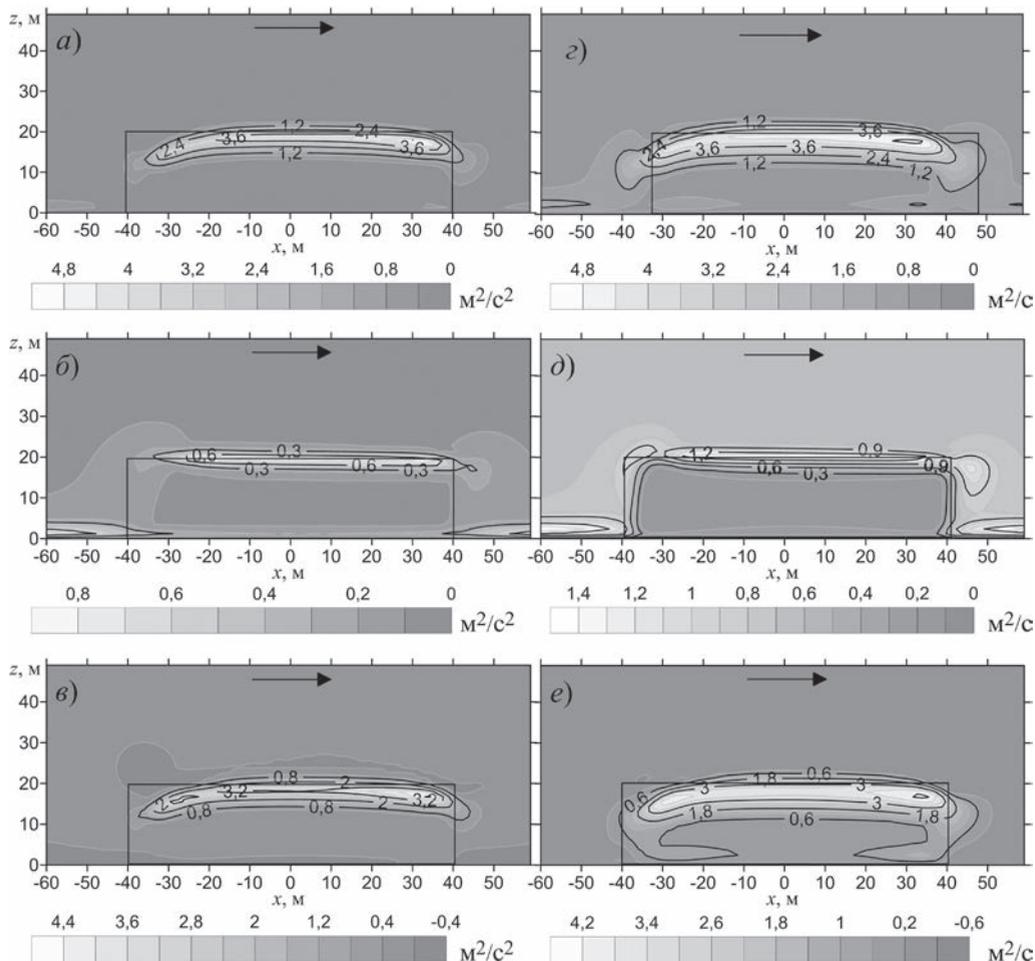
**Рис. 8.11.** Распределение коэффициента турбулентной диффузии в случае обтекания воздушным потоком вырубкой шириной 80 метров и высотой древостоя 20 метров: а) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; б) в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\phi$  во второе уравнение (8.1.9); в) разность величин коэффициентов турбулентной диффузии, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9). Направление ветра указано стрелкой.



**Рис. 8.12.** Распределение LAD внутри лесополосы.



**Рис. 8.13.** Распределение скорости ветра в случае обтекания воздушным потоком лесополосы шириной 80 метров и высотой 20 метров: а) горизонтальная компонента скорости ветра в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; б) горизонтальная компонента скорости ветра в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\phi$  во второе уравнение (8.1.9); в) разность величин горизонтальных компонент скорости ветра, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9); г) вертикальная компонента скорости ветра в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; д) вертикальная компонента скорости ветра в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\phi$  во второе уравнение (8.1.9); е) разность величин вертикальных компонент скорости ветра, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9). Направление ветра указано стрелкой.



**Рис. 8.14.** Распределение ТКЕ и коэффициента турбулентной диффузии в случае обтекания воздушным потоком лесополосы шириной 80 метров и высотой 20 метров: а) распределение ТКЕ в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; б) распределение ТКЕ в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\phi$  во второе уравнение (8.1.9); в) разность величин ТКЕ, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9); г) распределение коэффициента турбулентной диффузии в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется, исходя из теории КС; д) распределение коэффициента турбулентной диффузии в случае модели, в которой учет диссипации энергии ведется за счет введения добавки  $\Delta_\phi$  во второе уравнение (8.1.9); е) разность величин коэффициентов турбулентной диффузии, рассчитанных согласно модели, использующей теорию КС и модели с учетом диссипации энергии во втором уравнении (8.1.9). Направление ветра указано стрелкой.

Проведем анализ решений первого уравнения (8.1.8) в области переходного слоя вблизи верхней границы растительности, используя фазовые портреты присоединенных систем для этого уравнения в случае каждой из моделей.

Для модели, использующей теорию контрастных структур, присоединенная система имеет вид (8.7.3). Фазовый портрет этой системы представлен на рисунке 8.6а. Точки  $(U_f(H_1), 0)$ ,  $(U_o(H_1), 0)$  фазовой плоскости  $(U, \Phi)$  являются точками типа седла, точка  $(\chi(x', H_1), 0)$  — фокусом. Первое уравнение системы (8.1.8) может иметь решение, изменяющееся от значения  $U_f(H_1)$  до значения  $U_o(H_1)$  вдоль фазовой траектории, соединяющей седла и отмеченной стрелкой. Это решение вида контрастной структуры. Оно имеет внутренний переходный слой, положение которого, как показано ранее, может варьироваться в зависимости от параметров функции  $\chi(x, z)$ . Этот переходный слой оказывается резким, поскольку на его протяжении функция  $U$  меняется от значения в одной из точек покоя до значения в другой из точек покоя, в которых производная  $\Phi = \partial U / \partial \xi$  обращается в нуль.

Присоединенная система уравнений для модели, описанной в пункте 8.1.2, имеет вид

$$\frac{\partial U}{\partial \xi} = \Phi; \quad K(x', H_1) \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} = W(x', H_1) \Phi + c_d \cdot LAD(x', H_1) \cdot U \sqrt{U^2 + W^2}.$$

У этой системы на фазовой плоскости  $(U, \Phi)$  только одна точка покоя  $(0; 0)$ . Это точка покоя типа седла. Фазовый портрет системы изображен на рисунке 8.6б. Изменение значений функции  $U$  от  $U=0$  до  $U=U_o$  происходит вдоль фазовой траектории, отмеченной стрелкой. Поскольку второй седловой точки у присоединенной системы нет, то  $U$  будет плавно увеличиваться с ростом  $z$ .

Во-вторых, ещё одно важное различие связано с методикой расчета в каждой из моделей высоты слоя вытеснения  $d$ . В модели, использующей теорию КС, эта величина определяется из уравнения (8.1.16) и входит как параметр в выражение для функции  $F_u$ . В модели, описанной в п. 8.1.2, высота слоя вытеснения входит как параметр в начальное распределение скорости ветра.

### 8.8. Трехмерная модель переноса, основанная на теории контрастных структур

Система уравнений (8.1.8)–(8.1.9) может быть обобщена на трехмерный случай. Запишем эту систему уравнений, считая, что взаимодействие с растительным покровом описывается теорией КС.

Уравнения движения для компонент  $\{U, V, W\}$  скорости ветра:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = & -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \delta P}{\partial x} - \frac{2}{3} \frac{\partial E}{\partial x} + 2 \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial U}{\partial z} \right) + 2\Omega V \sin \psi - \\ & - \frac{1}{u_*} \cdot c_d \cdot LAD \cdot (U - U_o(z))(U - U_f(z))(U - \chi(x, y, z)), \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \delta P}{\partial y} - \frac{2}{3} \frac{\partial E}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \\ + 2 \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial V}{\partial z} \right) &- 2\Omega U \sin \psi - c_d \cdot LAD \cdot V \cdot \sqrt{U^2 + V^2 + W^2}, \\ \frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + V \frac{\partial W}{\partial y} + W \frac{\partial W}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \delta P}{\partial z} - \frac{2}{3} \frac{\partial E}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial W}{\partial x} \right) + \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial W}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial W}{\partial z} \right) &- c_d \cdot LAD \cdot W \cdot \sqrt{U^2 + V^2 + W^2}. \end{aligned}$$

Функция  $\chi(x, y, z)$  выбирается из тех же соображений, что и в двумерном случае, и имеет вид, аналогичный (8.7.6), с тем отличием, что в трехмерном случае функция  $LAD$  зависит от трех пространственных координат  $(x, y, z)$ . Слагаемые  $2\Omega V \sin \psi$  в первом уравнении и  $-2\Omega U \sin \psi$  во втором уравнении описывают влияние отклоняющей силы вращения Земли на движение некоторого объема воздуха (сила Кориолиса), здесь  $\Omega$  — угловая скорость вращения земли,  $\psi$  — географическая широта.

Уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0.$$

Уравнения для энергетических составляющих:

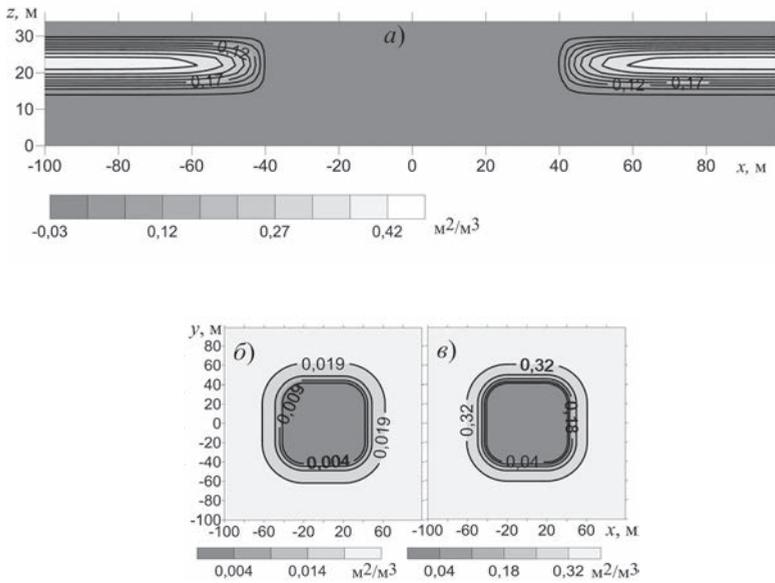
$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial t} + U \frac{\partial E}{\partial x} + V \frac{\partial E}{\partial y} + W \frac{\partial E}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial E}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial E}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial E}{\partial z} \right) + P_E - E\varphi; \\ \frac{\partial \varphi}{\partial t} + U \frac{\partial \varphi}{\partial x} + V \frac{\partial \varphi}{\partial y} + W \frac{\partial \varphi}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{\sigma_E^\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \frac{\varphi}{E} (C_{\varphi 1} P_E - C_{\varphi 2} E\varphi), \\ P_E &= 2K \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial W}{\partial z} \right)^2 \right] + K \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{\partial W}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{\partial W}{\partial y} \right)^2 \right], \end{aligned}$$

где

$$K = C_\mu \frac{E}{\varphi}.$$

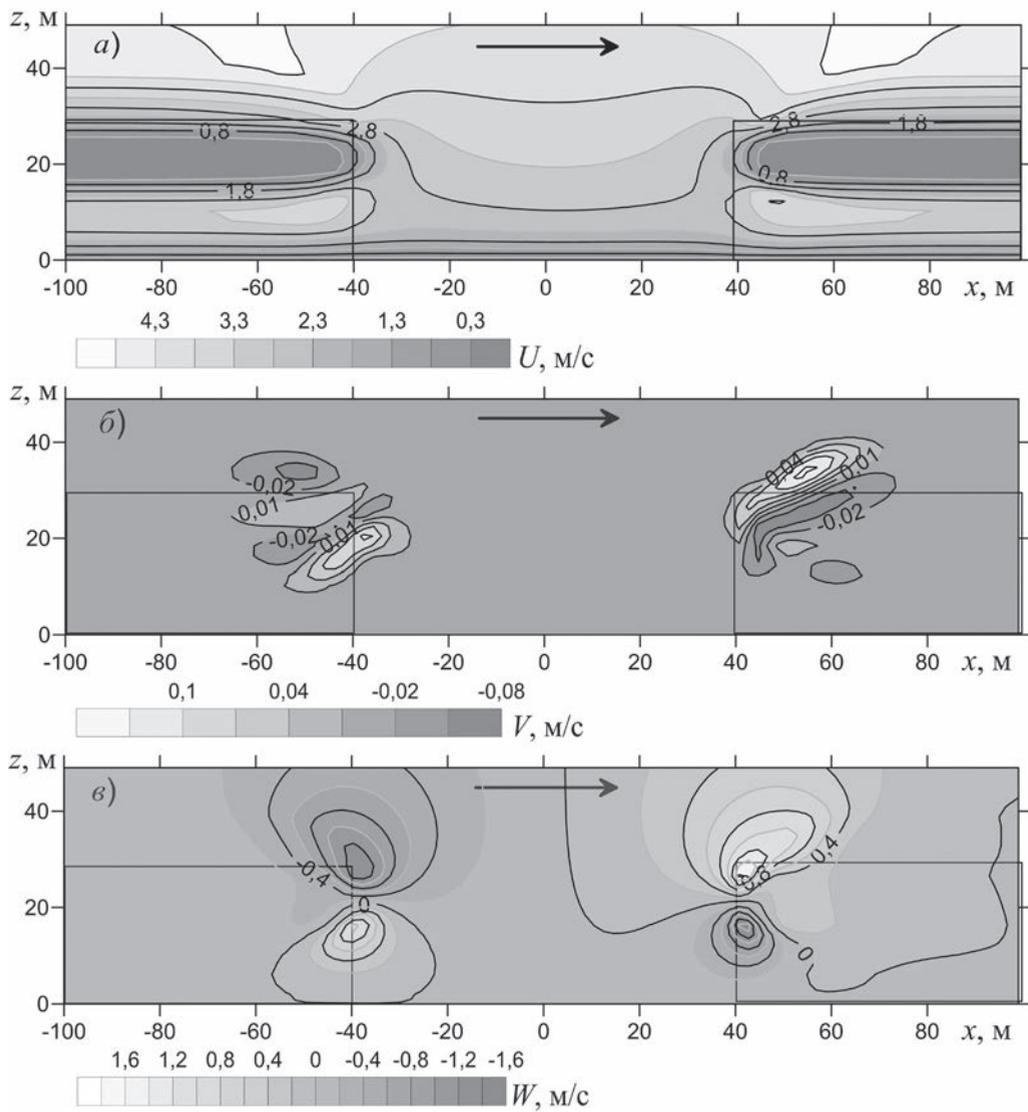
Система уравнений рассматривается в трехмерной области, представляющей собой прямоугольный параллелепипед —  $L \leq x, y \leq L, 0 \leq z \leq H$ . Для величин  $U, W, \delta P, \varphi$  и  $E$  на гранях  $x = \pm L, z = 0$  и  $z = H$  параллелепипеда ставятся краевые условия (8.7.7), а на гранях  $y = \pm L$  для всех искомых величин задаются однородные условия Неймана. Краевые условия для  $V$ -компоненты скорости ветра задаются так же, как и для  $W$ -компоненты. Начальные условия для величин  $U, W, \delta P, \varphi$  и  $E$  задаются выражениями (8.7.8). Для  $V$ -компоненты скорости ветра задается начальное условие  $V|_{t=0} = 0$ .

Ниже приведены результаты численных расчетов поля скорости ветра при обтекании вырубку в лесу без подроста. Горизонтальное сечение вырубку имеет форму квадрата со стороной 80м, углы квадрата закруглены. Высота окружающего

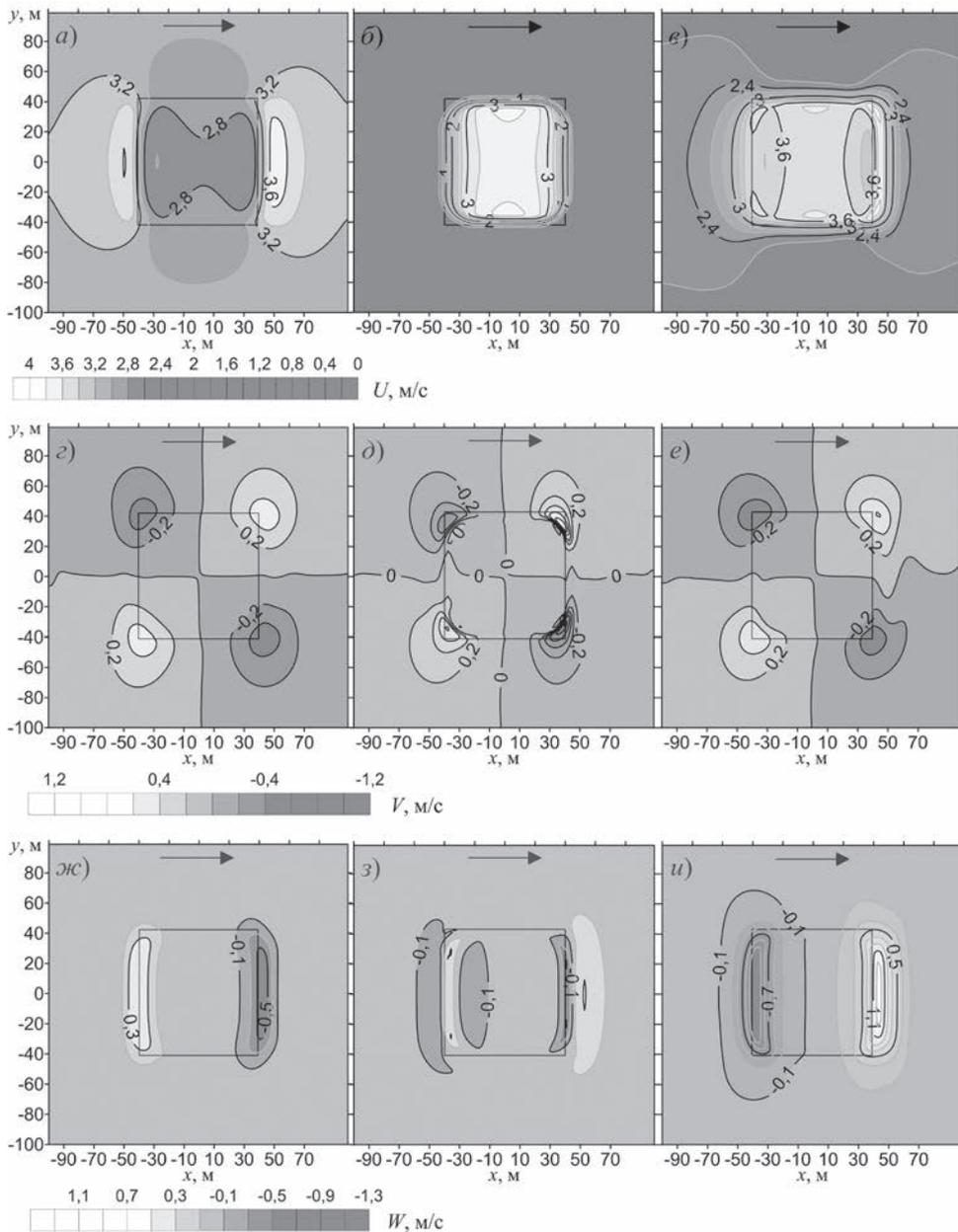


**Рис. 8.15.** Распределение растительности: а) вдоль плоскости, проведенной через центральную часть вырубki; б), в) — горизонтальное распределение в древостое вокруг исследуемой вырубki: б) на высоте 10 м, в) на высоте 20 м.

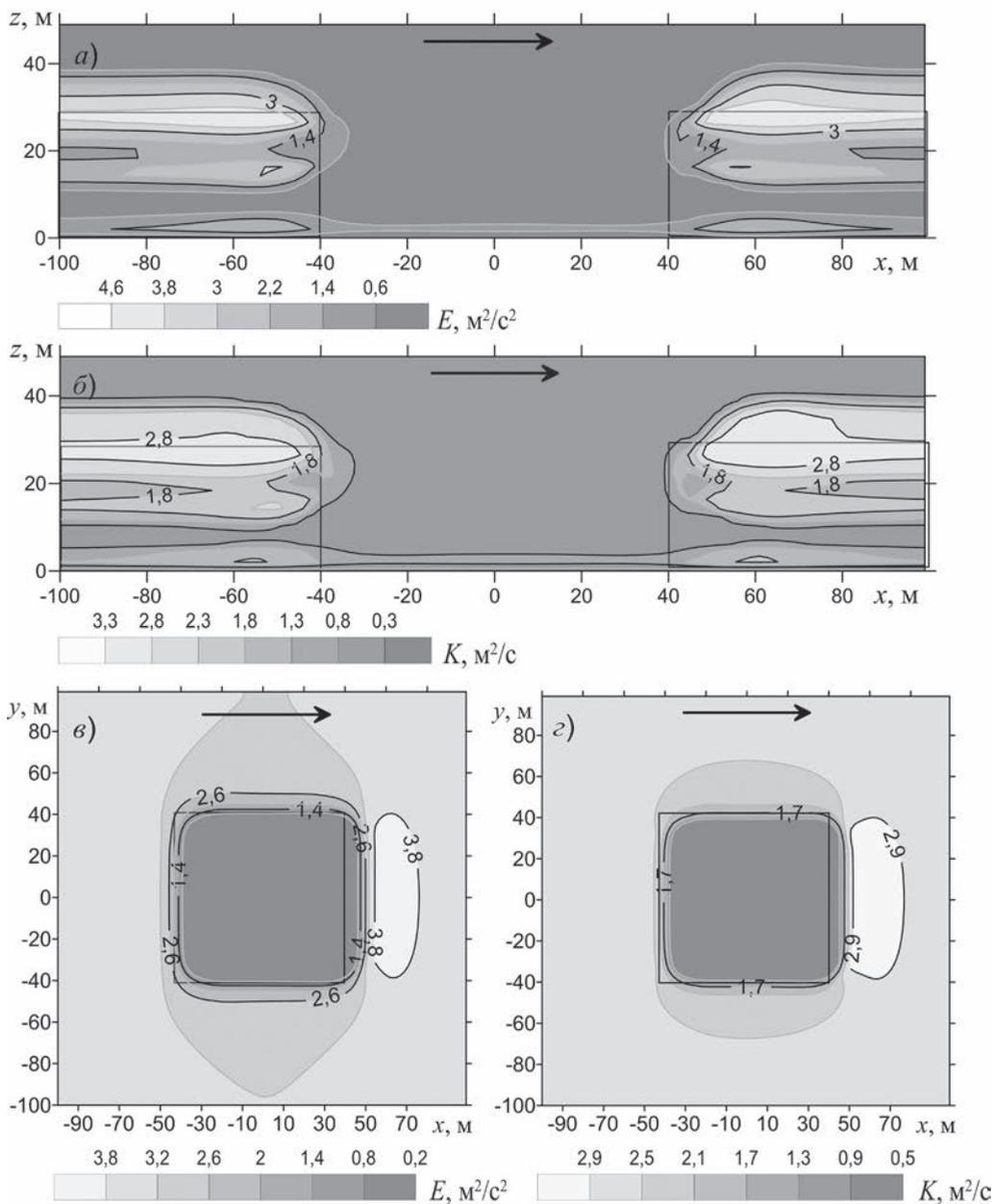
вырубку леса принята равной 30 м. Высота крепления крон деревьев равна 15 м. На рисунке 8.15 представлены графические изображения сечения вырубki вертикальной плоскостью, проведенной через центральную часть вырубki, и сечений вырубki горизонтальными плоскостями при  $z=10$  м и  $z=20$  м. Расчет проводился в области  $-100 \leq x, y \leq 100$  м,  $0 \leq z \leq 200$  м. Коэффициент  $B$ , входящий в выражение для функции  $\chi(x, y, z)$  (см. (8.7.6)) выбирался равным 3.4. Для расчетов, как и в двумерном случае, использовалась схема с расщеплением по физическим процессам и метод эволюционной факторизации, обобщение которого на трехмерный случай приведено в (Калиткин, Карякин, 2013).



**Рис. 8.16.** Распределение компонент скорости ветра в вертикальной плоскости, проведенной через центр вырубki: а)  $U$ - компонента, б)  $V$  — компонента, в)  $W$  — компонента. Направление ветра указано стрелкой.



**Рис. 8.17.** Горизонтальное распределение компонент скорости ветра: а) распределение  $U$  — компоненты в подкروновом пространстве,  $z=10\text{м}$ , б) распределение  $U$  — компоненты в кронах,  $z=20\text{м}$ , в) распределение  $U$  — компоненты на верхней границе леса,  $z=30\text{м}$ , г) распределение  $V$  — компоненты в подкroновом пространстве,  $z=10\text{м}$ , д) распределение  $V$  — компоненты в кронах,  $z=20\text{м}$ , е) распределение  $V$  — компоненты на верхней границе леса,  $z=30\text{м}$ , ж) распределение  $W$  — компоненты в подкroновом пространстве,  $z=10\text{м}$ , з) распределение  $W$  — компоненты в кронах,  $z=20\text{м}$ , и) распределение  $W$  — компоненты на верхней границе леса,  $z=30\text{м}$ . Направление ветра указано стрелкой.



**Рис. 8.18.** Вертикальное и горизонтальное распределения турбулентной кинетической энергии  $E$  и коэффициента турбулентной диффузии  $K$ . Распределение  $E$  (а) и  $K$  (б) в вертикальной плоскости, проведенной через центр вырубki. Распределение  $E$  (в) и  $K$  (г) в горизонтальной плоскости, проведенной по верхней границе леса на высоте  $z=30$  м. Направление ветра указано стрелкой.

## Литература

- Белоцерковский О. М.* Численное моделирование в механике сплошных сред. Москва. Изд. “Физико-математическая литература”, 1994. 443 с.
- Бояршинов М. Г., Балабанов Д. С.* Загрязнение атмосферного воздуха городского квартала отработанными газами стационарного источника // Математическое моделирование. 2013. Т. 26. № 4, С. 97–109.
- Бояршинов М. Г., Горемыкин В. Д.* Пространственная модель взаимодействия воздушного потока с растительным массивом // Математическое моделирование. 2004. Т. 16. № 7, С. 31–42.
- Бурба Г. Г., Курбатова Ю. А., Куричева О. А., Авилов В. К., Мамкин В. В.* Метод турбулентных пульсаций: краткое практическое руководство. М.: LI-COR Biosciences, ИПЭЭ РАН, 2016. 223 с.
- Бызова Н. Л., Иванов В. Н., Гаргер Е. К.* Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1989, 263 с.
- Гусев Е. М., Насонова О. Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 326 с.
- Дубов А. С., Быкова Л. П., Марунич С. В.* Турбулентность в растительном покрове. ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ, Ленинград, 1978. 183 с.
- Елагина Л. Г., Лазарев А. И.* Измерение частотных пульсаций CO<sub>2</sub> в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1984. № 20(6), С. 536–540.
- Елизарова Т. Г.* Математические модели и численные методы в динамике газа и жидкости. Лекции. В двух частях. М.: Физический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, 2005. 226 с.
- Зельдович Я. Б., Баренблатт Г. И., Либрович В. Б., Махвиладзе Г. М.* Математическая теория горения и взрыва. М.: Наука, 1980. 479 с.
- Зилитинкевич С. С.* Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 292 с.
- Инсаров Г. Э., Борисова О. К., Корзухин М. Д., Кудеяров В. Н., Минин А. А., Ольчев А. В., Семенов С. М., Сиринов А. А., Харук В. И.* Природные экосистемы суши // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. 2012. Под ред. Семенова С. М. М.: Планета. 2012. С. 190–265.
- Калиткин Н. Н., Карякин П. В.* Численные методы. В двух книгах. Книга 2. Методы математической физики. М.: Академия, 2013. 304 с.
- Квас А. А., Левашова Н. Т., Сальник А. К.* Использование асимптотического анализа для разработки одномерной модели переноса в случае пространственной неоднородности // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физ. Астрон. (в печати).
- Левашова Н. Т., Мухартова Ю. В., Давыдова М. А., Шапкина Н. Е., Ольчев А. В.* Применение теории контрастных структур для описания поля скорости ветра в пространственно-неоднородном растительном покрове // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика и Астрономия. 2015. № 3, С. 3–10.
- Монин А. С.* Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 424 с.
- Мухартова Ю. В., Левашова Н. Т., Ольчев А. В., Шапкина Н. Е.* Применение двумерной модели для описания турбулентного переноса CO<sub>2</sub> в пространственно-неоднородном растительном покрове // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика и Астрономия. 2015. № 1, С. 15–22.

- Нефедов Н.Н., Давыдова М.А.* Контрастные структуры в сингулярно возмущенных квазилинейных уравнениях реакция-диффузия-адвекция // Дифференц. уравнения. 2013. т. 49. № 6, С. 715–733.
- Ольчев А.В., Радлер К.* Применение трехмерной модели для описания влияния вырубки на радиационный режим лесной экосистемы // Изв. Самарского научн. центра РАН. 2009. Т. 11. № 1(7). С. 1553–1558.
- Самарский А.А.* Теория разностных схем. М., “Наука”, 1977. 656 с.
- Цванг Л.П.* Измерения спектров температурных пульсаций в свободной атмосфере // Изв. АН СССР. Геофизика. 1960. № 11, С. 1674–1678.
- Ball J.T., Woodrow I.E., Berry J.A.* A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions // Progress in Photosynthesis Research. 1987. IV (ed. I. Biggins), P. 221–224.
- Flesch T.K., Prueger J.H., Hatfield J.L.* Turbulent Schmidt number from a tracer experiment // *Agricult. and Forest Meteorol.* 2002. 111(4), P. 299–307.
- Foken T.* *Micrometeorology*, Heidelberg: Springer Verlag. 2008. 308 p.
- Foudhil H., Brunet Y., Caltagirone J.P.* A fine-scale k-E model for atmospheric flow over heterogeneous landscapes // *Environ. Fluid Mech.* 2005. 5, P. 247–265.
- Garratt J.R.* *The atmospheric boundary layer*. Cambridge, UK: Cambridge University press, 1992. 316 p.
- Högström U.* Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 1996. 78 (3), P. 215–246.
- IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press. 2013. P 1535.
- Jarvis P.G., James G.B., Landsberg J.J.* Coniferous forest // *Vegetation and the Atmosphere*. 1976. 2, P. 171–240.
- Leuning R.* Modelling stomatal behaviour and photosynthesis of *Eucalyptus grandis* // *Australian Journal of Plant Physiology*. 1990. 17 (2), P. 159–175.
- Leuning R.* A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for  $C_3$  plants // *Plant, Cell and Environment*. 1995. 18 (4), P. 339–355.
- Medlyn B.E., Dreyer E., Ellsworth D., Forstreuter M., Harley P.C., Kirschbaum M.U.F., Le Roux X., Montpied P., Strassemeyer J., Walcroft A., Wang K., Loustau D.* Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. II. A review of experimental data // *Plant Cell Environ.* 2002. 25, P. 1167–1179.
- Monsi M, Saeki T.* Über den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion // *Japanese Journal of Botany*. 1953. 14, P. 22–55.
- Monteith J.L., Unsworth M.H.* *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London, 1990.
- Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N., Tatarinov F., Tishenko A., Ibrom A., Gravenhorst G.* Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models. *Boreal Env. Res.* 2002. 7(4), P. 389–397.
- Oltchev A., Constantin J., Gravenhorst G., Ibrom A.* A six-layer SVAT model for a simulation of water vapour and sensible heat fluxes in a spruce forest // *J. Of Hydrology and Hydromechanics*. 1997. 45(1–2), P. 5–37.
- Oltchev A., Ibrom A., Constantin J., Falk M., Richter I., Morgenstern K., Joo Y., Kreilein H., Gravenhorst G.* Stomatal and surface conductance of a spruce forest: Model

- simulation and field measurements // *J. Phys. Chem. Earth*. 1998. 23 (4), P. 453–458.
- Olchev A., Radler K., Sogachev A., Panferov O., Gravenhorst G.* Application of a three-dimensional model for assessing effects of small clear-cuttings on radiation and soil temperature // *Ecological Modelling*. 2009. 220 (21), P. 3046–3056.
- Raupach M.R.* Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index // *Boundary Layer Meteorology*. 1994. 71(1–2), P. 211–216.
- Raupach M.R., Thom A.S.* Turbulence in and above plant canopies // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 1981. 13, P. 97–129.
- Sellers P., Dickinson R.E., Randall D.A., Betts A.K., Hall F.G., Berry J.A., Collatz G.J., Denning A.S., Mooney H.A., Nobre C.A., Sato N., Field C.B., Henderson-Sellers A.* Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere // *Science*. 1997. 275, P. 502–509.
- Shaw R.H., Pereira A.R.* Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment // *Agricultural Meteorology*. 1982. 26, P. 51–65.
- Sogachev A.* A note on two-equation closure modelling of canopy flow // *Boundary-Layer Meteorol.* 2009. 130 (3), P. 423–435.
- Sogachev A., Menzhulin G.V., Heimann M., Lloyd J.* A simple three-dimensional canopy–planetary boundary layer simulation model for scalar concentrations and fluxes // *Tellus*. 2002. B54(5), P. 784–819.
- Sogachev A., Panferov O.* Modification of two-equation models to account for plant drag // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. 121 (2), P. 229–266.
- Stull R.B.* An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, 1988. 670 p.
- Wilcox D.C.* Turbulence modeling for CFD, La Cañada, CA: DCW Industries, Inc., 1998.
- Wyngaard J.C.* Turbulence in the atmosphere. Cambridge University press, 2010. 393 p.

## 9. БИОФИЗИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ОПИСАНИЮ СВЯЗИ МЕЖДУ ИСПАРЕНИЕМ И ПРОДУКТИВНОСТЬЮ ЛЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Белотелов Н.В.

### Введение

Испарение с поверхности суши является важным элементом глобального гидрологического цикла, в значительной степени влияющим на все процессы жизни на Земле. Оно определяется условиями внешней среды, особенностями растительного и почвенного покрова, глубиной залегания грунтовых вод, рельефом местности, а также многими другими факторами. Лесная растительность, покрывающая значительные площади поверхности суши, оказывает существенное влияние на процессы влагообмена между земной поверхностью и атмосферой. Регулируя процессы транспирации и поверхностного стока, обеспечивая снижение пиков половодья и паводков на реках, а также увеличивая минимальный речной сток в меженные периоды, леса выполняют важные водорегулирующие и водоохранные функции. Также существует мнение, что именно лесные массивы, обеспечивая непрерывное поступление влаги в атмосферу за счет испарения в континентальных областях материков, являются так называемым «биотическим насосом атмосферной влаги» (Горшков, Макарьева, 2006). По оценкам Горшкова (1995) эвапотранспирация земной поверхности определяет примерно 60% всех выпадающих на суше осадков. Кроме того, леса влияют на радиационный и тепловой режим земной поверхности, предохраняя поверхность почвы от чрезмерного перегрева или выхолаживания.

В этой главе мы коснемся некоторых аспектов связи между испарением влаги лесной растительностью и продукционным процессом, а также обсудим термодинамические подходы к анализу функционирования лесной растительности.

Испарение (эвапотранспирация) — это процесс фазового перехода воды с поверхности Земли в атмосферу в виде водяного пара. Вода попадает в атмосферу за счет испарения с открытой водной поверхности, испарения с поверхности почвы и испарения влаги живыми растениями. Последний процесс называют транспирацией. Для описания круговорота воды в лесной экосистеме базовым является уравнение водного баланса, которое в общем виде может быть записано как:

$$\frac{dW}{dt} = (P - E_w)A + Q_i - Q_o,$$

где  $P$  — средняя интенсивность осадков;  $E_w$  — испарение;  $A$  — площадь поверхности;  $Q_i$  — приток наземных и подземных вод;  $Q_o$  — сток наземных и подземных вод;  $W$  — влагосодержание системы (почва, растительность).

Поскольку для превращения воды из жидкости в форму водяного пара необходима энергия, то другим важным соотношением, определяющим круговорот воды, является уравнение теплового баланса. Процесс испарения является связующим звеном между водным и тепловым балансом.

Рассмотрим потоки тепла у земной поверхности. Затраты тепла на испарение ( $L_e E_w$ ) и на турбулентный теплообмен или явный поток тепла ( $E_h$ ) связаны с количеством

энергии, поступающей на границу раздела «земная поверхность — атмосфера». Для описания этого процесса, рассмотрим уравнение теплового баланса для подстилающей поверхности, покрытой растительностью:

$$\frac{dE}{dt} = R - L_e E_w - E_h + L_c E_c - E_G + E_A,$$

где  $R$  — радиационный баланс земной поверхности;  $L_e$  — скрытая теплота парообразования;  $L_c$  — коэффициент термического эквивалента поглощения углекислого газа (можно считать его равным удельной энергии ассимиляции  $\text{CO}_2$ );  $E_c$  — поток углекислого газа;  $E_G$  — поток тепла в почву и затраты тепла на изменение температуры наземной фитомассы,  $E_A$  — адвекция тепла;  $\frac{dE}{dt}$  — скорость изменения теплосодержания на единицу площади земной поверхности;  $E_w$  — испарение. Расход тепла на обмен теплом с атмосферой и на испарение являются ключевыми параметрами в структуре теплового баланса. Перенос явного тепла и водяного пара в приземном слое атмосферы осуществляются за счет турбулентного и молекулярного обмена. Энергию, затрачиваемую на эвапотранспирацию, также часто называют скрытым потоком тепла. Потоки явного и скрытого тепла находятся в тесном взаимодействии и, поэтому, редко рассматриваются отдельно друг от друга. В научной литературе для характеристики соотношения  $E_h$  и  $L_e E_w$  часто используют параметр, называемый отношением Боуэна ( $B_o = E_h / L_e E_w$ ).

К основным факторам внешней среды, влияющим на испарение, относятся, прежде всего, солнечная радиация, скорость ветра, влажность воздуха и др. Точное определение эвапотранспирации поверхности и радиационного баланса для различных пространственно-временных масштабов является важной научной проблемой гидрологии, климатологии, сельского и лесного хозяйства. Важность адекватной оценки испарения обусловлена, в том числе, тесной связью процесса испарения растительного покрова с продукционным процессом.

Радиационный баланс, входящий в уравнение теплового баланса, может быть представлен как:

$$R = R_s(1 - \alpha_s) + R_{ld} - R_{lu},$$

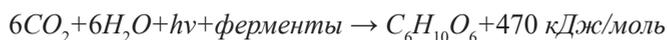
где  $R_s$  — поток коротковолновой солнечной радиации;  $\alpha_s$  — альbedo поверхности;  $R_{ld}$  — встречное длинноволновое излучение атмосферы;  $R_{lu}$  — поток длинноволновой радиации от земной поверхности в атмосферу. Коротковолновая радиация включает энергию в виде коротких волн в диапазоне от 0.1 до 4 мкм. Проходя через атмосферу, поток солнечной радиации ослабляется в результате рассеяния, поглощения и отражения молекулами газов и взвешенными частицами различных типов.

Уравнения теплового и водного баланса являются базовыми соотношениями при описании процесса испарения. Как уже говорилось выше, значительную роль в процессе испарения играет динамика приземного слоя атмосферы, но её мы в данной работе рассматривать не будем. Она подробно изложена, например, в монографии Братсера (1985). Далее мы более подробно остановимся на биофизическом описании связи продукционного процесса с транспирацией в пологе растительности, а также рассмотрим ставший популярным в последние двадцать лет термодинамический под-

ход к описанию продукционных процессов в лесной растительности, основанный на рассмотрении эксергии радиационных потоков.

### Связь процесса испарения воды с продукционным процессом.

Рассмотрим подробно взаимосвязь процесса эвапотранспирации с продукционным процессом. В основе продукционного процесса лежит реакция фотосинтеза. Реакция фотосинтеза производит живую биомассу растений, которая является основным звеном круговорота биогенных элементов. Процесс фотосинтеза теснейшим образом связан с процессом транспирации, поскольку вода и двуокись углерода ( $\text{CO}_2$ ) являются ключевыми субстратами при синтезе органического вещества:



где  $h\nu$  — фотон солнечной радиации, а  $\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_6$  — сахар (глюкоза). В результате химической реакции фотосинтеза выделяется энергия равная 470 кДж/моль. Коэффициент полезного действия этой реакции в лабораторных условиях равен 2.3%, тогда как для большинства видов растительности, произрастающей в естественных условиях, он ниже.

Реакция фотосинтеза у зеленых растений происходит в листьях. Рассмотрим схематично морфологию листа. Он покрыт тканью, называемой кутикулой, в которой находится множество пор, называемых устьицами. Размер пор приспособляется к текущим физиологическим потребностям растения. Очень большая поверхность хлоропласта, содержащего хлорофилл, находится в области, окруженной кутикулой. Поверхность хлоропласта через устьица и межклеточное пространство взаимодействует с атмосферой. Поскольку двуокись углерода ассимилируется в жидкой форме, то поверхность хлоропласта должна быть влажной. Как следствие межклеточное пространство наполнено влагой. Влажность воздуха в межклеточном пространстве определяется температурой, она близка к состоянию насыщения, и в обычных условиях выше влажности наружного воздуха. Поэтому процесс диффузии углекислого газа из атмосферы в лист через открытые устьица сопряжен со встречным потоком водяного пара, а также кислорода из внутренних полостей листа в атмосферу. Процесс диффузии водяного пара через устьица называется транспирацией. Одной из важных дополнительных функций этого процесса является отвод наружу тепла из внутренней области листа.

Как уже отмечалось, кроме транспирации влага попадает в атмосферу, испаряясь с поверхности почвы. Конечно, каждый из этих процессов связан с другим, поскольку испарение с поверхности почвы влияет на влажность воздуха, а транспирация зависит от последней. Транспирация регулируется разностью водных потенциалов атмосферы и почвы, которая определяет поток воды от корней через листья в атмосферу. Таким образом, можно говорить, что именно транспирация в значительной степени определяет течение продукционного процесса. Поток воды по ксилеме растений определяет потоки азота, фосфора, кальция и других питательных элементов, которые в растворенном виде попадают в растение из почвы. Отношение сухой биомассы продуцируемой растением к массе выпариваемой воды колеблется от 0.005 до 0.001. Приведем биофизические оценки этого процесса, опираясь на работу (Jorgensen, Svirezhev, 2004)

Рассмотрим участок земной поверхности площадью  $A_s$ , покрытой растительностью. Будем считать, что растительный покров достаточно плотный и, что он состоит из

множества фотосинтезирующих листовых пластинок общей площадью  $A$ . Этот слой занимает весь полог растительности, который имеет высоту  $d_v$ . Таким образом, справедливо неравенство  $A > A_s$ . Используя понятие листового индекса  $L = A/A_s$ , выражение для величины  $A$  можно представить в виде  $A = LA_s$ . Обозначим толщину листа как  $d_l$ , и тогда объем влажной фитомассы растительности будет равен  $V_b^w = d_l A = d_l LA_s$ , а суммарная фитомасса равна  $B_w = \rho_b^w V_b^w = \rho_b^w d_l LA_s$ , где  $\rho_b^w$  — плотность влажной фитомассы.

Будем считать, что транспирация осуществляется с помощью диффузионного механизма, который состоит из двух стадий. На первой стадии водяной пар проходит путь от поверхности хлоропластов внутри листа, через устьица к внешней поверхности листа. Ведущим механизмом на этой стадии является градиент концентрации водяного пара между внутренней частью листа, имеющей концентрацию  $C_i^w$ , которая близка к концентрации насыщенного водяного пара  $C_s^w$  при температуре листа  $T_1$  и внешним воздухом с концентрацией  $C_e^w$ . Для температуры  $25^\circ\text{C}$  насыщающая концентрация водяного пара равна  $C_s^w \approx 1.8 \cdot 10^{-2} \text{ г } H_2O/\text{г сух. воз.}$ . Таким образом, поток водяного пара  $E_w^{(1)}$  пропорционален градиенту концентраций  $E_w^{(1)} \sim (C_s^w - C_e^w) / l_1$ , где  $l_1$  длина пути, который проходят молекулы водяного пара. Естественно считать, что по порядку величины он совпадает с толщиной листа, то есть  $l_1 \approx d_l$ . Тогда выражение для этого потока можно записать в виде:

$$E_w^{(1)} = \rho \frac{D_w^{(1)}}{l_1} (C_s^w - C_e^w) \quad (9.1)$$

где  $\rho$  — плотность сухого воздуха,  $D_w^{(1)}$  — интегральный коэффициент диффузии, который зависит от морфологии листа, числа и размера устьиц и т. д.

На второй стадии поток водяного пара от листа в атмосферу можно описать выражением

$$E_w^{(2)} = \rho \frac{D_w^{(2)}}{l_2} (C_e^w - C^w) \quad (9.2)$$

где  $C^w$  — концентрация водяного пара в воздухе вне растительного покрова,  $D_w^{(2)}$  — интегральный коэффициент диффузии, а  $l_2$  — характерная длина второй стадии пути. На этой стадии диффузия осуществляется атмосферными вихрями (турбулентный перенос), а коэффициент диффузии зависит главным образом от интенсивности турбулентного обмена. Средняя высота растительного покрова  $d_v$  может рассматриваться как характерная длина  $l_2$ , т. е.  $l_2 = d_v$ .

Поскольку поток водяного пара на первой и на второй стадиях проходит через разные сечения ( $LA_s$  на первой стадии и  $A_s$  на второй), соблюдая условие неразрывности потока, можно записать соотношение

$$E_w^{(1)} LA_s = E_w^{(2)} A_s \quad \text{или} \quad E_w^{(2)} = LE_w^{(1)} = E_w,$$

где  $E_w$  — поток водяного пара через границу растительности единичной площади. Уравнение неразрывности позволяет исключить концентрацию  $C_e^w$  из (9.1) и (9.2) и в результате получим соотношение:

$$E_w = \rho \frac{D_w}{l_2} (C_s^w - C^w) \quad (9.3)$$

где коэффициент диффузии равен

$$D_w = \frac{D_w^{(1)} \cdot D_w^{(2)}}{D_w^{(1)} + \lambda D_w^{(2)}}, \quad (9.4)$$

и введены обозначения:  $\lambda = l_1 / l_2 = d_1 / L d_v$ .

Рассмотрим два предельных случая для последнего уравнения. Запишем (9.4) следующим образом

$$D_w = \frac{D_w^{(1)}}{\lambda} \cdot \frac{1}{1 + a_1}, \quad \text{где } a_1 = D_w^{(1)} / \lambda D_w^{(2)}, \text{ и}$$

$$D_w = D_w^{(2)} \cdot \frac{1}{1 + a_2}, \quad \text{где } a_2 = \lambda D_w^{(2)} / D_w^{(1)}.$$

Первый случай реализуется, когда  $a_1 \ll 1$  т.е. когда справедливо неравенство  $\lambda \gg D_w^{(1)} / D_w^{(2)}$ . В этом случае  $D_w / l_2 \approx D_1^{(1)} / l_1$ . Поэтому как следует из (9.3)

$$E_w \approx \rho \frac{D_w^{(1)}}{l_1} (C_s^w - C^w)$$

и, если влажность воздуха вблизи поверхности листа близка к влажности воздуха над растительным покровом, тогда  $E_w \approx E_w^{(1)}$ . Это означает, что транспирация в этом случае определяется диффузионным переносом водяного пара внутри листа. Поскольку внутренняя диффузия определяется в основном молекулярной диффузией, тогда можно положить  $D_w^{(1)}$  равным коэффициенту молекулярной диффузии водяного пара в воздухе  $D_w^{(1)} \approx 0.25 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ . Необходимым условием этого является выполнение неравенства  $l_1 \gg 10^{-4} l_2$ , что соответствует разреженному растительному покрову. Второй предельный случай реализуется при выполнении противоположного неравенства  $l_1 \ll 10^{-4} l_2$ , соответствующий высокой сомкнутости лесной растительности. В общем случае эффективная область значений коэффициента диффузии зависит от суммарной площади открытых устьиц, и устьица, таким образом, оказывают определяющее влияние на скорость транспирации.

Коэффициент  $D_w^{(2)}$  — коэффициент турбулентной диффузии в условиях хорошо выраженной турбулентности обычно имеет порядок  $D_w^{(2)} \approx 10^4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ . При слабом ветре значение этого коэффициента на один-два порядка меньше.

Перенос тепла из внутренних полостей листьев в атмосферу осуществляется по средствам молекулярной диффузии на первой стадии с коэффициентом  $D_h^{(1)}$ , называемым коэффициентом тепловой диффузии воздуха, и турбулентной диффузией — на второй стадии. Поскольку  $D_h^{(1)} \approx 0.23 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$  при 25 °С, естественно можно предположить, что  $D_h^{(1)} \approx D_w^{(1)}$ , а также  $D_h^{(2)} \approx D_w^{(2)}$ . В этом случае турбулентный поток тепла определяется равенством

$$E_h = \rho c_p D_w \frac{T_i - T}{l_2} \quad (9.5)$$

где  $c_p = 1.0 \text{ Дж/г}$  — теплоемкость воздуха,  $T_i$  и  $T$  температуры внутренних полостей листа и атмосферного воздуха, соответственно. Рассмотрим аналогично путь, который проходит двуокись углерода из атмосферы во внутренние полости листа. Этот путь

аналогичным образом может быть разделен на два участка. Поток двуокиси углерода из атмосферы до внутренних полостей листа равен

$$E_c = \rho \frac{D_c}{l_2} (C^c - C_i^c) \quad (9.6)$$

где  $C^c$  и  $C_i^c$  концентрации двуокиси углерода в атмосфере и внутри листа. Суммарный коэффициент диффузии в этом случае имеет вид

$$D_c = \frac{D_c^{(1)} \cdot D_c^{(2)}}{D_c^{(1)} + \lambda D_c^{(2)}} \quad (9.7)$$

где  $D_c^{(1)}$  — эффективный коэффициент диффузии двуокиси углерода через устьица и межклеточное пространство,  $D_c^{(2)}$  — коэффициент турбулентной диффузии, а  $\lambda = l_1 / l_2$ . Относительно коэффициента  $D_c^{(2)}$  можно использовать условие  $D_c^{(2)} = D_w^{(2)}$ . А коэффициент  $D_c^{(1)}$  положить равным значению величины молекулярной диффузии в воздухе:

$$D_c^{(1)} \approx 0.61 D_w^{(1)} \approx 0.15 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$$

Теперь оценим отношение потоков водяного пара и двуокиси углерода  $E_w / E_c$ , имеющее размерность грамм воды на грамм  $\text{CO}_2$ . Используя соотношения (9.3–9.4) и (9.6–9.7) получим

$$\frac{E_w}{E_c} = \frac{D_w}{D_c} \cdot \frac{C_s^w - C^w}{C^c - C_i^c} \quad (9.8)$$

Выражение для отношения коэффициентов диффузии имеет вид:

$$\frac{D_w}{D_c} = \frac{D_w^{(1)} D_w^{(2)} (D_c^{(1)} + \lambda D_c^{(2)})}{D_c^{(1)} D_c^{(2)} (D_w^{(1)} + \lambda D_w^{(2)})} \approx \frac{1 + 1.64 \lambda k}{1 + \lambda k} \quad (9.9)$$

где  $k = D_w^{(2)} / D_w^{(1)} \approx 4 \cdot 10^{-4}$ . Если взять среднюю дневную температуру воздуха для летнего периода в умеренных широтах около  $20^\circ\text{C}$  и относительную влажность 50%, тогда  $C_s^w - C^w \approx 1.8 \cdot 10^{-2} - 0.6 \cdot 10^{-2} = 1.2 \cdot 10^{-2} \text{ г } H_2O / \text{г } \text{воз}$ . Положив значение  $C^c = 0.66 \cdot 10^{-3} \text{ г } \text{CO}_2 / \text{г } \text{возд}$ . и подставив эти значения в (9.9) мы получим  $E_w / E_c \approx 240 \text{ г } H_2O / \text{г } \text{CO}_2$ . Отсюда следует, что растение испаряет около 340 литров воды, чтобы ассимилировать 1 кг двуокиси углерода, или для связывания 1 кг углерода надо испарить 879 литров воды.

Вычислим теперь отношение потоков тепла и углекислого газа  $E_h / E_c$ . Используя формулы (9.6–9.8) получаем:

$$\frac{E_h}{E_c} = c_p \cdot \frac{T_i - T}{C^c - C_i^c} \quad (9.10)$$

Взяв значения, полученные в ходе предыдущих вычислений, и считая, что температура внутри листа близка к оптимальной  $25^\circ\text{C}$ , используя уравнение (9.10) получаем  $E_h / E_c \approx 76 \text{ кДж} / \text{г } \text{CO}_2$ . Таким образом, для связывания 1 грамма углекислого газа необходимо затратить 76 кДж тепла, соответственно для ассимиляции 1 грамма углерода необходимо затратить 278 кДж тепла.

В начале анализа нами было сделано предположение, что растительный покров достаточно плотный. В этом случае можно считать, что транспирация растений преоб-

ладает над процессом испарения влаги с поверхности почвы. Тогда мы можем записать уравнение теплового баланса в виде:

$$R = L_w E_w + E_h + L_c E_c \quad (9.11)$$

где  $R$  — радиационный баланс, а  $E_w$ ,  $E_h$ ,  $E_c$  потоки водяного пара, тепла и углекислого газа, соответственно. Коэффициент  $L_w$  — удельная теплота парообразования (энтальпия водяного пара)  $L_w = 2450 \text{ Дж/г } H_2O$ . Коэффициент  $L_c$  будем рассматривать как удельную энергию образования  $CO_2$ . Он может быть оценен из теплового эффекта реакции фотосинтеза  $470 \text{ кДж/моль } CO_2$ . Пересчитанная на грамм  $CO_2$  она равна  $L_c = 10.7 \text{ кДж/г } CO_2$ .

Поток связывания двуокиси углерода  $E_c$  определяется как валовая первичная продукция растительности. Отношение двух величин можно рассматривать как коэффициент эффективности использования растительностью солнечной радиации: первая величина — энергия, затраченная на фотосинтез, а вторая величина радиация, абсорбируемая подстилающей поверхностью — радиационный баланс.

$$\eta_R = \frac{L_c E_c}{R} \quad (9.12)$$

Подставляя (9.11) в (9.12), после несложных преобразований получаем:

$$\eta_R = \frac{1}{1 + \frac{1}{L_c} \cdot \frac{E_h}{E_c} + \frac{L_w}{L_c} \cdot \frac{E_w}{E_c}} \quad (9.13)$$

Используя полученные выражения для  $q_w/q_c$  и  $q_h/q_c$  (9.8 и 9.10) можно получить:

$$\eta_R = \frac{1}{1 + \frac{c_p}{L_c} \cdot \frac{T_l - T}{C^c - C_i^c} + \frac{L_w D_w}{L_c D_c} \cdot \frac{C_s^w - C^w}{C^c - C_i^c}}$$

Если подставить в (9.13) численные значения  $E_w / E_c \approx 240 \text{ г } H_2O/\text{г } CO_2$  и  $E_h / E_c \approx 76 \text{ кДж/г } CO_2$ , и принять  $L_c$  равным  $10.7 \text{ кДж/г } CO_2$  тогда

$$\eta_R = \frac{1}{1 + 7.1 + 55} \approx 1.6\%.$$

Таким образом, из достаточно общих биофизических рассуждений, следуя работе (Jorgensen, Svirezhev 2004) мы показали связь между транспирацией лесной растительности и скоростью ассимиляции, а также оценили коэффициент полезного действия использования солнечной радиации растением в продукционном процессе.

### Анализ потоков эксергии в лесной растительности. Описание подхода

Перейдем к описанию популярного в настоящее время подхода к анализу и оценке термодинамических свойств лесной растительности (Puzachenko et al., 2011), основанного на анализе потоков эксергии (Jorgensen, Svirezhev, 2004). Рассмотрим локальную лесную экосистему, находящуюся под влиянием внешних условий. Работа, совершаемая

внешними силами, связанными с окружающей средой, будем считать положительной. Соответственно отрицательная работа будет связана с обратным воздействием системы на окружающую среду.

Будем считать, что внутренняя энергия  $U_0$ , объем  $V_0$  и число различных элементов окружающей среды столь велико, что изменения, происходящие в локальной экосистеме, на состояние окружающей среды не оказывают существенного влияния.

Максимальная работа, которая может совершить система при переходе из некоторого нулевого состояния, соответствующего термодинамическому равновесию в другое состояние, в случае постоянства температуры, давления и химических потенциалов окружающей среды определяется хорошо известным соотношением (Сивухин 1975):

$$\delta A_{\max} = T_0 \Delta S_i = T_0 (S_i - S_i^{eq}) = \Delta U - T_0 \Delta S + p_0 \Delta V - \sum_{i=1}^n \mu_i^0 \Delta N_i$$

Именно эта работа и называется эксергией. Этот термин первоначально появился в работах по технической термодинамике в 70-е года прошлого века, а потом был заимствован для термодинамического описания функционирования экосистем. Эксергией ( $Ex$ ) называется работа осуществляемая системой при движении последней к термодинамическому равновесию с окружающей средой  $|A_{\max}| = Ex$ . Эксергия равна разности потенциалов Гиббса системы в текущий момент времени и в момент достижения термодинамического равновесия с окружающей средой.

Считается, что природные экосистемы, благодаря притоку энергии, стремятся удалиться от термодинамического равновесия, и при этом справедлив следующий принцип: экосистемы стремятся развиваться в направлении роста эксергии.

Основным положением термодинамики открытых систем является представление о том, что скорости производства энтропии можно разделить на две составляющие. Первая составляющая соответствует скорости обмена энтропией между системой и ее окружением, а вторая — внутреннему производству энтропии. То есть, справедливо равенство

$$dS / dt = d_e S / dt + d_i S / dt.$$

Аналогичное соотношение можно записать и для скорости изменения эксергии:

$$\frac{d(Ex)}{dt} = \frac{d_e(Ex)}{dt} + \frac{d_i(Ex)}{dt}.$$

Отметим, что последнее справедливо при условии постоянства объема. Первый член в уравнении описывает движение системы из термодинамического равновесия, а второй — спонтанное движение к термодинамическому равновесию за счет диффузии, теплопроводности, химических реакций и турбулентности.

Эксергия системы есть мера способности системы совершить некоторую работу, но при этом работой не является. Для того чтобы совершить работу необходимо рассмотреть рабочее тело и конкретизировать понятие экосистемы. Сначала рассмотрим в качестве экосистемы поверхность и небольшой слой атмосферного воздуха, расположенный над ней. А рабочим телом будем считать фотоны коротковолновой и длинноволновой радиации разных частот.

Как следует из рассмотрения цикла Карно, максимальная эффективность процесса равна

$$\eta_{\max} = \frac{|dA_{\max}|}{dU} = \frac{d(Ex)}{dU} = \frac{T - T_0}{T}$$

Введем ещё одну характеристику — коэффициент полезности  $u_i$ , который равен отношению полезной работы к максимальной работе в данных условиях  $u_i = \eta / \eta_{\max}$ .

Теперь рассмотрим так называемую химическую машину, считая, что работа, совершаемая ею, осуществляется только путем изменения числа частиц в полях химического потенциала. Заметим, что подобная машина отличается от тепловой, поскольку считается, что давление и объем остаются неизменными. Тем не менее, максимальная эффективность химической машины может быть определена соотношением

$$\eta_{\max} = \frac{\sum_{i=1}^n (\mu_i - \mu_i^0) dN_i}{\sum_{i=1}^n \mu_i dN_i}$$

Химический потенциал  $i$ -ого вещества концентрации (активности)  $[c_i]$  определяется выражением  $\mu_i = \mu_i(0) + RT \ln [c_i]$ , где  $\mu_i(0)$  — постоянная, зависящая от самого вещества. Концентрации веществ могут быть выражены в любых единицах, но важно, чтобы их объем был неизменен.

Рассмотрим некоторое положение системы вдали от термодинамического равновесия. Будем считать, что система перешла в него квазистационарным путем так, что она находилась в динамическом равновесии с окружающей средой. Пусть переход осуществлялся за счет химических реакций. Работа осуществлялась против химических потенциалов изменением числа частиц. В этом случае мы можем записать

$$\frac{d(Ex)}{dt} = \sum_{i=1}^n (\mu_i - \mu_i^0) \frac{dN_i}{dt}$$

и, учитывая соотношение  $\mu_i = \mu_i(0) + RT \ln N_i$ ,  $i = 1, \dots, n$ , где  $N_i$  молярная концентрация, получаем выражение для скорости изменения эксергии

$$\frac{d(Ex)}{dt} = RT_0 \sum_{i=1}^n \ln \frac{N_i}{N_i^0} \cdot \frac{dN_i}{dt}.$$

Проинтегрировав это выражение по времени, и считая начальное значение эксергии равным нулю ( $Ex(t_0) = 0$ ), получим равенство

$$\begin{aligned} Ex(t) &= RT_0 \int_{t_0}^t \sum_{i=1}^n \ln \frac{N_i(t)}{N_i^0} \cdot \frac{dN_i}{dt} dt = \\ &= RT_0 \sum_{i=1}^n \int_{N_i^0}^{N_i} (\ln N_i - \ln N_i^0) dN_i = RT_0 \sum_{i=1}^n \left[ N_i \ln \frac{N_i}{N_i^0} - (N_i - N_i^0) \right]. \end{aligned} \tag{9.14}$$

Если ввести новые переменные  $N = \sum_{i=1}^n N_i$  и  $p_i = N_i/N$ , где  $N$  — суммарное число частиц в системе, то тогда выражение (9.14) для эксергии запишется в виде

$$Ex = N \sum_{i=1}^n p_i \ln \frac{p_i}{p_i^0} + \left[ N \ln \frac{N}{N_0} - (N - N_0) \right]. \quad (9.15)$$

Распределение  $\mathbf{p} = \{p_1, \dots, p_n\}$  описывает состав системы. Величина  $K = \sum_{i=1}^n p_i \ln(p_i / p_i^0)$  — энтропию Кульбака или меру приращения информации в некотором процессе при переходе от первоначального распределения  $\{p_i^0\}$  к новому  $\{p_i\}$ . Количество увеличения информации в результате перехода от одного распределения к другому и есть приращение энтропии (меры) Кульбака на одну частицу или единицу материи. Произведение  $NK$  можно интерпретировать как суммарную информацию, которая аккумулировалась в процессе перехода. Выражение для эксергии может быть записано в виде:

$$Ex = Ex_{\text{inf}} + Ex_{\text{mat}}, \text{ где}$$

$$Ex_{\text{inf}} = N \cdot \sum_{i=1}^n p_i \ln(p_i / p_i^0) \geq 0, \quad Ex_{\text{mat}} = N \cdot \ln(N/N_0) - (N - N_0) \geq 0.$$

Первый член уравнения является результатом структурных изменений в системе, а второй связан с изменением массы. Считается, что первый член описывает структурные изменения, происходящие в экосистеме, а второй отвечает за процессы энергообмена.

Рассмотрим теперь процесс функционирования экосистемы вместе со слоем воздуха как тепловой машины, где рабочим телом является солнечная радиация. Поток солнечной коротковолновой и длинноволновой радиации (входящие и исходящие) могут быть описаны непрерывными спектральными функциями  $E^n(\nu)$  и  $E^{out}(\nu)$ , где  $\nu$  — спектральная частота. Если весь спектр разделить на  $n$  частотных интервалов  $(\nu_i, \nu_{i+1})$ ,  $i = 1, \dots, n$ , то можно ввести дискретные аналоги:

$$E_i^n = \int_{\nu_i}^{\nu_{i+1}} E_0(\nu) d\nu, \quad E_i^{out} = \int_{\nu_i}^{\nu_{i+1}} E_1(\nu) d\nu.$$

Так как энергия одного фотона равна  $h\nu$ , где  $h$  — постоянная Планка, то величина  $E_i^n / h\nu = n_0(\nu)$  есть число фотонов частоты  $\nu$ , достигающих земной поверхности за единицу времени. Соответственно,  $E_i^{out} / h\nu = n(\nu)$  число фотонов частоты  $\nu$ , отраженных (испущенных) поверхностью. Тогда можно записать следующее соотношение, связывающее частотное и фотонное представления потоков:

$$E_i^n = h \int_{\nu_i}^{\nu_{i+1}} n_0(\nu) \nu d\nu, \quad E_i^{out} = h \int_{\nu_i}^{\nu_{i+1}} n(\nu) \nu d\nu$$

После перехода от частотного к фотонному представлению потоков входящего и отраженного или выпущенного поверхностью излучения будем считать, что трансформация распределений происходит достаточно быстро ( $E_1^0, \dots, E_n^0$ ) в ( $E_1^1, \dots, E_n^1$ ). Подставляя в формулу (9.15) для эксергии вместо  $N_i^0$  и  $N_i$  величины потоков мы получаем выражение для эксергии радиации как

$$Ex = \sum_{i=1}^n \left[ E_i^1 \ln(E_i^1 / E_i^0) - (E_i^1 - E_i^0) \right] \quad (9.16)$$

Сумма  $R = \sum_{i=1}^n E_i^0 - \sum_{i=1}^n E_i^1 = E^{in} - E^{out}$ , определяемая как разность между приходящей и исходящей радиацией, называется радиационным балансом. Вводя частоты  $p_i^{in} = E_i^0 / E^{in}$  и  $p_i^{out} = E_i^1 / E^{out}$ , и используя энтропию Кульбака, для эксергии получаем выражение

$$Ex = (E^{in} - R) \left[ K + \ln\left(\frac{E^{in} - R}{E^{in}}\right) \right] + R \quad (9.17)$$

где  $K = \sum_{i=1}^n p_i^{out} \ln(p_i^{out} / p_i^{in})$  — энтропия Кульбака.

Соотношение (9.17) является ключевым при интерпретации данных дистанционного зондирования. Отметим, что все переменные входящие в выражение вычисляются по спектрам входящего и исходящего излучения, которые в этом случае измеряются на верхней границе атмосферы.

Проведем обезразмеривание последнего выражения (9.17) и введем отношение  $\eta_R = R / E^{in}$ , т.е. радиационную эффективность. Оно описывает часть энергии, поглощенной поверхностью. И аналогично, рассмотрим отношение  $\eta_{Ex} = Ex / E^{in}$ , которое называется коэффициентом эффективности эксергии. Последний коэффициент можно рассматривать, как коэффициент эффективности некоторой радиационной машины, которой является активная поверхность лесной растительности.

Можно сформулировать следующие гипотезы: если реализуется случай  $\eta_{Ex} < \eta_R$ , то активная поверхность работает как классическая термодинамическая машина, осуществляя механическую и химическую работу, а в другом случае при  $\eta_{Ex} > \eta_R$  активная поверхность работает как информационная машина, производя информацию, которую можно интерпретировать как процесс доминирования продукционных процессов над процессами дыхания и разложения.

Заметим, что переменные, которые мы использовали для вычисления характеристик, описанных выше, могут быть определены дистанционным методом с помощью измерения спектральных характеристик входящей и исходящей радиации. Также отметим, что в данном случае, когда регистрация осуществляется только на верхней границе атмосферы, мы не можем разделить с термодинамической точки зрения атмосферные процессы от процессов, происходящих собственно на подстилающей поверхности. Для детального анализа нужно определять радиационные потоки на различных уровнях атмосферы и в растительности. В частности, для земной поверхности важен учет встречного длинноволнового излучения атмосферы.

Несмотря на указанные выше замечания, описанный подход позволяет получить приблизительные количественные оценки скорости ассимиляции  $CO_2$  и транспирации растительности, что в настоящий момент довольно широко используется при интерпретации данных дистанционного зондирования.

Анализ экспериментальных данных, который были проведен в работе (Jorgensen, Svirezhev 2004) позволил сформулировать несколько принципов функционирования лесных экосистем. В частности, было показано, что растительность работает как инфор-

мационная машина, если  $E_x > R$  и  $\eta_{Ex} > \eta_R$ . Эксергия, радиационный баланс и энтропия Кульбака достигают максимума, когда продуктивность растительности максимальна.

### Заключение

Описанные выше подходы к анализу связи между испарением и продукционным процессом позволяют оценивать по спектрам излучения, приходящего к растительному покрову и исходящего в атмосферу, потоки водяного пара и углекислого газа в приземном слое. Представленный подход, с одной стороны, раскрывает определенные перспективы при изучении термодинамики подстилающей поверхности с помощью средств дистанционного зондирования, а с другой, ставит целый ряд пока нерешенных проблем.

В частности, измеряемое спутниковыми датчиками исходящее длинноволновое излучение на верхней границе атмосферы, является излучением не только подстилающей поверхности, но и атмосферы. Это, безусловно, необходимо учитывать при анализе данных дистанционного зондирования. Для учета этого необходимо при обработке измерений, использовать метеорологические данные, а также, по возможности, данные о газовом и аэрозольном составе воздуха. При анализе трансформации излучения подстилающей поверхностью в приземном слое атмосферы целесообразно осуществлять измерения в тех же частотных каналах. Кроме этого, желательно учитывать длинноволновое встречное излучение самой атмосферы.

Также при расчете термодинамических переменных и потоков нужно обращать внимание на корректность использования термодинамических понятий. Необходимо отдавать себе отчет, что эксергия — это максимальная полезная работа, которую может совершить подсистема, находящаяся в изобарических и изотермических условиях со средой. Поэтому формальное перенесение термодинамического описания на имеющиеся данные без учета пространственно временных масштабов может привносить в анализ значительные погрешности.

Вместе с тем, очевидно, что расширенный термодинамический анализ функционирования растительного покрова на основе мультиспектральной информации весьма перспективен для более глубокого понимания биогеоценотического процесса.

### Литература

- Братсерт У.Х.* Испарение в атмосферу. Теория, история, приложения. Ленинград: Гидрометеоздат, 1985. 361 с.
- Гориков В.Г.* Физические и биологические основы устойчивости жизни., Москва: ВИНТИ, 1995. 470 с.
- Гориков В.Г., Макарьева А.М.* Биотический насос атмосферной влаги, его связь с глобальной атмосферной циркуляцией и значение для круговорота воды на суше., Гатчина: Петербургский ин-т ядерной физики РАН, 2006. 45 с.
- Сивухин Д.В.* Общий курс физики. т.2, Термодинамика и молекулярная физика, Москва: Наука, 1975. 551 с.
- Jorgensen S.E., Svirezhev Y.M.* Towards a thermodynamic theory for ecological systems. New York: Elsevier, 2004, 366 p.

- Puzachtnko Yu., Sandler'sky R., Sankovski A.* Methods of evaluating thermodynamics properties of landscape cover using multispectral reflected radiation measurements by Landsat satellite. *Entropy*, 2013, 15(9), P. 3970–3982.
- Puzachenko, Y.G., Sandler'sky R.B., Svirejeva-Hopkins A.* Estimation of thermodynamic parameters of the biosphere, based on remote sensing. *Ecological modelling*, 2011, 222(16), P. 2913–2923.
- Svirezhev Yu.* Thermodynamic orientors: how to use thermodynamics concept in ecology, In: *Eco Targets, Goal Functions and Orientors*, Mueller, F. and Leupelt, M., Eds. Berlin: Springer-Verlag, 1998. P. 102–122.
- Svirezhev Yu.M., Steinborn W.H.* Exergy of solar radiation: information approach. *Ecological Modelling*, 1991, 145, P. 101–110.
- Svirezhev Yu., Wolf M., Steinborn H., Pomaz V.L.* Exergy of solar radiation: global scale. *Ecological Modelling*, 2003, 169, P. 339–346.

## 10. РЕСУРСЫ ТЕПЛО И ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ

Суркова Г.В.

Наиболее яркой особенностью современного климата является глобальное потепление. Это инструментально подтвержденный данными метеорологических наблюдений факт. Научной концепцией, объясняющей происходящее потепление, является гипотеза антропогенного влияния, связывающая повышение температуры с ростом концентрации парниковых газов в атмосфере. Увеличение содержания в атмосфере названных примесей также подтверждается многочисленным инструментальными наблюдениями. Эти события связывает воедино хорошо разработанная теория, описывающая зависимость термического режима планеты от интенсивности парникового эффекта.

Развитие цивилизации на Земле в XX и XXI веках происходит таким образом, что концентрация парниковых газов в атмосфере будет (по крайней мере, на протяжении какого-то времени) увеличиваться, что должно повлечь за собой и дальнейшее развитие потепления. Тем не менее, несмотря на наблюдаемые факты и развитую теорию, концепция антропогенно-обусловленного потепления XXI века принимается с некоторыми оговорками. Это связано со следующими обстоятельствами. Во-первых, в недалеком прошлом происходили существенные колебания климатического режима, в том числе и значительные потепления, генезис которых был совершенно не связан с антропогенным влиянием. Примером такого рода является флуктуация «средневековый климатический оптимум — малый ледниковый период». Другим примером являются события Дансгора — Оешгера, проявившиеся в позднелайстоценовое время в виде резких короткопериодных изменений климата. Базируясь на простой идее «то, что происходило, может случиться опять» можно представить потенциальную возможность реализации этих событий в современных условиях и в будущем. Во-вторых, современные климатические модели, хотя и обладают многими достоинствами, пока не позволяют в полном объеме отражать процессы, происходящие в реальности. До настоящего времени остается неясным вопрос и о степени воспроизводимости в климатических моделях обратных связей, их зависимости от состояния глобального климата (некоторые связи между элементами климатической системы остаются пока довольно слабо изученными). В-третьих, существенные ограничения вносит кратковременность интервала глобальных метеорологических наблюдений. Дело в том, что для уверенного диагностирования длительно существующего, развивающегося глобального потепления, временной ряд наблюдений в 100–150 лет явно недостаточен. В самом деле, несмотря на различия в потеплениях 40-х и 1980–1990–2000–2010-х годов XX и XXI веков, можно предположить, что кривая изменения планетарной температуры отражает не тренд, а последовательные флуктуации, т.е. по этой версии современное потепление должно скоро смениться похолоданием. Кроме того, должна быть расширена номенклатура тех полей, по которым устанавливают закономерности колебания климата и тестируют климатические модели. В настоящее время доверие вызывают только температура воздуха и атмосферное давление, гораздо менее надежна температура поверхности океана и осадки, а климатология остальных метеорологических полей известна с большой долей сомнения.

Эти обстоятельства не уменьшают значимости концепции антропогенного потепления, однако несколько снижают уверенность в том, что предсказываемые ею

обстоятельства произойдут с детерминированной неотвратимостью. В то же время, в настоящее время существует только одна разработанная концепция климатических изменений, и это — представление об антропогенно-обусловленном потеплении. На этой основе строится климатический прогноз. Высказываемые критические и альтернативные идеи носят, к сожалению, исключительно спекулятивный характер. Поэтому далее будут рассмотрены особенности будущего изменения климата, основанные только на концепции глобального потепления.

В рамках самой концепции глобального потепления существует довольно много неопределенностей. Во-первых, они связаны с тем, как прогнозируется будущее состояние концентрации парниковых газов. Оно должно основываться на прогнозе состояния экономики, демографического уровня, должно учитывать прогресс в области создания новых материалов, развития новых источников энергии, разведывания новых запасов углеродного сырья. Это представляет крайне сложную задачу, фактически не имеющую решения. Однако признаки нарастающих изменений климата потребовали продвижения в данном направлении. Поэтому Межправительственная группа экспертов (IPCC, 2013) инициировала исследования соответствующего профиля и в 2000 г. был опубликован Доклад, посвященный сценариям эмиссий (Special Report on Emission Scenarios — SRES (Сценарии ..., 2000)). В нем были предложены несколько сюжетных линий будущего развития мира. Если предполагается доминирование развития экономики в ущерб природно-охранному мероприятиям, то такие сценарии обозначены буквой «А», если же наоборот — то «В». Цифра «1» используется в случае подчинения региональных интересов общепланетарным целям, в противном случае используется цифра «2». Наиболее «жестким» из перечисленных является сценарий А2, в котором мир будущего представляется разобленным, в котором каждая страна и каждый регион заботится только о себе, без какой-либо общей концепции. Происходит рост народонаселения планеты. Экономическое развитие в основном регионально ориентировано, и технологические изменения предполагаются менее эффективными, чем в других сценариях. В1 — это, наоборот, мягкий сценарий, в котором мир представляется ориентированным на устойчивое развитие, разработку и внедрение новых чистых технологий, вносящих минимальные возмущения в окружающую среду. Существуют и некоторые модификации рассмотренных случаев. Важно отметить, что все сценарии ориентируются на идею о принципиальной геополитической неизменности мира. Это условие сильно ограничивает надежность оценок, но, на самом деле, является естественным условием строгого научного познания, так как за пределами известного нам мира (если предположить его прекращение, то есть «конец света») предугадать состояние и свойства мира на основе рационального познания в принципе невозможно.

Каждый сценарий конкретизирован прогностическими данными, отображающими календарь выбросов и соответствующих изменений концентрации парниковых газов и сульфатного аэрозоля. Разброс оценок очень велик. Не останавливаясь на подробном анализе, отметим, что концентрации естественно возрастают с ростом объема выбросов. В тоже самое время также предполагается, что при снижении выбросов (рассматриваемом в рамках некоторых сценариев), атмосферные концентрации не снижаются, сохраняясь на протяжении долгого времени на высоком уровне.

Прогнозирование динамики состояния климата осуществляется путем проведения численных экспериментов на климатических моделях общей циркуляции атмосферы и океана. Они базируются на системе уравнений термогидродинамики, примененных

к условиям планетарной циркуляции. Это так называемые уравнения геофизической гидродинамики. Вместе с атмосферой и океаном описываются процессы тепловлагопереноса в деятельном слое суши, а также (с разной степенью детализации) в модели включаются блоки, в которых воспроизводится динамика ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии, а также изменение углеродного цикла. Важной характеристикой моделей является их чувствительность к внешним воздействиям. Учитывая, что состояние будущего климата зависит от его реакции на рост  $\text{CO}_2$  в атмосфере, рассмотрим этот вопрос более подробно.

Способность климатических моделей описывать современное состояние климата на Европейской территории России (ЕТР) подробно рассмотрена в работах Кислова и др. (2008), а также в коллективной монографии «Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века ...» (2010). Анализ климата XXI века выполнялся на основе результатов международного проекта по моделированию климата СМIP3 (Meehl et al., 2007). На рисунке 10.1 показана динамика аномалий температуры,  $\Delta T$  (глобально осредненная у поверхности Земли), вычисленная по ансамблю моделей для различных сценариев. Для самого «жесткого» сценария (A2) среднее значение ожидаемых на конец столетия изменений будет чуть меньше  $4.0\text{ }^\circ\text{C}$ , и даже в наиболее «щадящем» случае (B1)  $\Delta T$  составит  $1.8\text{ }^\circ\text{C}$ . Таким образом, уровень температуры начала XXI века будет существенно превышен. На рисунке этом показан и разброс оценок. Он определяется межмодельными различиями и получается весьма велик (порядка  $1\text{ }^\circ\text{C}$ ) причем, что важно, области неопределенности даже у таких принципиально разных сценариев, как A2 и B2 перекрывают друг друга. Учитывая то, что сценарии построены крайне приближенным образом, это обстоятельство, в каком-то смысле, снимает необходимость в подробном анализе межсценарных различий. Можно просто ориентироваться на самый «жесткий» сценарий (например, A2), рассматривая соответствующие ему результаты как своеобразную «оценку сверху» климатических изменений.

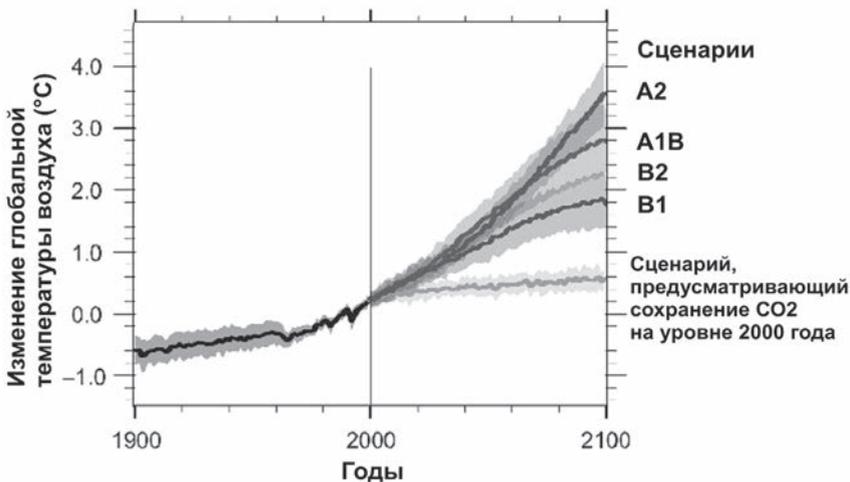


Рис. 10.1. Изменение средней глобальной приземной температуры воздуха в соответствии с различными сценариями изменения климата (IPCC, 2007).

Пространственное распределение аномалий температуры, иллюстрирующее динамику климатических изменений XXI века (IPCC, 2007), в значительной степени неоднородно. Хотя в целом по земному шару в первую треть столетия климат будет теплеть примерно на 1 °С, над океанами средние аномалии не превысят 1 °С, а над материками в северном полушарии достигнут 1.5–2 °С. В конце столетия потепление усилится. Наиболее существенные изменения произойдут в Арктике. Здесь сработает обратная связь роста температуры и состояния морского льда. Температурные изменения будут усиливаться по мере освобождения ото льда акватории Северного Ледовитого океана. Рост температуры на материках достигнет 4–5 °С, в то время как температура над поверхностью океана будет расти медленнее. Обращает на себя внимание прогнозируемые минимальные изменения температуры в северной Атлантике. Здесь формирование термического режима будет определяться не только особенностями теплового баланса поверхности и адвективными процессами в атмосфере, но также и адвекцией тепла в океане, осуществляемой Северо-Атлантическим течением. Практически все совместные модели атмосферы и океана демонстрируют, что при глобальном потеплении термохалинная циркуляция Атлантического океана будет ослабляться, причем этот эффект будет достаточным, чтобы компенсировать возрастающие приходные составляющие теплового баланса. Важно отметить, что эта особенность будущего состояния климата исследована пока не полной мере. В современных условиях происходит распреснение вод Северной Атлантики. Точность прогнозных оценок, описывающих динамику данного процесса в будущем, довольно ограничена и, поэтому существуют определенные опасения, что похолодание за счет изменения океанической циркуляции может оказаться более мощным, чем прогнозируемое современными моделями. Иллюстрацией этого процесса является спрогнозированная аномалия температуры воздуха в приповерхностном слое, которая может иметь место в случае полной остановки термохалинной циркуляции. Отклик температуры поверхности океана в Северной Атлантике получается сильно отрицательным, причем его величина превышает тот прирост температуры, который должен реализоваться по сценарию А2. Возможно, что события именно такого рода были ответственны за возникновение резких, внезапных похолоданий климата, таких как *поздний дриас* и предшествовавшие ему колебания Дансгора-Оешгера.

В поведении аномалий осадков неопределенность существенно больше. Это связано как с менее надежным воспроизведением режима осадков моделями общей циркуляции атмосферы, так и со сложной системой связей, существующих между гидрологическим и термическим режимом атмосферы и земной поверхности. Результаты математического моделирования климата в XXI веке показывают общую тенденцию к увеличению количества осадков в высоких широтах северного и южного полушария. Этот эффект объясняется, прежде всего, фундаментальными свойствами водяного пара, а именно тем, что парциальное давление водяного пара при насыщении экспоненциально растет с увеличением температуры. Таким образом, прогнозируемое повышение температуры, которое особенно четко проявится в высоких широтах, будет способствовать росту влагозапасов воздушных масс, что, в свою очередь, определит и увеличение осадков.

В субтропиках количество осадков уменьшится. Видимо, причина этого эффекта во многом связана с перестройкой циркуляции: в условиях потепления климата полярный фронт будет располагаться (в каждом полушарии) дальше от экватора. Это приведет к тому, что климат районов, например, в современных условиях относящийся к типу

субтропического климата западных побережий, будет перестраиваться в сторону тропического климата, то есть летние осадки будут по-прежнему крайне малы, а зимние осадки здесь будут снижаться. Такая ситуация, видимо, будет развиваться в Средиземноморье, на западном побережье Северной Америки, а также в других районах.

Потепление климата должно сказаться на многих компонентах климатической системы. Так, значительные изменения ожидаются в криолитозоне. Они многоплановы: это изменения общей площади вечной мерзлоты, отдельных видов мерзлоты (островной и сплошной), глубины сезонного протаивания. При потеплении будет меняться состояние морского льда, снежного покрова, горного оледенения, стока рек и др.

Озабоченность развивающимся глобальным потеплением и опасным его воздействием на природную среду вызывает потребность в развитии мер, предотвращающих эти явления. Главным образом имеется в виду адаптация к прогнозируемым изменениям климата, и подходы к ее реализации. Однако существуют идеи и предотвращения глобального потепления. Естественный путь заключается в принятии мировым сообществом обязательств по сокращению выбросов парниковых газов.

Помимо подхода, направленного на ограничения выбросов, появились совершенно иные революционные идеи управления глобальным климатом в качестве альтернативы сокращению антропогенных выбросов. Наиболее продвинутой является идея глобального рассеивания сульфатного аэрозоля в стратосфере с целью увеличения планетарного альбедо и создания таким способом компенсирующего охлаждения поверхности и тропосферы (Израэль, 2005). Эта идея привлекательна тем, что ее реализация выглядит реально достижимой в условиях современного технологического уровня развития человечества. Недостатком является практически полное отсутствие проработок последствий предлагаемого метода управления глобальным климатом. В настоящее время проведены лишь первые численные эксперименты с климатическими моделями. Полученные результаты открыли некоторые особенности будущего климата, на которые ранее не обращалось внимание. В частности оказалось, что полная компенсация современного (и будущего) глобального потепления таким способом возможна, однако географическое распределение температуры, осадков и др., оказывается отличным от доиндустриального, т.е. на региональном масштабе изменения климата все равно произойдут (Мелешко и др., 2008). Не существует в настоящее время и ответа на вопрос о том, будут ли эти изменения преобладать над аномалиями, которые развиваются в результате непреднамеренного воздействия на климат хозяйственной деятельности человека. Эта и другие проблемы далеки от решения, поэтому применение преднамеренного распыления аэрозоля возможно, по мнению некоторых ученых, лишь как крайняя мера, вызванная катастрофически возрастающим антропогенным потеплением (Crutzen, 2006).

Как было уже отмечено, региональные проявления глобальных климатических изменений могут заметно различаться (Кислов и др., 2008; Эколого-географические ..., 2010). Рассмотрим результаты климатического прогноза, полученные по ансамблю моделей (СМIP3) применительно к центральным районам ЕТР.

Природные ресурсы каждой страны или региона включают ресурсы, связанные с состоянием климата. Это не только чисто климатические ресурсы, но также и те, которые в определяющей степени зависят от состояния климата. Все их будем для определенности называть климатически обусловленными природными ресурсами (КоПР). Количественно они выражаются функциями режима освещенности, температурно-влажностных условий,

гидрологического режима рек и водохранилищ, состояния вечной мерзлоты и др. Используемые для описания КоПР показатели специфичны, так как во главу угла ставится не характеристика климата, а определение ресурсных (потенциальных) возможностей того или иного фактора с точки зрения отрасли экономики или экологического эффекта. В разных случаях одна и та же климатическая величина может использоваться по-разному для характеристики различных КоПР. Рассмотрим более подробно основные термические и гидротермические ресурсы, а также режим увлажнения.

### Термические ресурсы

Общее представление о тепловых ресурсах за год или за отдельные периоды (вегетационный период, месяц, декада и др.) формируется на основе сведений о температуре. Базовыми показателями такого рода являются средние годовые и средние месячные температуры. Существенным дополнением к средним показателям являются данные о максимальной и минимальной температуре и ее суточной и годовой амплитуде. Широкое применение в разных отраслях хозяйства (агрометеорологии, строительстве, жилищно-коммунальном хозяйстве) получили суммы температур воздуха за определенные периоды времени, а также продолжительность периодов с определенной средней суточной температурой, как одного из основных показателей термических ресурсов территории. Эти показатели также активно используют в качестве предиктора при расчетах, зависящих от них биологических, экономических и других характеристик.

В настоящей работе оценка современного теплового режима рассматриваемой территории, а также прогноз его будущих изменений выполняется с применением модельных расчетов на основе следующих показателей: средняя месячная и годовая температура воздуха, продолжительность периодов со средней суточной температурой  $<0$  °С,  $>0$ ,  $>5$ ,  $>8$ ,  $>10$ ,  $>15$ ,  $>18$ ,  $>20$  °С, годовые суммы средних суточных температур  $<0$  °С,  $>0$ ,  $>5$ ,  $>10$  °С. Сравнение смоделированных характеристик теплового режима для современного климата с данными наблюдений на метеорологических станциях (Климат России, 2001), показали их достаточно хорошее соответствие.

Рассмотрим изменения, которые ожидаются на исследуемой территории в середине XXI века (2046–2065 гг.). Для этого периода всеми моделями без исключения во все месяцы года прогнозируется рост средней суточной температуры воздуха (Рис. 10.2). Сильнее всего он будет выражен в зимние месяцы. Также в холодное время года наиболее заметно проявится и пространственная дифференциация аномалий. В январе температура будет выше современной на 3–6 °С, величина аномалии будет возрастать с юга на север (в 2 раза) и с запада на восток (почти на 1 °С). Таким образом, в это время года наиболее сильное потепление прогнозируется в высоких широтах и во внутриконтинентальных районах. В теплое время года величина аномалии 3 °С практически не будет меняться по всей ЕТР. Она будет несколько меньше в центральной части, и больше — на нижней Волге и в Калмыкии. Для переходных сезонов пространственное распределение аномалий и их величины будут практически одинаковыми — значения будут возрастать с юго-запада на северо-восток на 2.5° — 4 °С. Аномалия средней годовой температуры увеличится от 2.5 °С на юге до 4.5 °С на севере ЕТР.

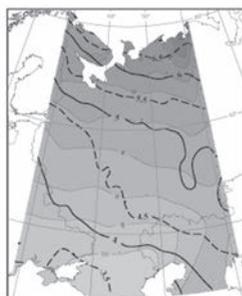
К концу века (2081–2100 гг.) увеличение средней месячной температуры воздуха, как и для периода 2046–2065 гг., будет отмечаться по всей ЕТР во все месяцы года. Особенно сильные изменения будут наблюдаться в холодный период (Рис. 10.2). Ве-

Фон - сред. т-ра. 1961-1989;  
изолинии - аномалии  
т-ры 2046-2065.

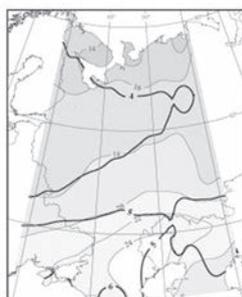
Фон - сред. т-ра. 1961-1989;  
Изолинии - аномалии  
т-ры 2081-2100.



Январь



Апрель



Июль

**Рис. 10.2.** Средняя температура воздуха по наблюдениям (1961–1989 гг., фоновая заливка) и ее отклонение от современных значений в период 2046–2065 гг. и 2081–2100 гг. по результатам ансамбля моделей СМIP3 (изолинии).

личина аномалий значительно возрастет. Особенно это будет заметно на севере ЕТР, где в январе рост температуры достигнет 10–11 °С. В переходные сезоны широтное распределение аномалий и их увеличение с юга на север будет выражено гораздо более отчетливо, чем для середины XXI века. В летние месяцы потепление будет выражено слабее всего в центре и на западе ЕТР, хотя и там температура июля будет выше современной на 4 °С. Эти тенденции отразятся и на средней годовой температуре (Рис. 10.2). Ее повышение составит от 4.5 °С на юге до 6.5–7 °С на севере ЕТР.

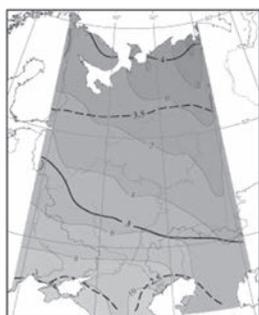
Интересно отметить, что соотношение аномалий между собой для периода 2081–2100 гг. и 2046–2065 гг. будет изменяться в течение года и будет неодинаковым для

Фон - сред. т-ра. 1961-1989;  
изолинии - аномалии  
т-ры 2046-2065.

Фон - сред. т-ра. 1961-1989;  
Изолинии - аномалии  
т-ры 2081-2100.



Октябрь

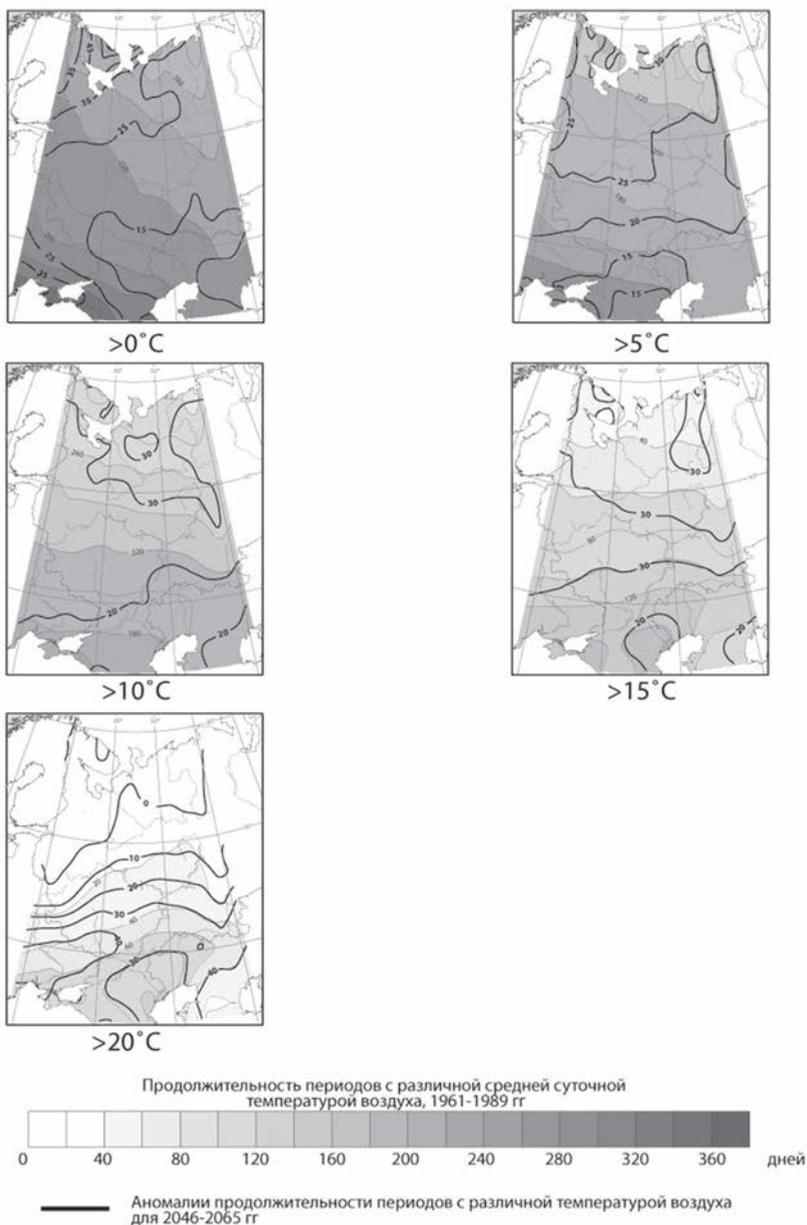


Год - всего

Рис. 10.2. (продолжение).

разных районов в пределах ЕТР. Так в январе в конце века потепление усилится сильнее всего на востоке ЕТР — соотношение аномалий возрастет с запада на восток от 1.5 до 1.7. Весной картина изменится — аномалии температуры 2081–2100 гг. быстрее всего (в 2 раза по сравнению с серединой века) будут расти на северо-востоке. Летом, напротив, быстрее всего, по сравнению с периодом 2046–2065 гг., будет теплеть в южных районах. Здесь аномалии в конце столетия будут больше, чем в середине в 1.7 раза, а на севере ЕТР — в 1.5 раза. Осенью сохранится ситуация, подобная летней. Из анализа изменения среднегодовых температур можно сделать вывод, что за счет большей продолжительности холодного периода потепление будет усиливаться по подобию с зимними месяцами с запада на восток.

Переходим к анализу продолжительности периодов со средней суточной температурой выше/ниже заданных значений (Рис. 10.3). За наступление вегетационного периода принимается дата устойчивого (не менее 5 суток) превышения средней суточной температуры воздуха некоторого порогового значения, после которого начинается активное развитие растений. В агроклиматологии за начало вегетационного периода принимается дата перехода среднесуточной температуры через  $5^{\circ}\text{C}$  в весенний период, а за его окончание — дата ее обратного перехода осенью.



**Рис. 10.3.** Продолжительность периодов (сутки) с различной средней суточной температурой воздуха, 1961–1989 гг. (>0, >5, >10, >15 и >20 °С, фоновая заливка в градациях серого).

Аномалии продолжительности этих же периодов для середины XXI века (изолинии).

В середине XXI века число дней в году с положительной средней суточной температурой возрастет по всей ЕТР. Значения аномалий увеличатся от 15 дней на юго-востоке до 50–60 дней на севере Кольского п-ова. Соответственно, на такую же величину уменьшится и число дней с отрицательной температурой.

Существенно изменится продолжительность вегетационного периода. Практически широтно будут распределены изаномалы числа дней со средней суточной температурой воздуха более 5 °С, их значения увеличатся от 15 дней на юге до 35 дней на севере ЕТР. Заметно вырастет продолжительность периода с температурой выше 10 °С — на 20 дней на юге и на 35–40 дней на севере ЕТР.

Пространственное распределение аномалий для числа дней с температурой выше 15 °С будет несколько иным. Наибольшие аномалии до 30–35 дней в год будут приурочены к центру ЕТР, в остальных районах число таких дней возрастет на 20–25 в год.

Количество дней со средней суточной температурой выше 20 °С в северных и северо-западных районах ЕТР меняться не будет. Зато на юге этот показатель резко возрастет. К югу от 52–54° с.ш. продолжительность этого периода увеличится на месяц и более.

Пространственное распределение аномалий для периода 2081–2100 гг. будет подобным картине распределения аномалий для середины века. Для наглядности данные представлены на меридиональном разрезе (Рис. 10.4).

Аномалии числа дней с положительной средней суточной температурой в этот период будут в два раза больше, чем те, что прогнозируются к середине века. В центре ЕТР число таких дней также будет больше, чем при современном климате, на 50–60 дней в год, а на севере — на 80 дней и более. В юго-восточной части ЕТР эти аномалии будут меньше в среднем на 30 дней в году. Также практически в два раза увеличатся аномалии числа дней с температурой выше 5 °С и 10 °С. Для дней со средней температурой выше 15 °С конфигурация изолиний также будет подобна той, что получена для 2046–2065 гг., а значения аномалий будут больше в два раза. Средняя суточная температура >20 °С будет отмечаться по всей ЕТР. На меридиональном разрезе хорошо видно разделение северной и южной части ЕТР по характеру потепления. При общем увеличении числа дней с положительной температурой наиболее заметный рост продолжительности периода с температурой выше 20 °С будет наблюдаться к югу от 55° с.ш. К северу существенно увеличится период с  $t > 15$  °С.

Суммы температур являются одним из важнейших показателей теплообеспеченности растений. По суммам температур выше 0 °С можно судить о характере весны, выше

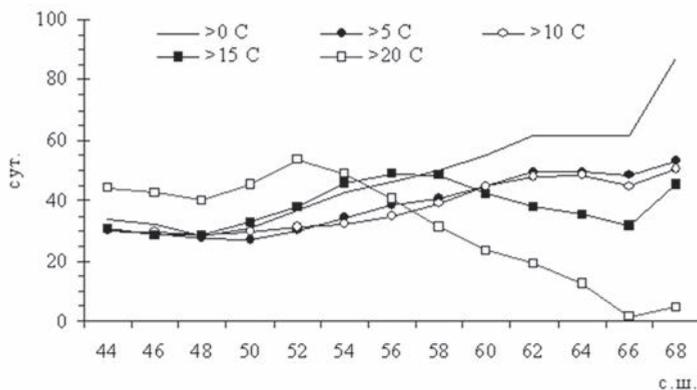


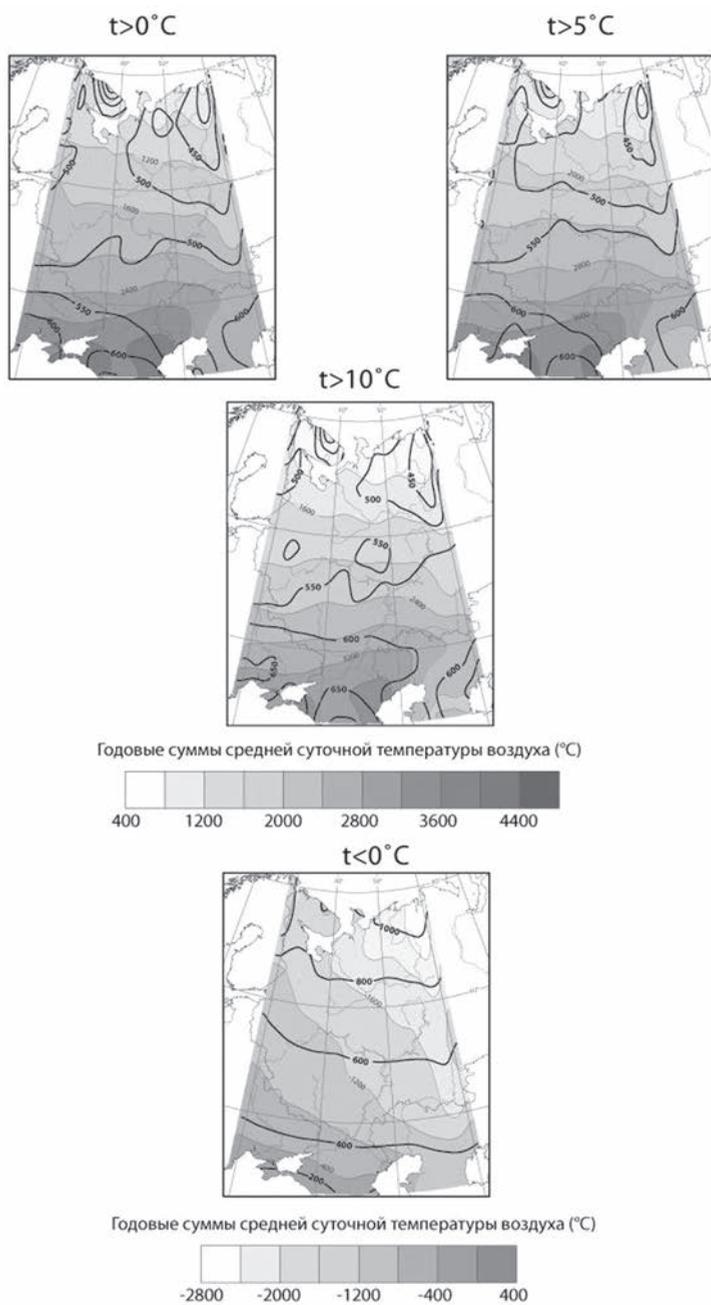
Рис. 10.4. Меридиональные разрезы (вдоль 50° в.д.) аномалий продолжительности периодов (сутки) с различной температурой воздуха в 2081–2100 гг.

5 °С — о тепловых ресурсах вегетационного периода, выше 10 °С — о теплообеспеченности периода активного развития растений, выше 15 °С — об обеспеченности теплом теплолюбивых культур. Тем не менее, при анализе этого показателя необходимо помнить, что базироваться только на суммах температур для оценки условий роста и развития растения нельзя. Большая сумма температур может быть накоплена как в случае высоких температур, так и в случае более низких температур при условии большей продолжительности соответствующего периода. При этом на разных этапах развития растений она может быть недостаточной для их оптимального роста. Сумма температур может быть одинаковой в двух районах, но будет разной ее сельскохозяйственная значимость, если температура самого теплого месяца будет различаться. В то же время, согласно Д.И. Шашко (1985), если сумма активных температур на наблюдаемой территории не ниже, чем требуемая для данной культуры, то термические условия произрастания не являются для этой культуры лимитирующим фактором.

Сумма температур, превышающих пороговые значения, напрямую зависит от продолжительности соответствующего периода. Поэтому характер изолиний этих двух показателей довольно схож (Рис. 10.5). В 2046–2065 гг. теплообеспеченность вегетационного периода может заметно возрасти. Годовые суммы увеличатся на практически одинаковую величину для температуры >0 °С, >5 °С, >10 °С. В 2081–2100 гг. закономерности распределения аномалий годовых сумм температуры и их знак (Рис. 10.6) сохранятся такими же, как и для середины века — они слабее выражены в континентальных районах ЕТР. При этом величина аномалий будет больше почти в два раза, чем в 2046–2065 гг. Поскольку аномалии одинаковы для всех трех показанных градаций положительных температур (>0, >5, >10 °С), следовательно, рост сумм произойдет главным образом за счет температур, превышающих 10 °С.

Теплообеспеченность территории по отношению ко многим сельскохозяйственным культурам оценивается по сумме  $\geq 10$  °С. На рисунке 10.7 показано, как изменятся границы термических поясов к концу века при прогнозируемом росте сумм активных температур. Эти границы оценены по классификации Д.Н. Шашко (1985), согласно которой почти вся ЕТР в настоящее время относится к умеренному поясу (1200–4200 °С), включающему несколько подпоясов. Исключение составляет север ЕТР, относящийся к субарктическому поясу (<1200°).

Прогнозируемое изменение сумм активных температур изменит картину распределения этих поясов — уже к середине века полностью исчезнет субарктический пояс. К концу века на его территории условия будут соответствовать умеренно-прохладному подпоясу, который, в свою очередь, почти полностью будет замещен умеренно-теплым. Все подпояса сдвигаются на один к северу. На юге, на территории Ростовской области, Краснодарского и Ставропольского краев условия будут соответствовать умеренно-жаркому подпоясу субтропического пояса. Подобный сдвиг агроклиматических зон может привести к значительным изменениям типов растительности, в том числе набору сельскохозяйственных культур. Однако давать подобный прогноз для сельского хозяйства по одному агроклиматическому показателю было бы некорректно. Необходимо помнить, что агроклиматические зоны выделены с учетом условий, необходимых для произрастания современных культур, адаптированных к определенному уровню увлажнения, типу почв и методам агротехники. А оценка возможных изменений перечисленных факторов на фоне меняющегося климата требует отдельного прогноза.



**Рис. 10.5.** Годовые суммы температуры воздуха разных категорий: 1961–1989 гг. (заливка) и аномалии 2046–2065 гг. (изолинии).

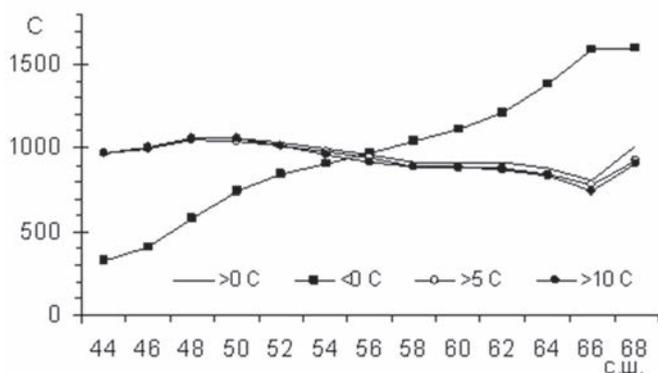


Рис. 10.6. Меридиональные разрезы аномалий годовых сумм температуры для 2081–2100 гг.

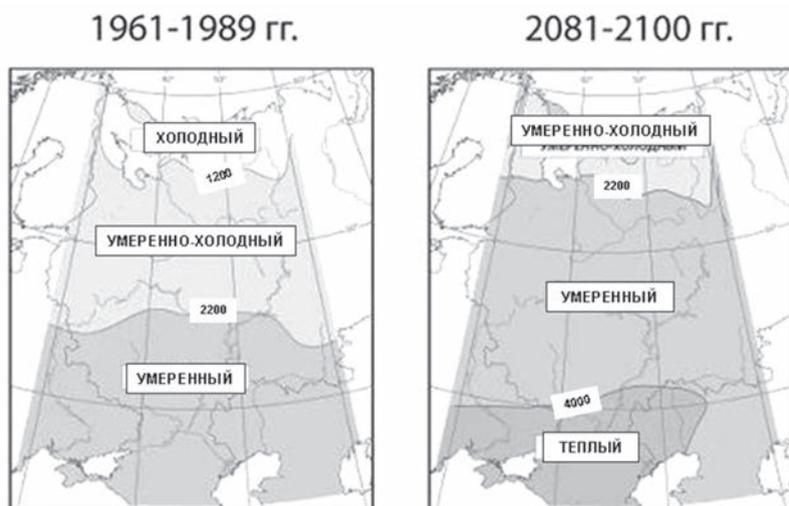


Рис. 10.7. Термические зоны (в зависимости от сумм  $t > 10^{\circ}\text{C}$ , по Д.Н. Шашко) при современных и при прогнозируемых будущих климатических условиях в конце XXI века.

### Комплексная оценка гидротермического режима

Основным материалом для определения гидротермических условий региона являются температура и осадки, которые рассматриваются или раздельно, или на их основе вычисляются специализированные индексы. Рассмотрим возможные изменения режима осадков над ЕТР в XXI в., а также изменения некоторых гидротермических индексов.

Для характеристики условий тепло и влагообеспеченности региона обычно используется гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова (Селянинов, 1930), определяемый как отношение суммы осадков за некоторый период к 0.1 от суммы температур воздуха за то же время:

$$ГТК = \sum R / 0.1 \sum t_{>10^{\circ}\text{C}}$$

Знаменатель выражения представляет собой приближенную оценку испаряемости, поскольку суммы температур выше 10 °С хорошо коррелируют с радиационным балансом за год. Разной степени увлажнения соответствуют следующие градации ГТК (Справочник, 2005): ГТК<0.4 — очень сильная засуха; 0.4≤ГТК<0.5 — сильная засуха; 0.5≤ГТК<0.7 — средне засушливо; 0.7≤ГТК≤1.0 — недостаточно влажно; 1.0<ГТК≤2.0 — достаточно влажно; ГТК>2.0 — переувлажнено.

Наряду с ГТК одним из распространенных показателей засушливости является безразмерный индекс, введенный Д. А. Педем:

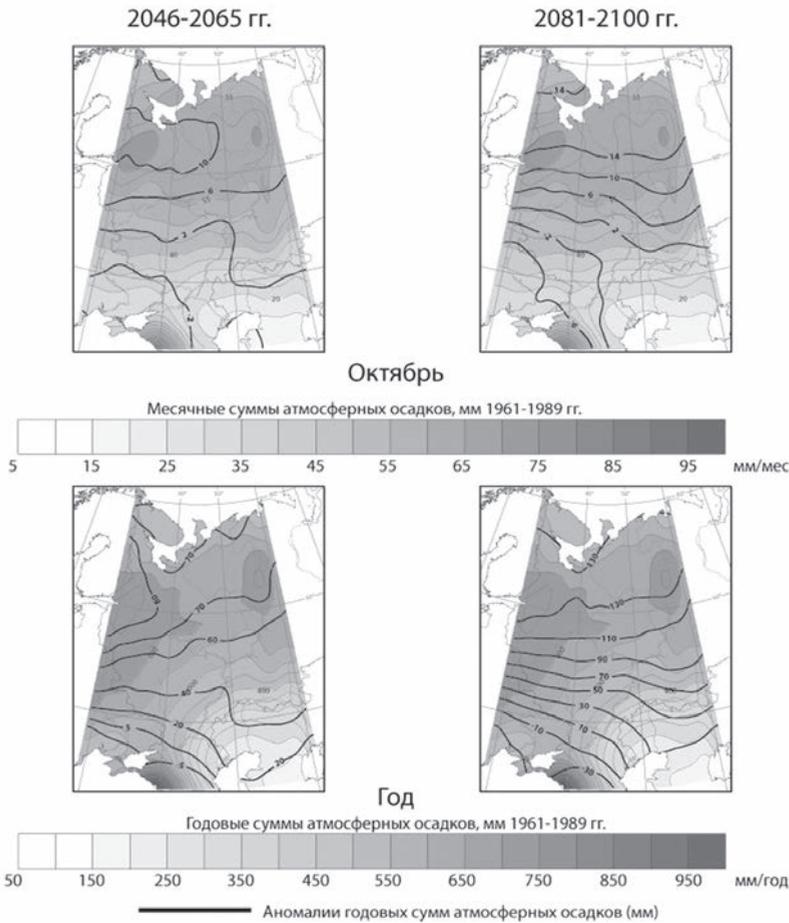
$$S = \frac{\Delta t}{\sigma_t} - \frac{\Delta P}{\sigma_p},$$

где  $\Delta t$ ,  $\Delta P$  — аномалии температуры воздуха (°С), осадков (мм/мес),  $\sigma_t$ ,  $\sigma_p$  — средние квадратические отклонения средних месячных температур воздуха и осадков. Использование нормированных величин позволяет оценивать степень отклонения условий увлажнения и теплообеспеченности в данном месяце от средних многолетних значений. Положительным значениям  $S$  соответствуют засушливые периоды, отрицательным — влажные. С точки зрения теплообеспеченности положительным значениям  $S$  соответствует повышенный термический режим какого-либо периода, отрицательным — возврат холодов. Теплообеспеченность оценивается по следующей шкале  $S$ :  $S < -3.0$  — сильное избыточное увлажнение;  $-3.0 \leq S < -2.0$  — среднее избыточное увлажнение;  $-2.0 \leq S < -1.0$  — слабое избыточное увлажнение;  $-1.0 \leq S < 1.0$  — увлажнение близкое у норме;  $1.0 \leq S < 2.0$  — слабая засуха;  $2.0 \leq S < 3.0$  — средняя засуха;  $S \geq 3.0$  — сильная засуха.

Основным фактором, формирующим условия увлажнения, являются осадки. Диагноз их текущего состояния и прогноз выполнялись на основе следующих показателей: средние годовые и месячные суммы осадков, годовая сумма осадков при температуре воздуха <0 °С, >0 °С, >5 °С, >10 °С. Дополняет картину атмосферного увлажнения оценка возможных максимальных суточных сумм осадков и повторяемости интенсивных осадков в течение вегетационного периода, число дней с суточными суммами осадков >10, >20, >30 мм, продолжительность влажных (число последовательных дней с осадками >1 мм/сут) и сухих периодов, квантили экстремально больших суточных сумм осадков и суммы осадков за год, когда суточные значения превышают значения этих квантилей.

Перечисленные показатели весьма успешно могут быть рассчитаны по данным станционных наблюдений, для которых эмпирические функции распределения будут соответствовать реальным условиям увлажнения. Анализ же модельных оценок современного климата показал, что наиболее успешно климатические модели воспроизводят среднее месячное и годовое количество осадков, суммы осадков за вегетационный период и т.п. Суточные суммы осадков гораздо хуже соотносятся с реальными значениями как в плане абсолютных величин, так и в отношении их функций распределения (Кислов и др., 2008). В связи с этим прямая оценка показателей увлажнения, связанных с экстремальными значениями суточных сумм осадков, а также продолжительности влажных и сухих периодов, по результатам моделирования оказывается гораздо менее точной, чем оценки сумм осадков, накопленных за определенные периоды времени.

Рассмотрим режим увлажнения. В условиях современного климата наибольшее количество осадков выпадает на ЕТР в полосе между 50 и 65° с.ш. (Рис. 10.8). Нали-

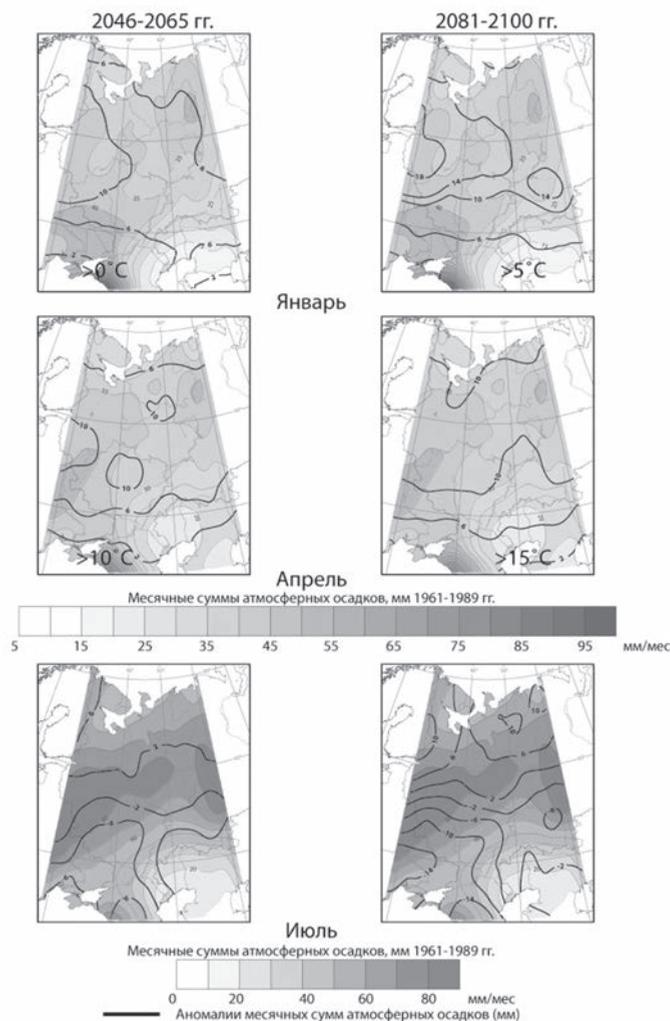


**Рис. 10.8.** Месячные и годовые суммы атмосферных осадков в мм, в современных условиях 1961–1989 гг. (*фоновая заливка*) и их аномалии (*изолинии*) в середине и конце XXI века.

чие возвышенностей (Среднерусской, Смоленско-Московской, Валдайской) приводит к дополнительному увеличению количества осадков в этой зоне. К югу от  $50^{\circ}$  с.ш. количество осадков убывает, что особенно хорошо выражено в направлении с северо-запада на юго-восток.

Формы годового хода осадков на ЕТР разнообразны. Общей особенностью является то, что повсеместно в теплое время года (апрель–октябрь) осадков выпадает больше, чем в холодное (ноябрь–март), примерно в 1.5 раза. Практически во все месяцы пространственное распределение средних месячных сумм осадков имеет черты, сходные с годовыми суммами.

Прогнозируемые к середине XXI века аномалии месячных сумм осадков различаются по сезонам (Рис. 10.8). В январе и апреле увеличение количества осадков прогнозируется ансамблем моделей для всей ЕТР. Наибольшие значения аномалий будут приурочены к широтному поясу  $50\text{--}65^{\circ}$  с.ш., т.е. зоне, где в современных условиях наблюдается максимум сумм осадков.



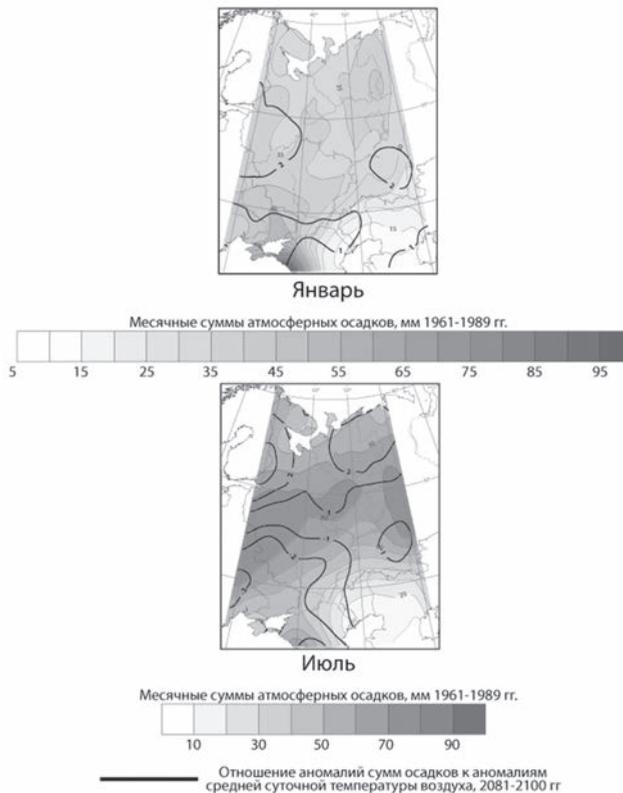
**Рис. 10.8.** (продолжение).

В 2081–2100 гг., как и в середине XXI века, прогнозируемые аномалии положительны по всей ЕТР в январе и апреле, и по северной половине ЕТР — в июле и октябре (Рис. 10.7). Повсеместно в зоне положительных аномалий их величина в период 2081–2100 гг. будет больше, чем в 2046–2065 гг. Наиболее заметный рост увлажнения прогнозируется на западе и на севере ЕТР. Величина аномалий будет постепенно уменьшаться с запада на восток в январе и апреле. В июне и октябре это уменьшение будет происходить в целом с севера на юг. В летнее время можно отметить области наибольших аномалий в северо-восточной части ЕТР. Географическое расположение и месяцы с отрицательными аномалиями сумм осадков останутся такими же, как и для середины века. По сравнению с ним увеличится модуль отрицательных аномалий — на фоне роста увлажнения в центре и на севере ЕТР ее южная часть летом и первую половину осени получит меньше атмосферных осадков, чем в условиях современного климата.

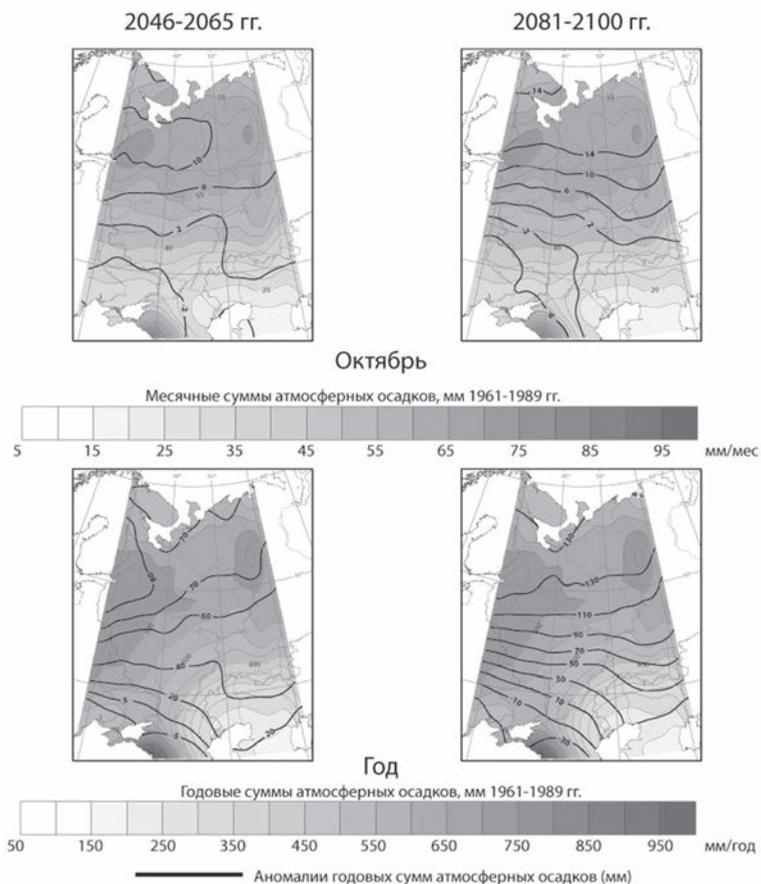
Рассмотрим отдельно, как будет соотноситься изменение количества осадков и рост температуры на ЕТР. На рисунке 10.9 показано прогнозируемое отношение аномалии осадков к аномалии температуры ( $\text{мм}/1^\circ\text{C}$ ) для конца века. Пространственное распределение и величина этого показателя, характеризующего чувствительность региональных осадков к росту температуры, получились одинаковыми для середины и конца века. Наибольший рост годовой суммы осадков в ответ на увеличение средней годовой температуры воздуха приурочен к зоне выпадения наибольшего их количества в широтном поясе  $55\text{--}65^\circ$  с.ш. Здесь при увеличении температуры на  $1^\circ\text{C}$  годовая сумма осадков вырастет на  $18\text{--}20$  мм (около 3%).

Месячные суммы осадков в январе и в июле в зонах положительных аномалий имеют похожий отклик на возрастание средней месячной температуры —  $1\text{--}2$  мм/мес на каждый дополнительный градус тепла. В июле, в зоне отрицательных аномалий сумм осадков на юге ЕТР, величина отношения та же, только с обратным знаком — количество осадков уменьшается на  $1\text{--}2$  мм/мес при увеличении температуры на  $1^\circ\text{C}$ .

Данный результат, интегрально характеризующий связь термического режима и условий увлажнения, чрезвычайно важен с практической точки зрения, поскольку



**Рис. 10.9.** Отношение аномалий сумм осадков к аномалиям средней суточной температуры воздуха 2081–2100 гг., ( $\text{мм}/^\circ\text{C}$ , *изолинии*) и суммы осадков для современного климата (мм, *фоновая заливка*).

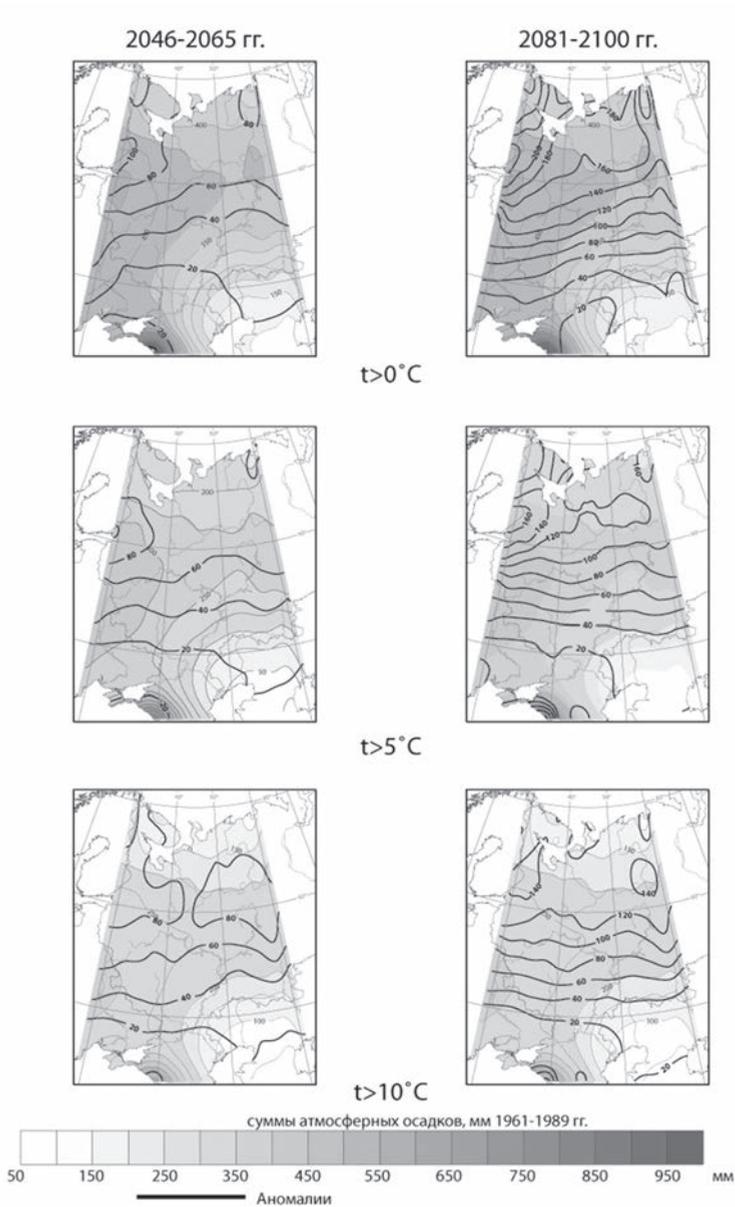


**Рис. 10.9.** (продолжение).

устанавливает, что при прогнозируемом потеплении на несколько градусов произойдет синхронное изменение осадков на величину, статистически значимую на уровне межгодовой изменчивости.

Рассмотрим годовые суммы осадков при различных градациях температуры воздуха  $<0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $>0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $>5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $>10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Они помогают определять степень увлажнения на разных этапах вегетационного периода. В условиях современного климата распределение по ЕТР суммарного количества осадков, выпадающих при температуре воздуха ниже  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  и выше  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , существенно различается (Рис. 10.10). Суммы осадков при разных пороговых значениях положительных температур имеют схожее распределение и черты, характерные для средних годовых значений.

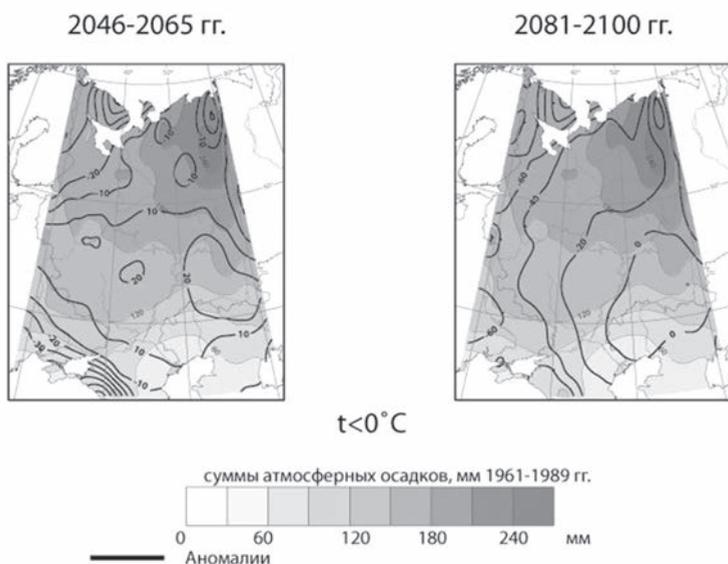
При развитии потепления в середине XXI века сумма осадков, выпадающих в период с температурой воздуха выше  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , увеличится (Рис. 10.10). Несмотря на сокращение длительности периода с отрицательными средними суточными температурами, соответствующая сумма осадков возрастет на большей части ЕТР. Количество осадков за период с температурой выше  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  возрастет почти везде, за исключением



**Рис. 10.10.** Суммы осадков для периодов с различной температурой воздуха (*фоновая заливка*) и их аномалии за период 2046–2065, 2081–2100 (*изолинии*), мм.

самых южных районов ЕТР. Это объясняется как увеличением продолжительности этих периодов, так и, частично (на севере ЕТР), ростом количества осадков.

В конце столетия, за счет увеличения продолжительности теплого периода, суммы осадков за дни с  $t > 0^{\circ}\text{C}$  возрастут еще больше — в 2 раза на юге и в 2.5 раза в центре и на севере ЕТР по сравнению с аномалиями середины века. По сравнению с современ-



**Рис. 10.10.** (продолжение).

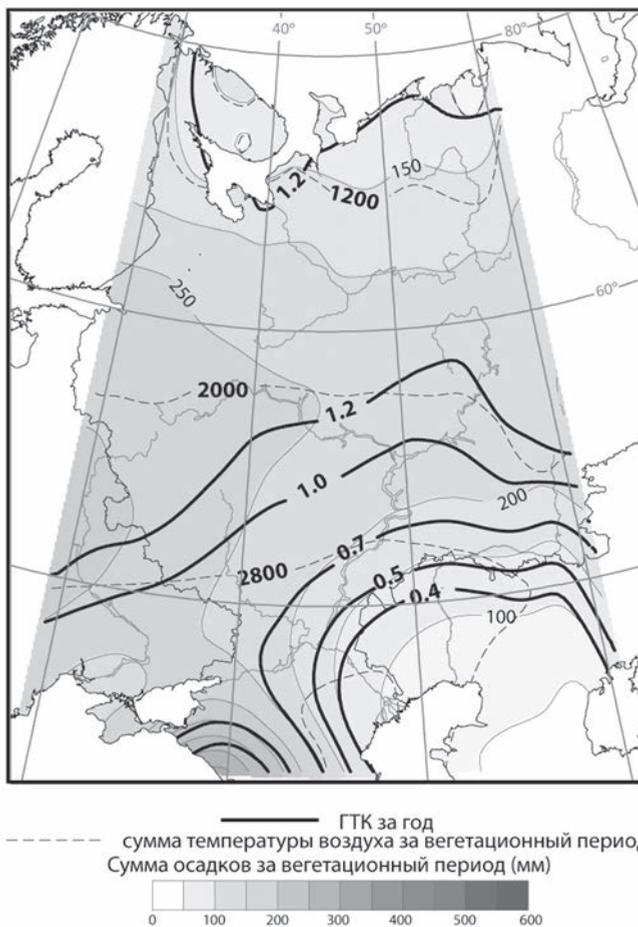
ными данными этот рост составит около 15% на юге ЕТР и 40–50% и более на севере. Для осадков в дни с  $t < 0$  °С ситуация иная, чем в середине века.

Суммы осадков в период с активными температурами более 5 °С и 10 °С к 2046–2065 гг. возрастут на значительной части ЕТР. К концу века это увеличение будет еще существеннее — в 2 и более раз превышая темпы роста середины века и составляя от 20% от современных значений на юге и до 40% и более (до 80% для  $t > 10$  °С) на севере ЕТР.

Сведения о количестве осадков и суммах температур за определенный интервал времени являются основой комплексной оценки гидротермических условий. Было рассчитано отношение прогнозируемых в будущем аномалий сумм осадков за теплый и холодный периоды к аномалиям соответствующих сумм температур. Результаты показали, что в холодный период это значение на большей части рассматриваемой территории будет невелико, в пределах 2–5 мм/100 °С, и будет уменьшаться с запада на восток, а также с удалением от Черного моря и северных побережий в глубь континента. На юго-востоке это отношение будет близко к нулю. Для теплого периода ответная реакция количества осадков на увеличение сумм положительных температур будет наиболее велика на севере ЕТР, до 20 мм/100 °С, постепенно убывая к югу.

Рассмотрим поведение ГТК в современных климатических условиях. Пространственное распределение ГТК на ЕТР за весь вегетационный период отражает увеличение континентальности и засушливости климата с северо-запада на юго-восток (Рис. 10.11).

Во все летние месяцы и в целом за год недостаток увлажнения ( $ГТК < 1$ ) отмечается на юге, особенно в юго-восточной части ЕТР. Вариации ГТК от года к году невелики (Рис. 10.12). Межгодовая изменчивость ГТК, рассчитанного по данным наблюдений, несколько выше изменчивости, полученной с помощью модельных данных. Тем не менее, ГТК, рассчитанный по результатам ансамбля моделей, за редким исключением остается в пределах той же категории увлажнения, что и ГТК, рассчитанный по данным измерений. В представленном примере это «достаточное увлажнение» ( $1.0 < ГТК \leq 2.0$ ).



**Рис. 10.11.** Гидротермический коэффициент (*сплошные линии*), сумма температур воздуха за вегетационный период (*пунктир*), сумма осадков за вегетационный период (*фоновая заливка*) за 1961–1989 гг.

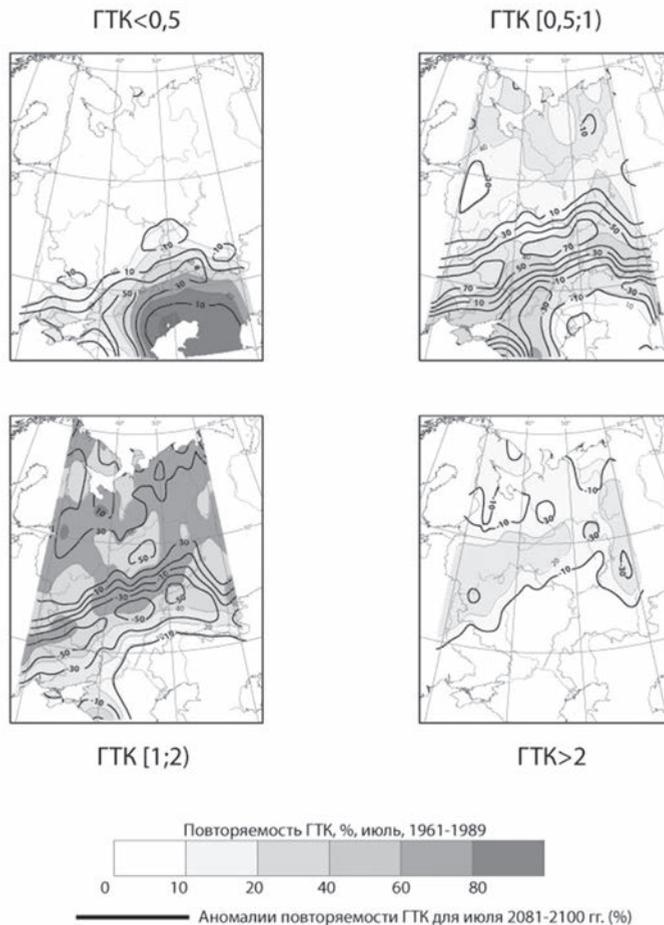


**Рис. 10.12.** Сопоставление ежегодных значений ГТК для июля по данным наблюдений (*тонкая линия*) и ансамблю модельных данных (*линия с точками*) в ячейке с координатами 54° с. ш., 38° в. д. (Тульская обл.).

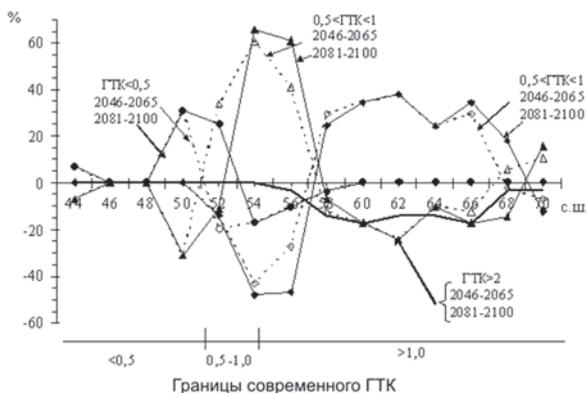
Повторяемость лет с разной степенью увлажнения на протяжении рассматриваемого периода (1961–1989 гг.) для июля показана на рисунке 10.13. Нормальное увлажнение ( $1.0 < \text{ГТК} \leq 2.0$ ) на ЕТР реже всего отмечается на юго-востоке. По мере продвижения на север повторяемость лет в этой градации ГТК увеличивается. В центральных и северных районах его повторяемость достигает 60–70%. Наименьший широтный контраст в повторяемости этой градации ГТК отмечается в июне.

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

Засушливые условия ( $0.5 \leq \text{ГТК} \leq 1.0$ ) во все месяцы чаще всего наблюдаются в полосе  $50\text{--}55^\circ$  с. ш. При продвижении к югу повторяемость таких ситуаций убывает, так как



**Рис. 10.13.** Повторяемость различных градаций ГТК, %, июль, для современного климата (фоновая заливка) и аномалии для условий конца XXI века (изолинии).



**Рис. 10.14.** Аномалии повторяемости ГТК по категориям, меридиональный разрез вдоль 50° в.д., июль, 2046–2065 гг. (пунктир), 2081–2100 гг. (сплошная линия). Внизу показано широтное положение современных границ ГТК вдоль 50° в.д.

там условия еще более засушливые и  $\text{ГТК} < 0.5$ . При продвижении к северу возрастает количество выпадающих осадков и уменьшается температура воздуха.

Засухи ( $\text{ГТК} < 0.5$ ) чаще всего отмечаются на юго-востоке ЕТР — на Нижней Волге и в Прикаспийском регионе. К северу повторяемость экстремальных засух довольно быстро уменьшается, поскольку, несмотря на большую испаряемость на фоне высоких температур, количество осадков возрастает под влиянием циклонической деятельности.

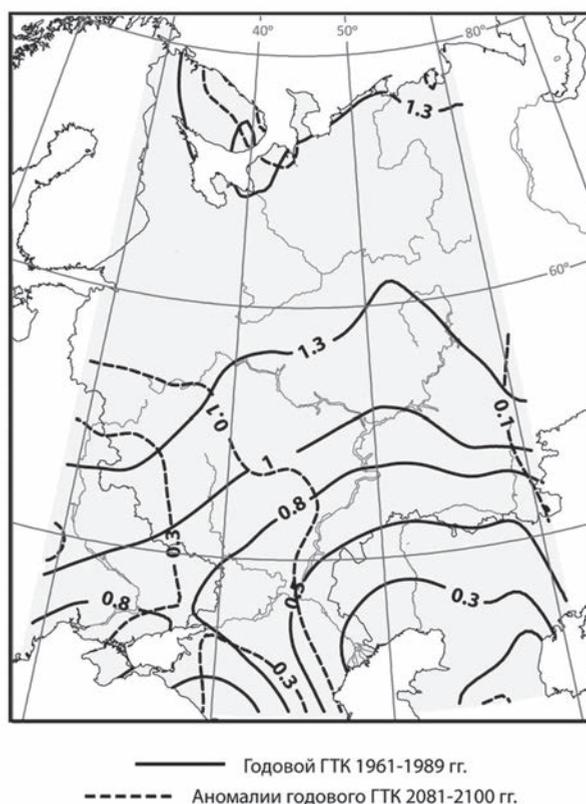
В июне и августе более заметное уменьшение величины ГТК происходит на севере ЕТР. В июле — в центральной части. Во все летние месяцы аномалии ГТК отрицательны, что говорит об увеличении засушливости. Необходимо отметить, что в целом за год отрицательные аномалии ГТК меньше по величине, чем в отдельные летние месяцы. Это объясняется тем, что при расчете годового ГТК учитывается весь период с устойчивыми температурами выше 10 °С, т.е. в расчеты включаются не только летние месяцы, но также и часть весеннего и осеннего периода. Хотя рост температуры воздуха на фоне климатических изменений прогнозируется и в переходные сезоны, абсолютные значения температур в эти сезоны несколько меньше, и соответственно, меньше и рост суммы температур по сравнению с летом. Кроме того, на юге ЕТР на период 2046–2065 гг. прогнозируется некоторое уменьшение летних осадков, в то время как весной и осенью увеличение осадков прогнозируется почти для всей ЕТР. На фоне небольших изменений средних многолетних значений годового ГТК прогнозируется изменение повторяемости ежегодных ГТК в разных градациях. Это хорошо видно на рисунке 10.14, где представлен разрез аномалий ГТК вдоль меридиана 50° в.д.

На графике (Рис. 10.14) четко выделяются три пояса в пределах ЕТР с разными режимами прогнозируемого изменения увлажнения. В пределах 48–52° с.ш. возрастет вероятность сильных и очень сильных засух ( $\text{ГТК} < 0.5$ ), замещающих менее экстремальные засушливые условия ( $0.5 < \text{ГТК} < 1.0$ ). В поясе 52–58° с.ш. увеличится число засушливых ситуаций и периодов с недостаточным увлажнением, а также уменьшится повторяемость периодов с достаточным увлажнением ( $1.0 < \text{ГТК} < 2.0$ ). К северу от 58° с.ш., напротив, вероятность периодов с достаточным увлажнением возрастет на фоне уменьшения повторяемости засушливых условий, с одной стороны, и переувлажнения ( $\text{ГТК} > 2.0$ ), с другой.

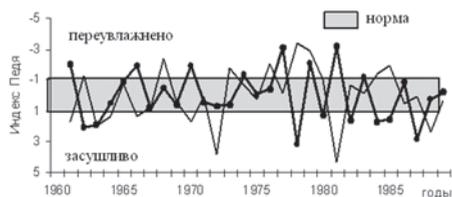
Границы зон, соответствующих основным градам ГТК, наиболее заметно сдвинутся в юго-западной части ЕТР. Смещение произойдет в северо-западном и западном направлениях — расширится площадь засушливых территорий, окружающих Северный Каспий. Изолинии ГТК, разделяющие зоны с разной степенью увлажнения, сместятся примерно на половину ширины соседней зоны — зона сильной засухи ( $0.4 \leq \text{ГТК} < 0.5$ ) частично превратится в зону очень сильной засухи ( $\text{ГТК} < 0.4$ ), юг зоны средних засушливых условий ( $0.5 \leq \text{ГТК} < 0.7$ ) станет зоной сильной засухи и т. д. Южная граница зоны достаточного увлажнения ( $1.0 < \text{ГТК} \leq 2.0$ ) сдвинется на север на 1–2 градуса широты. Отдельные районы с переувлажнением ( $\text{ГТК} > 2.0$ ) на северо-востоке ЕТР исчезнут, переходя в категорию достаточного увлажнения.

Распределение средних аномалий годового ГТК для 2081–2100 гг. (Рис. 10.15) отражает заметное уменьшение увлажнения в юго-западной части рассматриваемой части ЕТР.

В целом по результатам оценок прогностических изменений ГТК можно сделать следующие выводы. Изменение положения границ агроклиматических поясов, выделяемых по совокупности ресурсов тепла и влаги, будет невелико. Прогнозируется заметное расширение к северу границ засушливых областей с  $\text{ГТК} < 1.0$ , что с точки зрения природных зон соответствует современным степям, полупустыням и пустыням.



**Рис. 10.15.** Годовые значения ГТК для современного климата и аномалии годового ГТК для условий конца XXI века.



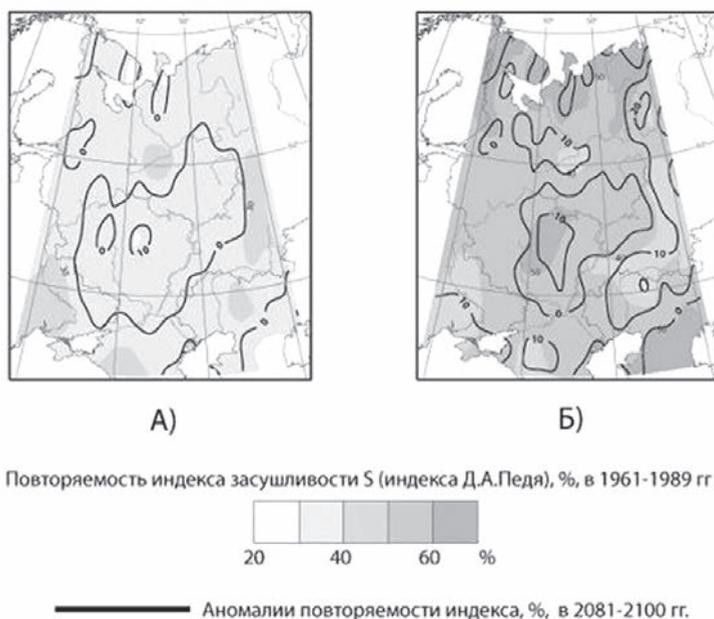
**Рис. 10.16.** Сопоставление ежегодных значений индекса Педя для июля по данным наблюдений (*тонкая линия*) и ансамблю модельных данных (*линия с точками*) в ячейке с координатами 54° с.ш., 38° в.д.

При этом на засушливых территориях может возрасти повторяемость засушливых лет, а в зоне нормального увлажнения, за исключением ее южной части, где может возрасти засушливость, повторяемость условий нормального увлажнения также увеличится.

Индекс засушливости (индекс Педя) для каждого года показывает соотношение степени отклонения температуры и осадков от многолетней их изменчивости. Он удобен для анализа каждого года в отдельности. Но изменчивость индекса Педя от года к году велика, вплоть до смены знака, поэтому его средние многолетние значения менее показательны, чем для ГТК. На рисунке 10.16 показан многолетний ход индекса Педя в точке 54° с.ш., 38° в.д. Видно, что в разные годы категории засушливости по этому индексу значительно отличаются. Выделяются года как с более влажными, так и с более засушливыми условиями.

Изменения индекса Педя и ГТК синхронны и в целом отражают одинаковые тенденции. В то же время индекс Педя более ярко для каждого отдельного года показывает отклонения от среднего многолетнего режима, соотнося между собой экстремальность температуры и осадков данного года. Таким образом, изменение повторяемости индекса Педя в разные годы по категориям увлажнения может происходить и при слабо меняющихся средних многолетних суммах температур и осадков, отражая не столько абсолютное поступление тепла и влаги, сколько его межгодовую изменчивость. Например, значения  $S > 1$  могут быть связаны либо с резким повышением температурного фона, либо с уменьшением количества осадков по сравнению с многолетними значениями, либо с изменением обоих параметров. Причем, все три варианта позиционируются как засушливые условия, и могут негативно сказаться на условиях жизни растений. Повторяемость нормальных и засушливых условий для летних месяцев (июнь-август) показана на рисунке 10.17.

Некоторые результаты проведенного анализа могут показаться противоречивыми. В частности, на юго-востоке ЕТР для летнего периода одновременно выявлена высокая повторяемость лет с избыточным увлажнением и с засухами. Это может быть обусловлено более высокой изменчивостью температуры воздуха и осадков в этих районах, существенно превышающей изменчивость в центре и на севере ЕТР. На севере повторяемость условий переувлажнения меньше, чем в южных районах, хотя по совокупному соотношению сумм осадков и испаряемости, демонстрируемому ГТК, для этих территорий характерна как раз довольно большая степень увлажненности. Такие результаты не противоречат, а напротив, дополняют друг друга. Поскольку на севере наряду с большим количеством осадков их межгодовая изменчивость существенно ниже, то и вероятность лет с экстремально большим по сравнению со средним количеством осадков также гораздо меньше.



**Рис. 10.17.** Повторяемость в современных климатических условиях индекса Педея ( $S$ ,%) при нормальном (А) увлажнении ( $-1 < S < 1$ ), и засушливости (Б), ( $S > 1$ ) и аномалии повторяемости индекса (%) для конца XXI века 2081–2100 гг.

Несмотря на пространственную неоднородность в распределении повторяемости по трем основным категориям засушливости  $S$ , для ЕТР характерно уменьшение межгодовой изменчивости температуры и осадков с юга на север. Такая стабильность климата более комфортна для растений, в то время как на юге земледелие является более рискованным.

В середине и в конце XXI века прогнозируемые тенденции изменения условий засушливости на ЕТР довольно похожи. Поэтому карты (Рис. 10.17) представлены лишь на период 2081–2100 гг., когда изменения выглядят особенно выразительными. В середине века повторяемость лет с условиями, близкими к норме, в летние месяцы в центре ЕТР уменьшится. Также там возрастет повторяемость засух. На остальной территории будет наблюдаться обратная картина — будет происходить замещение засушливых условий условиями близкими к нормальным. Эти результаты несколько не противоречат выводам, полученным на основании анализа изменений ГТК, о том, что возрастет засушливость южных районов ЕТР. Год считается засушливым по индексу Педея, если в данный конкретный год в данной местности осадков выпадает меньше по сравнению с их средним многолетним количеством. Средняя многолетняя сумма осадков вычислялась отдельно для каждого из трех временных срезов (1961–1989, 2046–2065, 2081–2100 гг.). Следовательно, увеличение повторяемости индекса Педея в категории «норма» свидетельствует о том, что на фоне роста температуры и уменьшения осадков в этих районах, их межгодовая изменчивость будет меньшей, т.е. происходит стабилизация гидротермических условий.

Увеличение повторяемости периодов с аномальным переувлажнением, по сравнению с современным климатом, прогнозируется моделями только на севере и северо-востоке, по остальной территории существенных изменений не прогнозируется.

В 2081–2100 гг. наибольшие изменения индекса Педя будут происходить для категории  $1.0 \leq S < 1.0$ , т.е. близкого к норме гидротермического режима (Рис. 10.17). На большей части ЕТР повторяемость лет в этой градации увеличится еще в большей степени, чем для середины века. Это объясняется заметным уменьшением межгодовой изменчивости средних месячных значений температуры и осадков в периоды 2046–2065 гг. и 2081–2100 гг. Исключение составляет область, заключенная в пределах  $50\text{--}60^\circ$  с.ш. и  $35\text{--}55^\circ$  в.д., т.е. практически весь центр ЕТР. Там возрастет повторяемость засушливых лет и лет с переувлажнением, т.е. повысятся риски для земледелия. На остальной территории тенденции, отмеченные для середины века, сохранятся — повторяемость засушливых лет, так же, как и лет с избыточным увлажнением, несколько уменьшится.

На основе полученных результатов можно сделать вывод, что экстремальность климата, определяемая характеристиками межгодовой изменчивости температуры и осадков, особенно заметно возрастет в XXI веке в центральной полосе ЕТР. К северу от  $56\text{--}58^\circ$  с.ш., напротив, сохранятся комфортные гидротермические условия, возрастут увлажнение и температура, увеличится повторяемость ситуаций с нормальным увлажнением. Полученные выводы хорошо согласуются с теми, что были сделаны выше на основании индекса Селянинова, и существенно дополняют их в части результатов о межгодовых колебаниях гидротермического режима.

Успешность моделей, участвовавших в СМIP3 (всего 23 модели общей циркуляции атмосферы и океана, МОЦАиО), анализируется в восьмой главе Четвертого оценочного доклада МГЭИК (Randall et al., 2007). Составители отчета подчеркивают, что за годы, предшествовавшие выходу оценочного доклада, существенно выросло качество климатического моделирования. Этому способствовало увеличение пространственного разрешения, улучшение описания динамических процессов, включение и усложнение блоков моделирования аэрозолей, морского льда, процессов в деятельном слое суши, дальних связей в климатической системе.

В продолжение работ по выработке сценариев антропогенного воздействия на состояние атмосферы и его влияния на климатическую систему было разработано новое семейство сценариев репрезентативных траекторий концентраций (РТК), которые включают временной ряд выбросов и концентраций парниковых газов, аэрозолей и химически активных газов, а также структуру землепользования (Moss et al., 2008). Основная идея концепции РТК состоит в том, что изначально задается итоговое радиационное воздействие, которое должно состояться в заданный момент времени (например, в 2100 г.). Путь, который проходит климатическая система до этого момента, и понимается, как траектория. Эти сценарии были положены в основу новой серии модельных экспериментов в рамках проекта СМIP5 (IPCC, 2013). По сравнению с этапом СМIP3 в экспериментах СМIP5 сценарии современного климата и климатического прогноза были переформулированы: увеличилось их число, как и число участвующих моделей (более 50).

Климатический прогноз, представленный в последних оценках МГЭИК (IPCC, 2013), основан на результатах СМIP5 по четырем основным сценариям РТК. Число в названии сценария подразумевает рост радиационного воздействия (изменения радиационного баланса на верхней границе атмосферы,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) в 2100 г. по сравнению с 1750 г.

РТК2.6. Низкий уровень радиационного воздействия. Величина радиационного воздействия достигает пиковых значений (приблизительно  $3 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ) до 2100 г. и затем снижается.

РТК4.5 и РТК6.0. Промежуточные траектории, по которым происходит стабилизация радиационного воздействия после 2010 г. на уровне приблизительно  $4.5 \text{ Вт}/\text{м}^2$  и  $6.0 \text{ Вт}/\text{м}^2$ .

РТК8.5. Траектория интенсивного радиационного воздействия, которое достигает  $8.5 \text{ Вт/м}^2$  к 2100 г. и далее продолжает усиливаться.

Согласно разработанным сценариям уровень концентрации  $\text{CO}_2$  к 2100 г. составит 421 ppm (РТК2.6), 538 ppm (РТК4.5), 670 ppm (РТК6.0) и 936 ppm (РТК8.5). С учетом заданных концентраций  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$  суммарные концентрации в эквиваленте  $\text{CO}_2$  составят 475 ppm (РТК2.6), 630 ppm (РТК4.5), 800 ppm (РТК6.0) и 1313 ppm (РТК8.5).

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

Эффект потепления от реализации РТК8.5 близок к сценарию А2 для группы сценариев СМIP3 и существенно превосходит результат для остальных сценариев, что эквивалентно тому, что к 2100 г. совокупные суммарные выбросы  $\text{CO}_2$  с 1870 г. в случае РТК8.5 превысят 7500 Гт.

По сравнению с СМIP3, где численные эксперименты выполнялись объединенными моделями общей циркуляции атмосферы и океана, в СМIP5 участвовали модели еще более сложные. Это не только усовершенствованные МОЦАиО, но также и модели земной климатической системы, в которых учитываются атмосферная химия, процессы с аэрозолями, углеродный цикл, биогеохимические процессы в океане. Значительному усложнению подверглись параметризации, необходимые для описания тех процессов, что не могут в силу своих пространственных или временных масштабов описываться через решение конечно-разностных модельных уравнений (например, процессы облако- и осадкообразования, турбулентность, углеродный цикл, биохимические процессы в растительности и др.). Некоторые характеристики (например, влагосодержание почвы, землепользование, свойства растительности) в СМIP5 уже не задавались в качестве внешних параметров, как это было ранее, а рассчитывались в ходе численных экспериментов. Углубление параметризаций позволило более реалистично представлять в моделях обратные связи между компонентами климатической системы, например, между влагосодержанием почвы и температурой воздуха, температурой воздуха и звеньями углеродного цикла (химические и биогеохимические процессы), подкислением вод Мирового океана и концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере и т. д.

Автор благодарен группам моделирования в рамках программы Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI), рабочей группе по объединенному моделированию (Working Group on Coupled Modelling (WGCM) за предоставленную возможность доступа к данным моделирования СМIP3). Поддержка архива данных осуществляется отделом науки департамента энергетики США.

## Литература

Агроклиматический атлас мира. Л., Гидрометеиздат, 1972.

Израэль Ю. А. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне — основная цель решения климатической проблемы // Метеорология и гидрология, № 10, 2005, С. 5–9.

- Кислов А. В., Евстигнеев В. М., Малхазова С. М. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления. — М., МаксПресс, 2008, 292 с.
- Мелешко В. П., Катцов В. М., Говоркова В. А., Спорышев П. В., Школьник И. М., Шнееров Б. Е. Климат России в 21-м веке. Часть 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 // *Метеорология и гидрология*, № 8, 2008, С. 5–19.
- Селянинов Г. Т. К методике сельскохозяйственной климатографии // *Труды по сельскохозяйственной метеорологии*, вып. 22, 1930.
- Справочник эколого-климатических характеристик г. Москвы. Том 2. Под ред. А. А. Исаева. М., Изд-во географического ф-та МГУ. 2005, 412 с.
- Сценарии выбросов (включая резюме для лиц, определяющих политику). Специальный доклад рабочей группы III МГЭИК. — Межправительственная группа экспертов по изменению климата, 2000, 22 с.
- Шашко Д. И. Агроклиматические ресурсы СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1985, 247 с.
- Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири. / Под ред. Н. С. Касимова, А. В. Кислова. — М., МАКС Пресс, 2011, 496 с.
- Crutzen P. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: a contribution to resolve a policy dilemma? // *Climate Change*, 2006, 77, P. 211–219.
- IPCC. *Climate change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers.* Geneva, 2007.
- IPCC, 2013: *Summary for Policymakers.* In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* / Eds T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. — Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 2013.
- Meehl, G. A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor, 2007: The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2007, 88, P. 1383–1394.
- Moss, R. H., M. Babiker, S. Brinkman, E. Calvo, T. Carter, J. Edmonds, I. Elgizouli, S. Emori, L. Erda, K. Hibbard, R. Jones, M. Kainuma, J. Kelleher, J. F. Lamarque, M. Manning, B. Matthews, J. Meehl, L. Meyer, J. Mitchell, N. Nakicenovic, B. O'Neill, R. Pichs, K. Riahi, S. Rose, P. Runci, R. Stouffer, D. van Vuuren, J. Weyant, T. Wilbanks, J. P. van Ypersele, and M. Zurek, 2008. Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 132 pp.
- Randall D. A., R. A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R. J. Stouffer, A. Sumi and K. E. Taylor, 2007: Climate Models and Their Evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. P. 589–662.

# 11. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ К ОЦЕНКЕ ПОТОКОВ $\text{CO}_2$ И $\text{H}_2\text{O}$ В ЮЖНОТАЕЖНЫХ ЕЛОВЫХ ЛЕСАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ПРИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ

Ольчев А.В.

Важность проведения комплексных исследований потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в лесных экосистемах и определения их чувствительности к изменению условий внешней среды обусловлена целым рядом факторов и, прежде всего, существенной ролью лесов в формировании баланса парниковых газов в атмосфере и их влиянии на климат, а также высокой чувствительностью лесных растительных сообществ к изменению климатических условий (IPCC, 2007, 2013). Леса активно поглощают  $\text{CO}_2$  из атмосферы в процессе фотосинтеза, аккумулируют углерод в надземной и подземной биомассе, а также удерживают его в связанном состоянии на протяжении значительных интервалов времени. Леса выполняют важную водорегулирующую функцию, удерживая влагу, поступившую на земную поверхность с атмосферными осадками, регулируя процессы испарения и речного стока. Также необходимо отметить и роль лесов в формировании радиационного и теплового режима земной поверхности и приземного слоя воздуха. Обладая высокой теплоемкостью и экранируя земную поверхность от поступающей на верхнюю границу растительности солнечной радиации, они предохраняют поверхность почвы от чрезмерного перегрева в дневное время. В ночное время кроны деревьев, в свою очередь, защищают земную поверхность от избыточного радиационного выхолаживания.

Рассматривая различные формы влияния лесов на климатическую систему необходимо учитывать, что устойчивое функционирование лесных растительных сообществ в значительной степени определяется условиями внешней среды. Приходящая солнечная радиация, температура и влажность воздуха, условия почвенного увлажнения воздействуют на процессы фотосинтеза, дыхания и транспирации растений, определяя закономерности роста и развития растительных сообществ. Современные климатические изменения могут оказать существенное влияние на динамику и скорость течения биологических процессов в растениях и почве, и как следствие привести к изменению интенсивности  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  обмена между растениями и окружающим воздухом. В долгосрочной перспективе это может сказаться на устойчивом развитии лесов, привести к изменению их видового состава и ареалов распространения различных видов древесных растений (Величко, 1991; Чебакова и др., 2003; Shugart et al., 2003; Ольчев и др., 2013). Учитывая сложную систему прямых и обратных связей, существующих между лесными экосистемами и климатом, важно оценить чувствительность и реакцию различных типов лесных экосистем на изменения условий внешней среды на различных этапах онтогенеза, а также оценить их влияние на климатическую систему.

В рамках проведенного исследования была выполнена оценка чувствительности составляющих  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена южнотаежных хвойных лесов, произрастающих в центральных районах Европейской территории России (ЕТР), к прогнозируемым к концу XXI века изменениям климатических условий. В качестве основного объекта исследований были выбраны монодоминантные спелые еловые леса, произрастающие на хорошо дренированных дерново-подзолистых почвах. Для выполнения поставленной задачи был проведен комплекс модельных экспериментов, имитирующих

будущие изменения климатических условий, а также возможные изменения структуры и видового состава растительности. Для расчетов использовались современные данные метеорологических наблюдений, сценарии будущих климатических изменений, данные, характеризующие биофизические свойства хвойных и лиственных пород деревьев, а также их чувствительность к изменению условий внешней среды.

Преимуществом модельного подхода для решения задач, связанных с исследованием процессов взаимодействия климата и растительности, является способность моделей в долгосрочной перспективе рассмотреть широкий спектр сценариев возможных изменений условий внешней среды и структурно-функциональных свойств растительности, что не может быть выполнено в полной мере с использованием лишь результатов экспериментальных наблюдений (в том числе с помощью экспериментов в климатических камерах).

Для прогноза будущих климатических изменений в настоящее время применяется целый ряд глобальных климатических моделей (ECHAM5, GFDL21, CCSM, HADcm3, CCCMA и др.), основанных на решении уравнений гидротермодинамики, примененных к условиям планетарной циркуляции (Кислов и др., 2008). Существующие модели характеризуются различной чувствительностью к внешним воздействиям (например, к росту содержания  $\text{CO}_2$  и других парниковых газов в атмосфере) и имеют разную степень детализации при описании свойств подстилающей поверхности и их влиянии на газовый состав атмосферы и на всю климатическую систему в целом. В рамках четвертого оценочного отчета Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (IPCC, 2007) прогноз климатических условий проводился консорциумом моделей CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 3) для семейства сценариев антропогенной эмиссии SRES (Special Report on Emission Scenarios). В пятый оценочный отчет МГЭИК (IPCC, 2013) были включены результаты расчетов по климатическим моделям CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) для семейства сценариев RCP (Representative Socio-Economic Pathways) (Taylor et al., 2012; Мохов, Елисеев, 2012).

Семейство RCP, включающее сценарии от умеренного RCP 2.6 до наиболее агрессивного RCP 8.5, в целом довольно близки к сценариям, использованным CMIP3 (от наиболее сбалансированного SRES B1 и умеренного SRES A1B до экстремального SRES A2). Сравнение прогнозных оценок изменения температуры в XXI веке, выполненных для разных сценариев RCP (CMIP5) и SRES (CMIP3), отмечает общую тенденцию к росту среднегодовой температуры воздуха к концу XXI века для большей части поверхности суши. При этом наиболее значительные изменения температуры в XXI веке прогнозируются в арктических и умеренных широтах (IPCC, 2007, 2013). Прогнозируемые изменения температуры для тропических регионов довольно незначительны. Также при сопоставлении результатов расчетов температуры по сценариям RCP и SRES можно отметить, что диапазон возможных изменений приземной глобальной температуры к концу XXI века при расчетах по сценариям RSP 2.6 — RSP 8.5 значительно превышает диапазон прогнозируемых изменений температуры при использовании сценариев SRES B1 — SRES A2.

Схожие закономерности при сравнении сценариев RCP (CMIP5) и SRES (CMIP3) прослеживаются и при анализе возможных изменений выпадающих атмосферных осадков (IPCC, 2007, 2013). Для сценариев группы RCP (CMIP5) и SRES (CMIP3) максимальное увеличение осадков прогнозируется для полярных и экваториальных широт.

В тропических и субтропических широтах для разных групп сценариев выделяются территории, для которых прогнозируется как увеличение, так и уменьшение общего количества осадков.

Таким образом, выбранные в качестве основного объекта исследования южно-таежные леса ЕТР расположены в географической зоне, для которой консорциумом климатических моделей прогнозируются довольно существенные изменения метеорологических параметров, не редко значительно превышающие по абсолютным значениям их прогнозируемые изменения в других географических регионах.

Исследуемые леса расположены вблизи южной границы таежной зоны, и их соседство с зоной смешанных и широколиственных лесов делает их чрезвычайно чувствительными к прогнозируемому увеличению температуры и изменению режима осадков. Прогнозируемое потепление климата и изменение условий увлажнения, очевидно, приведет к изменению функционирования таежных лесов, повлияет на скорость их роста и продуктивность. На фоне прогнозируемого роста температур можно ожидать постепенное (до 200 км за столетие) продвижение лиственных пород деревьев на север. Этот процесс, очевидно, будет сопровождаться усилением межвидовой конкуренции, и в долгосрочной перспективе в случае сохранения общих тенденций изменения климатических условий может привести к полному замещению темнохвойных пород более засухоустойчивыми и теплолюбивыми лиственными породами деревьев.

Для прогноза возможных изменений  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена лесных экосистем при изменении климатических условий в будущем, в исследовании был выбран сбалансированный сценарий SRES A1B. Сюжетная линия SRES A1B является одной из наиболее реалистичных при прогнозировании возможного будущего развития общества. Она предполагает сбалансированное развитие общества при использовании всех видов топлива и активном внедрении новых технологий в промышленности и энергетике (IPCC2007; Кислов и др., 2008). Сценарий SRES A1B, хотя и относится к предыдущему семейству сценариев (проект СМIP3), но по основным параметрам хорошо согласуется со сценарием RSP 6.0 нового семейства моделей СМIP5.

В качестве базовой климатической модели в исследовании была выбрана глобальная модель ECHAM5 (Roeskner et al., 2003). Ее выбор был основан на результатах исследования ансамбля моделей (СМIP3) на точность воспроизведения метеорологических характеристик современного климата. Прогнозные оценки изменения основных метеорологических параметров (температуры воздуха, количества осадков, упругости водяного пара в воздухе, суммарной солнечной радиации) к концу XXI века (Рис. 11.1, Табл. 11.1) по сценарию SRES A1B рассчитывались путем осреднения по 3 независимым модельным экспериментам (Roeskner et al., 2006).

Результаты сопоставления современных и прогнозируемых будущих климатических условий на территории занятой южнотаежными хвойными лесами в центральной части ЕТР отмечают на фоне почти двукратного увеличения содержания  $\text{CO}_2$  в воздухе общую тенденцию к росту к концу XXI века температуры воздуха, упругости водяного пара и количества осадков, а также к уменьшению приходящей суммарной солнечной радиации (Рис. 11.1, Табл. 11.1). Прогнозируемый рост среднегодовой температуры воздуха составляет  $+3.4^\circ\text{C}$ , а увеличение количества осадков — до 20%. Отмечаемая тенденция к снижению приходящей суммарной солнечной радиации обусловлена главным образом прогнозируемым увеличением к концу XXI века общего количества облачного покрова в умеренных широтах.

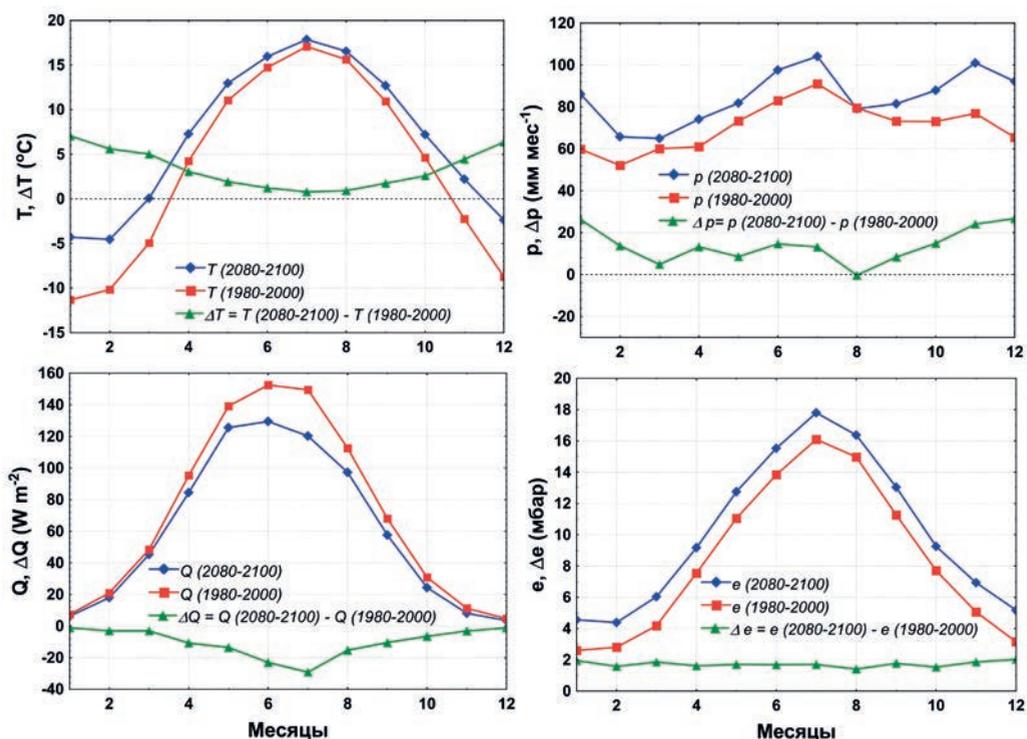


Рис. 11.1. Годовая изменчивость температуры воздуха ( $T$ ), количества осадков ( $p$ ), суммарной солнечной радиации ( $Q$ ) и упругости водяного пара ( $e$ ) для центральных районов ЕТР при современных и будущих (SRES A1B) климатических условиях, смоделированная моделью ECHAM5.

Таблица 11.1. Изменение среднегодовых значений основных климатических параметров к концу XXI века по отношению к современным климатическим условиям для южнотаежных лесов, полученное по результатам модельных расчетов по модели ECHAM5 для эмиссионного сценария SRES A1B.

$T$ (°C)	$P$ (мм год <sup>-1</sup> ) / (%)	$Q$ (МДж м <sup>-2</sup> год <sup>-1</sup> ) / (%)	$e$ (мбар)
+3.4	+168.0 / +19.8	-317.6 / -14.3	+1.7

Для прогноза возможных изменений составляющих  $CO_2$  и  $H_2O$  обмена лесов при климатических изменениях в исследовании была использована одномерная процесс-ориентированная математическая модель MixFor-SVAT (Mixed Forest Soil — Vegetation — Atmosphere — Transfer) (Ольчев с соавт., 2008, 2009, 2013; Oltchev et al., 1996, 1997, 2002; Olchev et al., 2008). В качестве основной концепции в MixFor-SVAT использовано сопряженное описание физических и биологических процессов, протекающих на различных иерархических уровнях лесной экосистемы: от уровня отдельного листа до уровня отдельного дерева и всей экосистемы в целом. Модель состоит из тесно взаимосвязанных блоков, описывающих: перенос солнечной коротковолновой и длин-



Рис. 11.2. Общая структура Mixfor-SVAT модели.

новолновой радиации внутри растительного покрова; турбулентный перенос тепла, водяного пара и  $\text{CO}_2$  внутри растительности и в пределах приземного слоя атмосферы; транспирацию, движение влаги в растениях, изменение запасов влаги в листьях и заболони деревьев; испарение перехваченных растительностью атмосферных осадков; испарение с поверхности почвы; фотосинтез, автотрофное и гетеротрофное дыхание растений и почвы; перенос тепла и влаги в почве (Рис. 11.2).

Основным преимуществом модели является ее способность не только определить интегральные потоки  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  на уровне всей экосистемы, но также и адекватно оценить вклад почвы, лесной подстилки, а также деревьев разных пород в суммарные потоки с учетом их индивидуальной реакции на изменение условий внешней среды, фенологии, а также различий в структуре и биофизических свойствах. Модель позволяет проводить расчеты потоков радиации, тепла,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  как в монодоминантных, так и в разновозрастных смешанных древостоях. Расчеты потоков выполняются для произвольного интервала времени от нескольких недель до нескольких лет с шагом по времени от 30 минут до 1 часа, что позволяет смоделировать как годовую, так и суточную динамику тепло-,  $\text{H}_2\text{O}$ - и  $\text{CO}_2$ -обмена в растительных сообществах. Важным преимуществом модели является также и ее способность адекватно описать динамику потоков и накопление влаги внутри отдельного дерева с учетом нестационарности влагопереноса в разных его частях (корни, ствол, ветви).

В качестве верхних граничных условий в модели используются измеренные или спрогнозированные значения температуры воздуха ( $T$ ), упругости водяного пара ( $e$ ), концентрации углекислого газа ( $C$ ), скорости ветра ( $u$ ), входящей суммарной солнечной радиации ( $Q$ ), и интенсивности осадков ( $P$ ) на некотором уровне в пределах приземного слоя атмосферы над растительным покровом. На нижней границе расчетной области, условно расположенной на глубине 2 метров и соответствующей обычно горизонту подстилающих горных пород, в модели делается предположение о постоянстве вертикального градиента температуры.

Правильность модели была проверена в ходе сравнения смоделированных потоков  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  с данными экспериментальных наблюдений в различных типах древесных и травяных растительных сообществ. Результаты показали способность модели адекватно описать процессы тепло-,  $\text{H}_2\text{O}$ - и  $\text{CO}_2$ -обмена между земной поверхностью

и атмосферой в широком диапазоне изменчивости условий внешней среды (Ольчев с соавт., 2008; Oltchev et al., 2002; Falge et al. 2005; Olchev et al., 2008).

Для проведения численных экспериментов в качестве входных метеорологических параметров MixFor-SVAT модели при современных климатических условиях были использованы данные метеорологических наблюдений, наиболее хорошо соответствующие средним многолетним значениям по температуре и режиму осадков (Рис. 11.3). Прогноз возможных изменений основных метеорологических величин (температуры воздуха, количества осадков, суммарной солнечной радиации, скорости ветра и упругости водяного пара) для климатических условий конца XXI века был сгенерирован путем наложения средних изменений климатических параметров (Рис. 11.1, Табл. 11.1), спрогнозированных моделью ECHAM5 (сценарий SRES A1B), на усредненный годовой ход метеорологических элементов при современных условиях (Рис. 11.3). Выбранный климатический сценарий (SRES A1B) на фоне ожидаемых значительных изменений метеорологических параметров в будущем, прогнозирует также и значительное увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  в воздухе. В частности для ЕТР к концу XXI века прогнозируется увеличение среднегодовой концентрации  $\text{CO}_2$  с 380 до 710 ppm (от англ. *parts per million*, частей на миллион).

При рассмотрении влияния роста концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере к концу XXI века на  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмен между растительным покровом и атмосферой необходимо учитывать многообразие функций выполняемых  $\text{CO}_2$  внутри растения. С одной стороны,  $\text{CO}_2$  является необходимым субстратом для реакции фотосинтеза, а с другой стороны, регулятором ростовых процессов. Исследования показывают, что прогнозируемое резкое увеличение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере может значительно стимулировать процесс фотосинтеза у растений, особенно на его начальном этапе, что обусловлено реализацией в этих условиях потенциальной карбоксилазной активности Рубиско и созданием в хлоропластах большого пула акцептора  $\text{CO}_2$  — рибулозобифосфата (Norby et al., 2010). При длительном воздействии на растения повышенной концентрации  $\text{CO}_2$  после временной активации фотосинтеза может наступить его торможение, связанное с нарушением баланса донорно-акцепторных систем (Мокроносов, 1983, 1999, 2006).

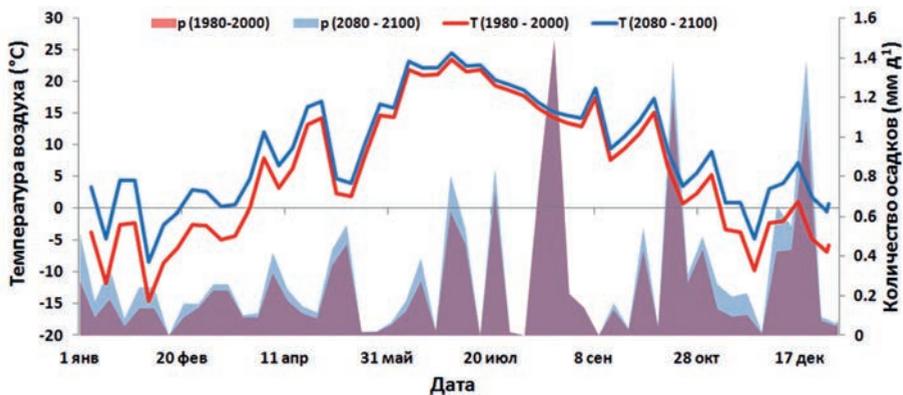


Рис. 11.3. Смоделированная годовая изменчивость температуры и осадков при современных и будущих (ECHAM5, SRES A1B) климатических условиях для центральных районов ЕТР.

Период усреднения — 7 суток.

Эти процессы могут быть вызваны разными причинами и, в том числе, нарушением оттока ассимилятов из листьев, избыточным накоплением запасных форм углеводов, в частности крахмала, уменьшением в листьях запасов минеральных питательных веществ и воды. Как отмечается в ряде исследований, для оптимального течения продукционного процесса изменение концентрации  $\text{CO}_2$  должно быть строго сбалансировано с потреблением элементов минерального питания, воды и света без нарушения равновесия (Павлов, 2003). Любое нарушение этого баланса, в свою очередь, может привести к нарушению устойчивости и повлиять на продуктивность растений.

При постепенном увеличении содержания  $\text{CO}_2$  в воздухе растения могут адаптироваться к новым условиям, сохраняя при этом оптимальные донорно-акцепторные отношения при сбалансированном режиме минерального и водного питания. При этом повышенный фон  $\text{CO}_2$  в воздухе может индуцировать устойчивое увеличение скорости фотосинтеза и продуктивности древесных растений, повлиять на ростовые процессы, приводя к изменениям геометрии и массы ассимиляционного аппарата (листьев), увеличению радиального прироста стволов растений, увеличению фракции толстых корней и др. (Medhurst et al., 2006; Norby et al., 2010). Принято считать, что для многих видов растений биохимический уровень адаптации к росту  $\text{CO}_2$  существенно более консервативен, чем уровень мезоструктурной перестройки фотосинтетического аппарата листьев (Воронин 2004, 2006).

Для учета в модельных экспериментах возможной адаптации растений к прогнозируемому в XXI веке изменению климатических условий и росту содержания  $\text{CO}_2$  в воздухе в исследовании было рассмотрено несколько сценариев, предполагающих как сохранение в будущем современной структуры древостоев без изменений, так и их возможное изменение, предусматривающее, прежде всего, изменение под влиянием климатических факторов и роста  $\text{CO}_2$  в воздухе суммарной фотосинтезирующей и нефотосинтезирующей фитомассы деревьев. Также в расчетах учитывалось возможное снижение притока питательных веществ (азота, калия, фосфора) к растениям в силу нарушения баланса донорно-акцепторных связей, истощения запасов питательных веществ в почве, ослабления транспирационного притока влаги, а также других факторов. Данные сценарии основывались на результатах проведенных полевых экспериментов по имитации влияния изменений климатических условий на  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмен в растениях (Free-air  $\text{CO}_2$  enrichment, FACE), в которых, в частности, была выявлена устойчивая тенденция к уменьшению притока питательных веществ к листьям растений на фоне роста концентрации  $\text{CO}_2$  в окружающем воздухе, увеличении температуры, и изменении условий увлажнения (Norby et al., 2010). В модельных экспериментах рассматривались также сценарии, предусматривающие возможные изменения видового состава древостоев, и в частности, уменьшение доли ели и увеличение участия широколиственных и мелколиственных пород деревьев в древостое.

Возможные изменения количества надземной и подземной биомассы древесных растений, вызванных изменениями условий внешней среды к концу XXI века, в модельных экспериментах учитывались через изменения величины листового индекса ( $LAI$ ), диаметра стволов и плотности тонких корней деревьев. Величина  $LAI$  при будущих климатических условиях ( $LAI_{\text{future}}$ ) рассчитывалась с помощью итерационного алгоритма из современных значений  $LAI$  древостоев ( $LAI_{\text{present}}$ ), а также из смоделированных значений нетто первичной продукции ( $NPP$ ) древостоев при будущих ( $NPP_{\text{future}}$ ) и современных ( $NPP_{\text{present}}$ ) климатических условиях:

$$LAI_{future} \approx \frac{NPP_{future}}{NPP_{present}} \cdot LAI_{present} \quad (1)$$

При проведении модельных экспериментов также было сделано предположение, что значения основных биофизических параметров, характеризующих процессы  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена разных древесных пород (скорость карбоксилирования РБФК/О, скорость переноса электронов для регенерации акцептора РБФ при световом насыщении, скорость темнового дыхания, максимальная устьичная проводимость листьев и хвои) при будущих климатических условиях будут эквивалентны их современным значениям.

Результаты сравнения современной и спрогнозированной будущей (сценарий SRES A1B) годовой изменчивости валовой первичной продукции ( $GPP$ ) и экосистемного дыхания ( $RE$ ) южнотаежных монодоминантных еловых лесов при условии сбалансированного поступления питательных веществ к растениям отмечают устойчивую тенденцию к росту  $GPP$  и  $RE$  при будущих климатических условиях, связанную прежде всего с прогнозируемым к концу XXI века ростом температуры и концентрации  $\text{CO}_2$  в воздухе (Рис. 11.4, Табл. 11.2).

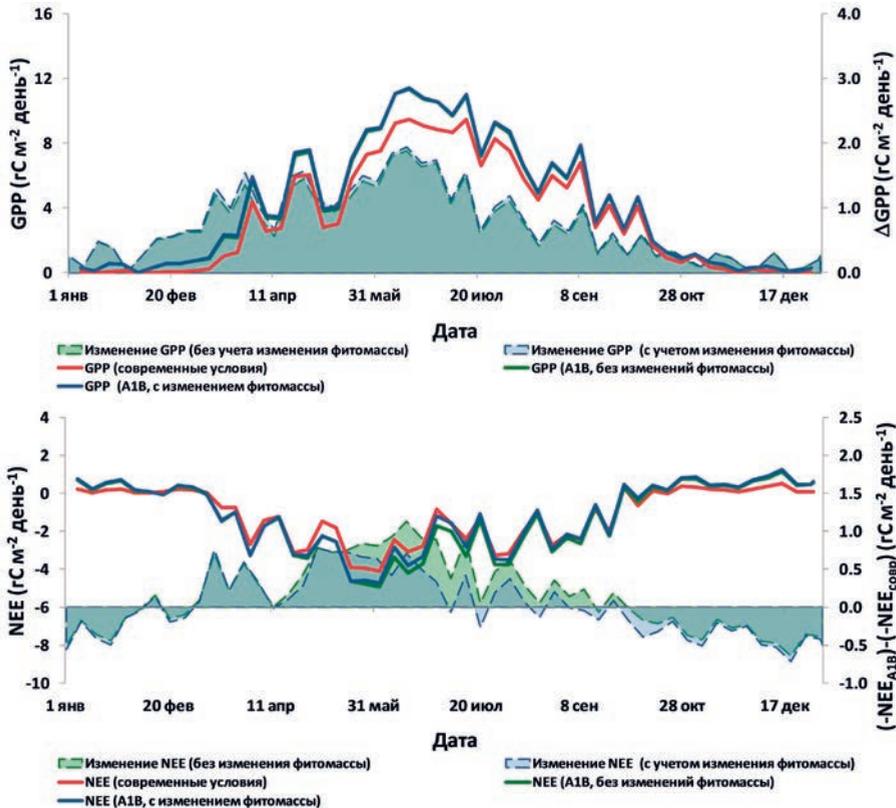


Рис. 11.4. Современная и спрогнозированная будущая (2080–2100 гг.) годовая изменчивость  $GPP$  и  $NEE$  монодоминантного елового леса, произрастающего в подзоне южной тайги на ЕТР, при разных сценариях возможного изменения фитомассы древесного яруса растительности.

**Таблица 11.2.** Изменение  $NEE$ ,  $GPP$ ,  $NPP$ ,  $RE$ ,  $E$  и  $E_T$  монодоминантного елового леса, произрастающего в подзоне южной тайги на ЕТР, при изменении климатических условий (сценарий SRES A1B) и разных сценариях изменения надземной и подземной биомассы ( $LAI$ , диаметр стволов, плотность тонких корней) и поступления питательных веществ к растениям из почвы.

	$NEE$ (гС м <sup>2</sup> год <sup>-1</sup> )	$GPP$ (гС м <sup>2</sup> год <sup>-1</sup> )	$NPP$ (гС м <sup>2</sup> год <sup>-1</sup> )	$RE$ (гС м <sup>2</sup> год <sup>-1</sup> )	$E$ (мм год <sup>-1</sup> )	$E_T$ (мм год <sup>-1</sup> )
При сохранении биомассы	13.3	21.1	17.9	25.1	-3.6	-14.9
При изменении биомассы	1.5	22.5	8.1	33.0	-4.0	-16.1
При 20% сокращении притока питательных веществ	-10.9	-3.9	-1.2	-0.5	-8.3	-22.1
При 40% сокращении притока питательных веществ	-45.0	-38.2	-26.6	-34.7	-22.8	-50.4

При условии сохранения видового состава, а также объема надземной и подземной биомассы древостоя без изменения,  $GPP$  может увеличиться на 21.1%, а  $RE$  — на 25.1%. При увеличении  $LAI$ , плотности тонких корней и диаметра стволов деревьев пропорционально прогнозируемому увеличению  $NPP$  рост  $GPP$  может составить 22.5%, а  $RE$  — 33.0%. Максимальное увеличение  $GPP$  прогнозируется для весенних и летних месяцев, что обусловлено, главным образом, увеличением продолжительности вегетационного периода. В частности в апреле прогнозируемое увеличение  $GPP$  может достигать 1.5 гС м<sup>2</sup> день<sup>-1</sup>, а в июне — 1.8 гС м<sup>2</sup> день<sup>-1</sup>.

Реакция нетто экосистемного обмена  $CO_2$  ( $NEE$ ) монодоминантных еловых лесов на изменение климатических условий к концу XXI века в условиях сбалансированного минерального питания определяется, прежде всего, более значительным увеличением  $RE$  по отношению к  $GPP$  (Табл. 11.2). В годовом ходе увеличение  $NEE$  в мае-июне может достигать 1.1 гС м<sup>2</sup> день<sup>-1</sup> (Рис. 11.4). При этом в сценарии, предусматривающем возможные изменения биомассы древостоя, увеличение  $NEE$  может быть существенно меньшим, чем в сценарии, предполагающим сохранение биомассы без изменений, в основном, за счет более высокой чувствительности  $RE$  чем  $GPP$  к изменению  $LAI$  в сомкнутых древостоях. В зимние месяцы реакция  $NEE$  на изменения климатических условий проявляется в ее незначительном уменьшении (на 0.2–0.6 гС м<sup>2</sup> день<sup>-1</sup>), главным образом, за счет увеличения  $RE$  на фоне прогнозируемого роста средних зимних температур.

На фоне прогнозируемого существенного роста  $GPP$  еловых лесов южной тайги при изменении климатических условий к концу XXI века, результаты модельных рас-

четов возможных будущих изменений эваротранспирации ( $E$ ) и транспирации ( $E_T$ ) отмечают снижение  $E$  и  $E_T$  по сравнению с современными значениями как для сценария, предусматривающего сохранение количества надземной и подземной биомассы деревьев на современном уровне, так и для сценария, учитывающего их возможные изменения (Рис. 11.5, Табл. 11.2). Особенно существенное снижение прогнозируется для  $E_T$ .  $E_T$  может уменьшиться на 14.9% при условии сохранения  $LAI$  древостоя без изменений, и на 16.1% — при условии увеличения площади поверхности листьев пропорционально увеличению  $NPP$  древостоя. Для разных сезонов года динамика прогнозируемых изменений  $E$  и  $E_T$  сильно меняется. Для летнего периода как для  $E$ , так и для  $E_T$  характерна общая тенденция к незначительному уменьшению скорости испарения. По абсолютному значению прогнозируемое снижение  $E$  и  $E_T$  не превышает  $0.5 \text{ мм день}^{-1}$ . Для зимнего периода наоборот прогнозируется слабый рост  $E$ , связанный главным образом с прогнозируемым ростом температуры и увеличением количества

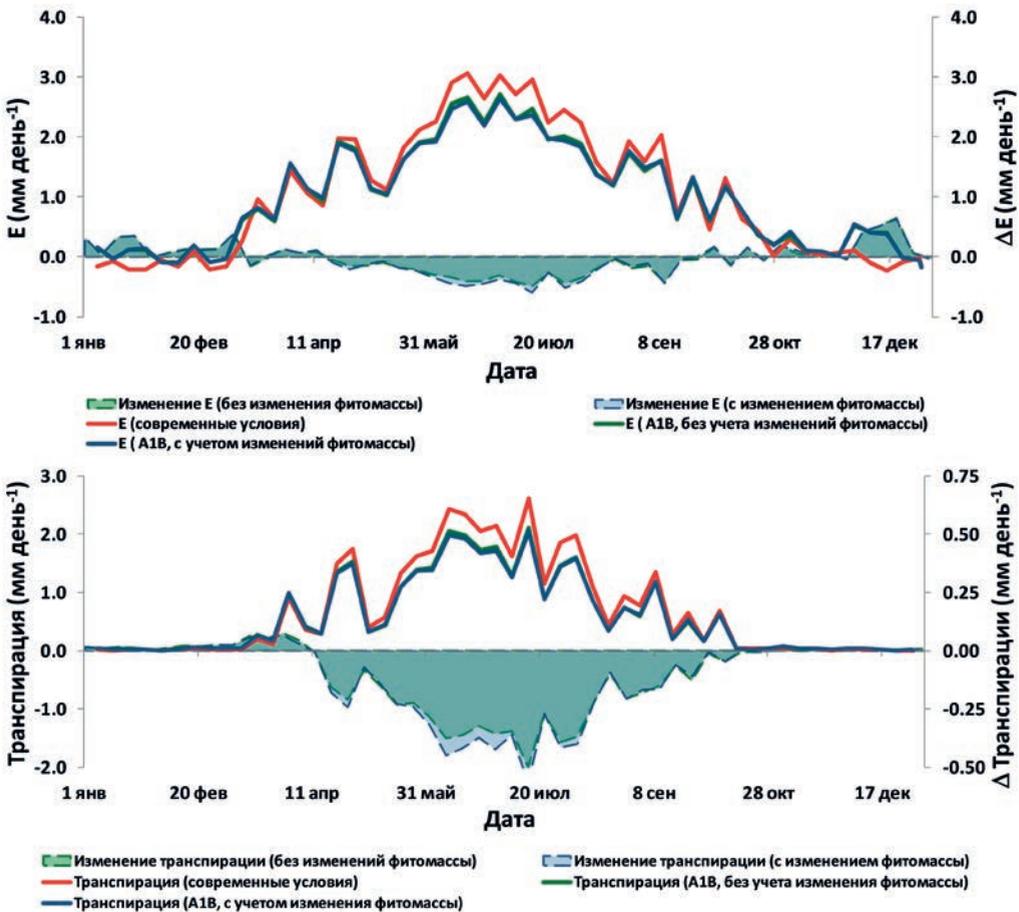


Рис. 11.5. Современная и спрогнозированная будущая (2080–2100 гг.) годовая изменчивость  $E$  и  $E_T$  монодоминантного елового леса, произрастающего в подзоне южной тайги ЕТР, при разных сценариях возможного изменения фитомассы древесного яруса растительности.

выпадающих зимних осадков (Рис. 11.3). Соотношение  $E/P$ , определяющее условия увлажнения земной поверхности, уменьшается с 0.59 при современных условиях до 0.45 при прогнозируемых будущих климатических условиях, а соотношение  $E$  и  $E_{тр}$ , характеризующее лимитирующее влияние почвенной влаги на испарение, уменьшается с 0.98 до 0.96.

С учетом прогнозируемого к концу XXI века увеличения количества осадков и незначительного уменьшения  $E$  ельников южной тайги можно ожидать, что на исследуемых территориях может наблюдаться постепенный рост влагосодержания почвы, повышение уровня грунтовых вод и увеличение поверхностного речного стока. Для спелых еловых лесов, произрастающих на хорошо дренированных почвах, данные условия, несмотря на незначительное уменьшение соотношения  $E/E_{тр}$ , будут способствовать сохранению оптимальных условий увлажнения для роста и развития растительных сообществ. В свою очередь для ельников, произрастающих на почвах с избыточным увлажнением, рост осадков может вызвать дальнейшее ухудшение гидрологического режима почвы, и как результат возможное снижение продуктивности древостоев. Для переувлажненных сфагновых ельников на торфянистых почвах данные условия могут привести к усилению уровня заболоченности.

Для прогноза возможных изменений видового состава лесной растительности к концу XXI века в исследовании был использован метод палеоаналогов (Будыко, 1980; Величко, 2009, 2010). Он позволяет предсказать возможные изменения структуры и видового состава растительных сообществ в будущем на основе реконструкции динамики климатических условий и растительности в прошлые эпохи, а также сценариев будущих климатических изменений.

Результаты проведенного палеогеографического анализа показали, что прогнозируемое к концу XXI века увеличение среднегодовых, летних и зимних температур воздуха на исследуемой территории может привести к частичному уменьшению доли ели в древостоях и к ее замещению мелколиственными (береза, осина) и широколиственными (липа, дуб, вяз) породами деревьев (Ольчев с соавт., 2013; Новенко с соавт., 2014). Более теплые по сравнению с современными климатические условия, прогнозируемые к концу XXI века, являются более комфортными для роста и развития широколиственных пород деревьев. Хорошая теплообеспеченность очевидно будет способствовать усилению их конкурентоспособности в древостоях и увеличению продуктивности. На фоне прогнозируемого роста зимних температур, а также снижения повторяемости аномально холодных зим, для слабо морозоустойчивых широколиственных пород деревьев будут созданы более благоприятные условия для выживания в зимнее время. В летний период в условиях жаркой и засушливой погоды широколиственные породы деревьев, обладая более глубокой корневой системой, имеют больше конкурентных преимуществ за воду, и как следствие, находятся в более благоприятных условиях для роста и развития. Ель, хорошо приспособленная к значительным колебаниям зимних температур, довольно слабо адаптирована к летним положительным температурным аномалиям. Наблюдающееся в последние годы увеличение повторяемости периодов с экстремально жаркой и сухой погодой (Выгодская с соавт., 2009) может отрицательно сказаться на устойчивости ельников, а также привести к снижению их продуктивности и ослаблению защитных функций.

Основываясь на данных спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования, отмечающих относительно невысокие скорости изменения ареалов различных

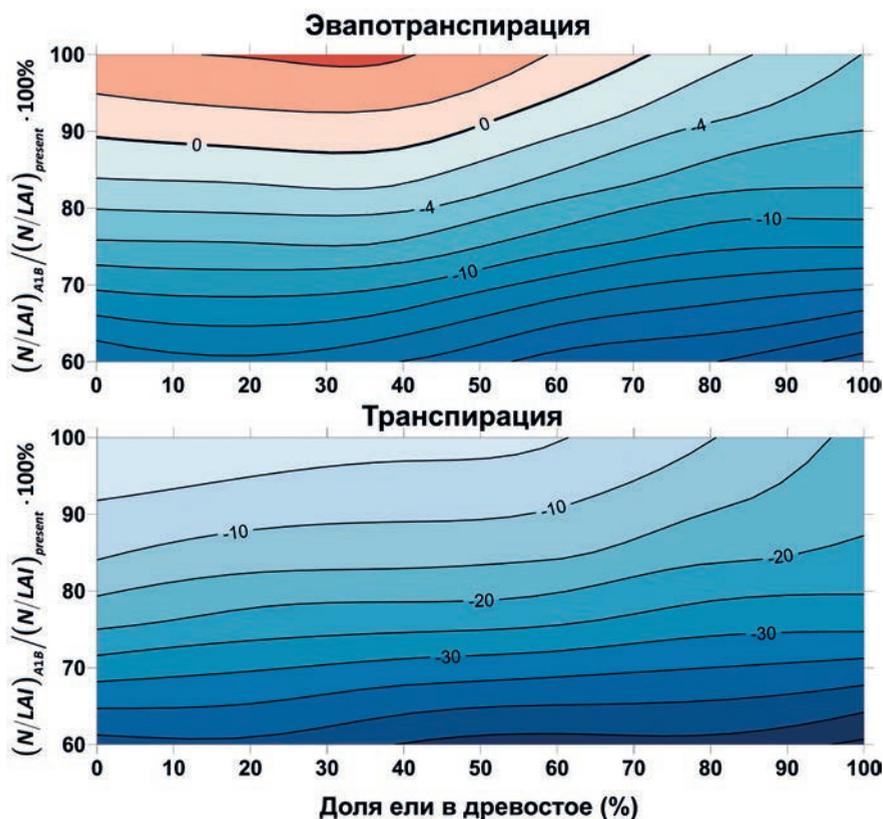
видов древесных растений в голоцене, а также учитывая значительную инерционность адаптивных механизмов растительных сообществ, при прогнозе возможных изменений растительного покрова в XXI веке, можно ожидать определенное запаздывание отклика лесных растительных сообществ на потепление климата и, как следствие, низкую вероятность их существенных перестроек под влиянием климатических факторов.

Помимо естественных процессов, на изменение видового состава древостоев существенное влияние может оказывать также и антропогенный фактор. С одной стороны, это активное возобновление мелколиственных пород деревьев (береза, осина) на вырубках и пожарищах, а с другой стороны, распространенная практика смешанных посадок саженцев лиственных и хвойных пород деревьев для искусственного восстановления лесов. Все эти факторы также могут привести к постепенному сокращению суммарной доли чистых ельников в лесных сообществах южной тайги.

Как показывают результаты модельных расчетов увеличение доли мелколиственных и широколиственных пород деревьев в лесных растительных сообществах южной тайги на фоне прогнозируемых изменений климатических условий в XXI веке может привести к увеличению *GPP*, *NPP* и *RE*, главным образом, за счет более высоких значений скорости нетто фотосинтеза и дыхания лиственных пород деревьев (Корзухин, Цельникер, 2010), а также увеличения продолжительности их вегетационного периода. Для спелых лесов, произрастающих на хорошо дренированных почвах, полное замещение ели в древостое лиственными породами деревьев со сходными биометрическими параметрами (высота деревьев, высота крепления кроны, диаметр стволов, площадь листовой поверхности) может привести к дополнительному увеличению *GPP* на 17%, и *NPP* — на 34%. С учетом прогнозируемого роста *RE* возможное изменение *NEE* при полном замещении ели лиственными породами деревьев в древостое может составить около 44%.

Влияние изменения видового состава древостоя на *E* и  $E_T$  проявляется, с одной стороны, в росте *E* и  $E_T$  при увеличении доли лиственных пород в древостое, а с другой стороны, в более высоких значениях *E* для смешанных (елово-мелколиственных и елово-широколиственных) древостоев, по сравнению с монодоминантными еловыми или лиственными лесами (Olchev et al., 2011). В частности величина *E* смешанного леса с 30–35% участием ели, превышает *E* монодоминантного елового леса на 9.4%, и *E* лиственного леса — на 7.6% (Рис. 11.6). Данная закономерность очевидно обусловлена, с одной стороны, более высокой скоростью транспирации лиственных пород деревьев при оптимальных условиях, а с другой, более продолжительным вегетационным периодом ели, и ее способностью удерживать в кронах большее количество атмосферных осадков (дождь, роса, снег), тем самым, обеспечивая более высокое суммарное *E*.

При проведении модельных экспериментов, направленных на оценку возможного влияния изменения климатических условий на составляющие  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена еловых лесов южной тайги, при снижении притока питательных веществ и, прежде всего, азота к растениям, обусловленного как возможным истощением их запасов в почве, так и уменьшением потока влаги по ксилеме деревьев, и т. д., было сделано предположение, что минеральный состав почв в южнотаежных лесах при современных климатических условиях, был близок к оптимальному: содержание гидролизуемого азота, усвояемого фосфора  $\text{P}_2\text{O}_5$  и подвижного калия  $\text{K}_2\text{O}$  составило, соответственно, 14, 25 и 20 мг на 100 г сухой почвы. Содержание азота в хвое ели при современных условиях принималось равным 1.4 граммам N на 100 грамм абсолютно сухого вещества (Ольчев с соавт., 2013).



**Рис. 11.6.** Относительное изменение  $E$  и  $E_T$  еловых лесов южной тайги в процентах при изменении климатических условий (эмиссионный сценарий A1B SRES), видового состава древостоя (процентное соотношение ели и лиственных пород деревьев в древостое), и количества доступного азота ( $N$ ) в листьях деревьев. Изменение количества азота в листьях рассчитывалось в % как отношение между содержанием  $N$  на единицу листовой поверхности ( $LAI$ ) при будущих ( $A1B$ ) и современных ( $present$ ) климатических условиях.

Результаты модельных экспериментов отмечают общую тенденцию к снижению  $NEE$ ,  $GPP$ ,  $NPP$ ,  $RE$ ,  $E$  и  $E_T$  при истощении запасов питательных веществ в растениях на фоне прогнозируемых изменений климата в XXI веке (сценарий A1B SRES) как в монодоминантных, так и в смешанных древостоях (Рис. 11.6–11.9). Для монодоминантных ельников, при условии сохранения видового состава древостоя к концу XXI века без изменений, 20% снижение запасов доступного азота в хвое ели может вызвать уменьшение  $GPP$  на 4%, а его 40% снижение может привести к снижению  $GPP$  уже на 38%. Чувствительность  $E_T$  к изменению запасов минеральных веществ в растениях обусловлена существующей тесной взаимосвязью между скоростью ассимиляции и устьичной проводимостью листьев (Wong et al., 1979). В монодоминантных ельниках при условии оптимального притока питательных веществ к растениям прогнозируемое снижение  $E_T$  составляет около 16%, а при 20% сокращении поступления питательных веществ снижение  $E_T$  может составить уже более 22%. Таким образом, при условии

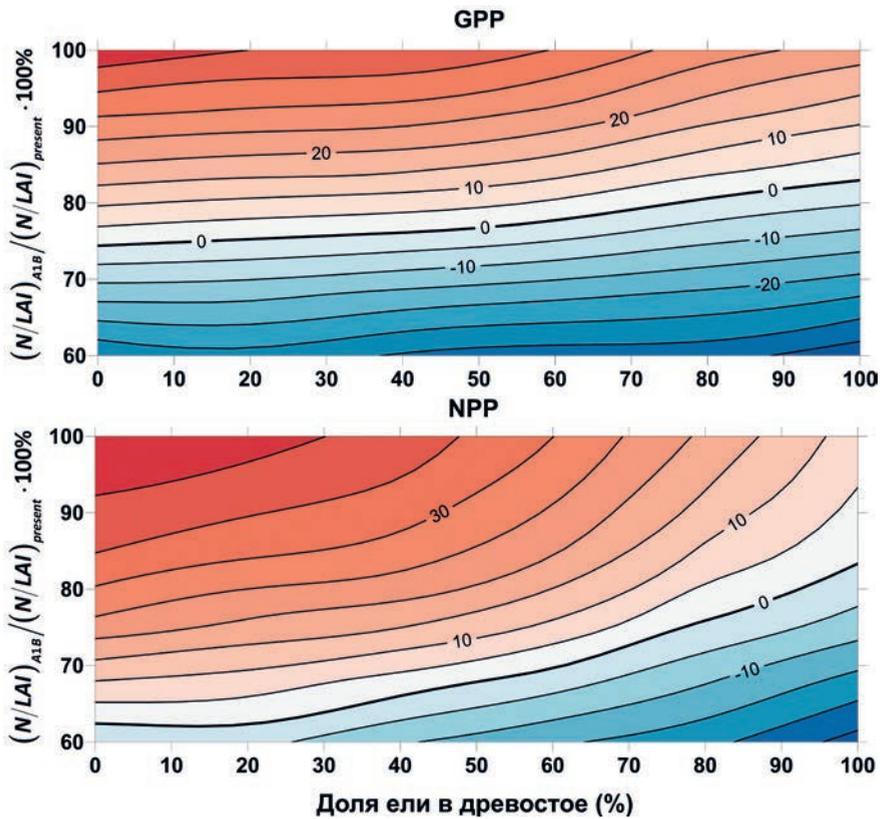


Рис. 11.7. Относительное изменение *GPP* и *NPP* еловых лесов южной тайги в процентах при изменении климатических условий (эмиссионный сценарий A1B SRES), видового состава древостоя (процентное соотношение ели и лиственных пород деревьев в древостое), и количества доступного азота (*N*) в листьях деревьев.

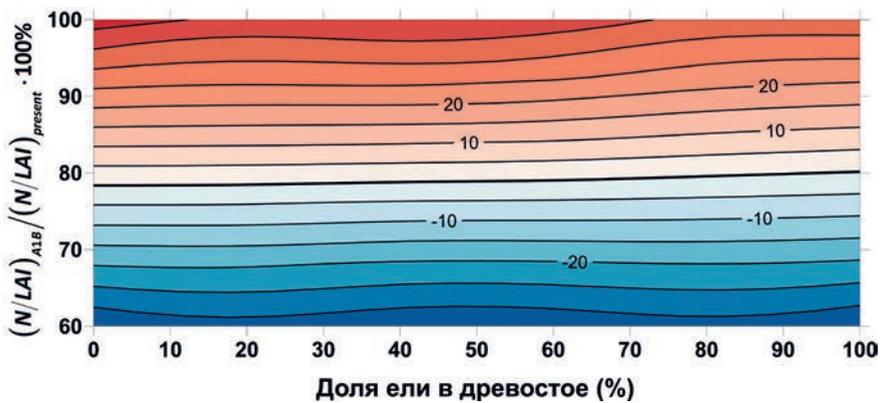


Рис. 11.8. Относительное изменение *RE* еловых лесов южной тайги в процентах при изменении климатических условий (эмиссионный сценарий A1B SRES), видового состава древостоя (процентное соотношение ели и лиственных пород деревьев в древостое), и количества доступного азота (*N*) в листьях деревьев.

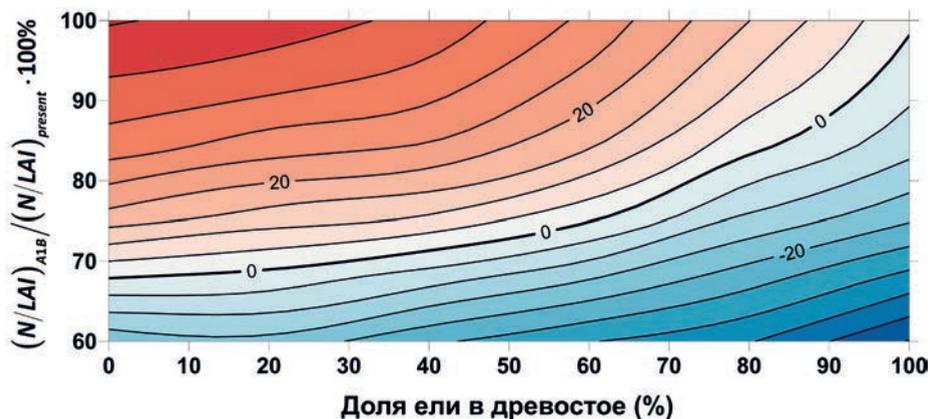


Рис. 11.9. Относительное изменение  $NEE$  еловых лесов южной тайги в процентах при изменении климатических условий (эмиссионный сценарий A1B SRES), видового состава древостоя (процентное соотношение ели и лиственных пород деревьев в древостое), и количества доступного азота ( $N$ ) в листьях деревьев.

постоянства содержания гидролизуемого азота и других минеральных веществ в почве, снижение  $E_T$  может индуцировать пропорциональное снижение притока минеральных веществ к растениям. Как следствие, это может привести к постепенному снижению  $GPP$ ,  $NPP$ ,  $RE$  и  $NEE$ .

Изменение составляющих  $CO_2$  и  $H_2O$  обмена лесных экосистем при совокупном влиянии изменения климатических условий, сокращения притока питательных веществ к растениям и возможного замещения ели лиственными породами деревьев в древостое определяется, с одной стороны, ослаблением скорости ассимиляции и снижением устьичной проводимости листьев при уменьшении притока питательных веществ к растениям, а с другой стороны, различиями в интенсивности фотосинтеза и транспирации хвойных и лиственных пород деревьев, а также разной продолжительностью их вегетационного периода.

В частности, в модельном эксперименте, имитирующем полное замещение ели в древостое лиственными породами деревьев, было получено, что 20% снижение притока питательных веществ к растениям из почвы приведет лишь к минимальному уменьшению  $E$  на 3.9%. Прогнозируемое относительное уменьшение  $E_T$  при этих условиях составит около 14%. При 40% снижении притока питательных веществ к растениям зависимость  $E$  и  $E_T$  от изменения видового состава древостоя практически полностью нивелируется (Рис. 11.6). Сокращение притока питательных веществ в монодоминантном ельнике на 20% при прогнозируемых будущих климатических условиях (сценарий A1B SRES) может привести к уменьшению величины  $NEE$  по сравнению с современными значениями на 13%. В то же время, если на фоне изменения климатических параметров произойдет полное замещение ели лиственными породами деревьев в древостое, то при том же 20% сокращении притока питательных веществ величина  $NEE$  будет на 26% выше современных значений  $NEE$  монодоминантного елового леса.

Полученные результаты, в целом, хорошо согласуются с результатами натурных экспериментов, полученными в рамках проекта FACE (Medhurst et al., 2006; Norby et al., 2010). Очевидно, что модельные расчеты демонстрируют лишь несколько сюжетных

линий возможного отклика составляющих  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  обмена еловых лесов южной тайги на будущие изменения климатических условий. Решение поставленной задачи в полном объеме требует продолжения комплексных исследований процессов взаимодействия лесной растительности и климата с привлечением экспериментальных данных и модельных подходов с целью составления по возможности более точного прогноза динамики лесных экосистем в будущем, а также оценки роли лесов в глобальной климатической системе.

## Литература

- Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980.
- Величко А.А.* Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки. Изв. АН СССР. 1991, Сер. геогр., 5, С. 5–22.
- Величко А.А.* (ред.). Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен — голоцен. М.: ГЕОС. 2009. 120 с.
- Величко А.А.* (ред.). Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии М.: ГЕОС. 2010. 220 с.
- Воронин П.Ю.* Роль, значение и место фотосинтетического стока углерода в органической ветви глобального цикла углерода. Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии. Под ред Н.П. Лаверова. М.: ОНТИ ПНЦ, 2004. С. 17–26.
- Воронин П.Ю.* Фотосинтетический континентальный сток углерода: физиологический аспект. Автореф. дис. докт. биол. наук. Москва. 2006. 50 с.
- Выгодская Н.Н., Варлагин А.В., Курбатова Ю.А., Ольчев А.В., Панферов О.И., Татаринов Ф.А., Шалухина Н.В.* Реакция таежных экосистем на экстремальные погодные условия и климатические аномалии. Доклады Академии Наук. 2009. № 429(6). С. 842–845.
- Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М., Соколичина Н.Н., Суркова Г.П., Торопов П.А., Чернышев А.В., Чумаченко А.Н.* Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: МАКС Пресс, 2008, 290 с.
- Корзухин М.Д., Цельникер Ю.Л.* Модельный анализ современных ареалов лесных древесных пород на территории России и их вариаций при возможных изменениях климата. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, 2010. № 23. С. 249–268.
- Мокроносков А.Т.* Фотосинтетическая функция и целостность растительного организма. М.: Наука, 1983. 64 с.
- Мокроносков А.Т.* Глобальный фотосинтез и биоразнообразие растительности. Глобальные изменения природной среды и климата. -М.: Мин. науки и технологий, 1999. С. 19–62.
- Мокроносков А.Т., Гавриленко В.Ф., Жигалова Т.В.* Фотосинтез. Физиолого-экологические и биохимические аспекты. М., Издательский центр «Академия», 2006. 448 с.
- Мохов И.И., Елисеев А.В.* Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий РСР.— Доклады Академии наук, 2012, № 443(6), С.732–736.
- Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Ольчев А.В.* Применение метода палеоаналогов для прогноза динамики растительности при изменениях климата Доклады Академии Наук (Серия Общая Биология), 2014. № 457(1). С. 117–121.

- Ольчев А. В., Курбатова Ю. А., Варлагин А. В., Выгодская Н. Н. Модельный подход для описания переноса CO<sub>2</sub> между лесными экосистемами и атмосферой. Лесоведение. 2008. № 3. С. 3–13.
- Ольчев А. В., Курбатова Ю. А., Татаринов Ф. А., Молчанов А. Г., Варлагин А. В., Горшкова И. И., Выгодская Н. Н. Оценка первичной валовой и чистой продуктивности еловых лесов Центрально-Европейской части России с помощью полевых измерений и математической модели. Успехи современной биологии. 2009. № 6. С. 565–577.
- Ольчев А. В., Децереvская О. А., Курбатова Ю. А., Молчанов А. Г., Новенко Е. Ю., Придача В. Б., Сазонова Т. А. CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O обмен в лесных экосистемах южной тайги при климатических изменениях. Доклады Академии Наук (Серия Общая Биология). 2013. № 450(6). С. 731–735.
- Чебакова Н. М., Рейфелдт Дж., Парфенова Е. И. Перераспределение растительных зон и популяций лиственницы сибирской и сосны обыкновенной в Средней Сибири при потеплении климата. Сибирский экологический журнал, 2003. № 6. С. 677–686.
- Falge E., Reth S., Brüggemann N., Butterbach-Bahl K., Goldberg V., Oltchev A., Schaaf S., Spindler G., Stiller B., Queck R., Köstner B., Bernhofer C. Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany. J. Ecological Modeling. 2005. 188. P. 174–216.
- IPCC Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (Eds.). Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007, 996 p.
- IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press. 2013. 1535 p.
- Medhurst J., Parsby J., Linder S., Wallin G., Ceschia E., Slaney M. A whole-tree chamber system for examining tree-level physiological responses of field-grown trees to environmental variation and climate change. Plant Cell Environ. 2006. 29(9). P. 1853–1869.
- Norby R. J., Warren J. M., Iversen C. M., Medlyn B. E., McMurtrie R. E. CO<sub>2</sub> enhancement of forest productivity constrained by limited nitrogen availability. Proceedings of the National Academy of Sciences. 2010. 107. P. 19368–19373.
- Oltchev A., Constantin J., Gravenhorst G., Ibrom A., Heimann J., Schmidt J., Falk M., Morgenstern K., Richter I., Vygodskaya N. Application of a six-layer SVAT model for simulation of evapotranspiration and water uptake in a spruce forest. J. Phys. Chem. Earth. 1996. 21(3). P. 195–199.
- Oltchev A., Constantin J., Gravenhorst G., Ibrom A. A six-layer SVAT model for a simulation of water vapour and sensible heat fluxes in a spruce forest. J. Hydrol. Hydromech. 1997. 45. P. 5–37.
- Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N., Tatarinov F., Tishenko A., Ibrom A., Gravenhorst G. Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models. Boreal Environmental Research. 2002. 7(4). P. 389–397.
- Oltchev A., Ibrom A., Ross T., Falk U., Rakkibu G., Radler K., Grote S., Kreilein H., Gravenhorst G. A modelling approach for simulation of water and carbon dioxide exchange between multi-species tropical rain forest and the atmosphere. J. Ecological Modelling. 2008. 212. P. 122–130.

- Olchev A., Novenko E., Desherevskaya O., Krasnorutskaya K., Kurbatova J.* Effects of climatic changes on carbon dioxide and water vapor fluxes in boreal forest ecosystems of European part of Russia. *Environ. Res. Lett.* 2009. 4(4). 045007 (8pp).
- Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornblüeh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U. Tompkins A.* The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description, Report 349. Hamburg: Max-Planck Institute for Meteorology. 2003. 127 p.
- Roeckner E., Lautenschlager M., Schneider H.* IPCC-AR4 MPI-ECHAM5 T63L31 MPI-OM GR1.5L40 SRESA1B Run No.1–3: Atmosphere Monthly Mean Values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate, Hamburg: Max-Planck Institute for Meteorology. 2006.
- Shugart H., Sedjo R., Sohngen B.* 2003. Forests and global climate change: Potential impacts on U.S. forest resources. Arlington, VA, USA: Pew Center on Global Climate Change. 50 p.
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2012. 93. P. 485–498.
- Wong S.C., Cowan I.R., Farquhar G.D.* Stomatal conductance correlates with photosynthetic capacity. *Nature.* 1979. 282. P. 424–426.

## 12. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕСИСТОСТИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ НА РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ: ОЦЕНКА С ПРИМЕНЕНИЕМ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ВЕРСИИ МОДЕЛИ COSMO

Кузьмина Е.В., Ольчев А.В., Никитин М.А., Розинкина И.А., Ривин Г.С.

### Введение

Леса и климат постоянно находятся в тесном взаимодействии, формируемом через сложную систему прямых и обратных связей. Климатические условия определяют состав лесных растительных сообществ и их распределение по земной поверхности. Они оказывают влияние на рост и развитие лесов, а также на их продуктивность. Леса в свою очередь также воздействуют на климат, активно поглощая  $\text{CO}_2$  из атмосферы в процессе фотосинтеза, регулируя поступление влаги в атмосферу в процессе транспирации, влияя на радиационный и тепловой режим земной поверхности (Побединский, 2013; Ольчев, 2015). Очевидно, что любые изменения в структуре землепользования и в степени облесенности территории, обусловленные как разнообразными природными, так и антропогенными факторами, могут оказать существенное влияние на региональные климатические условия. Оно будет в значительной степени определяться совокупностью факторов, включающих погодные условия, степень увлажненности территории, рельеф, структуру землепользования, видовой состав растительности и др.

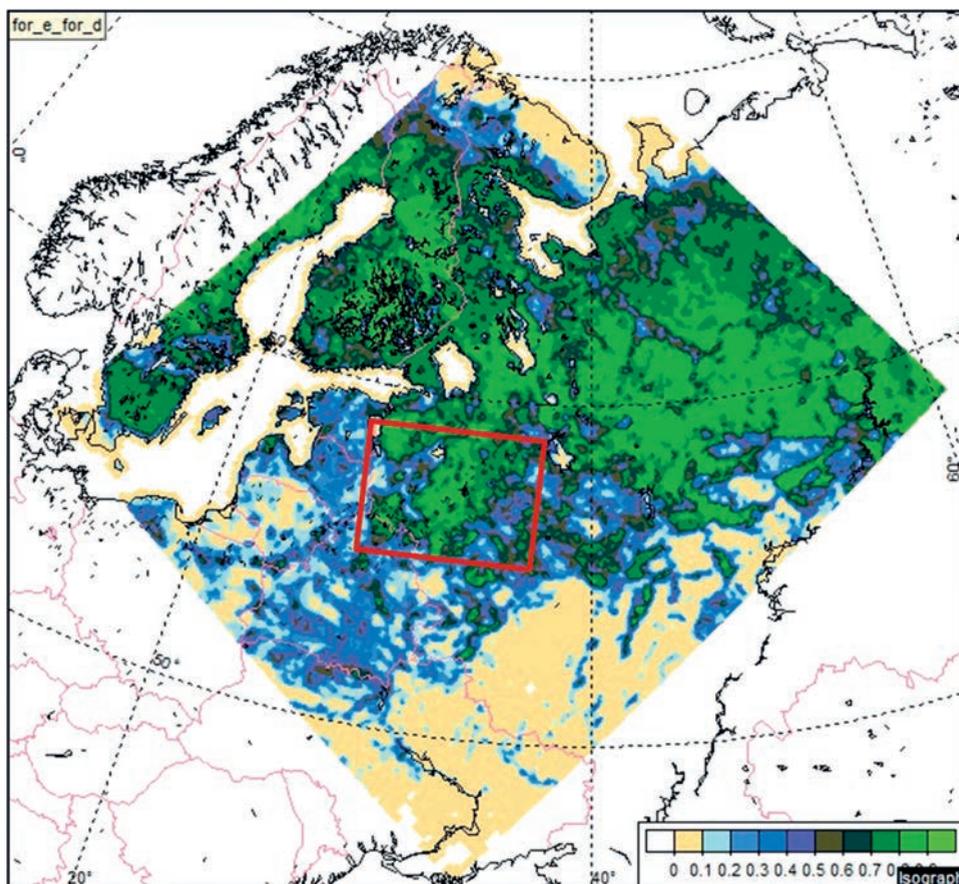
Исследованию влияния изменения лесистости и структуры землепользования на климатические условия посвящен целый ряд исследований. Они проводились для разных пространственных (от отдельной экосистемы до региона) и временных масштабов с применением как экспериментальных, так и модельных подходов (Nobre et al., 1991; Carlson, Groot, 1997; Mölders, 1998; Pielke et al., 2007; Olchev et al., 2009; Anav et al., 2010; Кашутина, Коронкевич, 2013; Ольчев, 2015). Выявленное многообразие откликов климатических условий на изменение лесистости и структуры землепользования, однако, пока не позволяет в полной мере очертить весь комплекс причинно-следственных связей, возникающих вследствие взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Значительная неопределенность при описании процессов взаимодействия земной поверхности и атмосферы обусловлена, прежде всего, неоднородностью поверхности суши, многообразием факторов, определяющих это взаимодействие, дефицитом необходимых экспериментальных данных, а также использованием множественных упрощений в региональных математических моделях, не позволяющих достаточно точно спрогнозировать влияние изменения структуры землепользования на климатическую систему.

В рамках данной работы было проведено модельное исследование по оценке влияния процессов обезлесения и облесения центральных районов Европейской территории России (ЕТР) на региональные климатические условия по результатам модельных экспериментов с помощью климатической версии мезомасштабной модели COSMO (<http://www.cosmo-model.org>, <http://www.clm-community.eu>). Выбор центральной части ЕТР для модельных экспериментов обусловлен целым рядом факторов и, прежде всего, значительными площадями лесов в регионе, их важнейшей биосферной и социальной ролью, а также значительными изменениями степени облесенности территории, наблюдаемыми в последние годы на фоне усиления антропогенной нагрузки и глобальных климатических изменений.

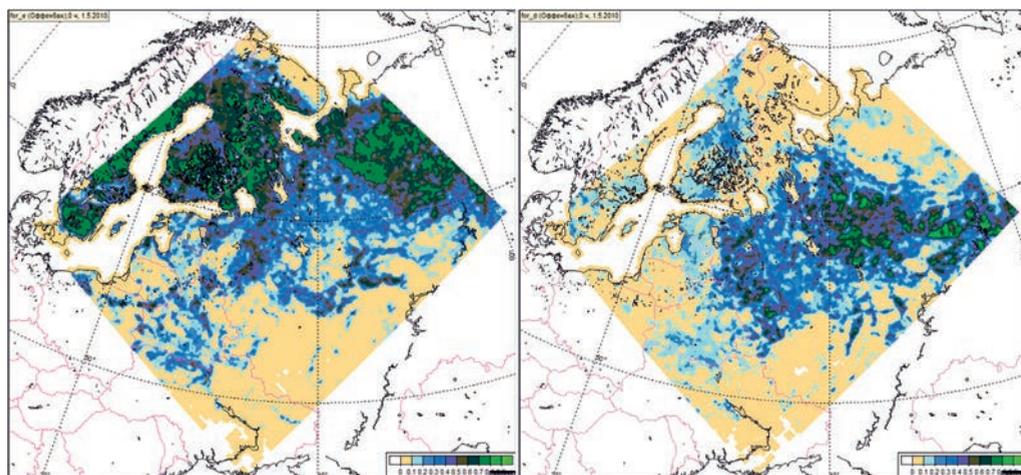
## 12.1. Общая характеристика района исследований

Территория, выбранная для модельных исследований, далее «Регион», расположена в центральной части ЕТР между 55° и 59° с.ш. и 28° и 37° в.д. (см. рисунок 12.1: исследуемая территория выделена красным контуром) и относится к атлантико-континентальной европейской области умеренного пояса с тёплым летом и умеренно-холодной зимой. Она расположена в пределах нескольких природных подзон, включая подзону темнохвойных лесов южной тайги на севере, смешанных лесов в центральной части и широколиственных лесов на юге (Рисунок 12.2). Леса имеют ярко выраженную мозаичную структуру. Общая площадь покрытия лесов в данной области составляет около 50%.

Современная динамика изменения площади лесной растительности в разных частях исследуемого региона характеризуется разнонаправленными тенденциями. Хозяйственная деятельность, сопровождаемая интенсивными хозяйственными рубками в отдельных частях исследуемого региона, приводит к усилению мозаичности лесного покрова



**Рис. 12.1.** Область интегрирования модели COSMO и область заданной измененной лесистости «Регион» (ограничена красным контуром). Цветом показана степень облесенности территории хвойными и широколиственными лесами (в долях единицы).



**Рис. 12.2.** Степень облесенности области интегрирования (в долях единицы): слева — хвойные леса, справа — широколиственные леса.

и снижению площадей, занятых лесами. Кроме того, серьезным фактором, влияющим на лесистость территории, является резко увеличившаяся в последнее время повторяемость лесных пожаров, а также вспышки лесных вредителей, приводящих к усыханию и гибели древостоев. С другой стороны, на значительных площадях исследуемого региона с низкой плотностью населения происходит постепенное зарастание брошенных сельскохозяйственных земель (главным образом, мелколиственными породами, такими как береза и осина), что приводит к увеличению степени облесенности территории.

## 12.2. Характеристика инструмента исследований — мезомасштабной модели атмосферы COSMO

Негидростатическая мезомасштабная модель COSMO-Ru используется как базовое средство оперативного численного мезомасштабного прогноза в Росгидромете и Гидрометцентре России с 2011 года (Ривин и др., 2015). Согласно данным мониторинга качества численных прогнозов элементов погоды (<http://method.meteorf.ru>), система COSMO-Ru выпускает прогнозы осадков, одни из наиболее точных среди доступных российским синоптикам отечественных и зарубежных прогностических систем. Так, средняя абсолютная ошибка прогнозов по системе COSMO-Ru осадков по оценкам на станциях не превышает в летний период 1.2 мм.

Для описания процессов взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью в модели COSMO используется модель подстилающей поверхности суши TERRA (Doms et al., 2011), которая реализована в виде блока программных модулей. В рамках TERRA производится комплекс вычислений переноса тепла и влаги в почве, расчет эвапотранспирации и обмена явным теплом с атмосферой. Модель описывает процессы переноса в почве до глубины 20 м. Также в модели TERRA производятся расчеты переноса тепла внутри снежного покрова, учитываются процессы его накопления и разрушения.

Параметры, характеризующие водно- и теплофизические свойства почвы, определяются ее структурой и минеральным составом. В расчетной схеме представлены пять

типов почвы, разделяющейся по механическому составу: песок, супесь, плодородная земля, суглинок, глина. Для каждого типа почвы в модели задаются свои параметры (гидравлическая проводимость, теплопроводность, и др.). Растительность представлена несколькими типами растительных сообществ, включая разные типы лесных и травянистых ландшафтов. Для каждого типа леса (широколиственный, хвойный, смешанный) задается глубина корней, листовой индекс, доля покрытия модельной ячейки лесной растительностью.

Водный баланс земной поверхности формируется за счет поступления осадков, образования росы и инея как источников влаги в почве, и аналогично испарения и транспирации — как стока влаги. В модели в качестве дополнительного параметра учитывается и поверхностный сток. Обмен и движение воды в почве происходит посредством инфильтрации, просачивания и движения воды по капиллярам, а также таяния снега и замерзания воды.

Характеристики почвы и растительности являются внешними параметрами как для климатической версии COSMO-CLM модели COSMO, так и прогностической версии COSMO-Ru. Для каждой расчетной территории в проведенной нами экспериментах подготавливался отдельный файл (Doms et al., 2011) на основе данных глобальных архивов GLC2000 и GLCC по растительному покрову, GLOBE по рельефу и границам водоемов с шагами широтно-долготной сетки 30'' (примерно 1 км на экваторе) и DSMW по свойствам почвы с шагами широтно-долготной сетки 5' (примерно 10 км на экваторе).

### 12.3. Характеристика модельных экспериментов

Для анализа влияния изменения лесистости центральных районов ЕТР на региональные климатические условия было проведено 3 модельных эксперимента. Первый эксперимент имитировал полное сведение лесов (обезлесение) на исследуемой территории от существующей в настоящее время 50% лесистости и их замещение травянистой растительностью. Второй эксперимент был сценарием, наоборот, полного облесения территории. Увеличение лесистости в рассматриваемом сценарии происходило исключительно за счет увеличения доли пионерных мелколиственных пород деревьев (береза, осина).

Для имитации в модели процесса обезлесения и облесения был выбран комплекс ключевых модельных параметров COSMO, характеризующих различные типы растительности: листовой индекс, параметр шероховатости, глубина корневой системы растений, доля покрытия территории лесом (смешанным и широколиственным).

Третий, контрольный эксперимент, проводил расчеты метеорологических величин при современной структуре землепользования и степени облесенности (см. рисунки 12.1, 12.2).

Численные эксперименты выполнялись на основе климатической версии модели COSMO (COSMO-CLM) с шагом сетки 13.2 км. В качестве начальных данных и граничных условий использовался реанализ ERA-Interim с 6-часовым шагом по времени и шагом по пространству  $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$  (Dee et al., 2011). Интерполяция данных ERA-Interim на вычислительную сетку COSMO-модели осуществлялась с помощью пре-процессинга int2lm COSMO.

Численное моделирование производилось в непрерывном цикле для нескольких месяцев, с «подпиткой» данными на боковых границах области интегрирования ре-

зультатами реанализа. Результаты интегрирования записывались через каждые 3 часа модельного времени. Область интегрирования показана на рисунке 12.1. При этом внутри данного домена интегрирования только в пределах области исследования «Регион» (см. Раздел 12.1) имитировались процессы обезлесения и облесения.

Для модельных экспериментов был выбран теплый период (май-сентябрь) 2010 г. Погодные условия в течение выбранного периода отличались значительной изменчивостью с чередованием засушливых и дождливых периодов. В июле — первой половине августа температура воздуха существенно превышала средноклиматические значения. Были перекрыты рекордные наблюдаемые ранее максимальные значения, а осадки в этот период были существенно ниже нормы. При подобных условиях можно ожидать, что воздействие лесов на климатическую систему будет максимальным.

#### 12.4. Результаты и их обсуждение

В ходе анализа результатов численных экспериментов были рассмотрены эффекты влияния изменения облесенности на различные погодные характеристики: осадки, температуру и влажность воздуха, облачность, ветровой режим, частоту возникновения туманов. В основном, указанное влияние носило региональный характер и проявлялось непосредственно в области с измененным ландшафтом. Однако в отдельных случаях (в первую очередь — для полей осадков) влияние изменений распространялось на всю область интегрирования.

Ниже рассмотрены различные аспекты анализа модельных экспериментов.

##### 12.4.1. Анализ среднемесячных величин

В таблице 12.1 представлены полученные в численных экспериментах значения наиболее показательных характеристик погоды — температуры воздуха и сумм осадков, осредненные по месяцам, а также отличия от контрольного эксперимента для области «Регион» и всей области интегрирования. Учитывая, что площадь «Региона» составляет приблизительно 10% от площади всей области интегрирования, можно видеть, что эффект от изменения лесистости для поля осадков оказывается ощутимым (более 10% от эффекта для «Региона») не только для области «Регион», но и для всей области интегрирования, в то время как для температуры воздуха эффекты имели четко выраженный региональный (приуроченный к области «Региона») характер. Однако для периода с экстремально жаркой погодой в июле небольшое влияние прослеживалось также и в соседних регионах. Этот факт хорошо иллюстрируется информацией рисунка 12.3.

##### *А) Влияние изменения лесистости на температуру воздуха*

Рассмотрим подробнее оба сценария изменения лесистости в сравнении с контрольным экспериментом. Пространственное распределение изменений показано на рисунке 12.3. Как видно из рисунка, изменения носят региональный характер и, в основном, проявляются в пределах области, где непосредственно произошли изменения степени облесенности.

Для случая полного обезлесения численными экспериментами выявлено значимое (0.2 °C и выше) повышение среднемесячной приземной температуры воздуха в июне, июле и августе, наибольшее — в июле (на 1.6 °C) для области «Регион» (Таблица 12.1). Во втором эксперименте, предусматривающем полное облесение территории,

**Таблица 12.1.** Среднемесячные расчетные значения приземной температуры воздуха (Т<sub>2м</sub>) и осадков для области интегрирования (слева) и для области с измененной лесистостью («Регион») (справа), полученные для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

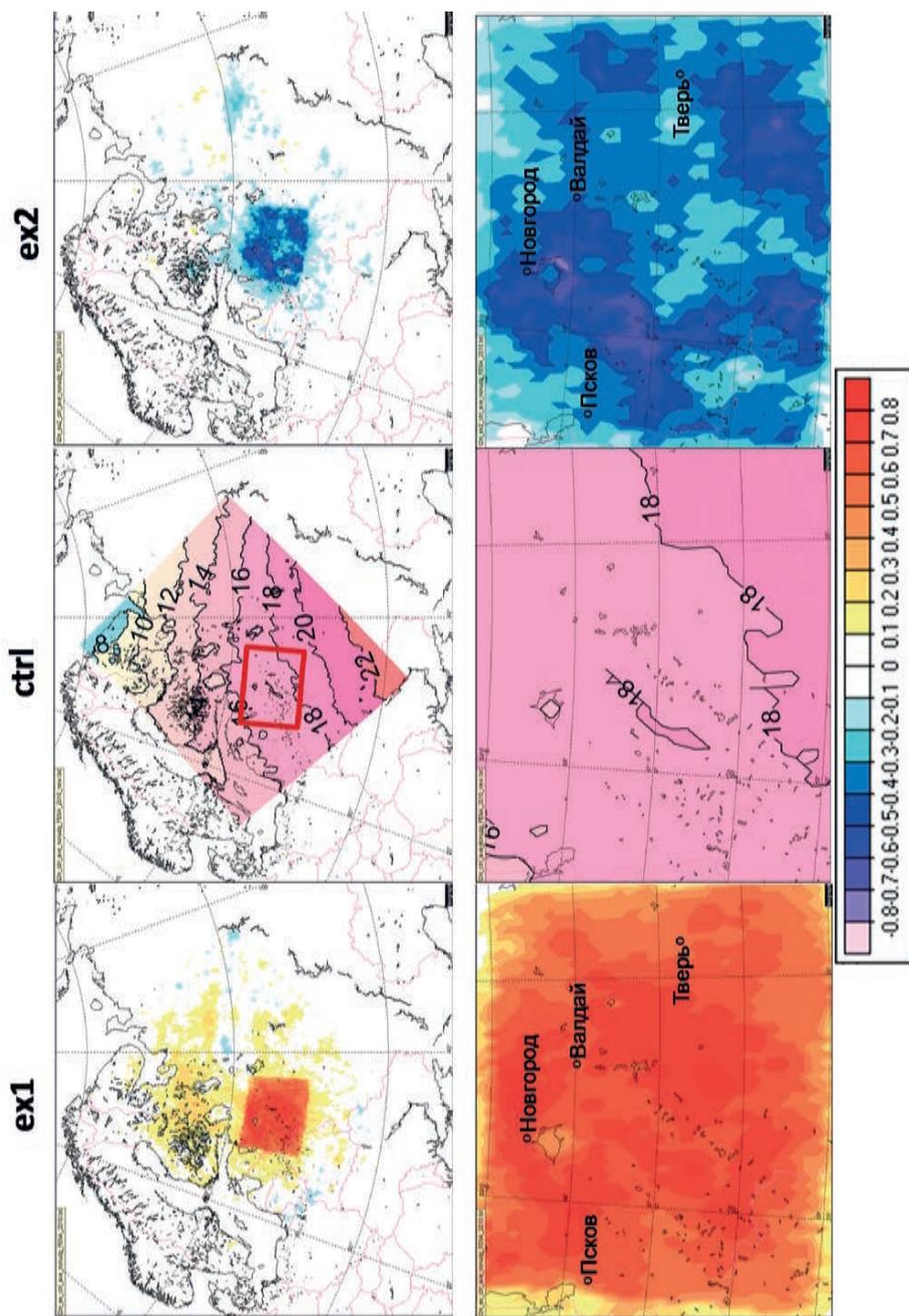
Область интегрирования							«Регион»						
Месяцы 2010 г.							Месяцы 2010 г.						
Среднемесячные значения Т <sub>2м</sub> , °С / (ex-ctrl), °С													
Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	сред	Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	Сред
ctrl	11.8	14.7	20.9	18.3	10.9	15.3	ctrl	14.6	16.5	24.2	21.4	10.8	17.5
ex1	11.9/ 0.1	14.7/ 0.0	21.1/ 0.2	18.4/ 0.1	10.9/ 0.0	15.4/ 0.1	ex1	14.8/ 0.2	17.1/ 0.6	25.8/ 1.6	22.1/ 0.7	10.8/ 0.0	18.2/ 0.7
ex2	11.8/ 0.0	14.7/ 0.0	20.9/ 0.0	18.3/ 0.0	10.9/ 0.0	15.3/ 0.0	ex2	14.1/ -0.5	16.2/ -0.3	23.5/ -0.7	21.3/ -0.1	10.6/ -0.2	17.2/ -0.3
Осадки. Абсолютные значения, мм / (ctrl — ex), %													
	5	6	7	8	9	сумма		5	6	7	8	9	Сумма
ctrl	50.5	57.8	37.4	49.0	57.6	252.3	ctrl	90.4	96.2	20.4	70.8	74.2	352.0
ex1	51.0/ 1.0	56.1/ -2.9	35.9/ -4.0	47.3/ -3.5	57.5/ -0.2	247.8/ -1.8	ex1	88.7/ -1.9	94.4/ -1.9	16.2/ -20.6	66.3/ -6.4	73.1/ -1.5	338.7/ -3.8
ex2	50.6/ 0.2	58.3/ 0.9	37.8/ 1.1	48.9/ 0.2	57.8/ 0.3	253.4/ 0.4	ex2	94.0/ 4.0	100.5/ 4.5	21.5/ 5.4	71.7/ 1.3	74.2/ 0.0	361.9/ 2.8

*Примечание.* Т<sub>2м</sub> — приземная температура воздуха (°С), **Осадки** — суммы осадков за месяц (мм), **сред** — среднее значение температуры за 5 месяцев, **сумма** — сумма осадков за 5 месяцев

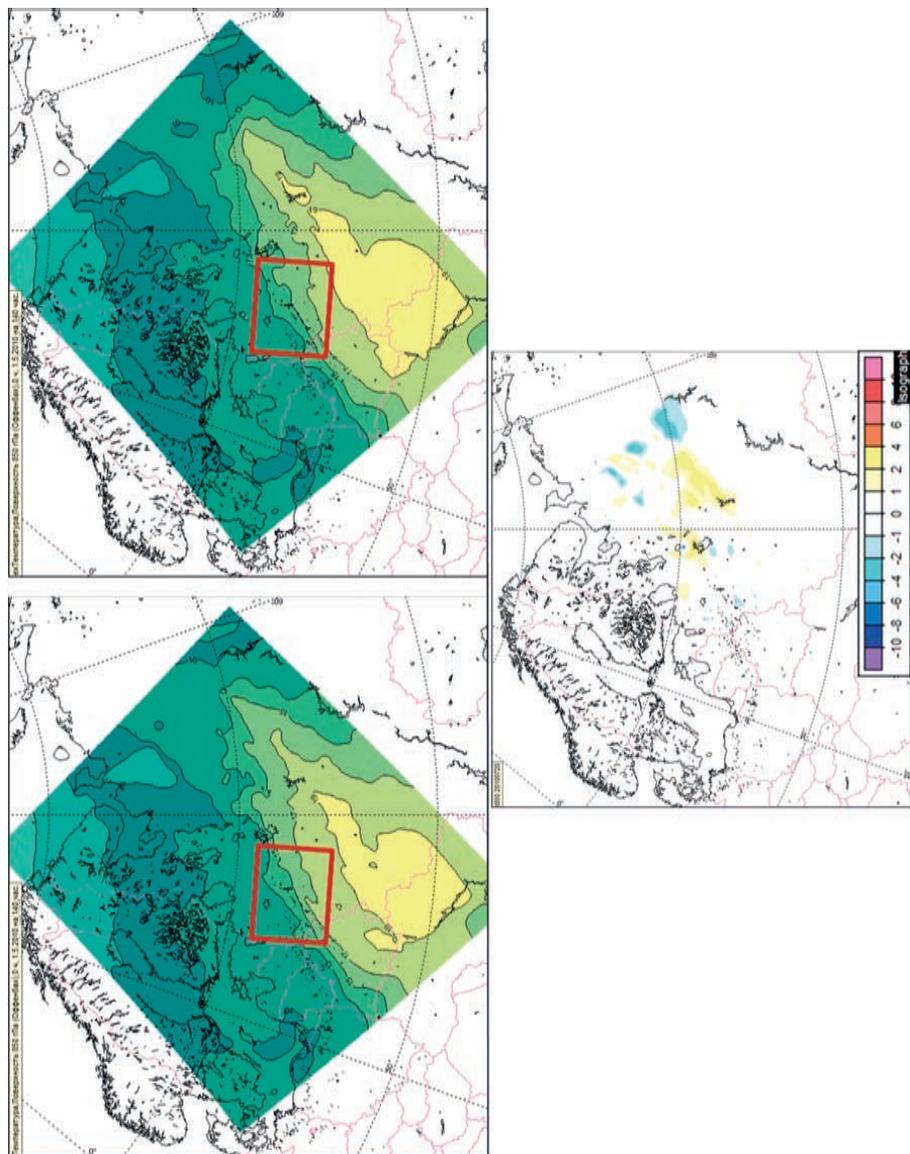
результаты расчетов показали уменьшение приземной температуры (Таблица 12.1): для области с измененной лесистостью они составили  $-0.1 \dots -0.8$  °С и, как видно из рисунка 12.3, были крайне неравномерно распределены по территории.

Выявленные значительные локальные изменения температуры при сценарии, предусматривающем полное облесение модельной территории, в целом хорошо согласуются с имеющимися экспериментальными данными, анализирующими влияние сплошных вырубок на микроклиматические условия земной поверхности. Так, в работе (Сапожникова, 1950) по данным измерений А.П. Тольского, выполненных в сосновых насаждениях Бузулукского Бора Самарской области, приводится сравнение температур в лесу и на полянах. В теплое полугодие средние месячные разности температур (лес — поляна) составляли от  $-0.4$  до  $-0.6$  °С. Результаты проведенных долговременных микроклиматических наблюдений на свежей сплошной вырубке и в еловом лесу, идентичном вырубленному, в центральной Германии Радлером с соавт. (Radler et al., 2009) показали, что температура воздуха (на высоте 2м) за период измерений с апреля по октябрь на сплошной вырубке в дневные часы превышала температуру внутри леса в среднем на 0.4°С. Максимальные температурные различия наблюдались в летние месяцы при солнечной погоде (до 1.7°С), и минимальные — при пасмурной.

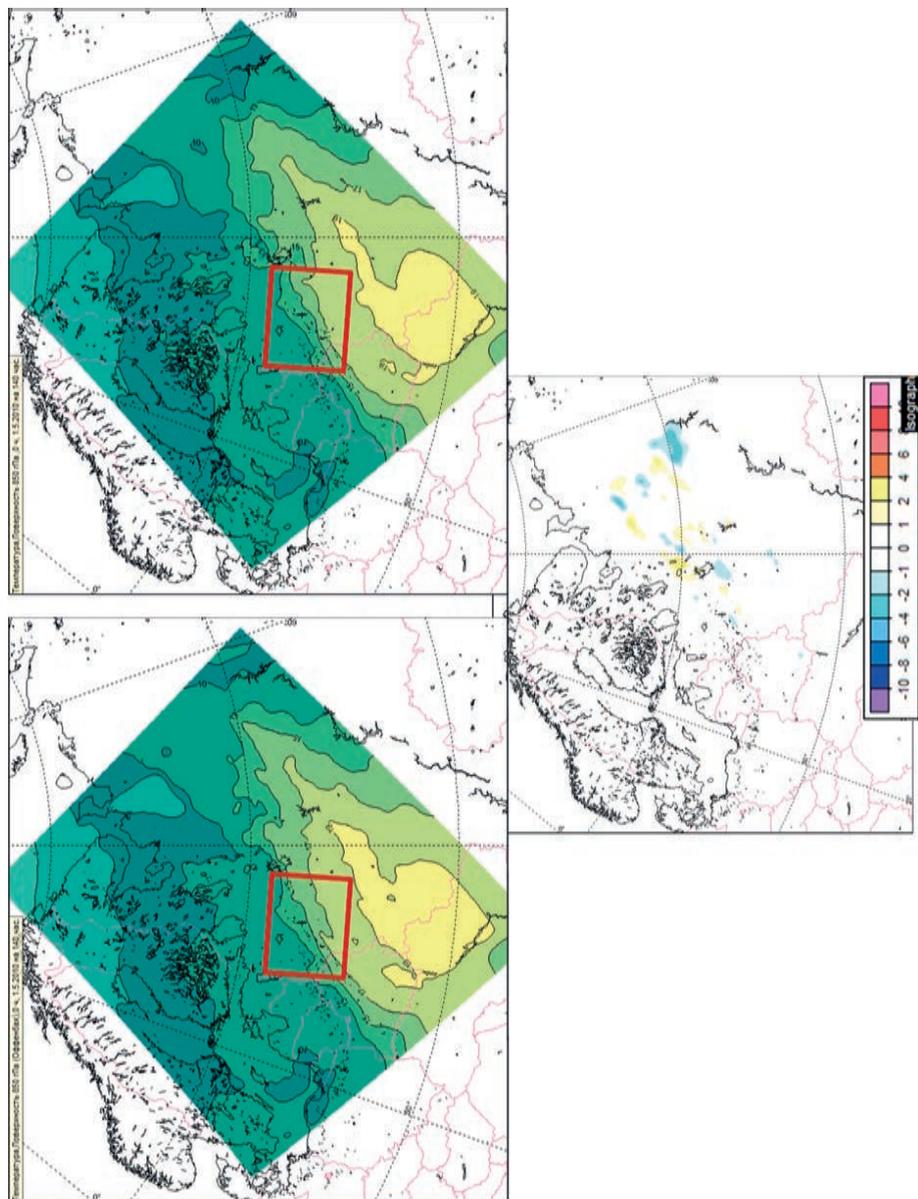
Данные модельных экспериментов отмечают изменения не только полей приземной температуры, но также и температуры на разных высотах в атмосфере. Изменения значений температуры воздуха на уровне 850 гПа при сценариях с обезлесением и облесением (Рисунки 12.4–12.5) обычно не превышали 1 °С и наблюдались не только над областями измененных ландшафтов.



**Рис. 12.3.** Средние за период май-сентябрь 2010 г. значения приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) для области интегрирования (сверху) и для области «Регион» (снизу) по результатам контрольного счета (ctrl, посередине), а также отклонения для эксперимента обезлесения (ex1) и эксперимента облесения (ex2).



**Рис. 12.4.** Температура воздуха на уровне 850 гПа ( $^{\circ}\text{C}$ ) в 12:00 ВСВ (Всемирное координированное время (от англ. Coordinated Universal Time) 20 июля 2010 г для всей области интегрирования: слева — контрольный счет, справа — сценарий обезлесения. Снизу показана разность между значениями по эксперименту с обезлесением и контрольному по эксперименту с обезлесением и контрольным контуром. Область «Регион» выделена красным контуром.



**Рис. 12.5.** Температура воздуха на уровне 850 гПа (°C) в 12:00 ВСВ 20 июля 2010 г. для всей области интегрирования: слева — контрольный счет, справа — сценарий облесения. Снизу показана разность между значениями по эксперименту с облесением и контрольным счетом. Область «Регион» выделена красным контуром.

### ***Б) Влияние изменения лесистости на осадки***

Численные эксперименты выявили, что обезлесение может привести к уменьшению сумм осадков (Таблица 12.1, Рисунок 12.6). Максимальные изменения были получены для июля и августа (Таблица 12.1): для всей области «Регион» осадки уменьшились на 4.2 мм в июле, на 4.5 мм в августе, что составляет соответственно 20.6% и 6.4% от выпавших месячных сумм. Эффект от изменения уменьшения лесистости на режим осадков для всей области интегрирования (Рисунок 12.6) был также довольно высок и составил 1.5 и 1.7 мм (в процентном отношении — 4% и 3.5%) для июля и августа, соответственно.

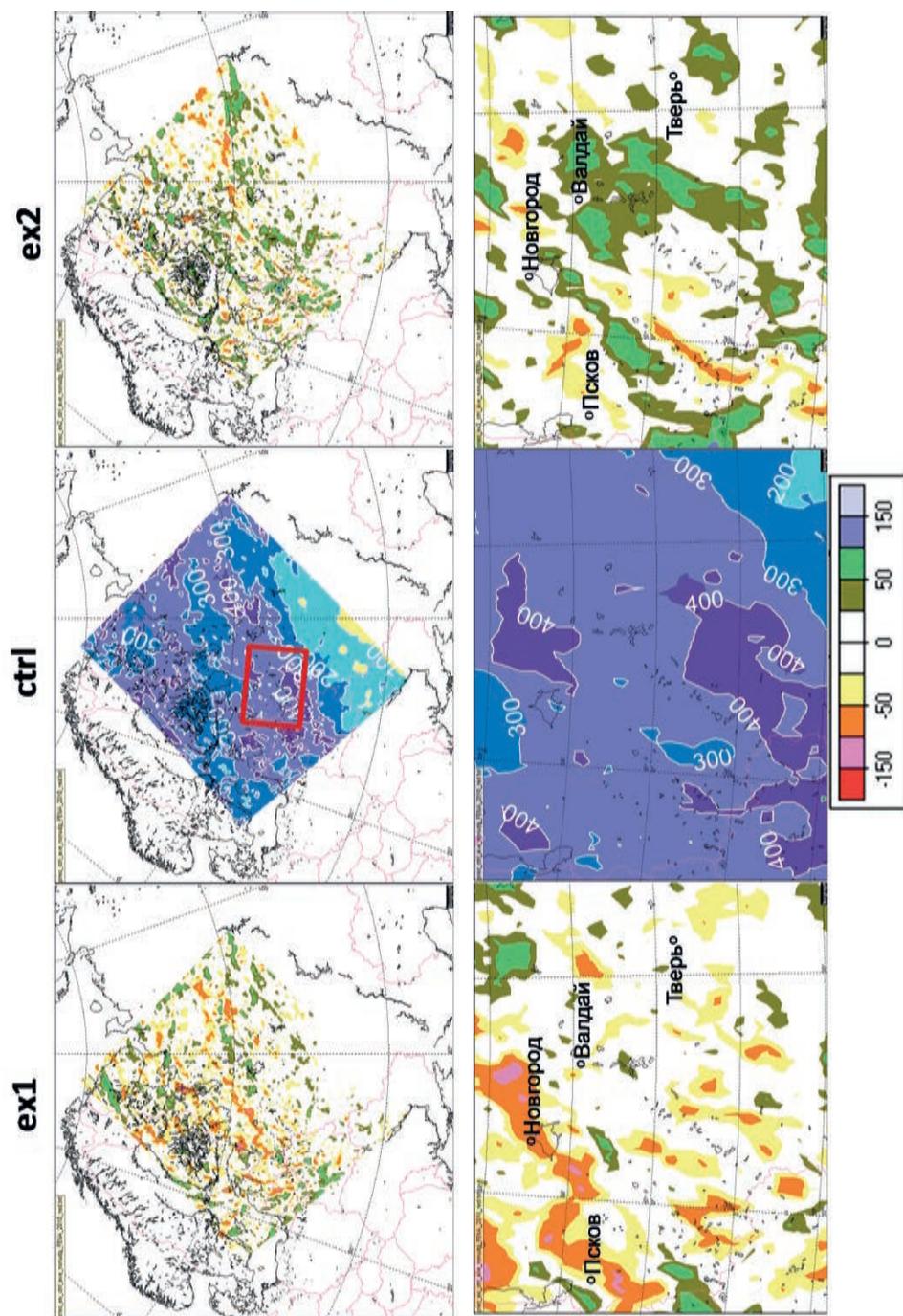
Следует отметить, что изменения сумм осадков между различными месяцами оказались достаточно высокими в силу кардинальных различий между синоптическими процессами в эти месяцы. В частности, самые большие отклонения полученных в эксперименте с облесением сумм осадков от контрольного эксперимента — повышение на 4.3 мм для области с измененной лесистостью («Регион») наблюдались в июне, когда выпало наибольшее за лето количество осадков. В этот же месяц в сценарии с обезлесением различия были получены существенно меньшие.

Отличие от спрогнозированных изменений полей температуры воздуха изменения в поле осадков, обусловленные изменением степени облесенности территории, прослеживаются не только для «Региона», в пределах которого была изменена степень облесенности, но и для всей территории интегрирования (Рисунок 12.6). В пределах исследуемой области при сценарии с обезлесением встречаются районы, где наблюдается как увеличение, так и уменьшение количества выпадающих осадков. Аналогичная пространственная неоднородность полей осадков характерна и для сценария с облесением. Суммируя полученные результаты, отметим, что для области с измененной лесистостью характерна тенденция к увеличению сумм осадков при облесении и их уменьшение — при сценарии с обезлесением.

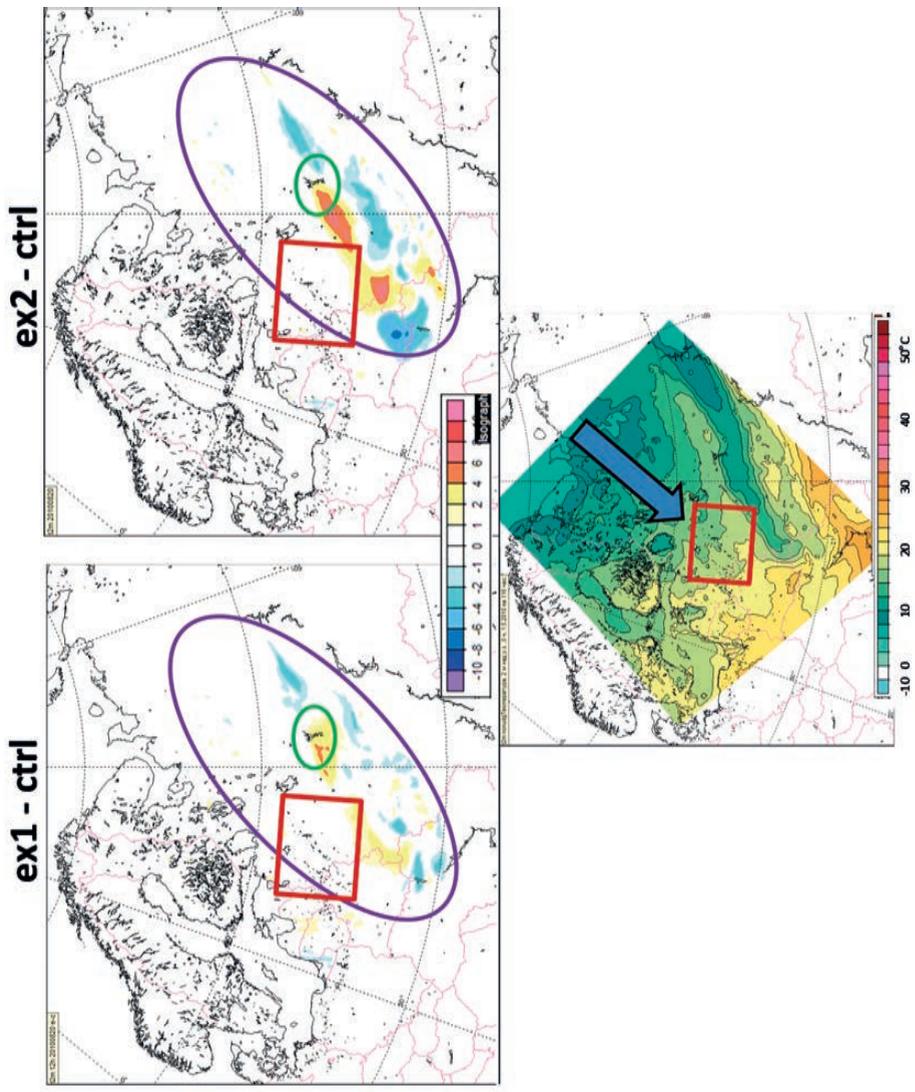
Таким образом, численные эксперименты показали, что процессы полного облесения и обезлесения приводят в целом к противоположным эффектам в изменении полей температуры и осадков. Анализ результатов, представленных в таблице 12.1, показал, что «нагрев» безлесных территорий оказался более сильным, чем «охлаждение» в случае полного облесения (от изначальной 50% степени облесенности территории); относительное уменьшение среднемесячных сумм осадков в случае обезлесения проявилось наиболее отчетливо в засушливый и жаркий месяц, а в случае облесения значимое (более 4%) увеличение месячных сумм осадков произошло как в дождливые и прохладные месяцы (начала теплого периода), так и в месяцы с жаркой погодой и малым количеством осадков. В то же время при анализе результатов численных экспериментов было выявлено, что для отдельных дней эффекты от изменения лесистости могут проявляться по-разному. Например, 20 августа 2010 г. в 12 ВСВ приземная температура воздуха в некоторых районах исследуемой территории отличалась от контрольного эксперимента на 8 °С в первом эксперименте и на 6 °С — во втором (Рисунок 12.7). Наиболее очевидным объяснением этому является различие в полях облачности, и, как следствие — в разном радиационном балансе земной поверхности, определяющим температурный режим приземных слоев воздуха.

### ***В) Влияние изменения лесистости на влажность воздуха***

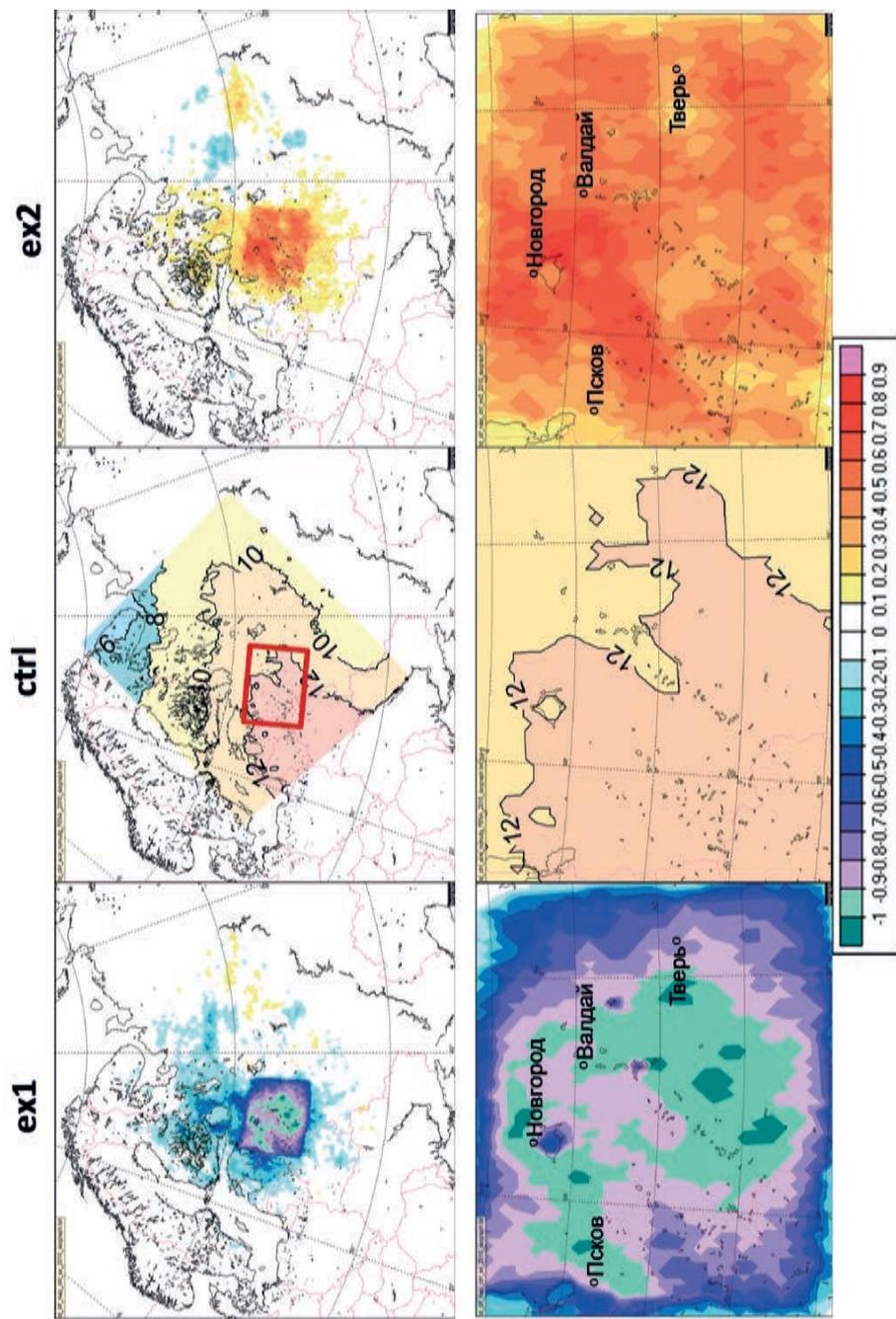
На рисунках 12.3, 12.6, 12.8–12.9 представлены карты осредненных за 5 месяцев значений приземной температуры воздуха, сумм осадков, точки росы, относительной



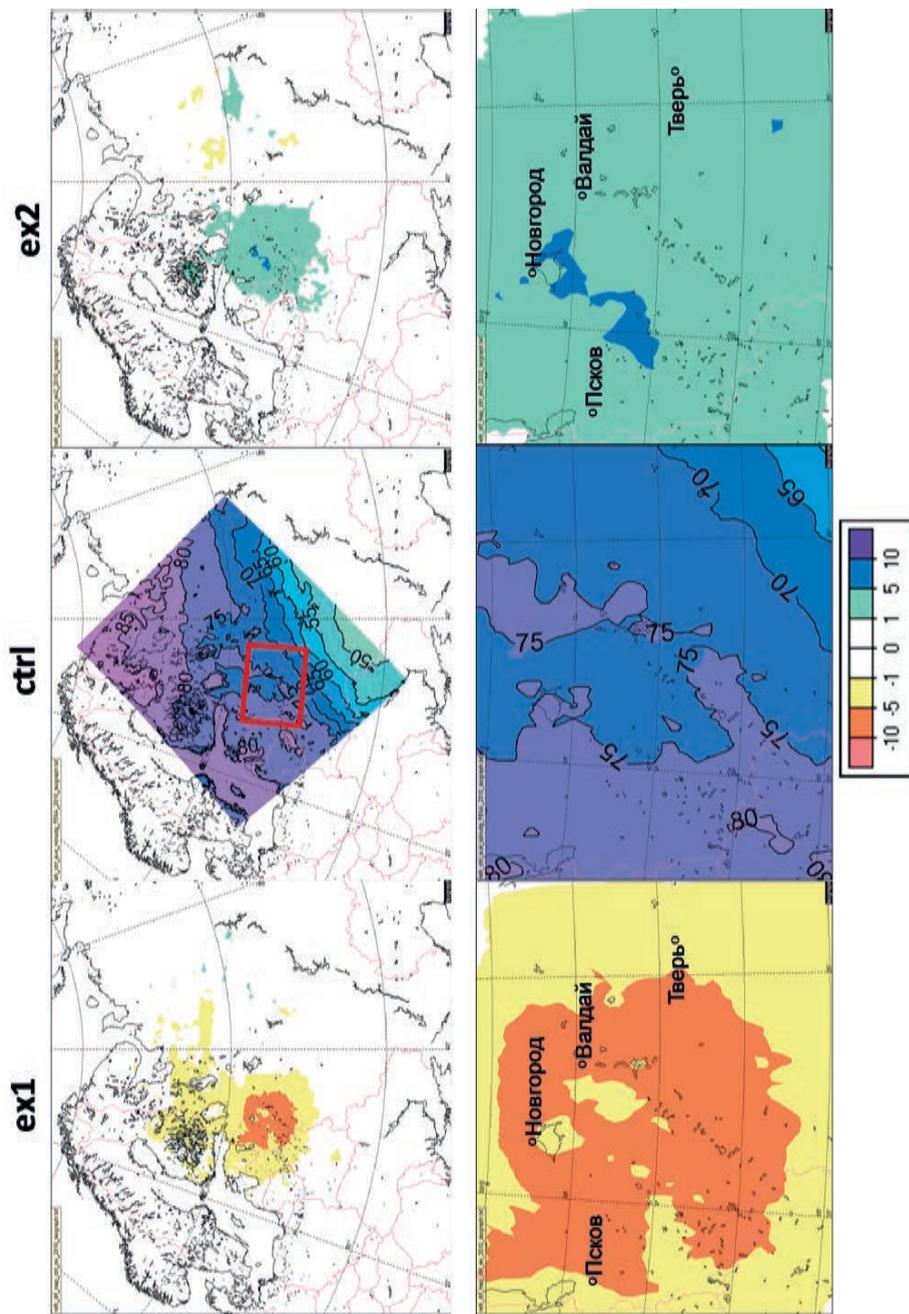
**Рис. 12.6.** Суммы осадков (мм) за май-сентябрь 2010 г. для области интегрирования (сверху) и для области «Регион» (снизу) по результатам контрольного счета (ctrl, посередине), а также отклонения для эксперимента с обезлесением (ex1) и эксперимента с облесением (ex2).



**Рис. 12.7.** Разности в температуре воздуха (°C) между сценарием обезлесения и контрольным счетом (слева) и сценарием облесения и контрольным счетом (справа) для всей области интегрирования (20 августа 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты контрольного счета температуры (°C).



**Рис. 12.8.** Средние за период май-сентябрь 2010 г. значения точки росы (°C) для области интегрирования (сверху) и для области «Регион» (снизу) по результатам контрольного счёта (ctrl, посередине), а также отклонения для эксперимента обезлесения (ex1) и эксперимента облесения (ex2).



**Рис. 12.9.** Средние за период май-сентябрь 2010 г. значения относительной влажности воздуха (%) для области интегрирования (сверху) и для области «Регион» (снизу) по результатам контрольного счёта (ctrl, посередине), а также отклонения для эксперимента обезлесения (ex1) и эксперимента облесения (ex2).

влажности воздуха, составленные по результатам численных экспериментов. Как уже было отмечено выше (Рисунок 12.3), изменения температуры приземного воздуха в среднем были локализованы в области с изменением лесистости и существенно меньше проявлялись вне ее пределов (Рисунок 12.3). Аналогичные выводы можно сделать и при анализе карт средних значений точки росы (Рисунок 12.6), однако для сценария с обезлесением происходит преимущественное уменьшение точки росы (снижение влажности воздуха), а при сценарии с облесением — ее рост (за счет повышения влажности). Отметим также, что выявленные изменения точки росы по абсолютным значениям несколько больше выявленных изменений температуры воздуха.

Изменения относительной влажности воздуха, связанные с изменением лесистости, прослеживаются, в основном, в пределах центральной модельной области ЕТР (Рисунок 12.9). Осредненные за 5 месяцев отличия в значениях относительной влажности между экспериментами с изменением лесистости и контрольным экспериментом не превышали 10% и были наиболее сильно заметны при сценарии с обезлесением.

Обращает на себя внимание факт, что в экспериментах с измененной лесистостью отклонения в характеристиках влажности воздуха (Рисунки 12.8, 12.9 слева) проявляются граничные эффекты. Поскольку при выполнении экспериментов область с измененной лесистостью не задавалась «вложенной» вычислительной сеткой, вычислительными особенностями это явление объяснить нельзя. В то же время, резкое пространственное изменение свойств подстилающей поверхности привело к существенным различиям в поступлении тепла в атмосферу в соседних районах, и, по-видимому, возникающие вследствие этого местные циркуляции привели к возникновению переходных зон шириной до нескольких десятков км вблизи границ областей с измененными ландшафтами.

Одним из индикаторов изменения влажности нижних слоев воздуха в летнюю погоду могут служить изменения балла облачности нижнего яруса. Данный показатель также важен как характеристика погоды. Для сценария с обезлесением осредненные за 5 рассматриваемых месяцев изменения облачности нижнего яруса составили не более 0.5 балла, главным образом в пределах области «Регион» (Таблица 12.2). Для сценария с облесением характерно увеличение соответствующих величин до 1 балла в пределах «Региона».

**Таблица 12.2.** Среднемесячные расчетные значения облачности нижнего яруса для всей области интегрирования (слева) и для области «Регион» (справа), полученные для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

Область интегрирования							«Регион»						
Месяцы 2010 г.							Месяцы 2010 г.						
Облачность нижнего яруса, балл / (ex-ctrl), балл													
Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	Сред	Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	Сред
ctrl	3.6	3.4	2.2	3.4	5.2	3.5	ctrl	3.8	3.9	1.0	2.7	5.5	3.4
ex1	3.5/ -0.1	3.3/ -0.1	2.1/ -0.1	3.3/ -0.1	5.2/ 0.0	3.5/ 0.0	ex1	3.5/ -0.3	3.6/ -0.3	0.7/ -0.3	2.6/ -0.1	5.3/ -0.2	3.1/ -0.3
ex2	3.7/ 0.1	3.4/ 0.0	2.2/ 0.0	3.4/ 0.0	5.3/ 0.1	3.6/ 0.1	ex2	4.5/ 0.7	4.3/ 0.4	1.3/ 0.3	2.7/ 0.0	5.7/ 0.2	3.7/ 0.3

*Примечание.* **сред** — среднее значение облачности нижнего яруса за 5 месяцев

Большое число случаев с облачностью до 5 баллов, в основном, зафиксировано в мае-июне и сентябре 2010 г. (Таблица 12.3, шкала эквивалентна 1...4 балла из таблиц 12.9, 12.10). Однако именно в эти месяцы нарушается упомянутая выше закономерность об увеличении облачности в случае облесения — количество случаев с облачностью до 5 баллов несколько ниже, чем при контрольных расчетах. Для сценария обезлесения в сентябре 2010 г. выявлено увеличение числа случаев с облачностью до 5 баллов. Если же оценить цифры за 5 месяцев, то в целом обезлесение приводит к уменьшению случаев с облачностью до 5 баллов, а облесение — наоборот, к их увеличению (Таблица 12.3).

### Г) Влияние изменения лесистости на потоки тепла

Анализ влияния изменения лесистости на потоки явного (H) и скрытого (LE) тепла показал, что при обезлесении H увеличивается, а LE уменьшается, в то время как при облесении — наоборот: H уменьшается, а LE — увеличивается (Таблица 12.4). Таким образом, при сценарии с облесением происходит увеличение расходов поступающего к земной поверхности тепла, на суммарное испарение (испарение почвой, испарение осадков, задержанных почвой и растительностью, и транспирацию растений всех ярусов).

**Таблица 12.3.** Количество случаев облачности от 12.5 до 50%, полученных для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2), для области «Регион» за период май-сентябрь 2010 г. (цифрами показаны порядковые номера месяцев).

	5	Δ	6	Δ	7	Δ	8	Δ	9	Δ	сумма	Δ
ctrl	49858	-	45720	-	26566	-	35384	-	47235	-	204763	-
ex1	49720	138	45107	613	19795	6771	33291	2093	49447	2212	197360	7403
ex2	48134	1724	45081	639	29535	2969	35081	303	47201	34	205032	269

Примечание.  $\Delta = |ctrl - ex1, 2|$

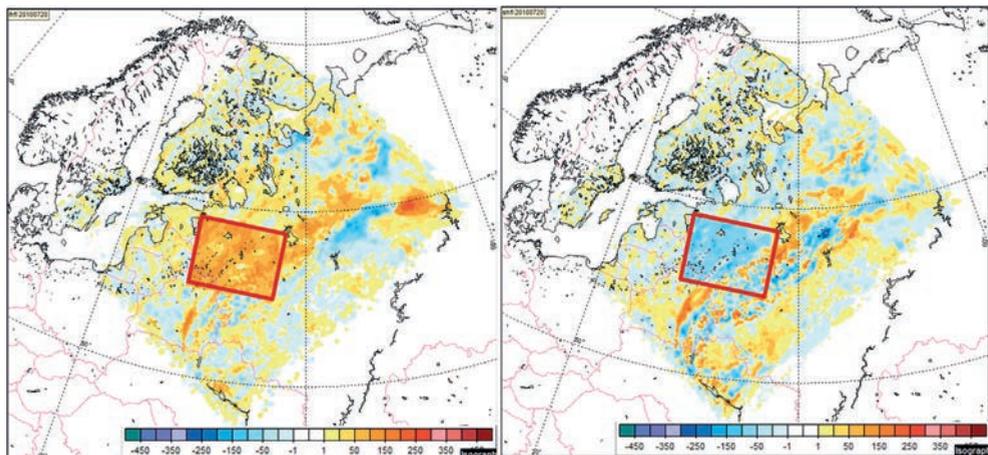
**Таблица 12.4.** Среднемесячные расчетные значения потоков тепла (справа) и отношения Боуэна (слева) для области «Регион», полученные для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

«Регион»							«Регион»						
Месяцы 2010 г.							Месяцы 2010 г.						
Отношение Боуэна							Поток явного тепла, Вт/м <sup>2</sup>						
Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	сред	Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	сред
ctrl	0.2	0.0	0.3	0.5	0.0	0.2	ctrl	-13.3	-7.3	-25.0	-27.7	-2.0	-15.2
ex1	0.2	0.2	0.8	0.9	0.0	0.4	ex1	-16.9	-18.8	-52.7	-36.8	-1.5	-25.6
ex2	0.0	0.0	0.2	0.6	0.0	0.1	ex2	-3.5	-1.2	-17.3	-29.0	-1.0	-10.5
							Поток скрытого тепла, Вт/м <sup>2</sup>						
								5	6	7	8	9	сред
							ctrl	-78.3	-95.5	-99.4	-51.1	-35.5	-72.0
							ex1	-74.9	-83.4	-63.6	-38.6	-37.0	-59.5
							ex2	-87.4	-100.4	-109.5	-50.7	-37.5	-77.2

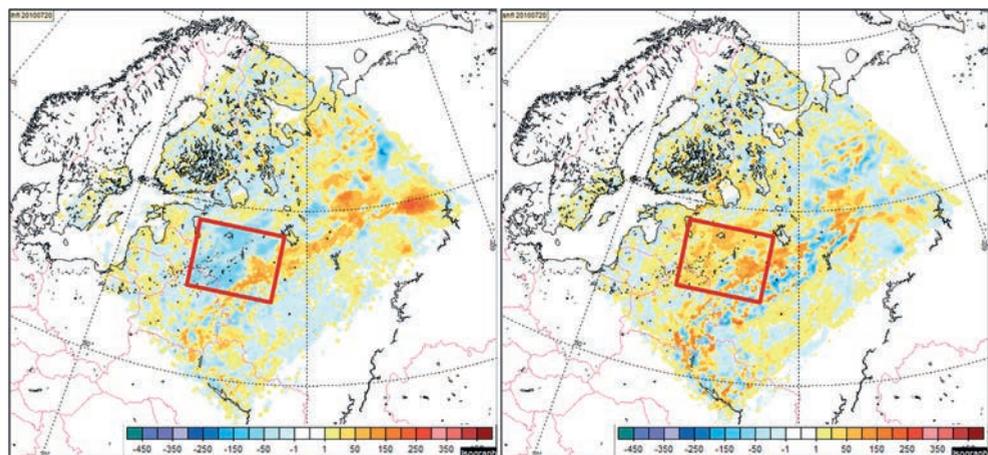
Примечание. **сред** — среднее значение за 5 месяцев.

По абсолютным величинам процесс обезлесения приводит к большим (примерно в 2 раза) изменениям  $H$  и  $LE$  по сравнению с современной структурой землепользования, чем процесс облесения (Таблица 12.4, Рисунки 12.17–12.18): в среднем для сценария с обезлесением произошло увеличение  $H$  на  $10.4 \text{ Вт/м}^2$  (в июле — на  $27.7 \text{ Вт/м}^2$ ) и уменьшение  $LE$  на  $12.5 \text{ Вт/м}^2$  (в июле — на  $35.8 \text{ Вт/м}^2$ ). Аналогичные оценки для сценария с облесением составляют для  $H$   $-4.7 \text{ Вт/м}^2$  (в июле —  $-7.7 \text{ Вт/м}^2$ ) и для  $LE$  —  $5.2 \text{ Вт/м}^2$  (в июле —  $10.1 \text{ Вт/м}^2$ ).

Для всей области интегрировании для каждого из сценариев найдены районы с разнонаправленными тенденциями в потоках тепла: наблюдаются районы как с их увеличением, так и с уменьшением (Рисунки 12.10–12.11).



**Рис. 12.10.** Разность в потоках ( $\text{Вт/м}^2$ ) явного (слева) и скрытого тепла (справа) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом для всей области интегрирования. 12:00 ВСВ 20 июля 2010 г.



**Рис. 12.11.** Разность в потоках ( $\text{Вт/м}^2$ ) явного (слева) и скрытого тепла (справа) между экспериментом со сценарием с облесением и контрольным счетом для всей области интегрирования. 12:00 ВСВ 20 июля 2010 г.

Отношение Боуэна (H/LE) в случае сценария с обезлесением в июле и августе 2010 г. увеличилось на 0.4–0.5 и в случае сценария с облесением в мае и июле 2010 г. уменьшилось на 0.1–0.2 (Таблица 12.4).

#### Д) Влияние изменения лесистости на скорость ветра

Экспериментальными исследованиями показано, что влияние изменение лесистости на поле ветра проявляется, прежде всего, в деформации поля ветра и усилении интенсивности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. Согласно данным, приведенным в работе (Сапожникова, 1950), до верхней границы крон деревьев скорость ветра мало изменяется с высотой, а над кронами скачкообразно возрастает. Получается, что воздушный поток обтекает лес сверху и по опушкам, частично проникая внутрь растительного покрова. Из-за высокого значения параметра шероховатости лесной растительности (1.0–3.0 м, Оке 1982) скорость воздушного потока над лесом несколько снижается. Внутри леса, а также на наветренных и подветренных опушках, скорость ветра уменьшается. Уменьшение скорости ветра внутри леса, по сравнению с открытым участком, определяется плотностью древостоя и наличием подлеска, может составлять от 30–40% до 90%.

В модельном понимании мы можем только условно говорить о скорости ветра на высоте 10 м при полной лесистости, т.к. параметризация подстилающей поверхности в модели на момент проведения экспериментов рассматривала лес не как протяженный по вертикали слой над земной поверхностью, а как поверхность с высокой шероховатостью. В качестве аналога в данном случае можно говорить о скорости ветра на высоте 10 м над высотой слоя вытеснения. Очевидно, что, учитывая сказанное, результаты выполненных экспериментов носят скорее качественный характер. Тем не менее, рассматривая соответствие модельных оценок данным измерений на метеостанциях, следует принимать во внимание, что измерения даже в зонах с высокой облесенностью проводятся на открытых, свободных от леса площадках.

Для всей области интегрирования изменения в среднемесячных значениях скорости фонового приземного ветра (без учета порывов) оказались незначительными (Таблица

**Таблица 12.5.** Среднемесячные расчетные значения скорости ветра на высоте 10м для области интегрирования (слева) и для области «Регион» (справа), полученные для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

Область интегрирования							«Регион»						
Месяцы 2010 г.							Месяцы 2010 г.						
Ветер, м/с / (ex-ctrl), м/с													
Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	сред	Экспе- римен- ты	5	6	7	8	9	сред
ctrl	3	4	3	3	4	3	ctrl	3	3	2	3	3	3
ex1	3/ 0	4/ 0	3/ 0	4/ 1	4/ 0	4/ 1	ex1	4/ 1	4/ 1	3/ 1	4/ 1	4/ 1	4/ 1
ex2	3/ 0	4/ 0	3/ 0	3/ 0	4/ 0	3/ 0	ex2	2/ -1	3/ 0	2/ 0	2/ -1	3/ 0	2/ -1

*Примечание.* **сред** — среднее значение скорости ветра на высоте 10м за 5 месяцев

12.5), для территории «Регион» отмечается усиление скорости ветра на 1 м/с в каждом месяце в случае обезлесения, и уменьшение на 1 м/с для некоторых месяцев — в случае облесения. Отметим, что при рассмотрении наибольших значений скорости ветра за период май-сентябрь 2010 г. оказалось, что облесение приводит к их уменьшению, особенно — в июле (на 5 м/с) (Таблица 12.6).

Проведенное исследование также показало, что обезлесение территории способствует увеличению повторяемости случаев с порывами ветра больших скоростей (Таблица 12.7). Под случаем с порывами ветра будем понимать равенство скорости ветра в узле сетки модели определенному пороговому значению. Согласно градациям по скоростям ветра, установленным Гидрометцентром России (<http://meteoinfo.ru/forecasts/forterminology>), ветер называется сильным при скоростях 15–24 м/с, очень сильным при 25–32 м/с и ураганным при 33 м/с и более.

Рассмотрим подробнее выделенные градации. Как видно из таблицы 12.7, максимальное увеличение повторяемости случаев для сценариев изменения лесистости наблюдается для градации 15–25 м/с. В случае с обезлесением усиления ветра в данной градации наблюдались почти вдвое чаще, чем в контрольном эксперименте. Уменьшение повторяемости при облесении составило 1159 случаев, что почти в 5 раз меньше количества аналогичных случаев для сценария с обезлесением.

Интересен факт, что повторяемости градаций 20–25 и 20–33 м/с оказались близкими друг к другу и существенно ниже повторяемости 15–20 и 15–25 м/с. Превышение значений 25 м/с достигалось крайне редко. При этом количества случаев этих явлений

**Таблица 12.6.** Среднемесячные наибольшие расчетные значения скорости ветра на высоте 10м для области «Регион», полученные для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2) (цифрами показаны порядковые номера месяцев).

Эксперименты	5	6	7	8	9	сред
ctrl	10	10	13	12	14	14
ex1	11/ 1	11/ 1	13/ 0	14/ 2	13/ -1	14/ 0
ex2	8/ -2	9/ -1	8/ -5	10/ -2	12/ -2	12/ -2

*Примечание.* **сред** — среднее значение наибольшей скорости ветра на высоте 10м за 5 месяцев

**Таблица 12.7.** Количество случаев порывов ветра на высоте 10м, полученных при расчетах для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2), по градациям за период май-сентябрь 2010 г. для области «Регион».

Градации	15–25	Δ	15–20	Δ	20–33	Δ	20–25	Δ	25–33	Δ	27–33	Δ
	м/с	15–25	м/с	15–20	м/с	20–33	м/с	20–25	м/с	25–33	м/с	27–33
ctrl	7047	-	6936	-	112	-	111	-	1	-	0	-
ex1	13321	6274	13194	6258	146	34	127	16	19	18	3	3
ex2	5888	1159	5790	1146	107	5	98	13	9	8	3	3

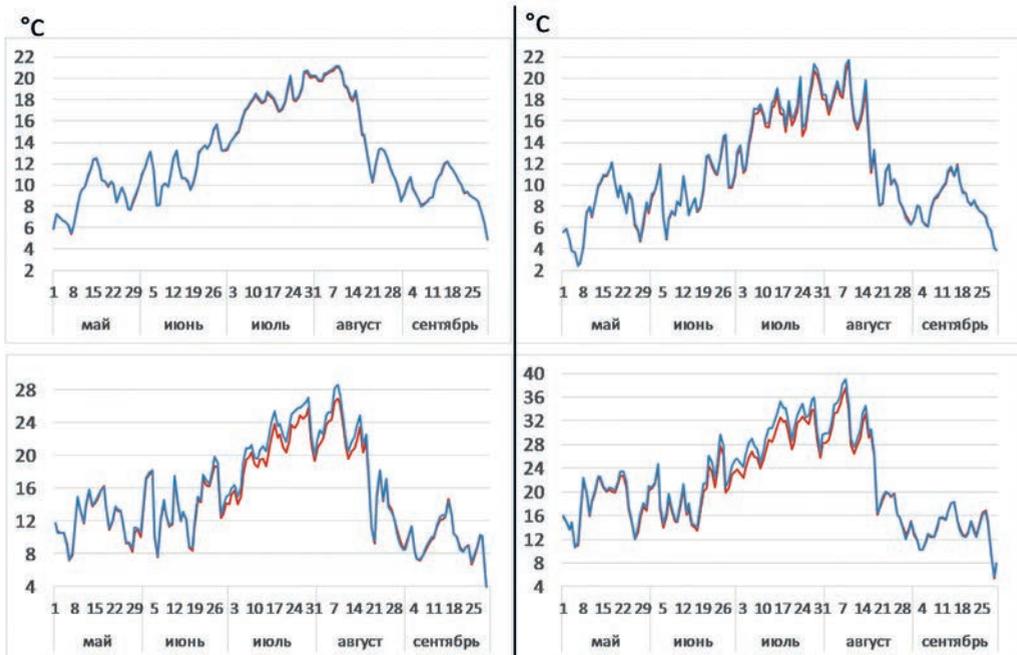
*Примечание.*  $\Delta = |ctrl - ex1, 2|$ .

в различных экспериментах для скоростей ветра от 20 до 25 м/с отличались не столь значительно, как в грациях 15–20 и 15–25 м/с. Однако повторяемость экстремальных скоростей (25–33 м/с) для контрольного случая была крайне низкой, в то время как в случае с обоими экспериментами измененных ландшафтов такие явления наблюдались чаще. Это говорит о различном генезисе усилений ветра в различных грациях и о различном влиянии на обуславливающие эти усиления метеорологические условия изменения лесистости территорий.

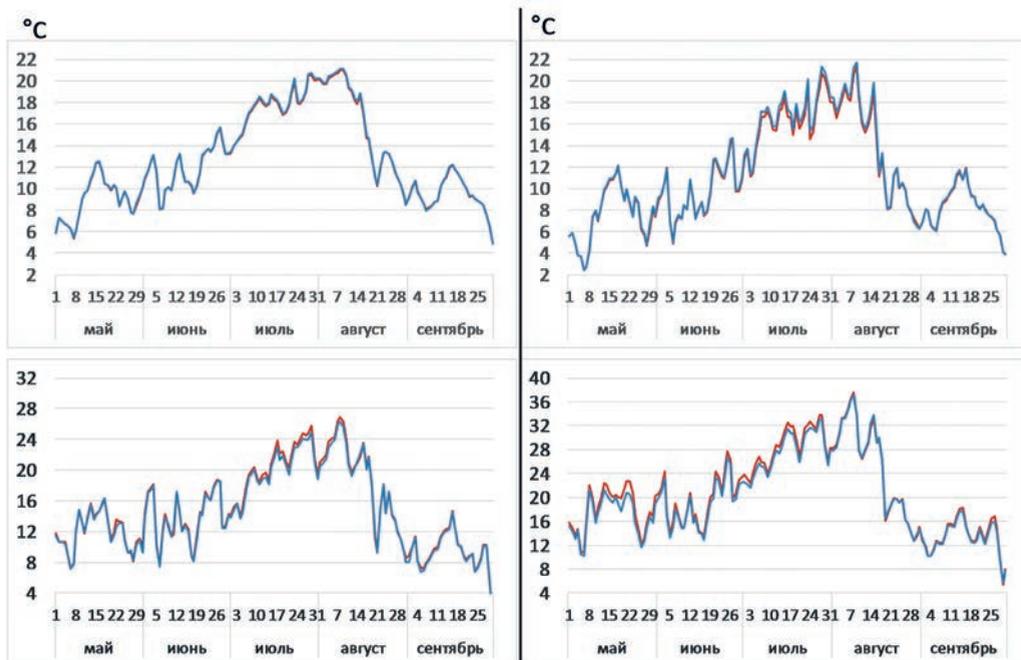
#### 12.4.2. Анализ внутрисуточной изменчивости метеорологических полей

##### А) Влияние изменения лесистости на температуру воздуха

Рассмотрим внутрисуточную изменчивость температуры воздуха на примере июля 2010 г. для сроков 00:00 ВСВ и 12:00 ВСВ. Изменения в температуре воздуха между двумя экспериментами с изменением лесистости и контрольным экспериментом более ярко выражены в дневные часы, чем в ночные (Рисунки 12.12–12.13). Так, среднее значение разностей между значениями температуры воздуха за июль 2010 г. для срока 12:00 ВСВ, полученных для современной структуры землепользования (ctrl) и сценария, имитирующего полное обезлесение (ex1), для всей области интегрирования составило 0.2 °С и для области с измененной лесистостью — 0.8 °С. Аналогичные цифры для сценария полного облесения (ex2) составили –0.1 °С и –0.5 °С, соответственно. Как и в случае



**Рис. 12.12.** Температура воздуха (°С) в 00:00 ВСВ (слева) и 12:00 ВСВ (справа) с 1 мая по 30 сентября 2010 г., осредненная по всей области интегрирования (сверху) и по области «Регион» (снизу), согласно контрольному счету (красная линия) и сценарию обезлесения (синяя линия).



**Рис. 12.13.** Температура воздуха (°C) в 00:00 ВСВ (слева) и 12:00 ВСВ (справа) с 1 мая по 30 сентября 2010 г. осредненная по всей области интегрирования (сверху) и по области «Регион» (снизу), согласно контрольному счету (красная линия) и сценарию облесения (синяя линия).

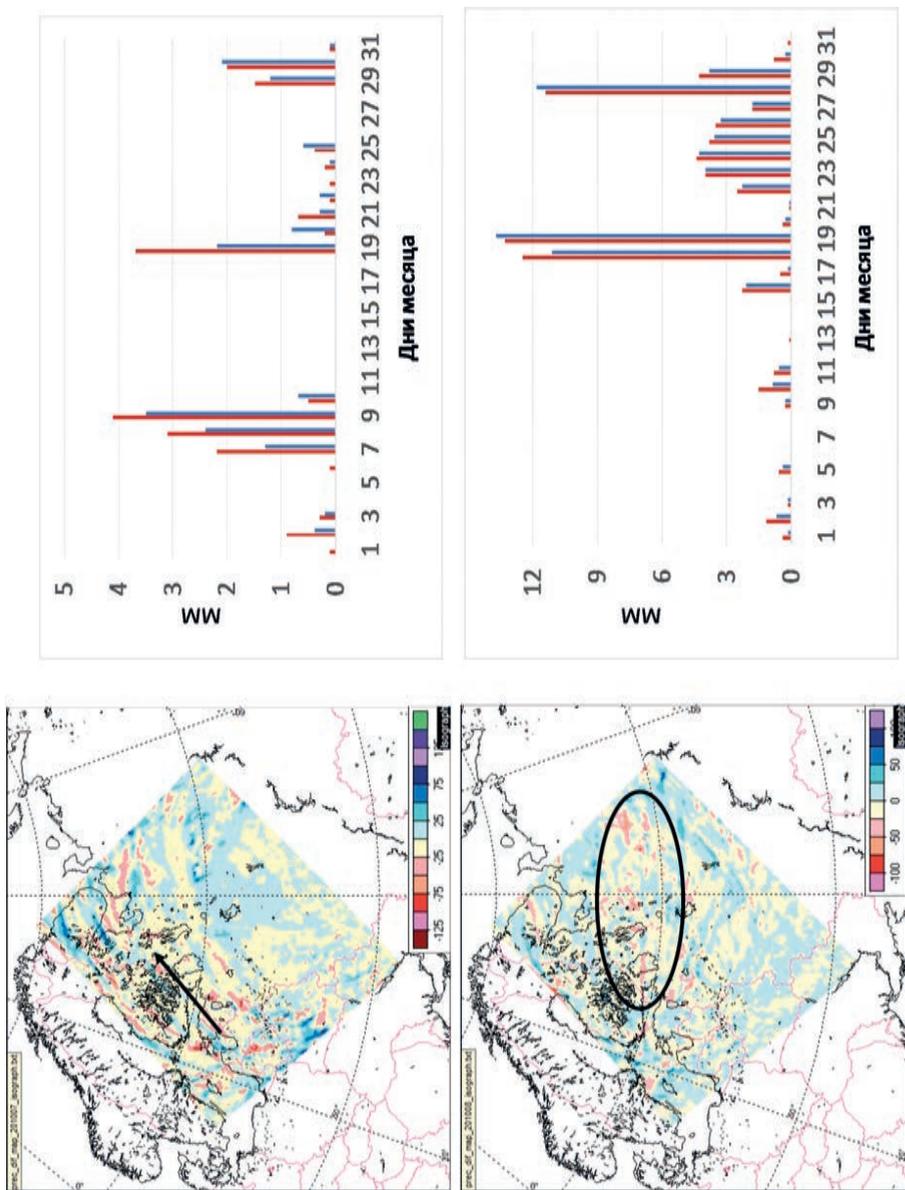
среднемесячных значений, эффект изменения температуры при обезлесении выражен ярче по сравнению со сценарием полного облесения территории.

#### **Б) Влияние изменения лесистости на осадки**

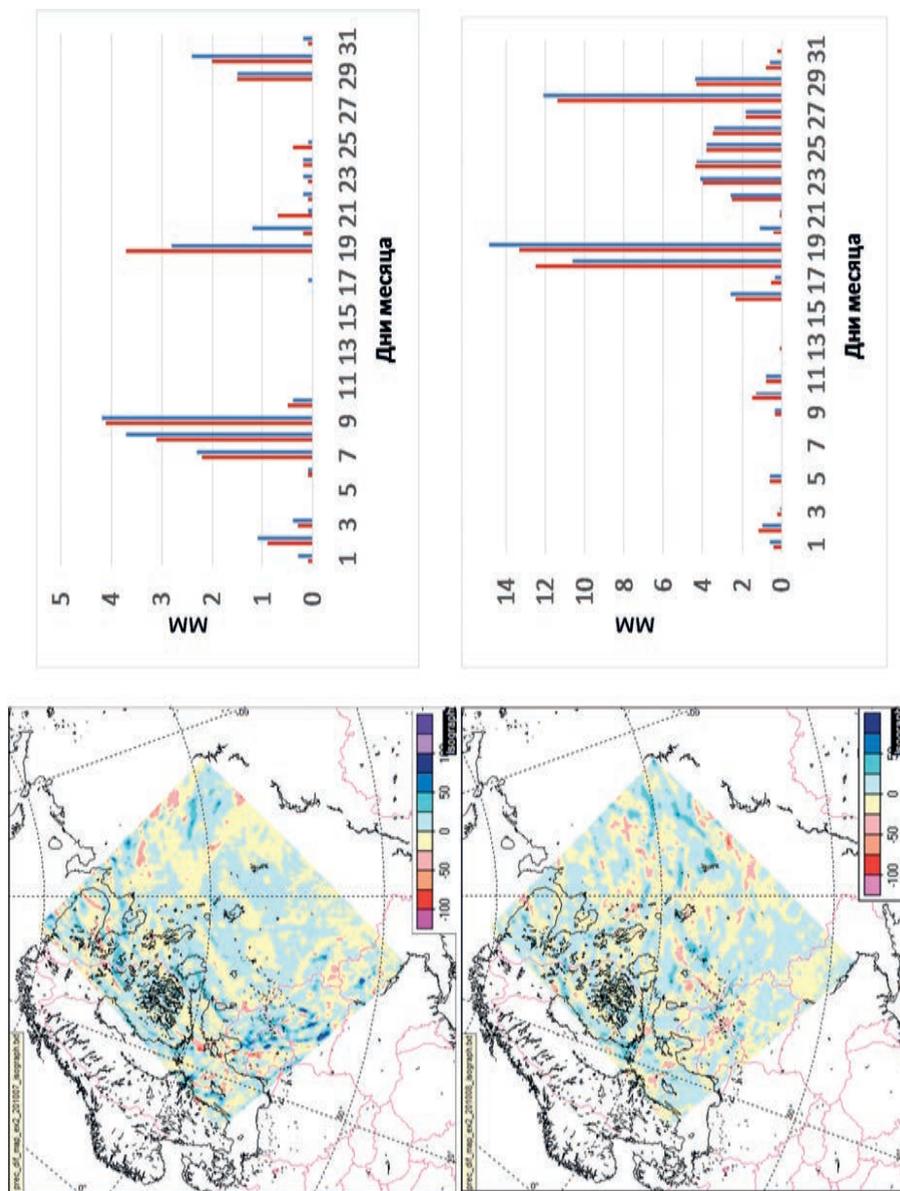
Рассмотрим более подробно результаты экспериментов по изменению режима осадков для июля и августа 2010 г. при разных сценариях изменения лесистости. Карты среднемесячных разностей в полях осадков между первым и контрольным экспериментами показали, что эффекты изменения осадков прослеживаются далеко от области изменения лесистости. При обезлесении в июле наибольшие изменения (уменьшение осадков) проявились вдоль преобладающей траектории перемещения циклонов с фронтами с юго-запада на северо-восток (черная стрелка, рисунок 12.14). В августе зона максимальных различий между первым и контрольным экспериментом наблюдается в северной части исследуемой области (черный овал, рисунок 12.14). Скорее всего, это связано с широтным перемещением циклонов по северу, так как над ЕТР и Уралом в этот период разместился обширный блокирующий антициклон. Для случая облесения привязка к траекториям циклонов областей с завышением осадков оказалась менее очевидной: по-видимому, эффекты облесения могли сказаться на выпадении внутримассовых конвективных осадков в силу повышения испарения (Рисунок 12.15).

#### **В) Влияние изменения лесистости на облачность нижнего яруса**

Динамика изменения облачности нижнего яруса в течение суток показана на рисунке 12.16. Балл облачности колеблется в пределах 1–2 в течение 24 часов, общее



**Рис. 12.14.** Разность в суммах осадков (мм) за июль (сверху) и август (снизу) 2010 г. между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом для области интегрирования. Суточные суммы осадков (мм), осредненные по области «Регион», показаны на диаграммах (красным — контрольный счет, синим — сценарий с обезлесением). Черные стрелка и овал — см. объяснения в тексте.



**Рис. 12.15.** Разность в суммах осадков (мм) за июль (сверху) и август (снизу) 2010 г. между экспериментом со сценарием с облесением и контрольным счетом для области интегрирования. Суточные суммы осадков (мм), осредненные по области «Регион», показаны на диаграммах (красным — контрольный счет, синим — сценарий с облесением).

уменьшение облачности наблюдается после 15 часов. Суточный ход облачности в случае сценария с обезлесением плавно повторяет «форму» хода контрольного счета с некоторым сдвигом в сторону меньших значений; в случае сценария облесения, наоборот, наблюдается некоторое увеличение облачности, особенно резкое — в ночные часы (Рисунок 12.16).

### Г) Влияние изменения лесистости на потоки тепла

Суточный ход осредненных по области «Регион» потоков тепла за весь период интегрирования (май-сентябрь) показан на рисунках 12.17–12.18. Как видно из рисунка 12.17, в дневные часы затраты тепла на явный теплообмен для сценария, имитирующего полное обезлесение территории, превышали значения потоков, полученных при контрольном эксперименте, и достигали  $25 \text{ Вт/м}^2$ . Для случая облесения (Рисунок 12.18) в дневные часы наблюдалась обратная картина (полное облесение территории вело к росту испарения — увеличению потоков скрытого и соответствующему снижению потоков явного тепла), при этом максимальные отличия в осредненных значениях потоков от контрольного эксперимента не превышали  $10 \text{ Вт/м}^2$ .

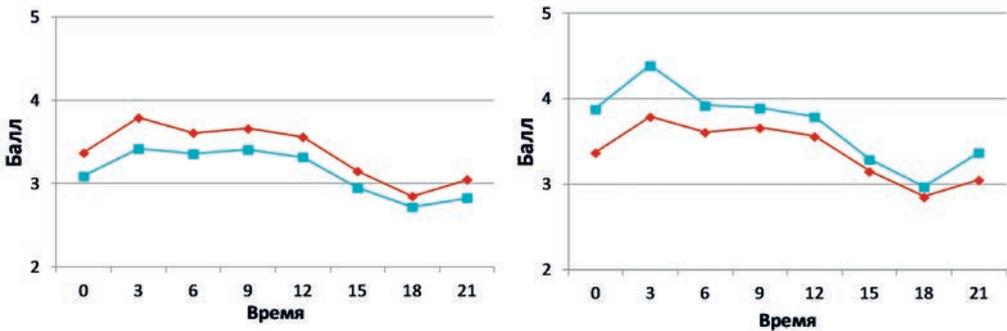


Рис. 12.16. Средние за период май-сентябрь 2010 г. значения балла облачности нижнего яруса по результатам экспериментов со сценарием с обезлесением (левый рисунок, синяя линия) и облесением (правый рисунок, синяя линия) и контрольным счетом (красные линии) для области «Регион».

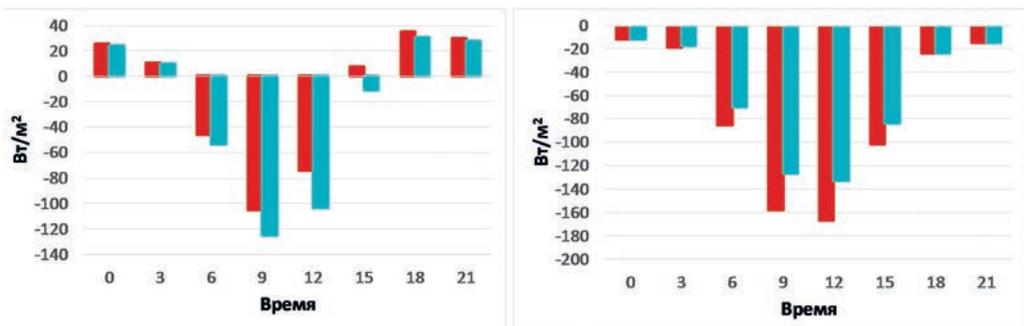
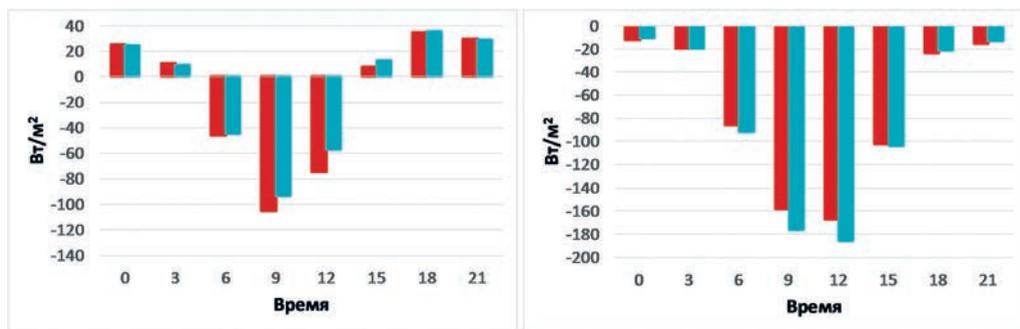


Рис. 12.17. Средние за период май-сентябрь 2010 г. значения потоков ( $\text{Вт/м}^2$ ) явного тепла (слева) и скрытого тепла (справа), полученные для сценария с обезлесением (синие столбики) и для контрольного эксперимента (красные столбики) для области «Регион». Положительные значения потоков соответствуют их направлению из атмосферы к земной поверхности.



**Рис. 12.18.** Средние за период май-сентябрь 2010 г. значения потоков ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) явного тепла (слева) и скрытого тепла (справа), полученные для сценария с облесением (синие столбики) и для контрольного эксперимента (красные столбики) для области «Регион». Положительные значения потоков соответствуют их направлению из атмосферы к земной поверхности.

#### 12.4.3. Анализ влияния синоптических процессов на пространственное распределение метеовеличин

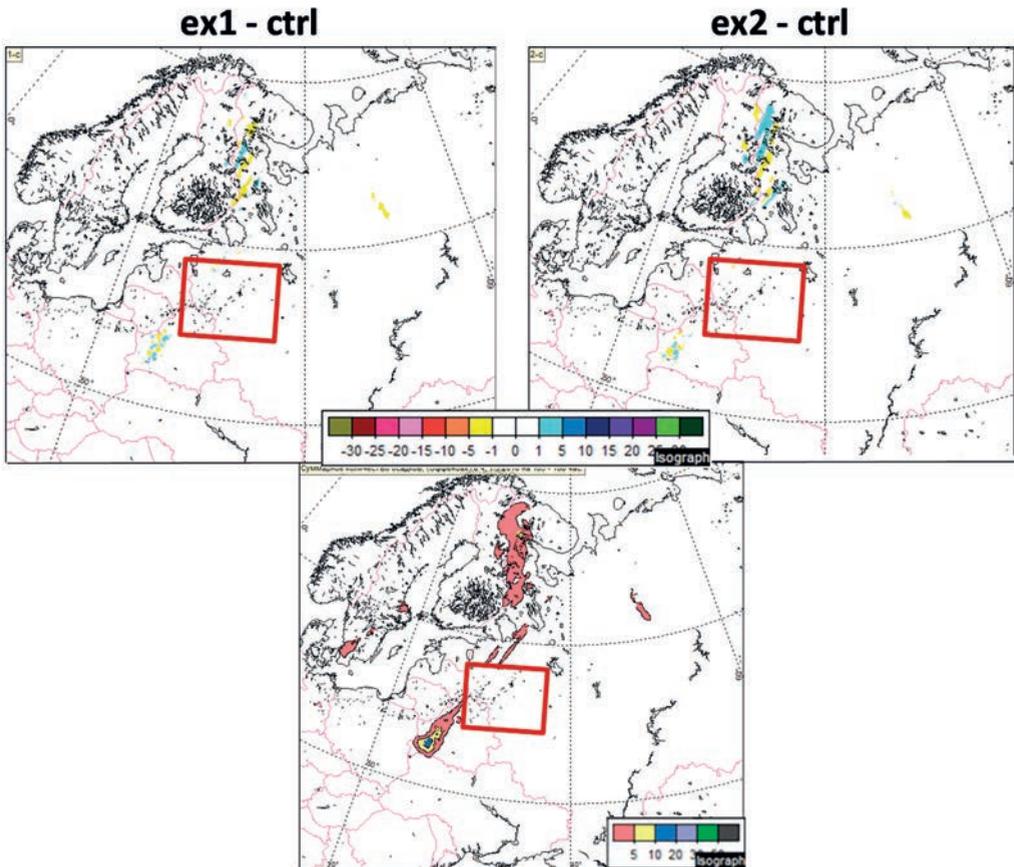
Изменения температуры и осадков (увеличение температуры воздуха и уменьшение осадков для сценария с облесением и уменьшение температуры воздуха и увеличение осадков — для сценария с облесением) отмечались ежедневно на протяжении всего модельного периода. Наиболее ощутимо эти изменения проявлялись в области «Регион», в пределах которого имитировалось изменение лесистости. При этом величины отклонений значений температуры от контрольного эксперимента в отдельные дни могли достигать  $8\text{--}10\text{ }^\circ\text{C}$  (Рисунок 12.7), а для 3-х часовых сумм осадков —  $20\text{--}30\text{ мм}$  (Рисунки 12.19–12.21). Для всей остальной области интегрирования изменения температуры и осадков проявлялись менее значительно, и в некоторых случаях отклонения могли иметь противоположный знак (т.е. уменьшение температуры воздуха и увеличение осадков для первого эксперимента и увеличение температуры воздуха и уменьшение осадков — для второго).

Было замечено, что отклонения температуры воздуха в контрольном эксперименте от экспериментов с лесистостью проявляются в зависимости от наличия или отсутствия облачности. Поэтому в течение исследуемых 5 месяцев было рассмотрено порядка  $10\text{--}15$  случаев (дней), когда наблюдались эпизоды с прохождением фронтов над различными районами области интегрирования. Для области «Регион» было обнаружено, что наибольшие эффекты повышения/понижения температуры в зависимости от изменений лесистости наблюдаются при наличии абсолютно безоблачных условий над «Регионом» и наименьшие — при наличии облачности над «Регионом».

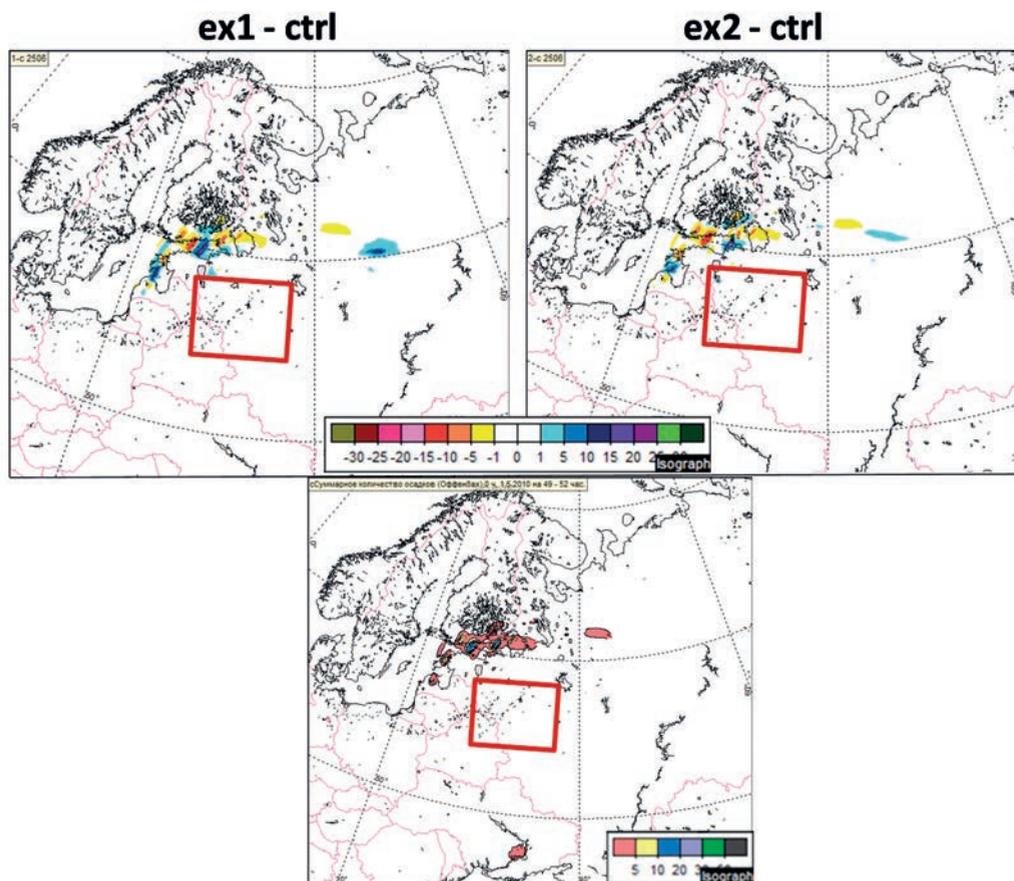
Максимальные изменения значений приземной температуры воздуха хорошо совпадали с районами наибольших изменений облачности нижнего яруса. В частности, наибольшие изменения температуры проявлялись в районах с баллом облачности свыше 4 баллов, соответствующему положению фронта (фиолетовые овалы) (Рисунки 12.22–12.23). Для области «Регион» при отсутствии облачности над ней температура менялась преимущественно в соответствии с изменением степени облесенности (т.е. при облесении — увеличивалась по сравнению с контрольным экспериментом, при облесении — уменьшалась). При синоптической ситуации с резкой адвекцией холодного

воздуха с севера в «Регион» (Рисунки 12.7, 12.24) характерные изменения температуры воздуха при отсутствии облачности в соответствии с типом изменения ландшафта не наблюдались (синяя стрелка).

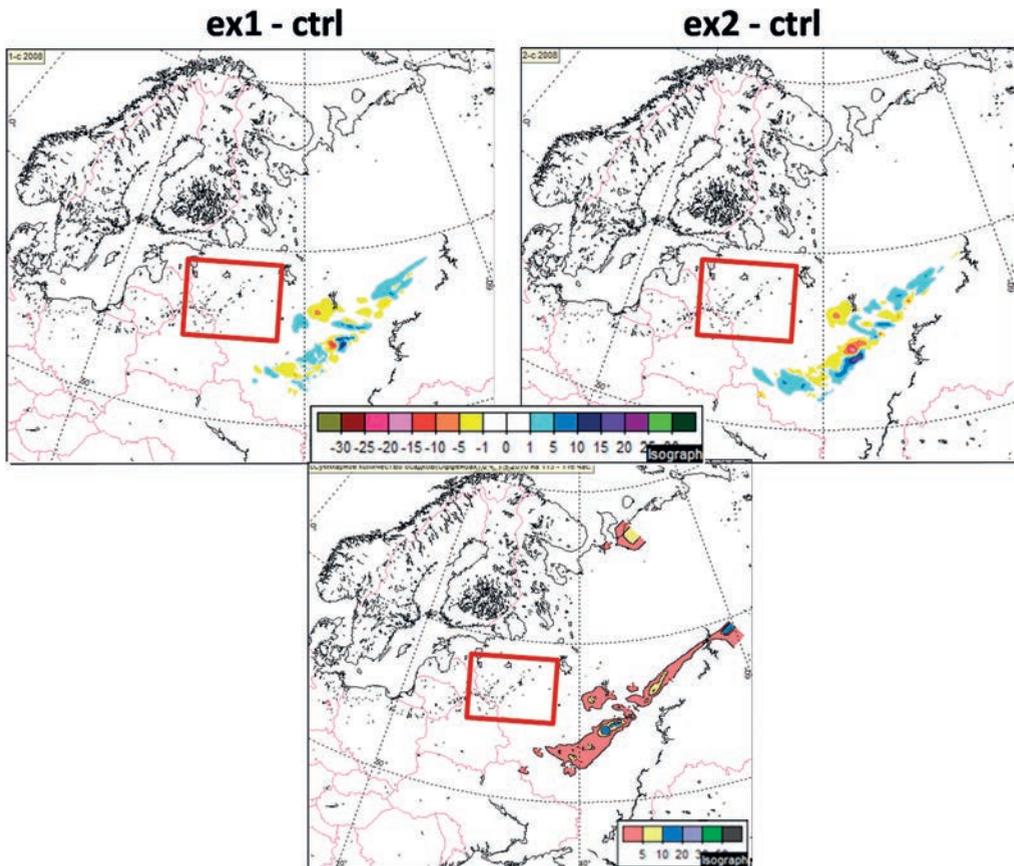
Было получено также, что в случае сходных прогнозов по количеству облачности нижнего яруса для сценариев с обезлесением и облесением прогнозируемые изменения температуры для обоих сценариев оказались почти одинаковыми (зеленые кружки) (Рисунки 12.7, 12.24).



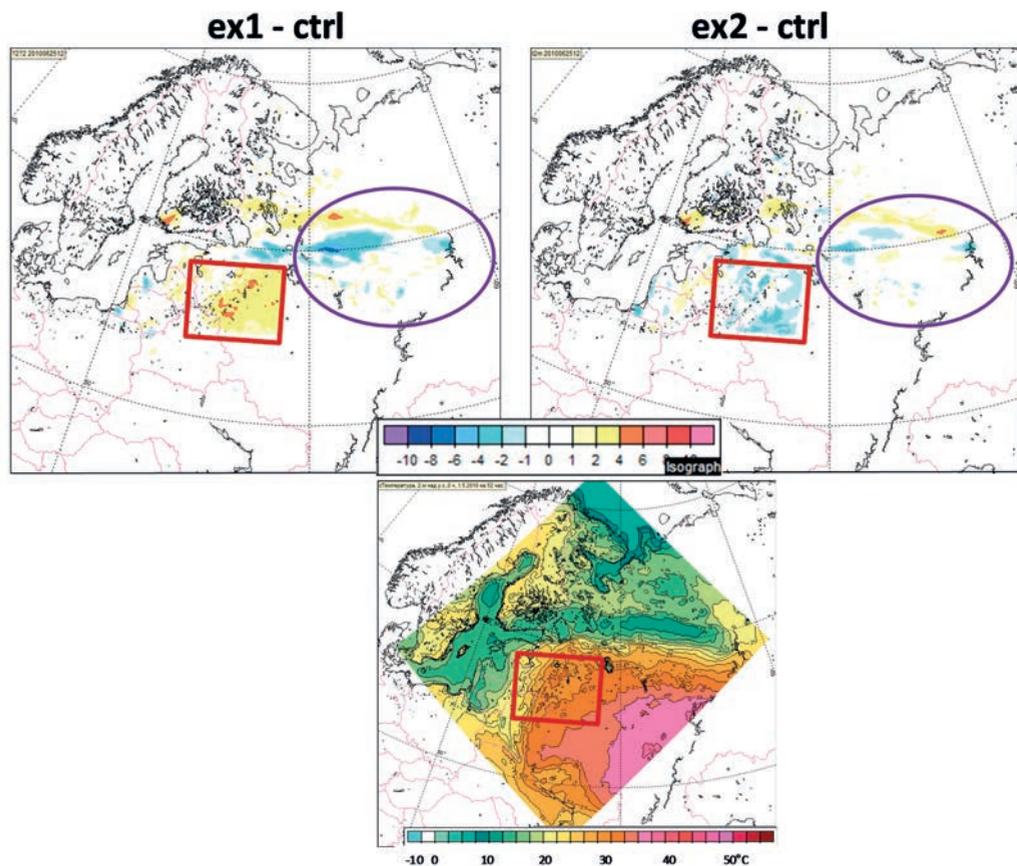
**Рис. 12.19.** Разность в 3-х часовых суммах осадков (мм) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с облесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля сумм осадков для контрольного эксперимента в мм.



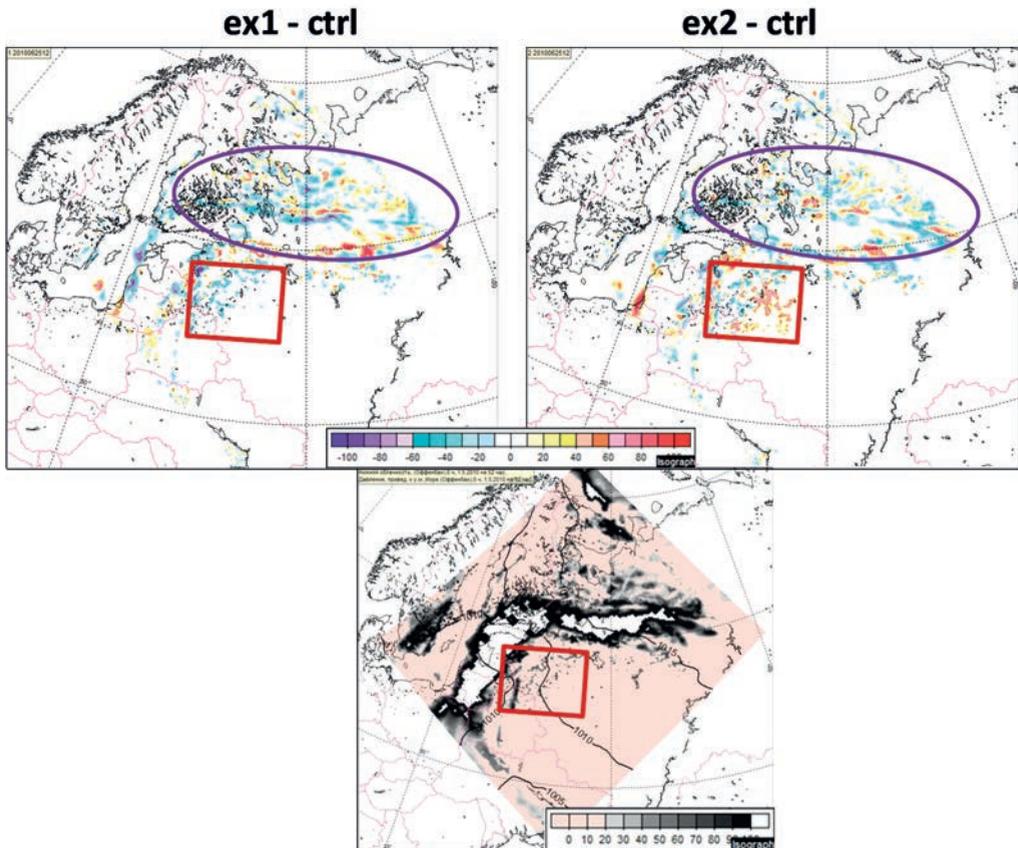
**Рис. 12.20.** Разность в 3-х часовых суммах осадков (мм) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с облесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (25 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля сумм осадков для контрольного эксперимента в мм.



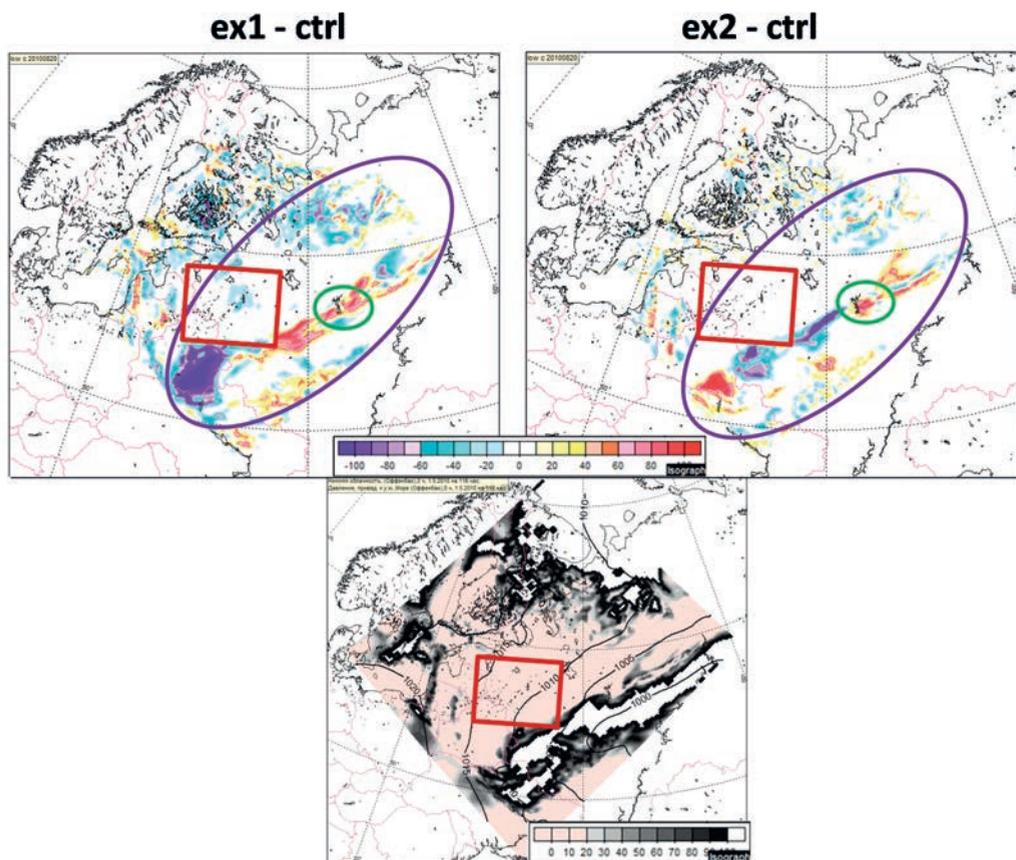
**Рис. 12.21.** Разность в 3-х часовых суммах осадков (мм) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с обезлесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 августа 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля сумм осадков для контрольного эксперимента в мм.



**Рис. 12.22.** Разность в температуре воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с обезлесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (25 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля температуры для контрольного эксперимента в  $^{\circ}\text{C}$ .

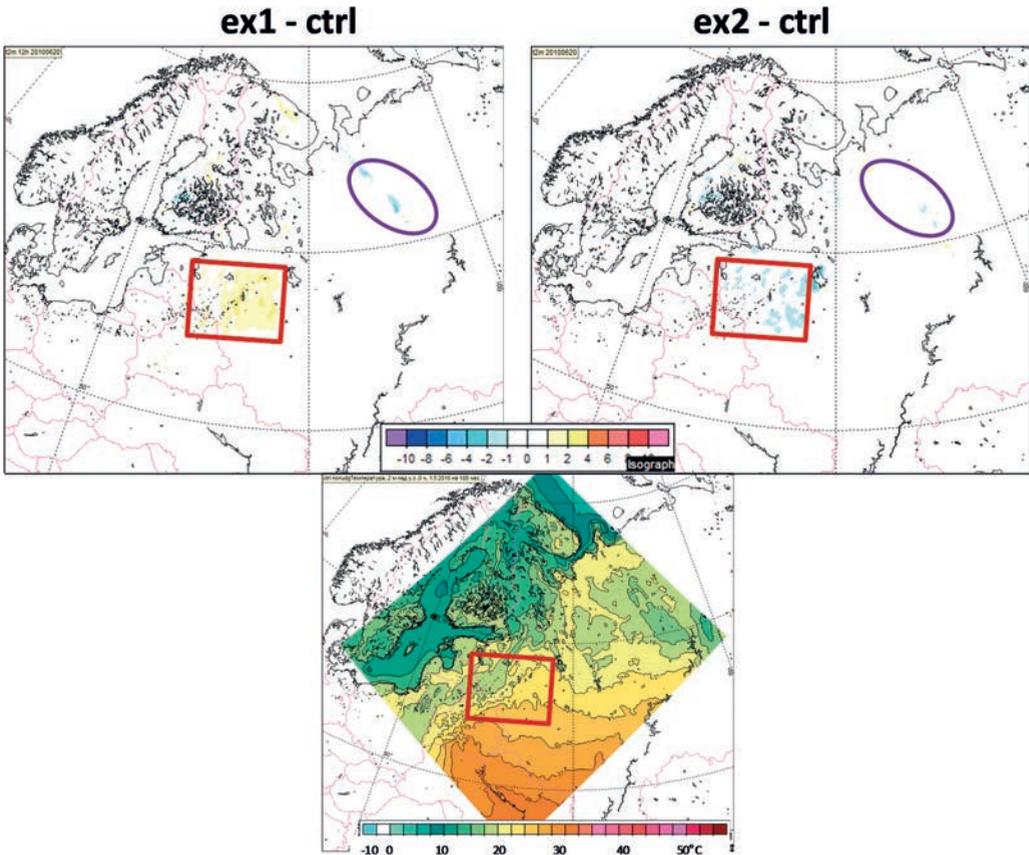


**Рис. 12.23.** Разность в балле облачности нижнего яруса (%) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с обезлесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (25 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов балла облачности для контрольного эксперимента в %.



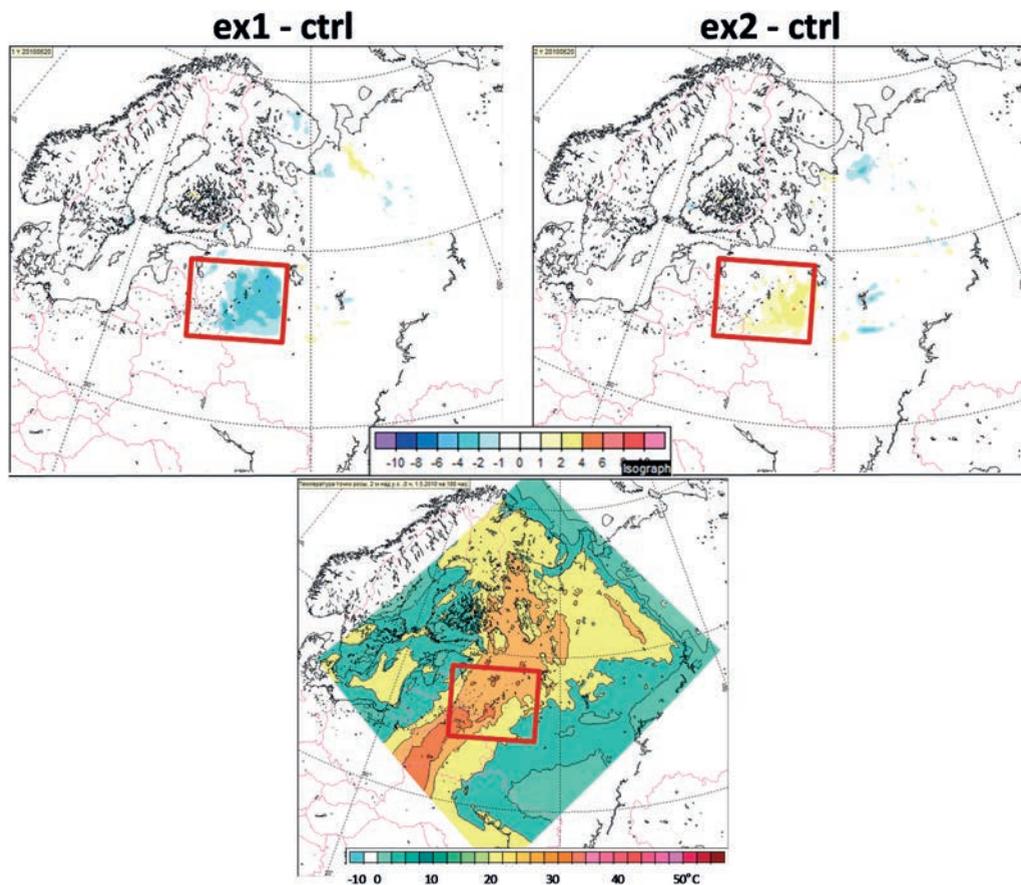
**Рис. 12.24.** Разность в балле облачности нижнего яруса (%) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с облесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 августа 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов балла облачности для контрольного эксперимента в %.

Анализ изменения полей значений точки росы (Рисунок 12.26) выявил тенденции, противоположные изменениям температуры воздуха (Рисунок 12.25): для сценария с обезлесением значения точки росы уменьшаются по сравнению с контрольным счетом, а для сценария с облесением — наоборот увеличиваются. Максимальные изменения точки росы и относительной влажности воздуха на 2 метрах, как и в случае с температурой воздуха, происходят при безоблачной погоде (Рисунки 12.25–12.27). Как отме-

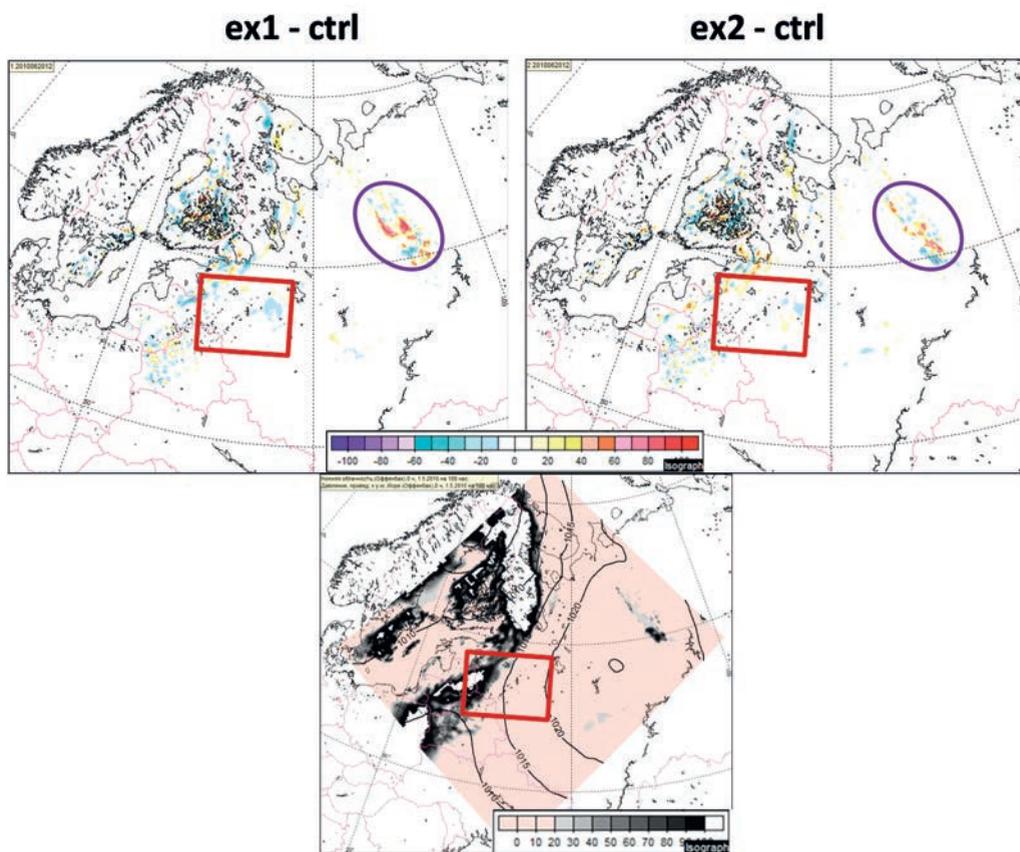


**Рис. 12.25.** Разность в температуре воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с облесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля температуры для контрольного эксперимента в  $^{\circ}\text{C}$ .

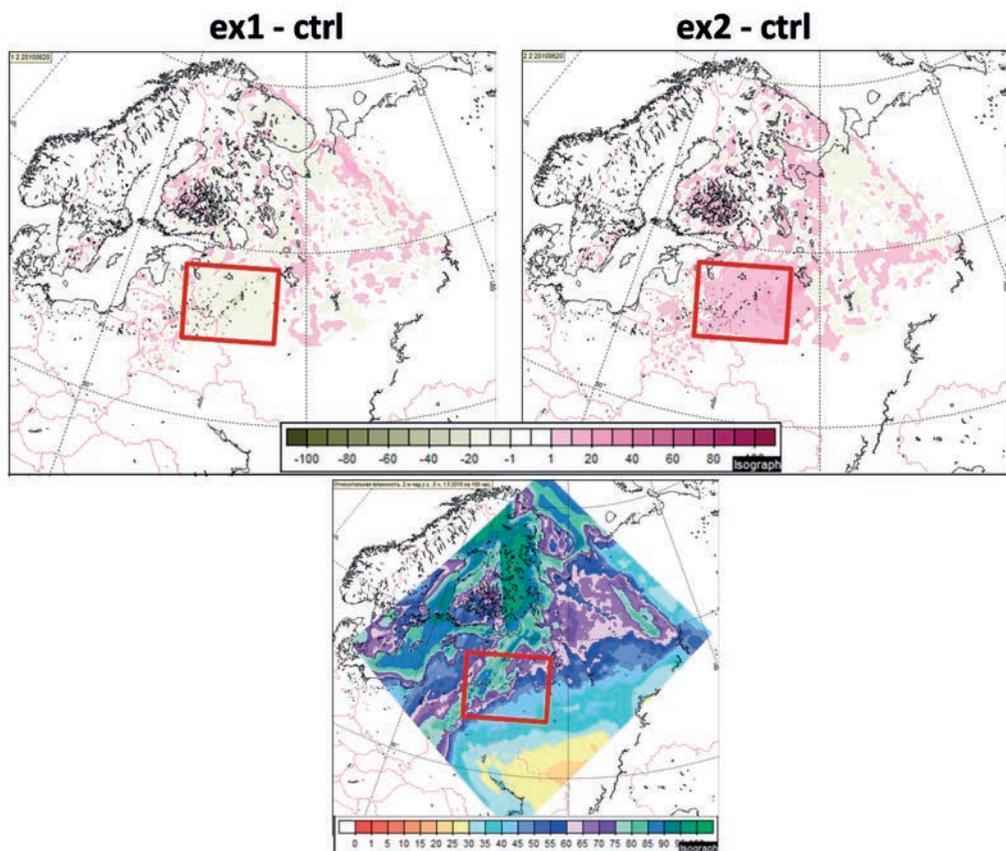
чено в исследованиях (Несмелова, Филиппова, 2006), влияние растительного покрова на относительную влажность выражается всегда в ее росте по сравнению с открытой местностью. Это объясняется как снижением температуры, так и ростом абсолютного влагосодержания внутри растительного покрова. В дневные часы в смешанном лесу относительная влажность может быть выше открытого места на 20–25%, что хорошо согласуется с полученными нами результатами (Рисунок 12.28).



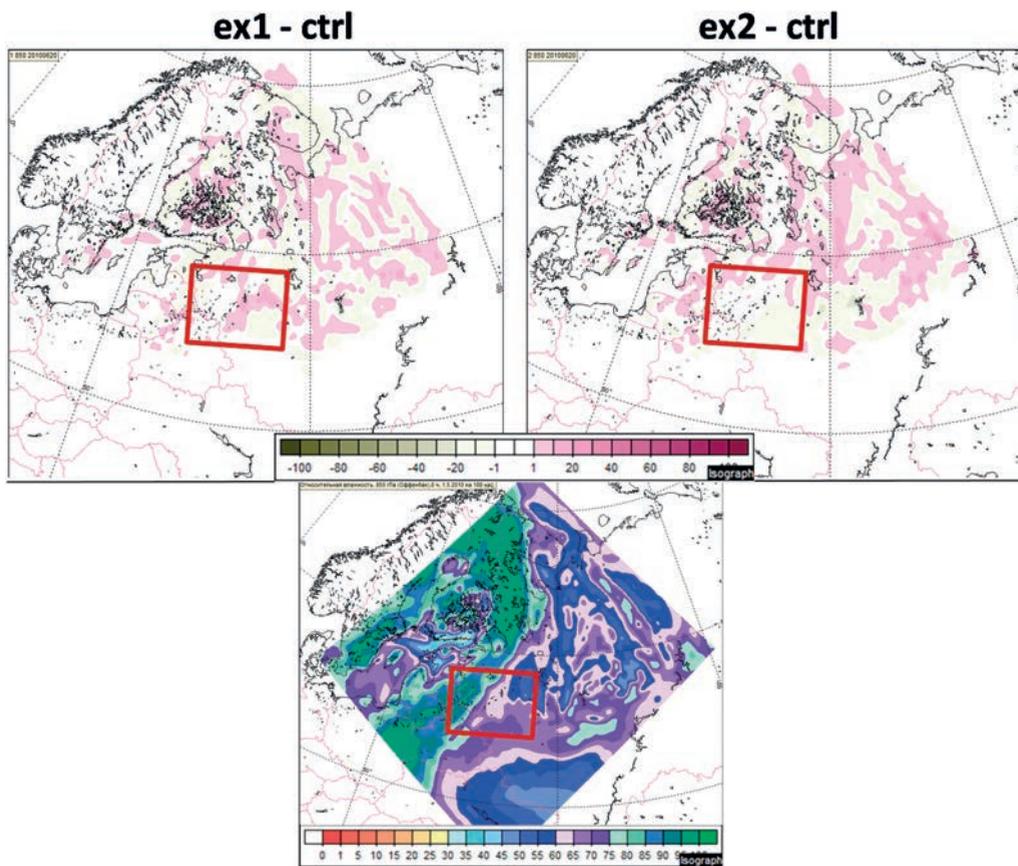
**Рис. 12.26.** Разность в точке росы ( $^{\circ}\text{C}$ ) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с облесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля точки росы для контрольного эксперимента в  $^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 12.27.** Разность в балле облачности нижнего яруса (%) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с облесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов балла облачности для контрольного эксперимента в %.



**Рис. 12.28.** Разность в относительной влажности воздуха на 2 метрах (%) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с обезлесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля относительной влажности воздуха для контрольного эксперимента в %.



**Рис. 12.29.** Разность в относительной влажности воздуха на 850 гПа (%) между экспериментом со сценарием с обезлесением и контрольным счетом (слева) и с облесением и контрольным счетом (справа) для области интегрирования (20 июня 2010 г., 12:00 ВСВ). На нижнем рисунке представлены результаты расчетов поля относительной влажности воздуха для контрольного эксперимента в %.

Поле изменения относительной влажности на 850 гПа довольно неоднородное (Рисунок 12.29). В целом, при сценарии с обезлесением воздух над обезлесенной областью становится более сухим и теплым, а при сценарии с облесением — более прохладным и влажным (из-за увеличения испарения и транспирации растений).

#### 12.4.4. Анализ изменения метеовеличин на станциях «Региона»

В предыдущих разделах нами рассматривались региональные изменения полей метеорологических элементов при изменении лесистости центральных районов ЕТР. Рассмотрим более подробно влияние изменения лесистости на локальные изменения метеорологических величин. Для этого проведем сравнение смоделированных значений метеорологических параметров с данными измерений на метеостанциях крупных горо-

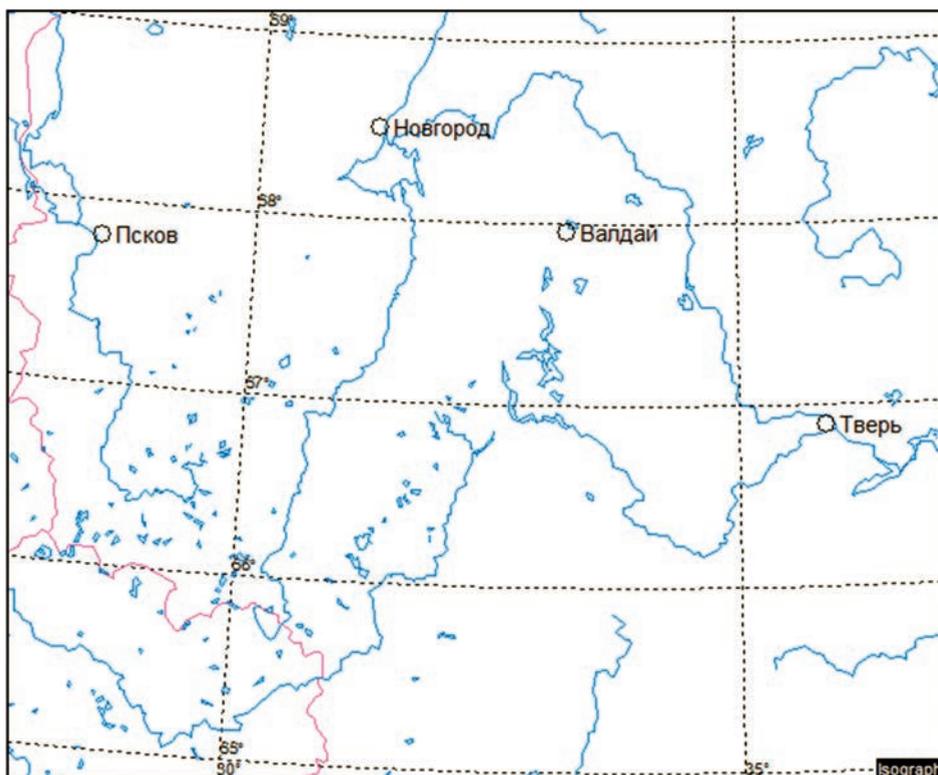


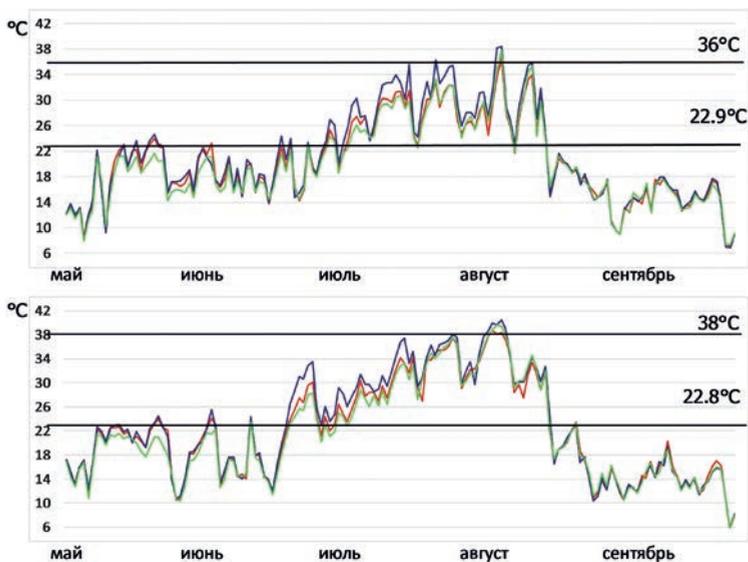
Рис. 12.30. Расположение метеорологических станций в пределах области «Регион».

дов, находящихся внутри области «Регион» (Рисунок 12.30). Для анализа для каждой из выбранных станций построим метеограммы с результатами прогнозов с шагом 3 часа.

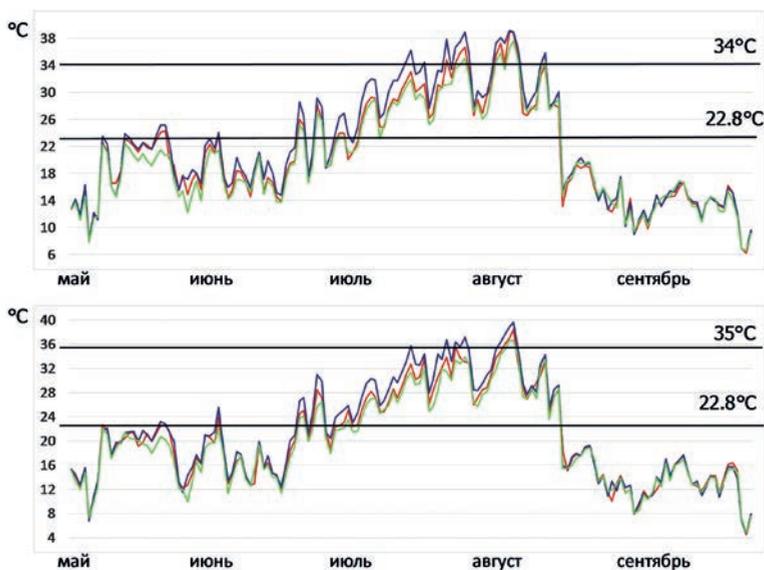
#### *А) Анализ температуры воздуха*

На рисунках 12.31–12.32 приведены графики максимальных температур воздуха за сутки, рассчитанные для ряда станций (Валдай, Новгород, Псков, Тверь) внутри области «Регион» за период с мая по сентябрь 2010 г. В ходе анализа эти значения были сопоставлены с измеренными максимальными значениями температуры за период инструментальных наблюдений. Как видно из приведенных на рисунках 12.31 и 12.32 графиков, наибольшие отклонения максимальных температур при сценариях с изменением лесистости от контрольного эксперимента наблюдаются в июле и августе. Максимальные температуры имеют тенденцию к росту в случае обезлесения и к понижению — в случае облесения. При обезлесении также увеличивается число дней, когда температура воздуха близка или выше абсолютного максимума, при облесении — это число дней уменьшается.

Кроме максимальных температур была рассмотрена вероятность наступления жары на исследуемых станциях при изменении лесистости, а именно — изменение количества дней с аномально-жаркой погодой. Согласно определению, представленному на сайте Гидрометцентра России ([www.meteoinfo.ru/hazards-definitions](http://www.meteoinfo.ru/hazards-definitions)), аномально-жаркая погода характеризуется тем, что в период с апреля по сентябрь в течение 5 дней и более наблюдаются значения среднесуточной температуры воздуха выше климатической



**Рис. 12.31.** Максимальная температура воздуха (°C) за период май-сентябрь 2010 г. на станциях Псков (сверху) и Тверь (снизу). Красная линия — контрольный эксперимент, синяя — сценарий с обезлесением, зеленая — сценарий с облесением. Черными горизонтальными линиями показаны абсолютный максимум температуры (°C) и средняя максимальная температура наиболее жаркого месяца (°C) по (Строительные..., 1983; Кузнецов, Тишков, 2012).



**Рис. 12.32.** Максимальная температура воздуха (°C) за период май-сентябрь 2010 г. на станциях Новгород (сверху) и Валдай (снизу). Красная линия — контрольный счет, синяя — сценарий с обезлесением, зеленая — сценарий с облесением. Черными линиями показаны абсолютный максимум температуры (°C) и средняя максимальная температура наиболее жаркого месяца (°C) по (Строительные..., 1983; Кузнецов, Тишков, 2012).

**Таблица 12.8.** Количество дней с аномально-жаркой погодой, полученных для отобранных пунктов для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2), за период май-сентябрь 2010 г.

Станция	Количество дней с аномально-жаркой погодой		
	ctrl	ex1	ex2
Валдай	27	38	27
Новгород	37	45	31
Псков	17	28	16
Тверь	35	41	35

нормы на 7°C и более. На выбранных станциях было проанализировано количество дней с такими погодными условиями (Таблица 12.8). Для всех станций «Региона» отмечено более существенное увеличение числа дней с аномально-жаркой погодой при сценарии обезлесения. При облесении некоторое их уменьшение наблюдается в Новгороде и Пскове, но по абсолютной величине гораздо меньшее, чем при обезлесении. На станциях Тверь и Валдай облесение не приводит к изменению в числе дней с аномально-жаркой погодой.

#### **Б) Анализ повторяемости туманов**

На выбранных станциях была также проанализирована повторяемость туманов (Таблицы 12.9–12.10). Туман в модели упрощенно определяется как октетный балл облачности (от 0 до 8) ниже 100 м. Для области, где имитировалось изменение лесистости, в целом отмечено увеличение случаев с туманами при облесении территории и их уменьшение — при обезлесении. Изменения большей частью касаются модельного балла туманов от 1 до 4.

#### **В) Анализ изменения ветрового режима**

Как показывали расчеты, в области, где проводилась имитация изменения лесистости, наблюдается усиление скорости ветра при обезлесении и ее ослабление (или сохранение без изменений) — при облесении (Таблицы 12.11–12.12). Отметим, что в июле при обезлесении практически на всех станциях для сценария обезлесения было получено увеличение скорости ветра примерно в 1.5 раза.

**Таблица 12.9.** Количество случаев туманов (1...8) за период май-сентябрь 2010 г. для отобранных пунктов для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

Станция	Все случаи туманов / (ex-ctrl)			Количество случаев туманов с баллом 1...4 / (ex-ctrl)		
	ctrl	ex1	ex2	ctrl	ex1	ex2
Валдай	39	30/-9	62/+23	22	19/-3	41/+19
Новгород	38	18/-20	57/+19	23	11/-12	36/+13
Псков	33	25/-8	55/+23	21	15/-7	36/+15
Тверь	32	28/-4	48/+15	19	20/-1	25/+6

**Таблица 12.10.** Количество случаев туманов (1...8) за июль 2010 г. для отобранных пунктов для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

Станция	Все случаи туманов			Количество случаев туманов с баллом 1...4		
	ctrl	ex1	ex2	ctrl	ex1	ex2
Валдай	1	0	3	1	0	3
Новгород	2	0	1	2	0	1
Псков	4	0	10	4	0	8
Тверь	0	0	0	0	0	0

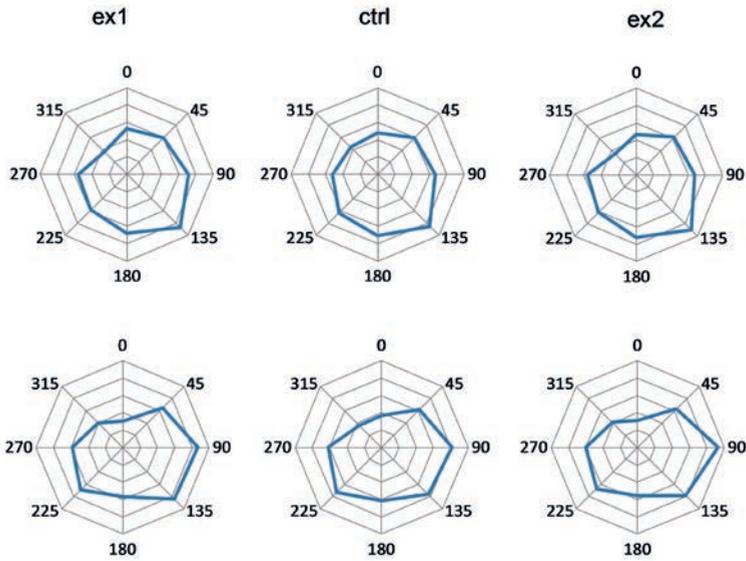
**Таблица 12.11.** Наибольшая за период май-сентябрь 2010 г. скорость ветра на высоте 10м, полученная для отобранных пунктов для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

Станция	Скорость ветра, м/с		
	ctrl	ex1	ex2
Валдай	7	9	6
Новгород	8	10	6
Псков	10	10	8
Тверь	8	10	6

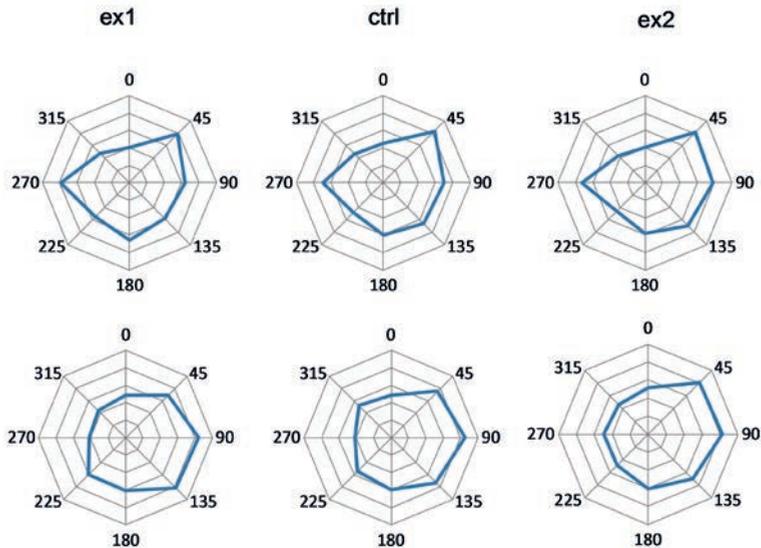
**Таблица 12.12.** Наибольшая за июль 2010 г. скорость ветра на высоте 10м, полученная для отобранных пунктов для современной структуры землепользования (ctrl) и сценариев, имитирующих полное обезлесение (ex1) и облесение (ex2).

Станция	Скорость ветра, м/с		
	ctrl	ex1	ex2
Валдай	5	8	5
Новгород	5	7	5
Псков	8	9	6
Тверь	6	10	6

Также отметим, что направление ветра в результате экспериментов с изменением лесистости изменилось незначительно для всех анализируемых станций (Рисунки 12.33–12.34). Тем не менее, различия в розах ветров между сценариями «полное отсутствие леса» — «полное облесение» для г. Твери говорит о некоторой чувствительности направления ветра к изменению лесной растительности. Причины выявленной чувствительности — предмет дальнейшего изучения.



**Рис. 12.33.** Розы ветров за период май-сентябрь 2010 г. на станциях Новгород (сверху) и Валдай (снизу) по результатам контрольного счета (ctrl, посередине), а также отклонения для эксперимента обезлесения (ex1) и эксперимента облесения (ex2). Градации направления ветра обозначены следующим образом: «0» — количество случаев с направлением ветра 0–45°, «45» — количество случаев с направлением ветра 45–90° и т. д.



**Рис. 12.34.** Розы ветров за период май-сентябрь 2010 г. на станциях Псков (сверху) и Тверь (снизу) по результатам контрольного счета (ctrl, посередине), а также отклонения для эксперимента обезлесения (ex1) и эксперимента облесения (ex2). Градации направления ветра обозначены следующим образом: «0» — количество случаев с направлением ветра 0–45°, «45» — количество случаев с направлением ветра 45–90° и т. д.

## Заключение

Результаты проведенного модельного исследования, выполненного на примере теплого периода 2010 года, показали, что процессы обезлесения и облесения в природно-климатических условиях Центральной России могут привести к значимым изменениям погодных условий, в первую очередь — изменениям в режиме осадков, изменению приземной температуры, частоты появления туманов. Было показано, что изменения целого ряда метеорологических характеристик (приземной температуры и влажности воздуха, потоков явного и скрытого тепла, скорости и порывистости ветра) происходили главным образом непосредственно внутри региона, где имитировалось изменение лесистости, в то время как изменение режима осадков и облачности в зависимости от синоптических процессов прослеживалось для более обширных территорий, расположенных на расстоянии до 1000 км от исследуемого региона.

По данным экспериментов было показано, что обезлесение приводит к увеличению приземной температуры воздуха и уменьшению сумм осадков, а облесение — наоборот: к уменьшению приземной температуры воздуха и увеличению сумм осадков. Причем «нагрев» безлесных территорий оказался более сильным, чем «охлаждение» в случае облесения (от изначальной 50% лесистости). Относительное уменьшение среднемесячных сумм осадков в случае обезлесения проявилось наиболее отчетливо в период с засушливой и жаркой погодой, а в случае облесения — значимое (более 4%) увеличение месячных сумм осадков произошло как в дождливые и прохладные месяцы (начала теплого периода), так и в период с жаркой погодой с малым количеством осадков. Полученные результаты позволяют предположить, что уменьшение площади лесов может привести к существенным изменениям в режиме погоды в областях с жарким и сухим летом (например, на южной границе зоны смешанных лесов и в лесостепной зоне), дополнительно повышая как температуру, так и засушливость этих регионов.

Изменения температуры наиболее сильно проявляются в жаркие дни, в дневное время непосредственно на территории, где была выполнена модельная имитация изменения лесистости.

Характеристики влажности приземного воздуха и облачности нижнего яруса уменьшались при сценарии с обезлесением и увеличивались в случае сценария с облесением. Таким образом, облесение территории приводило к некоторому дополнительному увлажнению нижних слоев тропосферы, связанному, главным образом, с повышением эвапотранспирации. Процесс обезлесения, напротив, способствовал установлению более жаркой и сухой погоды, усилению скорости ветра. Одним из значимых эффектов изменения лесистости явилось изменение числа дней с туманами, причем этот эффект оказался более сильным для случаев с облесением. Отмеченные изменения затронули главным образом непосредственно регион с измененной лесистостью.

Суммируя результаты проведенных экспериментов, можно отметить, что по абсолютной величине влияние процессов полного обезлесения (при современной 50% степени облесенности исследуемой территории) на летние температурные условия оказалось более значительным, чем процессы полного облесения. С другой стороны, влияние процессов облесения на осадкообразование, формирование туманов и режим ветра было либо соизмеримым, либо более значимым, чем при полном обезлесении.

## Литература

- Какутина Е.А., Коронкевич Н.И. Влияние изменения состояния лесов Европейской части России на годовой речной сток // Водные ресурсы, 2013, т. 40, № 4, С. 339–349.
- Кузнецов Г.В., Тишков А.А. Зоогеографические исследования на территории Валдайской возвышенности (к 40-летию Валдайского стационара Института географии РАН). Известия РАН. Серия Географическая, 2012, № 2, С. 82–95.
- Несмелова Е.И., Филиппова М.Г. Микроклиматология: Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ, 2006, 186 С.
- Оке Т.Г. Климаты пограничного слоя. Л., ГИМИЗ, 1982, 359 С.
- Ольчев А.В. Потоки CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O в лесных экосистемах в условиях изменяющегося климата (оценка с применением математических моделей). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора биологических наук. М.: Генезис, 2015, 51 С.
- Побединский А.В. Водоохранная и почвозащитная роль лесов: изд. 2-е. Пушкино, ВНИИЛМ, 2013, 208 С.
- Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., Суркова Г.В., Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // Метеорология и гидрология, 2015, № 6, С. 58–70.
- Сапожникова С.А. Микроклимат и местный климат. Л., ГИМИЗ, 1950, 241 С.
- Строительные нормы и правила: Строительная климатология и геофизика: СНиП 2.01.01–82. Введ. 01.01.1984: Взамен главы СНиП II-А.6–72 «Строительная климатология и геофизика». М., Государственный комитет по делам строительства, 1983, 139 С.
- Anav A., Ruti P.M., Artale V., Valentini R. Modelling the effects of land-cover changes on surface climate in the Mediterranean region // Clim. Res., 2010, V. 41, P. 91–104.
- Carlson D.W., Groot A. Microclimate of clear-cut, forest interior, and small openings in trembling aspen forest // Agricultural and Forest Meteorology 1997 V. 87. P. 313–329.
- Dee D.P., Uppala S., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C.M., van de Berg L., Bidlot J.-R., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P.W., Köhler M., Matricardi M., McNally A., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., De Rosnay P., Tavolato C., Thepaut J.-J., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 2011, V. 137, P. 553–597.
- Doms G., Foerstner 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 2: Physical Parameterization, 2011, 154 P., <http://cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf>
- Mölders N. Landscape changes over a region in East Germany and their impact upon the processes of its atmospheric water-cycle. Meteorol. Atmos. Phys. 1998. V. 68. P. 79–98.
- Nobre C.A., Sellers P.J., Shukla J. Amazonian deforestation and regional climate change. J. Clim., 1991, V. 4, P. 957–988.
- Olchev A., Radler K., Sogachev A., Panferov O., Gravenhorst G. Application of a threedimensional model for assessing effects of small clear-cuttings on radiation and soil temperature // J. Ecol. Modell. 2009. V. 220. P. 3046–3056.
- Pielke R.A., Adegoke J., Beltran-Przekurat A., Hiemstra C.A., Lin J., Nair U.S., Niyogi D., Nobis T.E. An overview of regional land-use and landcover impacts on rainfall // Tellus, 2007. V. 59. P. 587–601.
- Radler K., Olchev A., Panferov O., Klinck U., Gravenhorst G. Radiation and temperature responses to a small clear-cut in a spruce forest // Open Geography Journal. 2010. 3. P. 103–114.
- <http://meteoinfo.ru/forecasts/forcterminology>.
- <http://method.meteorf.ru>.
- <http://www.cosmo-model.org>.
- <http://www.clm-community.eu>.
- <http://meteoinfo.ru/hazards-definitions>.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение .....	3
1. Климатические условия центральных районов Европейской территории России.....	5
2. Оценка современных изменений растительного покрова южной части Валдайской возвышенности по данным дистанционного зондирования .....	19
3. Изменения растительности и климата южной части Валдайской возвышенности в позднеледниковье и голоцене.....	30
4. Особенности фотосинтеза и транспирации древесных растений Европейской территории России.....	48
5. Энерго-массообмен с атмосферой на вырубке в подзоне южной тайги Европейской территории России.....	71
6. Влияние сплошной вырубки леса на дыхание почвы. ....	82
7. Применение методов математического моделирования к оценке потоков CO <sub>2</sub> и H <sub>2</sub> O в лесных экосистемах .....	95
8. Моделирование турбулентного переноса парниковых газов над неоднородной подстилающей поверхностью .....	117
9. Биофизические подходы к описанию связи между испарением и продуктивностью лесной растительности .....	170
10. Ресурсы тепло и влагообеспеченности Европейской территории России при изменении климата в XXI веке .....	183
11. Применение методов математического моделирования к оценке потоков CO <sub>2</sub> и H <sub>2</sub> O в южнотаежных еловых лесах Европейской территории России при климатических изменениях.....	212
12. Влияние изменения лесистости центральных районов Европейской территории России на региональные метеорологические условия: оценка с применением климатической версии модели COSMO .....	230



## Авторы

Ольчев Александр Валентинович

Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва; Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН), Москва

Авилов Виталий Константинович

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН), Москва

Байбар Анастасия Сергеевна

Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва

Белотелов Николай Вадимович

Вычислительный центр им. А.А. Дородницына Российской академии наук; ФИЦ ИУ РАН (ВЦ ФИЦ ИУ РАН), Москва

Болондинский Виктор Константинович

Институт леса Карельского научного центра РАН (ИЛ КарНЦ РАН), Петрозаводск, Республика Карелия

Иванов Дмитрий Геннадьевич

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН), Москва

Кузьмина Екатерина Владимировна

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва

Курбатова Юлия Александровна

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН), Москва

Левашова Наталия Тимуровна

Физический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва

Мамкин Вадим Витальевич

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН), Москва

Мангура Полина Александровна

Физический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва

Молчанов Александр Георгиевич

Институт лесоведения РАН (ИЛАН РАН), с. Успенское, Московская обл.

Мухартова Юлия Вячеславовна

Физический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва

Никитин Михаил Александрович

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва

Новенко Елена Юрьевна

Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва; Институт географии РАН, Москва

Придача Владислава Борисовна  
Институт леса Карельского научного центра РАН (ИЛ КарНЦ РАН), Петрозаводск, Республика  
Карелия

Ривин Гдалий Симонович  
Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва  
Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова  
(МГУ), Москва

Розинкина Инна Адольфовна  
Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва

Сазонова Татьяна Аркадьевна  
Институт леса Карельского научного центра РАН (ИЛ КарНЦ РАН), Петрозаводск,  
Республика Карелия

Сандлерский Роберт Борисович  
Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (ИПЭЭ РАН), Москва

Суркова Галина Вячеславовна  
Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова  
(МГУ), Москва

Холопцева Екатерина Станиславовна  
Институт биологии Карельского научного центра РАН (ИБ КарНЦ РАН), Петрозаводск,  
Республика Карелия

---

*НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ*

**Коллектив авторов**

ЛЕСА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ  
В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА

Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2017. 276 с.

*Отпечатано в типографии "Галлея-Принт"*  
*Объем 23 уч.изд.л. Тираж 250 экз.*