

РАЗДЕЛ 4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Глава 4.1. ВОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

В. Ю. Георгиевский

М. В. Георгиевский, О. Ф. Голованов,
А. Л. Шалыгин

4.1.1. Введение

В первом оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (Оценочный доклад..., 2008 а, б) в результате комплексного анализа характеристик стока 300 рек страны по данным наблюдений по 2000 г. включительно, был получен вывод, что в последние 20–25 лет двадцатого столетия на фоне прогрессирующего потепления на большинстве рек страны наблюдается фаза повышенной водности, и их годовой сток превысил норму за предшествующий многолетний период времени. Основной особенностью изменений сезонного стока рек в этот период было значительное увеличение их водности в зимний период практически на всей территории России. Наиболее отчетливо увеличение зимнего стока проявилось на ЕЧР, от верховьев Сев. Двины до низовьев Дона и Волги.

В настоящем разделе рассматриваются произошедшие изменения водного режима рек с учетом данных наблюдений по 2012 год.

4.1.2. Водные ресурсы

Долговременные изменения суммарного годового стока рек (водных ресурсов) Российской Федерации представлены на рис. 4.1.1.

На общем фоне фазы повышенной водности рек страны, начавшейся с конца 1970-х – начала 1980-х годов, только 4 года (1982, 1987, 1992 и 2012) характеризовались водными ресурсами несколько ниже нормы, зато в пяти годах (1990, 1997, 1999, 2002, 2007) было превышено максимальное значение, наблюдавшееся ранее (1974 г.), а в 2007 г. было отмечено максимальное значение водных ресурсов страны за весь период наблюдений.

Общее увеличение водных ресурсов России (табл. 4.1.1) за 1981–2012 годы составило в среднем 204 км³/год или 4.8%. При этом оно было характерно для всех федеральных округов России. Наибольшее абсолютное увеличение речного стока произошло в Дальневосточном, Сибирском и Северо-Западном федеральных округах, наименьшее – в Уральском и Центральном федеральных округах. Наибольшее относительное увеличение речного стока имело место в Приволжском, Южном*, Центральном и Северо-Западном федеральных округах, наименьшее – в Уральском и Дальневосточном федеральных округах.

* Под Южным ФО подразумевается субъект РФ, существовавший до 2010 г., ныне разделенный на Южный ФО и Северо-Кавказский ФО.

4.1. ВОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

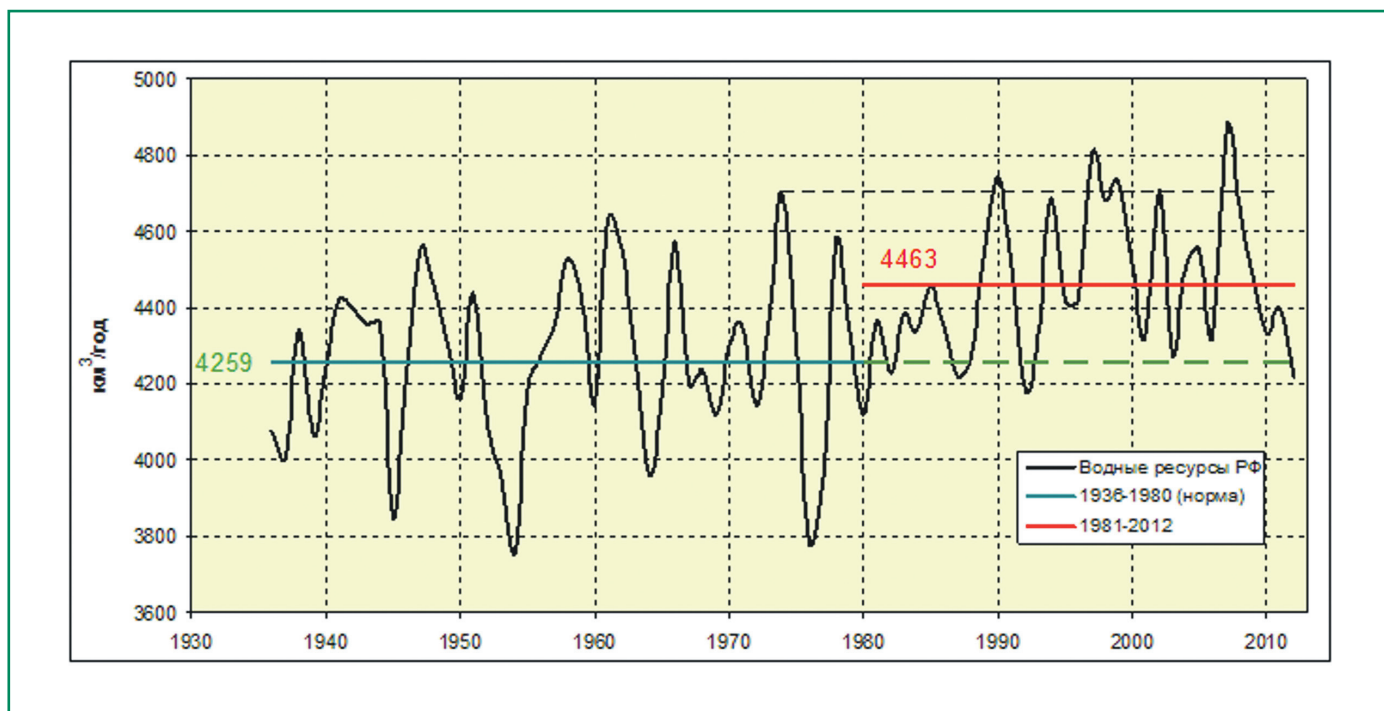


Рис. 4.1.1. Долговременные изменения суммарного годового стока рек (водных ресурсов) Российской Федерации (по данным ГВК).

Таблица 4.1.1. Изменение ресурсов речного стока по федеральным округам в 1981–2012 гг. по сравнению с периодом 1936–1980 гг. (по данным ГВК)

Федеральные округа	Площадь территории, тыс. км²	Среднее многолетнее значение водных ресурсов, км³/год		Отклонение от среднего многолетнего значения	
		1930–1980	1981–2012	км³/год	%
Северо-Западный	1687	607	654	47.1	7.8
Центральный	650.2	126	137	10.5	8.3
Приволжский	1037	271	308	37.0	13.6
Южный	420.9	289	342	26.1	8.2
Северо-Кавказский	170.4	27.5			
Уральский	1818	597	605	7.3	1.2
Сибирский	5145	1321	1368	47.1	3.6
Дальневосточный	6169	1848	1902	54.2	2.9
РФ в целом	17098	4259	4463	204	4.8

Наиболее значительное увеличение годового стока произошло на крупнейших реках бассейна Северного Ледовитого океана (рис. 4.1.2). На общем фоне фазы повышенной водности на Енисее 2012 год оказался аномально маловодным.

В бассейне Волги (рис. 4.1.3) многоводная фаза прослеживается с 1978 г. Годовой сток в Волгограде за период 1978–2012 гг. был на 14% выше такового за предшествующий период 1930–1977 гг., хотя последние 3 года (2010–2012) были по водности около нормы или ниже нее.

4.1.3. Сезонный сток

В соответствии с ранее разработанной методологией (Георгиевский и др., 2008), основой диагноза современных изменений речного стока является комплексный статистический анализ долговременных изменений суммарного годового, весеннего, летне-осеннего и зимнего стока средних рек с наиболее длительными рядами наблюдений и минимальным влиянием хозяйственной деятельности. Выбор в качест-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

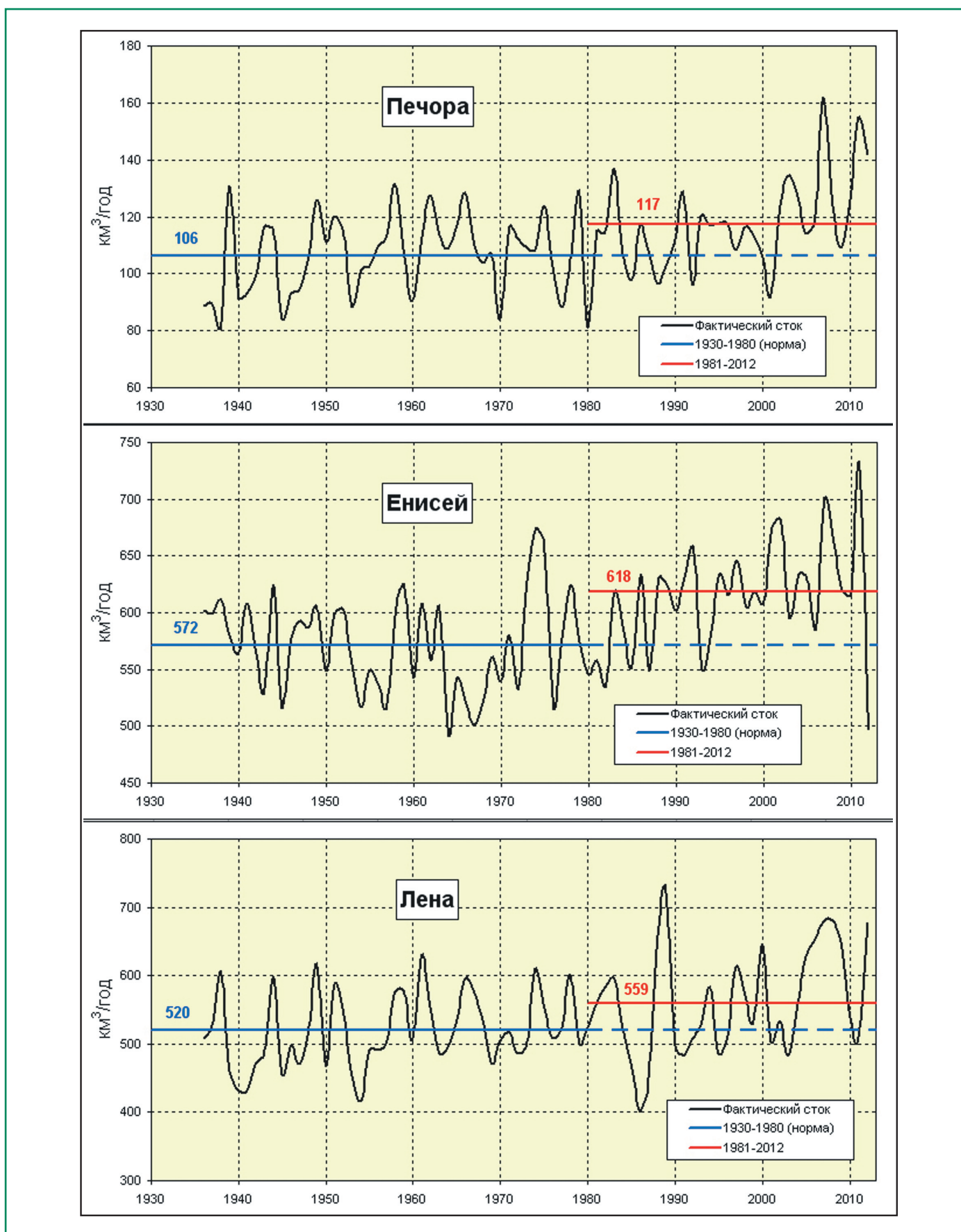


Рис. 4.1.2. Долговременные изменения суммарного годового стока рек бассейна Северного Ледовитого океана (по данным ГВК).

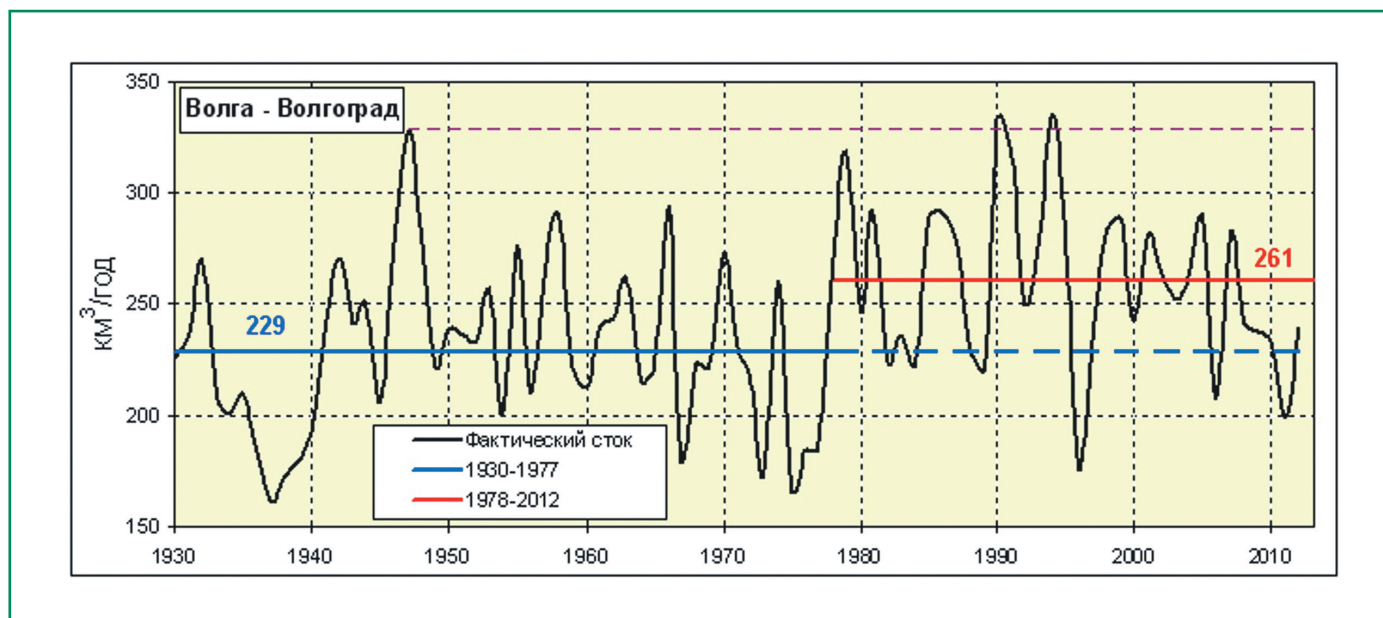


Рис. 4.1.3. Долговременные изменения суммарного годового стока р. Волги (по данным ГВК).

ве объектов исследований средних рек очевиден, поскольку изменения их стока определяются, прежде всего, климатическими факторами, а их бассейны являются репрезентативными для соответствующих физико-географических зон.

С учетом соблюдения перечисленных выше условий был использован архив данных по месячному стоку более 300 рек России. По большинству рек архив включает данные за период с 1946 г. по 2010 г. включительно. Эти данные послужили информационной основой для оценки гидрологических последствий потепления последних десятилетий.

Результаты комплексного статистического анализа сезонного и месячного стока рек с естественным (не нарушенным влиянием хозяйственной деятельности) водным режимом (Георгиевский и др., 2008; Георгиевский, Шалыгин, 2008; Джамалов и др., 2012; Джамалов и др., 2012, Киреева, Фролова, 2013; Обязов, Смахтин, 2013, Георгиевский и др., 2013б), позволяют сделать вывод о том, что климатообусловленные изменения во внутригодовом распределении стока в первом десятилетии XXI века были аналогичными изменениям, произошедшим в последние десятилетия прошлого столетия, включая особенности их регионального распределения по территории страны.

4.1.3.1. Зимний сток

На рисунке 4.1.4 представлена карта-схема аномалий зимнего стока в 1978–2010 гг., по отношению к его норме за 1946–1977 гг., рассчитанных в Государственном гидрологическом институте по вышеуказанной методологии. Как видно, уже в течение более 30 лет на реках страны отмечается значительное увеличение стока в зимний период года. На преобладающей площади ЕЧР водность на большинстве рек увеличилась на 50–120%. Здесь отмечаются значимые положительные тренды зимнего стока с уровнем значимости более 0.95, при этом существенно увеличилась его изменчивость. Столь значительное повышение стока, наблюдающееся в течение нескольких десятилетий, свидетельствует о том, что условия его формирования существенно изменились в результате происходящего потепления климата. Этот вывод подтверждается результатами анализа данных наблюдений на специализированной сети Росгидромета (воднобалансовые и болотные станции), а также физико-математического моделирования процессов миграции и инфильтрации влаги в промерзающих и оттаивающих почвах (Гуревич, 2009; Калюжный и др., 2012; Калюжный, Лавров, 2012; Лавров, Калюжный 2009; Zhuravin et al., 2012). Установлено, что повы-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

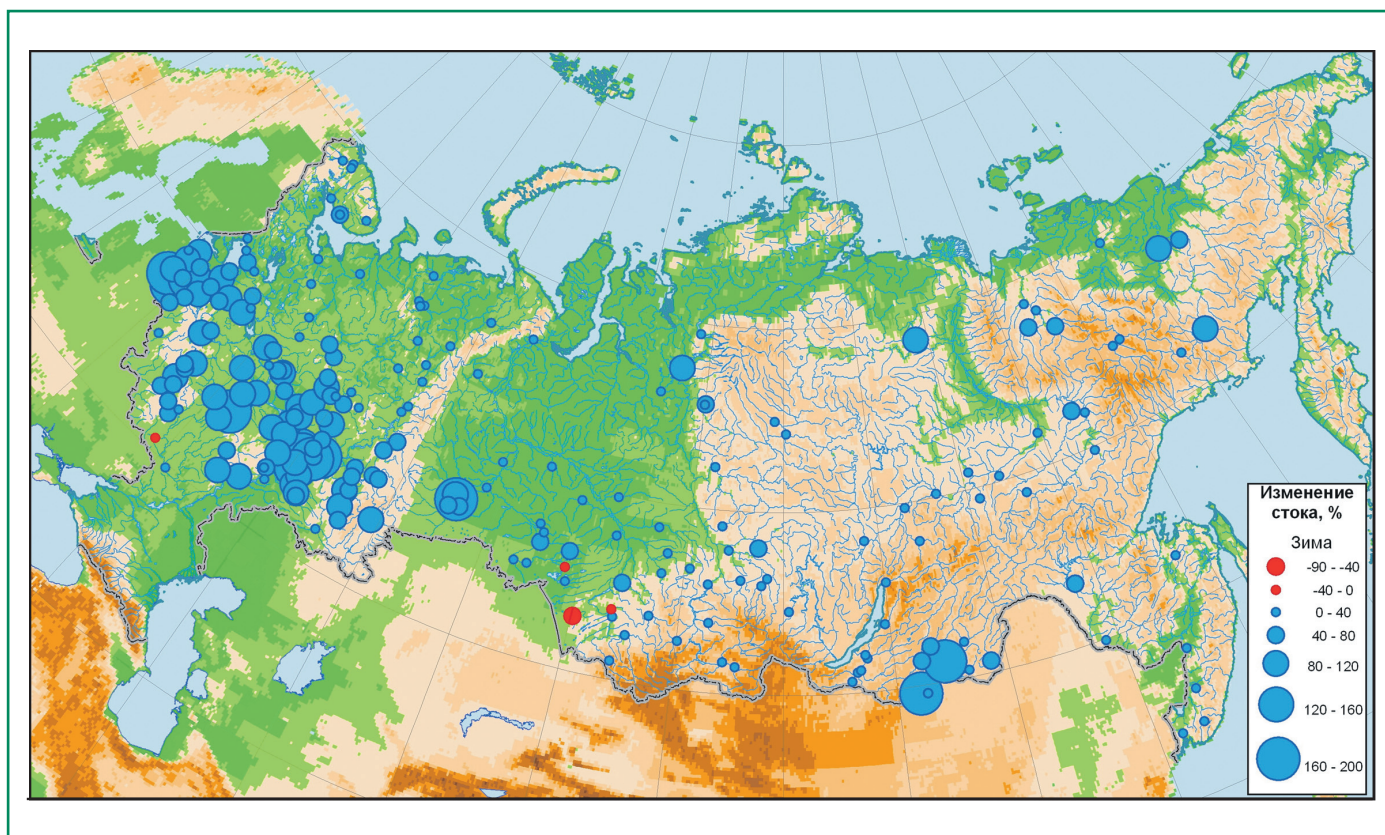


Рис. 4.1.4. Аномалии зимнего стока (%) на реках России (Георгиевский и др., 2013б).

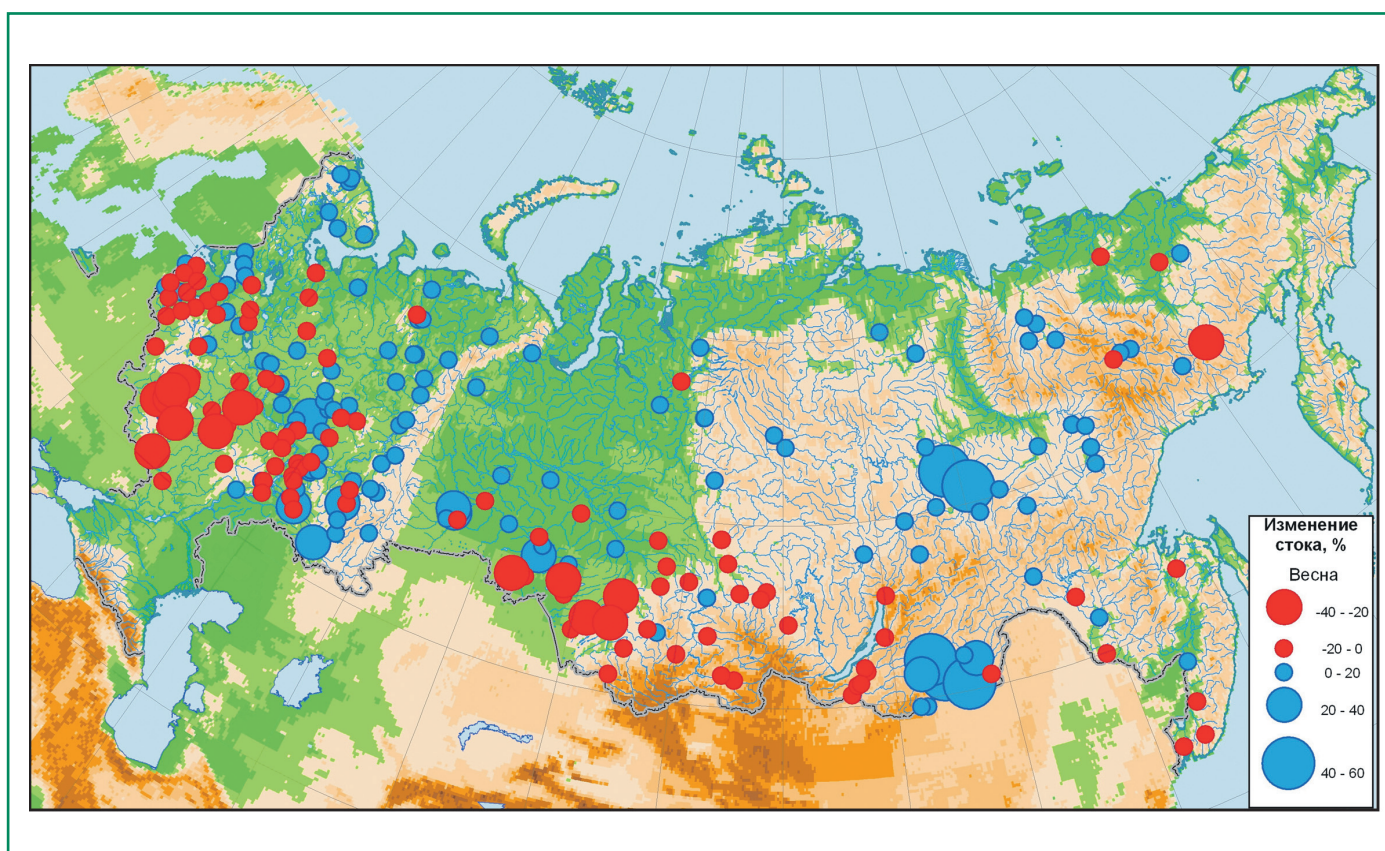


Рис. 4.1.5. Аномалии весеннего стока (%) на реках России (Георгиевский и др., 2013б).

4.1. ВОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

шение зимней температуры привело к уменьшению глубины промерзания почвы и увеличению ее дренирующих свойств, возрастанию количества и продолжительности зимних оттепелей, во время которых происходит снеготаяние и водоотдача из снежного покрова, пополнение запасов грунтовых вод и формирование поверхностного стока. В результате сток рек в течение зимнего периода возрастает, а запасы воды в снежном покрове к началу весны уменьшаются, что создает условия для снижения стока весеннего половодья.

Помимо непосредственного влияния на зимний сток оттепелей, существенный вклад в повышение стока в холодный период года играют процессы зимней миграции влаги и ее аккумуляции в мерзлой зоне. Повышение зимней температуры и уменьшение глубины промерзания почв замедляют мерзлотные процессы на водосборе, что способствует росту зимнего стока. Повышение температуры также приводит к уменьшению изъятий доли стока, идущей на формирование ледяного покрова, и увеличивает гидравлическую проводимость водотоков, что также является фактором повышения меженного стока в холодный сезон (Гуревич, 2009; Лавров, Калюжный, 2012; Обязов, Смахтин, 2013).

Рост меженного стока в значительной мере обусловил увеличение водных ресурсов по сравнению с нормой. Такая ситуация необычна, так как ранее все значительные маловодные и многоводные фазы определялись, прежде всего, величиной стока весеннего половодья.

4.1.3.2. Летне-осенний сток

Увеличение летне-осеннего стока в 1978–2010 гг. отмечается также на большей части территории России, причем наиболее отчетливо этот процесс проявился на реках южной части лесной зоны, а также в лесостепной и степной зонах ЕЧР. Здесь сток рек в 1978–2010 гг. был выше, чем в предшествующий период, в среднем на 40–70%, при этом увеличилась его изменчивость. Для АЧР увеличение зимнего стока на 20–40% произошло на реках бассейна Лены, реках северо-востока (бассейны рек Оленек, Яна, Индигирка).

4.1.3.3. Весенний сток

Изменение стока весеннего половодья в различных регионах страны имеет разнонаправленный характер (рис. 4.1.5). На реках бассейна Балтийского моря, Волги (за исключением северной и северо-восточной его частей), Дона, Днестра и в верхней части бассейна Оби в последние десятилетия весенний сток снизился на 10–30%. На большинстве рек этой территории дисперсия рядов весеннего стока уменьшается. Снижение половодного стока рек было обусловлено, главным образом, уменьшением запасов воды в снежном покрове к началу весеннего снеготаяния в результате увеличения числа и продолжительности оттепелей в холодный сезон года.

Увеличение половодного стока отмечается в бассейне Камы, на большинстве рек ЕЧР бассейна Северного Ледовитого океана, в бассейнах Лены, Яны и Индигирки, северной части бассейна Оби и Енисея.

4.1.4. Максимальный сток

Изменения в режиме максимального стока рек в результате климатических воздействий исследовались путем анализа данных о наибольших в году расходах воды по 250 гидрологическим постам с периодом наблюдений более 60 лет.

Установлено, что для ЕЧР в бассейнах рек, где произошло снижение стока весеннего половодья, существенно снизились и максимальные расходы воды. На рисунке 4.1.6 представлены графики долговременных изменений максимальных в году расходов воды р. Великая (бассейн Балтийского моря), р. Ока (бассейн Волги) и р. Медведица (бассейн Дона) из которых следует, что в последние три десятилетия в среднем максимальные расходы воды снизились по отношению к предшествующему многолетнему периоду соответственно на 25, 32 и 38%. Уменьшение максимального стока на 20–40% характерно для большинства рек юго-западной и западной областей ЕЧР, где максимальные расходы формируются в период весеннего половодья.

На реках страны, где максимальные в году расходы воды формируются в период прохождения дождевых паводков (Северный Кавказ, Дальневосточное Приморье), происходит увели-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

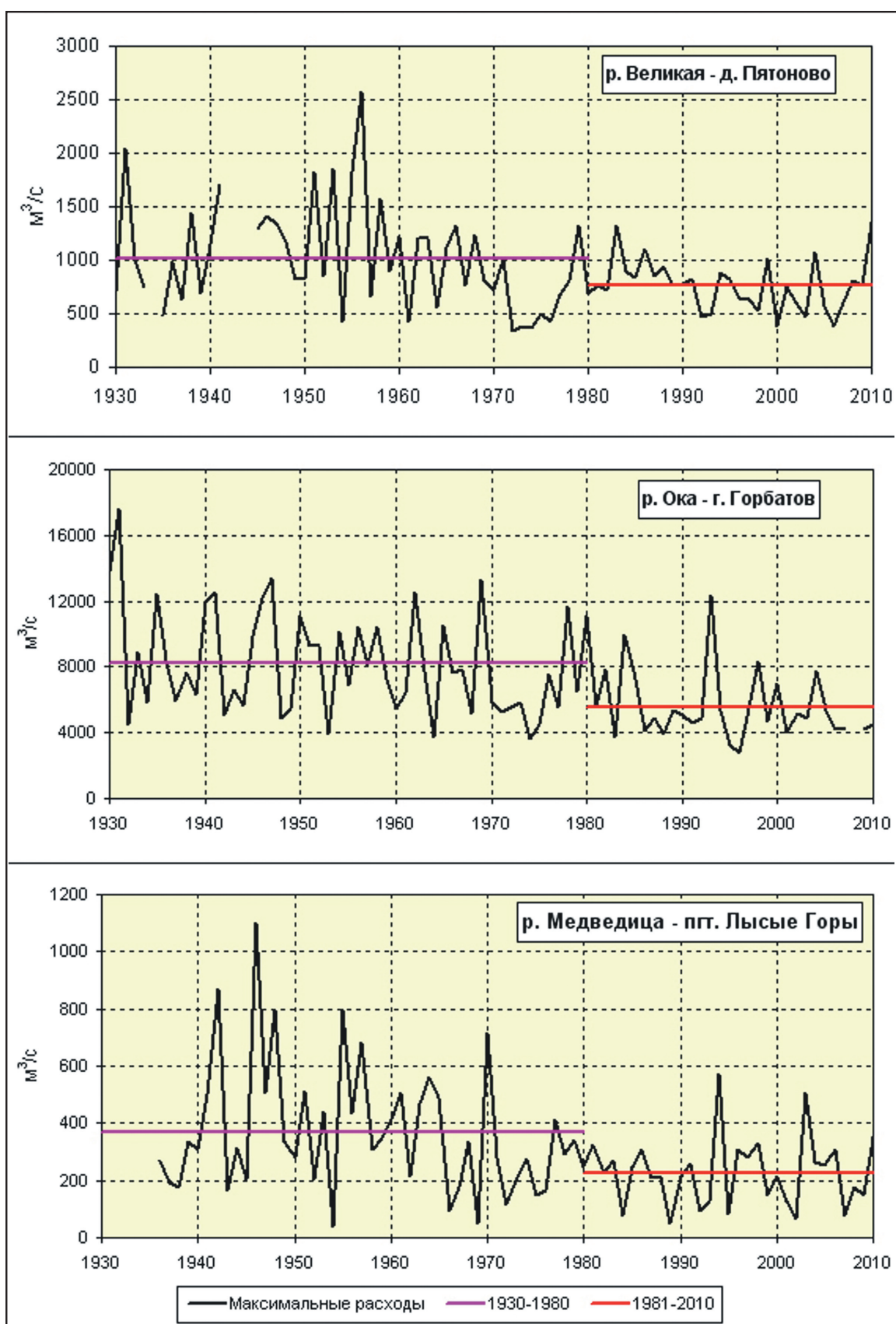


Рис. 4.1.6. Долговременные изменения максимальных расходов воды на реках западной и юго-западной областей ЕЧР (по данным ГЕ).

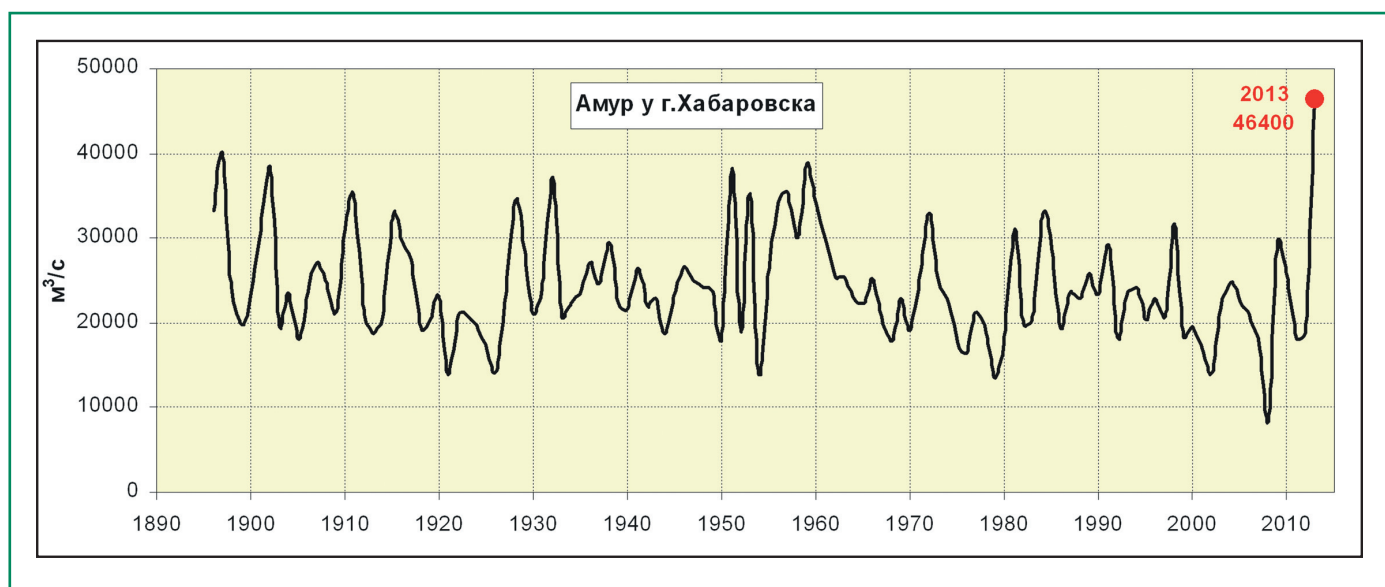


Рис. 4.1.7. Долговременные изменения максимальных расходов воды р. Амур у г. Хабаровска (по данным ГЕ, расход 2013 г. измерен ГГИ).

чение повторяемости опасных наводнений (Борщ и др., 2012; Коронкевич и др., 2010; Семенов, 2011). Во время катастрофического летнего паводка 2013 г. в бассейне Амура на многих водомерных постах уровни и расходы воды намного превысили наблюдавшиеся ранее максимумы за весь период наблюдений. Статистическая повторяемость этого паводка на Нижнем Амуре оценивается как один раз в 200–250 лет. В частности, максимальный расход в Амуре у г. Хабаровска превысил ранее наблюдавшийся максимум на 16% (рис. 4.1.7). При этом максимальный расход 2008 г. оказался самым низким за весь период наблюдений. Это может свидетельствовать о возрастании межгодовой изменчивости максимального стока.

На реках Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани в последние десятилетия также прошли катастрофические паводки, сформировавшиеся в результате выпадения экстремальных осадков, с максимальными расходами воды, значительно превышающими ранее наблюдаемые (рис. 4.1.8). Для рек этого региона характерным является значительное увеличение изменчивости максимальных расходов воды.

Увеличение повторяемости паводков отмечается также на Среднем Урале и юге Западной Сибири (Борщ и др., 2012; Семенов, 2011), а наводнений, вызванных образованием заторов льда, в средней части бассейнов Лены и Енисея.

4.1.5. Водные ресурсы в XXI столетии

Проблема оценки и прогнозирования гидрологических характеристик на перспективу в несколько десятилетий всегда относилась к разделу наиболее актуальных в научной гидрологии. Она непосредственно связана с решением важнейших практических задач по планированию водообеспечения населения и экономики, развитию гидроэнергетики, обоснованию крупных водохозяйственных мероприятий по регулированию стока, его внутрибассейновому и территориальному перераспределению и др. На протяжении XX столетия были разработаны и к настоящему времени используются практически во всех странах мира методы оценки гидрологических характеристик, основанные на применении теории вероятности. Эти методы разработаны на основе изучения закономерностей многолетних колебаний стока и основываются на гипотезе стационарности гидроклиматических условий в прошлом и в обозримом будущем.

В настоящее время правомерность концепции о стационарности многолетних колебаний гидрометеорологических характеристик поставлена под сомнение в связи с усилившимися в последние десятилетия XX и начале XXI века процессами глобального потепления климата. Очевидно, что происходящие климатические изменения уже привели в ряде крупных регио-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

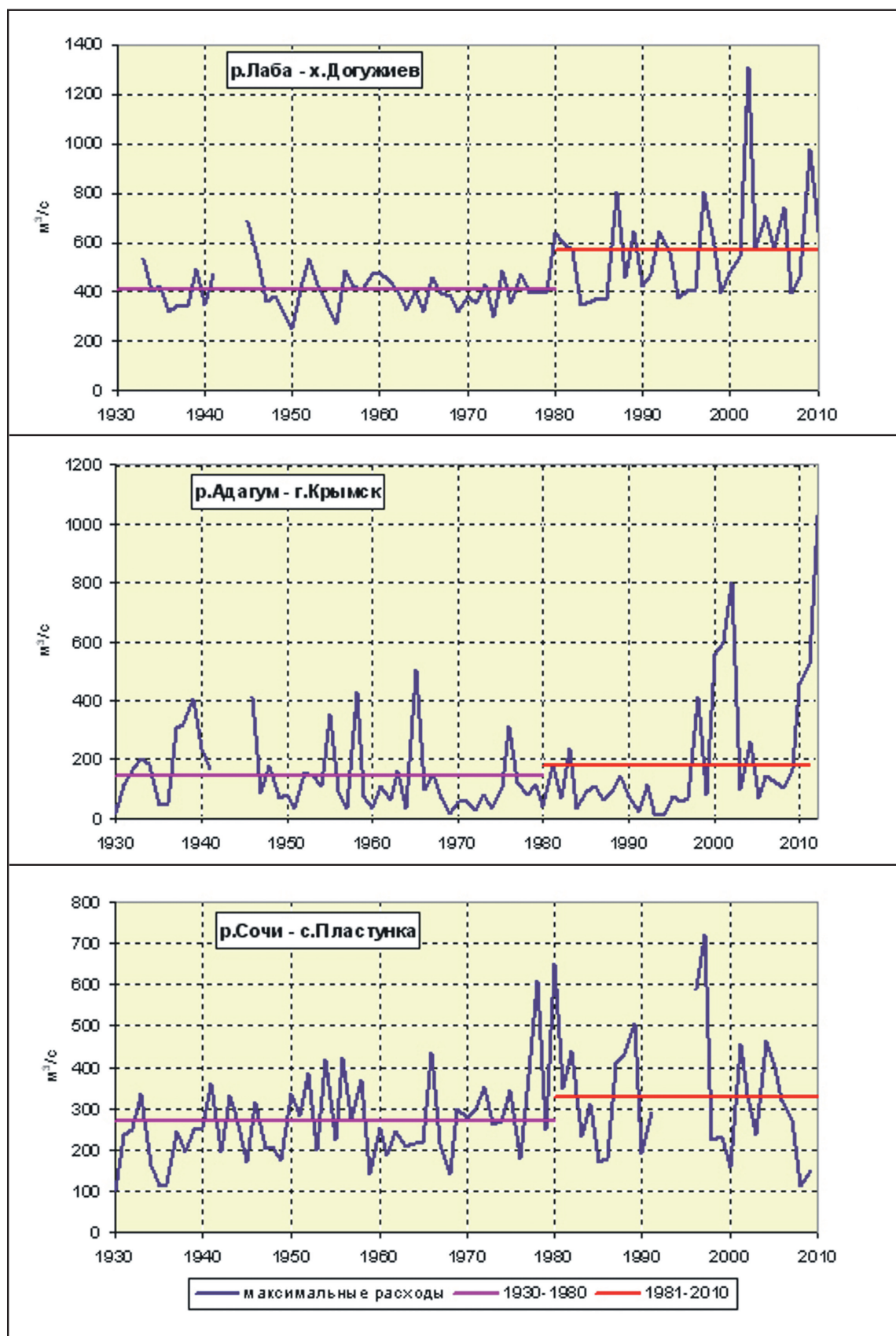


Рис. 4.1.8. Долговременные изменения максимальных расходов воды рек бассейна Кубани и Черноморского побережья Кавказа (по данным ГЕ).

нов к существенным изменениям водного режима рек.

Учитывая достоверность произошедшего потепления и высокую вероятность его продолжения в течение нынешнего столетия, проблема оценки современных и ожидаемых климатообусловленных изменений водных ресурсов и водного режима из общих теоретических рассуждений перешла уже в практическую плоскость.

Оценки возможных изменений ресурсов речного стока в XXI веке основываются на результатах расчетов по климатическим моделям общей циркуляции атмосферы и океана, участвовавшим в программах сравнения CMIP3 (Meehl et al., 2007) и CMIP5 (Taylor et al., 2012) и использованным в 4-м и 5-м Оценочных докладах МГЭИК (IPCC, 2007, 2013), приведены в работах (Георгиевский и др., 2013а; Катцов, Говоркова, 2013; Георгиади, Милюкова, 2012; Георгиевский, Шалыгин, 2012; Кислов и др., 2011; Чон, Мохов, 2012; Шикломанов и др., 2008).

В соответствии с (Георгиевский и др., 2013а; Георгиевский, Шалыгин, 2012; Шикломанов и др., 2008) в ближайшие десятилетия нет оснований ожидать каких-либо значительных изменений водных ресурсов основных рек страны в результате антропогенного потепления климата. Наиболее вероятно незначительное (в пределах 5%) увеличение годового стока, что находится в пределах его естественной изменчивости.

Согласно (Георгиади, Милюкова, 2012) в первой трети текущего столетия можно ожидать незначительного (до 5%) повышения годового стока в бассейне Волги.

Оценки изменений годового стока в условиях потепления, выполненные для середины XXI столетия по ансамблю результатов расчетов МОЦАО (Кислов и др., 2011), показали, что в Западной Сибири незначительных отрицательных изменений следует ожидать только в южных районах, в то время как в центральной и северной частях этой территории статистически значимых изменений не предполагается. На Восточно-Европейской равнине водные ресурсы в ее северной части практически не изменятся, а в южных регионах возможно значительное их снижение (до 40–60%).

Согласно мультимодельным оценкам (Чон, Мохов, 2012) к концу настоящего столетия веро-

ятно увеличение среднегодового стока сибирских рек, а изменения водных ресурсов Волги и Амура будут статистически незначимыми.

В отличие от преобладающей части России, где ожидается увеличение годового стока, на юге ЕЧР – в Южном и Северо-Кавказском федеральных округах в среднем за год ожидается усугубление засушливых условий (Катцов, Говоркова, 2013).

Прогнозируемое большинством климатических моделей дальнейшее повышение зимних температур воздуха позволяет с высокой долей уверенности считать, что увеличенный зимний сток рек, наблюдающийся с конца 1970-х – начала 1980-х гг., сохранится и в ближайшие два-три десятилетия. При этом относительная доля весеннего стока в годовом стоке будет уменьшаться. Что касается летне-осеннего стока, то неопределенность его оценок на будущее очень велика, что связано, в первую очередь, с невозможностью долгосрочного прогноза характеристик осадков теплого периода, имеющих очень высокую временную и пространственную изменчивость.

4.1.6. Заключение

Основной особенностью современных изменений водного режима рек России является существенное увеличение водности в меженные периоды, особенно в зимние месяцы. Другая особенность – это возрастание межгодовой изменчивости стока, особенно сезонного. На общем фоне тенденции к повышению стока рек возможны как аномально многоводные, так и аномально маловодные годы и сезоны.

Особенности современных изменений максимальных расходов воды определяются условиями их формирования. Так, для значительной территории ЕЧР, где максимальный сток формируется в период весеннего половодья, в последние десятилетия произошло существенное его снижение. В регионах же, где максимальные расходы воды формируются дождевыми паводками (Черноморское побережье Кавказа, бассейны Кубани и Амура), в конце прошлого – начале нынешнего столетия произошли катастрофические наводнения, не наблюдавшиеся ранее.

Оценки возможных изменений стока рек, выполненные на основе анализа воспроизведения

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

составляющих водного баланса водосборов моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), показали, что прогнозируемый ими водный режим в ближайшие десятилетия по своим основным параметрам будет близким к условиям, наблюдавшимся в последние 30–35 лет.

Произошедшие и прогнозируемые климатообусловленные изменения водного режима рек должны учитываться при разработке водохозяйственных планов и мероприятий по снижению негативного воздействия вод на экономику и население. При этом необходимо рассматривать несколько вариантов гидроклиматических условий будущего, что обусловлено объективной значительной неопределенностью будущих параметров речного стока, особенно в отношении возникновения экстремальных по водности лет (или их группировок).

4.1.7. Литература

- Борщ С. В., Асарин А. Е., Болгов М. В., Полушин А. Я., 2012.** Наводнения. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, М., Росгидромет, с. 87–125.
- ГВК:** Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание.
- ГЕ:** Государственный водный кадастр. Гидрологические ежегодники. Территориальные выпуски за отдельные годы.
- Георгиади А. Г., Милюкова И. П., 2012.** Сценарная оценка изменений стока рек Волги и Дона, возможных в первой трети XXI века, в кн.: Вопросы географии, сб. 133, Географо-гидрологические исследования, с. 224–236.
- Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Молчанова Т. Г., 2008.** Внутригодовое распределение стока рек. В кн. Водные ресурсы России и их использование, ред. И. А. Шикломанов, гл. 5.7, с. 137–165.
- Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., 2012.** Гидрологический режим и водные ресурсы. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, гл. 2, М., Росгидромет, с. 53–86.
- Георгиевский В. Ю., Коронкевич Н. И., Алексеевский Н. И., 2013а.** Водные ресурсы и гидрологический режим рек РФ в условиях изменения климата, VII Всероссийский гидрологический съезд. Тезисы пленарных докладов. СПб, Росгидромет, с. 26–32.
- Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Молчанова Т. Г., 2013б.** Водный режим рек Российской Федерации в условиях изменения климата, тезисы докл. VII Всероссийского гидрологического съезда, <http://www.7hydro.ru/index.php/ru/agenda>.
- Гуревич Е. В., 2009.** Влияние температуры воздуха на зимний сток рек (на примере бассейна р. Алдан), Метеорология и гидрология, № 9, с. 92–99.
- Джамалов Р. Г., Кричевец Г. Н., Сафронова Т. И., 2012.** Современные изменения водных ресурсов в бассейне р. Лены, Водные ресурсы, т. 39, № 2, с. 131–145.
- Джамалов Р. Г., Фролова Н. Л., Кричевец Г. Н., Сафронова Т. И., Киреева М. Б., Игонина М. И., 2012.** Формирование современных ресурсов поверхностных и подземных вод Европейской части России, Водные ресурсы, т. 39, № 6, с. 571–589.
- Калюжный И. Л., Лавров С. А., Романюк К. Д., 2012.** Изменения водного режима болот севера и северо-запада России под влиянием климатических факторов, Водные ресурсы, т. 39, № 1, с. 13–22.
- Калюжный И. Л., Лавров С. А., 2012.** Основные физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек в условиях потепления климата, Метеорология и гидрология, № 1, с. 68–81.
- Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013.** Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в XXI веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды ГГО, вып. 569, с. 75–97.
- Кислов А. В., Гребенец В. И., Евстигнеев В. М., Конищев В. Н., Сидорова М. В., Суркова Г. В., Тумель Н. В., 2011.** Последствия возможного потепления климата в XXI веке на севере Евразии, Вестник МГУ, сер. 5 геогр., № 3, с. 3–8.

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

- Коронкевич Н. И., Барабанова Е. А., Зайцева И. С., 2010.** Наиболее опасные проявления экстремальных гидрологических ситуаций на территории России, Известия РАН, сер. геогр., № 6, с. 40–47.
- Лавров С. А., Калужный И. Л., 2012.** Физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек бассейна Волги в условиях изменения климата, Водные ресурсы, № 4, с. 74–84.
- Обязов В. А., Смахтин В. К., 2013.** Влияние изменений климата на речной сток в зимний период в Забайкалье, Метеорология и гидрология, № 7, с. 95–102.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008а.** т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, 207 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008б.** т. 2. Последствия изменений климата. М.: Росгидромет, 288 с.
- Семенов В. А., 2011.** Климатически обусловленные изменения опасных и неблагоприятных гидрологических явлений на реках России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 74–81.
- Чон В. Ч., Мохов И. И., 2012.** Гидрологический режим бассейнов крупнейших рек Северной Евразии в XX–XXI в., Водные ресурсы, т. 39, № 1, с. 3–12.
- Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Георгиевский М. В., Голованов О. Ф., Шикломанов А. И., 2008.** Водные ресурсы: прогнозные оценки, в кн. Водные ресурсы России и их использование, И. А. Шикломанов (ред.). с. 442–464.
- IPCC, 2007.** Climate Change 2007: The physical Science Basis, Solomon S. (ed.). Cambridge: Cambridge Univer. Press, 940 p.
- IPCC, 2013.** Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Stocker T. F., Qin D., Plattner G. K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, in press.
- Meehl G. A., Covey C., Delworth T., et al. 2007.** The WCRP CMIP3 multimodel dataset – A new era in climate change research, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 88, no. 9, pp. 1383–1394.
- Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A., 2012.** An Overview of CMIP5 and the experiment design, Bull. Amer. Meteor. Soc. vol. 93. pp. 485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Zhuravin S. A., Kaliuzhny I. L., Lavrov S. A., Rakcheyeva E. A., Gaponov I. N., 2012.** Hydrological response to climate variability in European mixed forest zone (Podmoskovnaya WBS case study), in: Studies of Hydrological Processes in Research Basins: Current Challenges and Prospects. 14th Biennial Conference ERB 2012, 17–20 September 2012. St. Petersburg, Russia. Book of Abstracts, pp. 19–22.

Глава 4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

М. Д. Ананичева, А. Н. Кренке

Д. А. Ганюшкин, А. Ф. Глазовский, П. М. Лурье, А. Я. Муравьев, Г. А. Носенко, Э. Ю. Осипов, О. П. Осипова, В. Д. Панов, Т. Е. Хромова, М. В. Шахгеданова

4.2.1. Введение

Ледники и ледниковые системы – важные составляющие климатической системы Земли. Они играют существенную роль в формировании водного баланса и климата, а также являются аккумуляторами водных ресурсов.

Последнее весьма существенно для жизни людей, поскольку обширные области на земле получают водные ресурсы от рек, имеющих ледниковое питание (например, Центральная Азия).

Современное оледенение после потепления последних десятилетий сократилось. Однако практически все ледниковые системы сохранились, исчезли лишь отдельные ледники. Ледниковые системы в пределах России расположены в трех широтных поясах: оледенение арктических островов, оледенение Урала и Сибири и оледенение гор

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

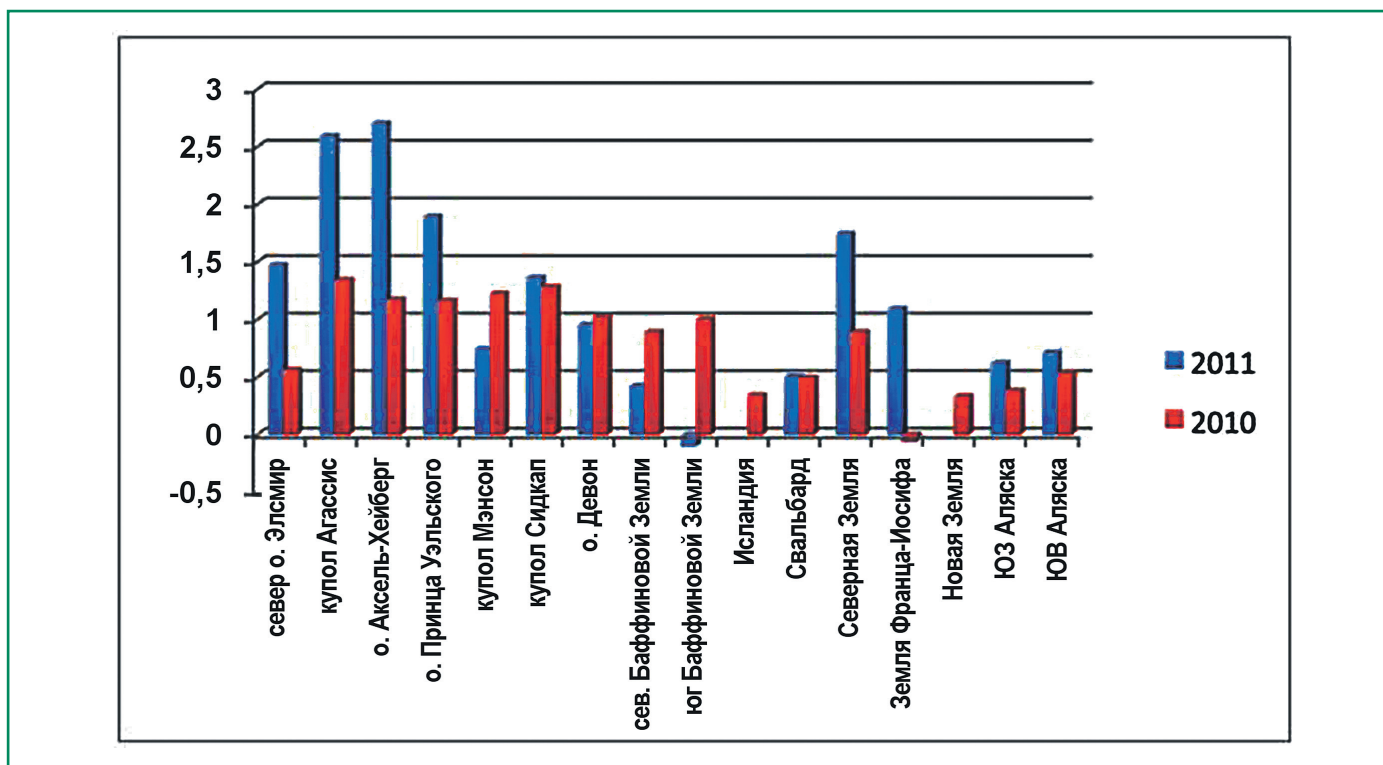


Рис. 4.2.1. Сравнение летних условий 2010 г. (красный) и 2011 г. (голубой) в областях оледенения Арктики по данным об аномалиях средних летних температур суши (LST) относительно 2000–2010 гг., полученных по космическим изображениям MODIS (MOD11A2 LST product) (Sharp, Wolken, 2011).

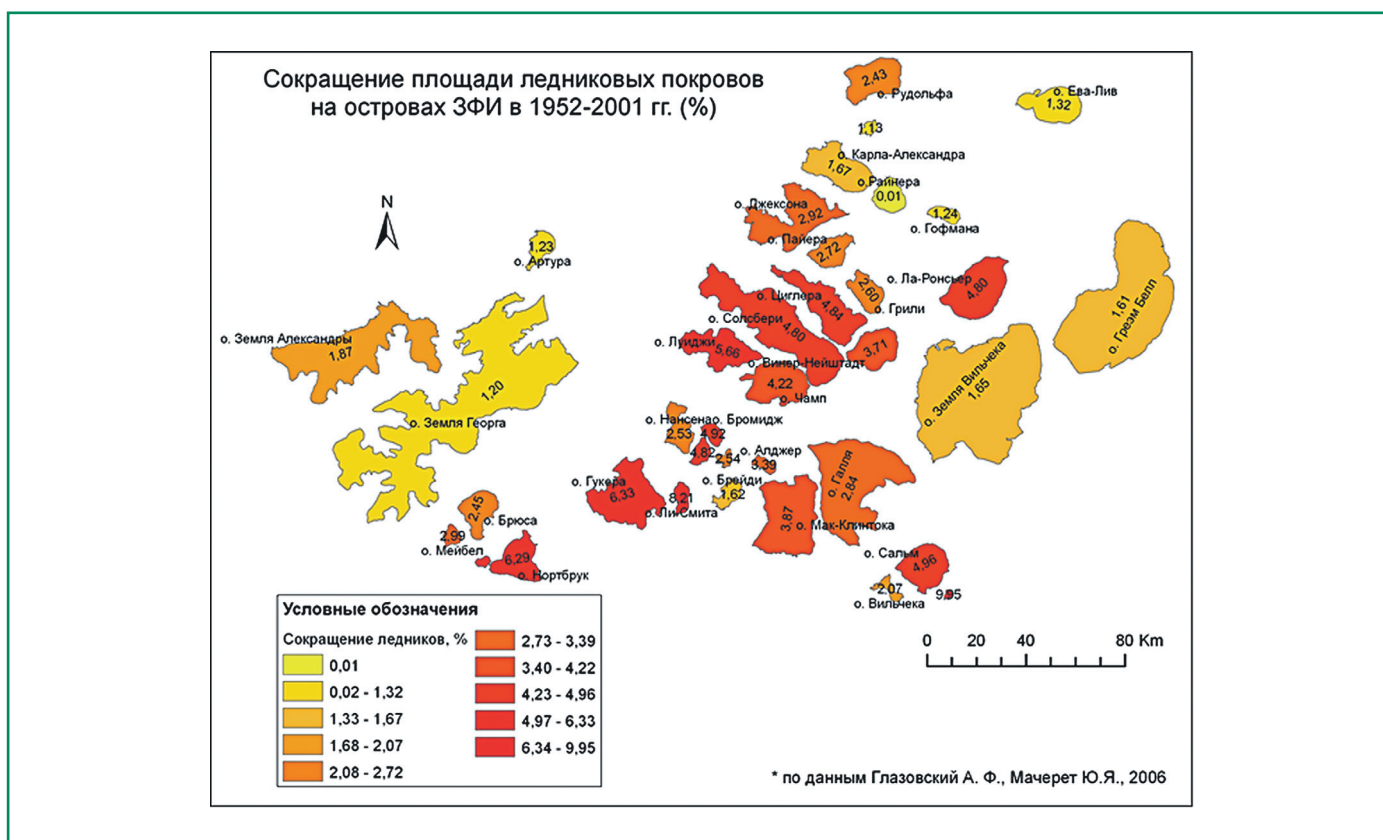


Рис. 4.2.2. Сокращение площади оледенения на архипелаге Земля Франца-Иосифа в 1952–2001 гг. (Глазовский, Мачерет, 2006).

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

у южной границы. В настоящей главе будут рассмотрены современные изменения оледенения во всех трех упомянутых поясах – с севера на юг.

4.2.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

В настоящем разделе изложены результаты оценки последствий изменения климата для ледников и ледниковых систем во временных масштабах от десятилетий до столетия, начатой в первом оценочном докладе Росгидромета (Оценочный доклад..., 2008).

В первом оценочном докладе (ОД_РФ-1) рассмотрены изменения, произошедшие в ледниковых системах арктических островов и в горном оледенении. Отмечено, что на территории России во второй половине XX века, в особенности в его конце, деградация оледенения арктических островов и горного оледенения стала доминирующей тенденцией. В горах это наблюдалось на горных ледниках Урала, Большого Кавказа, Алтая, северо-востока Сибири и Камчатки.

Заметные изменения произошли в состоянии оледенения российских арктических островов: архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Новая Земля и Северная Земля. Оно менялось в соответствии с потеплением климата. Хотя в отдельные десятилетия происходили как отступление, так и наступление ледников, во второй половине XX века общей тенденцией было отступление.

Сделан вывод, что в XXI веке в случае продолжающегося потепления климата эта тенденция сохранится.

4.2.3. Недавнее прошлое и современное состояние

4.2.3.1. Оледенение арктических островов

Современные ледники арктических островов России играют доминирующую роль в природе этих областей и служат важным естественным природным индикатором изменений климата. Все имеющиеся на настоящий момент данные показывают, что почти все полярные ледники и леднико-

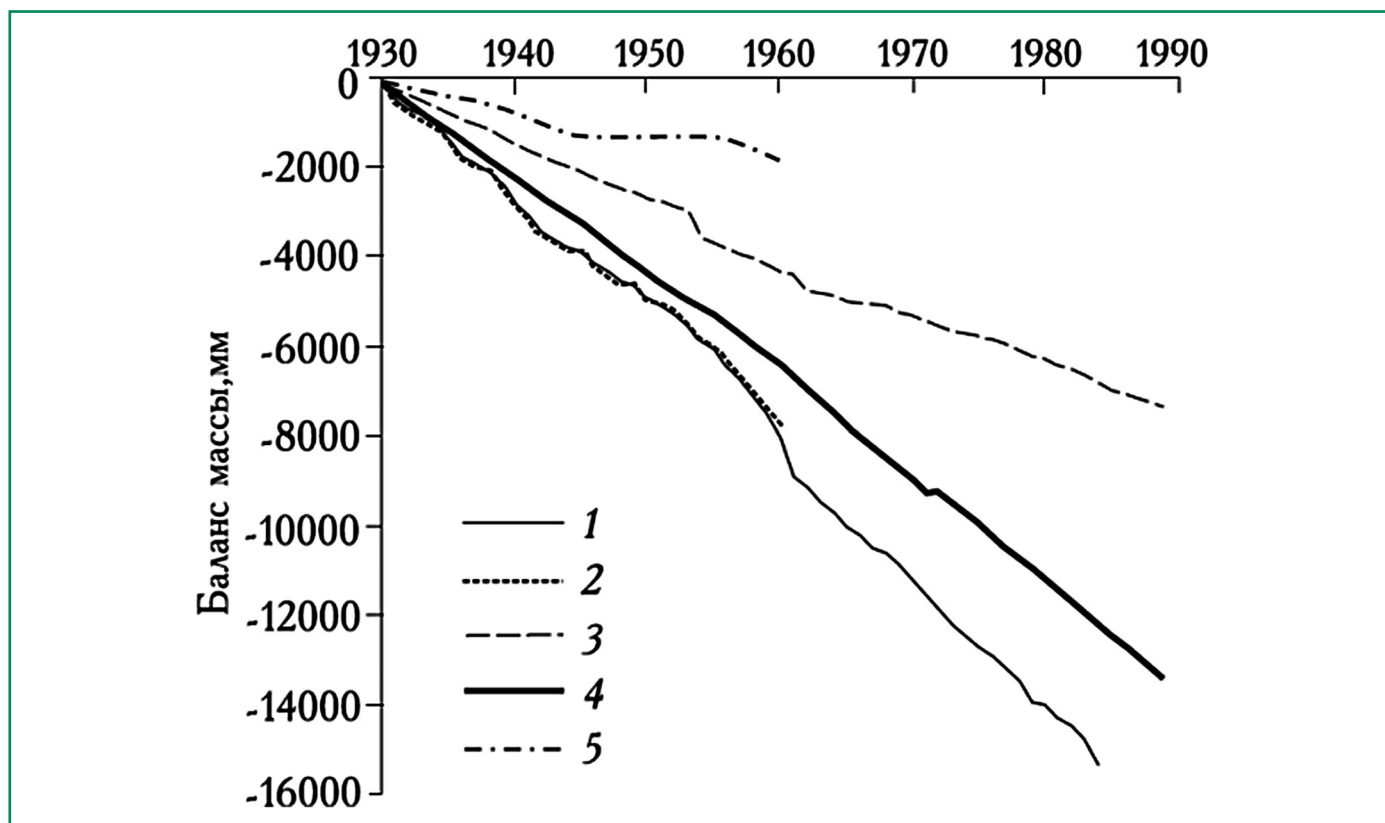


Рис. 4.2.3. Кумулятивные кривые для различных вариантов расчета баланса массы: Кислов, Корякин, 1986 (1), Кренке, 1973 (2), модели HD-4 (3) и MD-2 (4), Чижов, 1976 (5). (по: Калужина, 2004).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Таблица 4.2.2. Оценка объемов льда в ледниках Земли Франца-Иосифа на 1952 и 2001 годы и их изменений (Глазовский, Мачерет, 2006)

Остров	Объем ледников	Объем ледников в 1952 г., км ³	Разница объемов км ³ в 2001 г., км ³	Сокращение объема, %
Земля Александры (купол Кропоткина)	15.49	14.88	-0.61	-3.94 %
Земля Александры (купол Лунный)	98.12	96.06	-2.06	-2.10 %
Алджер	0.75	0.72	-0.03	-4.00 %
Артура	10.63	10.47	-0.16	-1.51 %
Блисса	0.21	0.20	-0.01	-4.76 %
Брейди	4.27	4.18	-0.09	-2.11 %
Брайса	0.51	0.50	-0.02	-3.92 %
Бромидж	3.04	2.85	-0.19	-6.25 %
Брюса	18.52	17.94	-0.58	-3.13 %
Чамп	34.13	32.26	-1.87	-5.48 %
Ева-Лив	41.59	40.91	-0.68	-1.64 %
Земля Георга (южная часть)	227.21	220.25	-6.95	-3.06 %
Земля Георга (северная часть)	147.92	148.55	0.63	0.43 %
Греэм-Белл	273.38	267.90	-5.48	-2.00 %
Грили	12.13	11.72	-0.41	-3.38 %
Галля	151.75	146.19	-5.57	-3.67 %
Хохштеттер	1.47	1.41	-0.07	-4.76 %
Гофмана	5.51	5.43	-0.09	-1.63 %
Гогенлое	1.51	1.49	-0.02	-1.32 %
Гукера	58.23	53.46	-4.77	-8.19 %
Джексона	61.62	59.28	-2.34	-3.80 %
Карла-Александра	39.48	38.62	-0.85	-2.15 %
Ла-Ронсьер	69.30	65.15	-4.15	-5.99 %
Ли-Смита	4.02	3.59	-0.43	-10.70 %
Литке	0.63	0.55	-0.08	-12.70 %
Луиджи	35.41	32.82	-2.59	-7.31 %
Мейбел	2.12	2.03	-0.08	-3.77 %
Мак-Клинтока	83.08	78.93	-4.15	-5.00 %
Нансена	8.71	8.43	-0.29	-3.33 %
Нортбрук	26.85	24.68	-2.17	-8.08 %
Пайера	13.64	13.16	-0.48	-3.52 %
Перламутровый	0.07	0.00	-0.07	-100.00 %
Притчетта	2.90	2.72	-0.18	-6.21 %
Райнера	17.44	17.44	0.00	0.00 %
Рудольфа	33.84	32.78	-1.07	-3.16 %
Солсбери	141.89	133.11	-8.77	-6.18 %
Сальм	41.53	38.98	-2.56	-6.16 %
Винер-Нейштадт	23.75	22.61	-1.13	-4.76 %
Вильчека	2.68	2.61	-0.07	-2.61 %
Земля Вильчека	383.37	375.15	-8.22	-2.14 %
Циглера	45.41	42.71	-2.70	-5.95 %
Всего	2144.16	2072.72	-71.43	-3.33 %

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

вые купола в течение последних десятилетий испытывают отрицательные тенденции развития.

Важнейшей особенностью ледников островов Северного Ледовитого океана служит то, что заметная доля их потерь состоит из айсбергов, а не из жидкой воды. Поэтому необходимо учитывать эту составляющую в поступлении пресных вод в океан. Также есть острая практическая потребность оценить опасность продуцирующих айсберги ледников для судоходства и, в особенности, для освоения углеводородных ресурсов на арктических шельфах, которое, как известно, ожидается в ближайшие десятилетия в акваториях Баренцева и Карского морей.

4.2.3.1.1. Изменения условий таяния по космическим данным

Важным направлением в оценке современного состояния и трендов изменений ледников и ледниковых куполов служит использование тех косвенных показателей, которые можно определить дистанционно, и которые непосредственно связаны с компонентами вещественного баланса ледников. В частности, это – продолжительность талого периода и сроки его начала и завершения (Sharp, Wolken, 2009).

По рассеянию радиотражений (в дБ) со спутника ERS для 10-летнего периода с 1991 по 2001 гг. определены даты среднего, самого раннего и самого позднего начала ежегодного таяния на ледниковых куполах Земли Франца-Иосифа – Москва на о. Галля (27 июня, 15 июня, 14 июля) и Ветреный на о. Грэм-Белл (28 июня, 19 июня, 12 июля) (Smith et al., 2003). Дальнейшее развитие этого метода основывалось на использовании рефлектотрии со спутников QuikScat's и SeaWinds (Sharp, Wolken, 2009). Данные рефлектотрии дают косвенную оценку состояния поверхностного баланса массы ледников, которую можно сопоставить с другими косвенными показателями, такими как средняя летняя (июнь–август) температура воздуха на высоте 700 гПа и зимние осадки (сентябрь–май) в районе, полученные методом реанализа. Затем по этим показателям проводится ранжирование данного года по сравнению с другими годами. В качестве примера приведем сведения для двух лет (2008 и 2009 годов) для района Зем-

ли Франца-Иосифа (80–83° с.ш., 45–65° в.д.) (табл. 4.2.1).

Такой подход позволяет оценить состояние ледников на архипелаге ЗФИ от года к году, а также сравнить с другими ледниковыми районами Арктики. На рис. 4.2.1 показано сравнение для 2010 и 2011 гг. Из него в частности следует, что период абляции в 2011 г. на ЗФИ был существенно теплее, чем в 2010 г., и можно ожидать, что 2011 г. отличался более отрицательным балансом массы ледников архипелага, чем предшествующий год.

4.2.3.1.2. Изменения размеров, формы и баланса массы ледников

О деградации оледенения Арктики говорит следующее: 1) отступление фронтов ледников; 2) понижение их поверхности; 3) уменьшение скоростей движения льда; 4) положение границы питания выше уровня, на котором ожидается стационарное состояние ледников; и, как результат, 5) отрицательный баланс массы ледников. К косвенным признакам можно отнести разнообразные геоморфологические явления и сокращение размеров и количества айсбергов в акваториях у берегов архипелага.

В 2006 г. была сделана оценка состояния оледенения и, в том числе, баланса массы, на основе анализа изменения морфологических параметров ледниковых покровов на островах архипелага Земли Франца-Иосифа. Были использованы карты, составленные по результатам аэрофотосъемки 1952 г., комические снимки ASTER 2001 г., данные радиолокации 1994 г. (Глазовский, Мачерет, 2006). Обобщение полученных результатов свидетельствует о следующем:

- с 1953 по 2001 гг. произошло сокращение длины ледяных берегов архипелага с 2655 км до 2510 км;
- более 60% фронтов испытали за указанный период отступление, в среднем на 0.8 км;
- общее сокращение площади оледенения составило 375 км², основная часть этого сокращения приходится на большие острова – Солсбери, Земля Вильчека, Гукера, Земля Георга, Галля, Мак-Клинтока, Грэм-Белл, Ла-Ронсьер, Луиджи, Циглера (рис. 4.2.2);

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

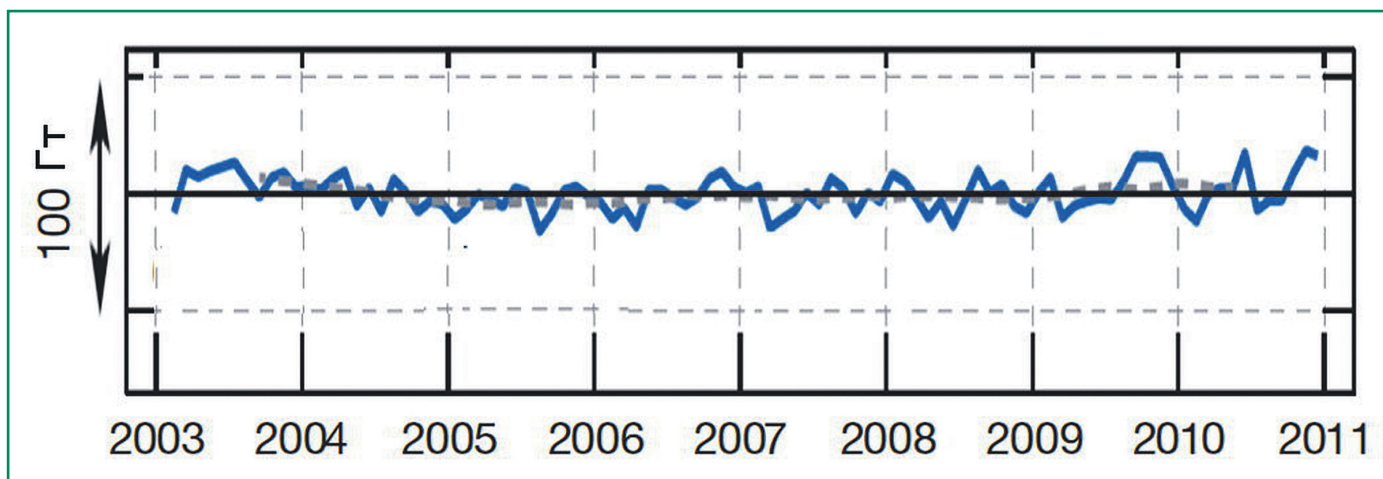


Рис. 4.2.4. Колебания баланса массы оледенения Земли Франца-Иосифа за период 2003–2010 г. Серой линией показаны значения, сглаженные по 12-месячным средним (Jacob et al., 2012).

– за 50 лет объем льда сократился на 70 км³ или на 3.3% (табл. 4.2.2).

На основе данных полевых измерений на ряде ледников и ледниковых куполов и установленных по ним эмпирических зависимостей разными авторами и для разных периодов времени были рассчитаны различные реконструкции баланса массы оледенения архипелага. Анализ кривых на рис. 4.2.3, показывает, что расчеты А. Н. Кренке, А. В. Кислова и В. С. Корякина (Калужинова, 2004) дают большую интенсивность деградации оледенения, чем выполненные по моделям HD-4 и MD-2 (Калужинова, 2004). Если к 1984 г. суммарная личина баланса массы по расчетам А. В. Кислова и В. С. Корякина достигала –15340 мм, то, согласно расчетам по MD-2, к 1990 г. она составила лишь –13596 мм. Таким образом, для оледенения архипелага ЗФИ все имеющиеся на сегодняшний день расчетные ряды величин баланса массы показывают устойчивую его деградацию, хотя и характеризуются различной интенсивностью.

В 2008 г. для архипелага ЗФИ И. С. Бушуевой под руководством А. И. Шарова (Bushueva, Sharov, 2008) была составлена карта изменения высоты поверхности за период с 1952 г. по начало XXI века. Были использованы следующие материалы: оцифрованная топографическая карта ЗФИ 1952 г. масштаба 1 : 200 000, данные спутниковой лазерной альтиметрии ICESat (2003–2007 гг.) и данные радиометра, установленного на спутниках ERS-1 и ERS-2. Согласно этой карте, на ледниках ЗФИ происходит преи-

мущественно понижение поверхности, причем более значительное на низких гипсометрических уровнях (более 30 м). Сильное понижение поверхности (более 80 м) произошло на о. Гукера (купол Джексона), о. Земля Вильчека (купол Тиндаля), в окраинных частях ледников островов Земля Георга (юго-запад), Гукера (северо-запад). Отмечается, что привершинные части ряда куполов (Москвы, о. Галля; Зандера, о. Земля Георга; о. Ли Смита; Чернышева, о. Сальм; Восток-2, ньо. Райнера; о. Гогенлоэ) испытывают повышение поверхности. Однако следует отметить, что сравнение карты со спутниковой информацией не совсем корректно, особенно для верхних частей куполов и на обширных слаборасчлененных покровах, так как карта содержит значительные погрешности. Если брать в целом все ледники архипелага, то за период 2003–2009 гг. они в среднем понизились на 0.5–0.6 м. В сочетании с ростом куполов это означает рост средних уклонов.

На Новой Земле также продолжается отступление практически всех фронтов выводных ледников, наблюдаемое с 1952 г., за исключением ледника Броунова, который продвигался вперед. Из-за общего сокращения ледников, внешние части фьордов и подледниковых долин освободились ото льда и возникли новые заливы и бухты, например, у ледников Вера, Мака и Велькена. Прежние нунатаки превратились в острова и мысы, появились новые участки берега, свободные ото льда. За вторую половину XX в. выводные ледники Новой Земли отступили в среднем на 1.5 км.

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Новые возможности оценки баланса массы оледенения арктических островов появились в последние годы в связи с развитием методов спутниковой альтиметрии и гравиметрии. Комплексный анализ этих материалов показывает, что в последнее десятилетие оледенение архипелагов имеет слабо отрицательный баланс (табл. 4.2.3, рис. 4.2.4)

Общая неопределенность оценки баланса массы для оледенения всей российской Арктики рассчитывалась как корень из суммы квадратов отдельных погрешностей (определения высоты, объемов, площади ледников, плотности льда, неравномерности пространственной и временной выборки) по каждому архипелагу. Систематическая погрешность, связанная с гляциоизостатическим вздыманием территории, кумулятивно суммировалась, чтобы учесть ее высокую пространственную корреляцию. Именно поэтому суммарная неопределенность измерений больше, чем в отдельности по архипелагам. Подробный анализ всех вводимых поправок и расчета погрешностей при оценках баланса массы оледенения по данным ICESat и GRACE есть в приложении к статье (Moholdt et al., 2012b, <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2012GL051466/supinfo>).

Судя по этим оценкам, средний годовой баланс массы ледников за 2003–2010 гг. составляет для ЗФИ 0 ± 2 Гт/год, Новой Земли -4 ± 2 Гт/год и Северной Земли -1 ± 2 Гт/год (Jacob et al., 2012).

4.2.3.1.3. Расход льда на айсберги

Фактором, не связанным напрямую с климатом, но влияющим на изменения ледников, служит их взаимодействие с прилегающими акваториями. Изменения расхода льда на айсберги опре-

деляется глубиной морских вод у фронтов ледников, рельефом морского дна и берегов в местах выхода ледников, распределением температур и солености морских вод, локальными течениями, приливным режимом, особенностями формирования морских льдов. Факторы, контролирующие образование айсбергов, мало изучены для ледников российской Арктики. Расход на айсберги вносит наибольшие неопределенности, как в реконструкцию, так и прогноз изменений оледенения и его баланса массы.

Прежние оценки потерь льда для ЗФИ в связи с его выносом в море опирались на измерения на леднике Седова (остров Гукера), производившиеся в период Международного геофизического года (МГГ) – в 1958–1959 гг. (Гросвальд и др., 1973). Средний удельный расход всех выводных ледников архипелага составил 1.5–1.6 млн м³ в год на один километр фронта. Если длину фронтов всех выводных ледников оценить величиной 1574 км, то общие потери льда в море составят 2.4 км³ льда в год. Поскольку суммарный расход на фронтах присклоновых ледников и ледниковых куполов около 0.1 км³, в целом потери льда в связи с его выносом в море для всего архипелага, очевидно, не превышают 2.5 км³ льда в год. Удельная длина ледяных берегов (отношение их протяженности к общей площади ледниковых покровов) достигает здесь 0.19 км⁻¹, откуда следует, что на 1 км ледяных берегов ЗФИ приходится немногим более 5 км² площади ледников. Это показатель потенциального образования айсбергов.

В последние годы появились новые данные, которые позволили снова обратиться к оценкам расхода льда на айсберги. Во-первых, это уже упомянутые данные о скоростях движения фронтальных частей ледников ЗФИ, полученные на

Таблица 4.2.3. Архипелаги российской Арктики: региональные оценки баланса массы оледенения по данным ICESat и GRACE и климатические аномалии (относительно 1980–2009 гг.) (Moholdt et al., 2012b)

Архипелаг	Площадь оледенения, км ²	ICESat 2004–2009, Гт/год	GRACE 2004–2009, Гт/год	GRACE 2003–2010, Гт/год	Аномалия летних температур, °C	Аномалия годовых осадков, кг/(м ² год)
Земля Франца-Иосифа	12700	-0.9 ± 0.7	0.7 ± 3.5	0.1 ± 3.4	0.03 ± 0.19	42 ± 28
Северная Земля	16700	-1.3 ± 0.8	-2.0 ± 3.0	-0.6 ± 2.9	0.13 ± 0.10	8 ± 16
Новая Земля	22100	-7.6 ± 1.2	-5.8 ± 3.0	-4.1 ± 2.9	0.50 ± 0.28	89 ± 71
Вместе	51500	-9.8 ± 1.9	-7.1 ± 5.5	-4.6 ± 5.4	0.26 ± 0.19	51 ± 42

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

основе интерпретации космических радарных изображений. Во-вторых, данные воздушных радиолокационных измерений толщины ледников, полученные нами на некоторых ледниковых куполах архипелага.

Средняя для 28 ледников скорость движения льда на фронте составляет 27 см/день, или 98 м/год. Эти скорости определены по данным ERS-1 и SAR-2 методом INSAR с высокой сантиметровой точностью, но охватывающие короткие периоды времени продолжительностью 1 и 3 суток (Sharov, 2004). Дополнительные потери льда, связанные с общим отступанием ледяных берегов за последние 50 лет, близки к 18.8 км³, то есть ~ 0.4 км³/год. Для уточнения необходимы более обширные сведения о скоростях движения ледников архипелага.

Согласно наблюдениям, время между “отелами” (периодами образования айсбергов) ледников на ЗФИ обычно варьирует от одного до трех лет. Отсюда следует, что при скорости выдвижения ледникового фронта вблизи линии всплывания, равной 30–40 м/год, длина айсбергов может составлять 30–120 м. На самом деле, однако, перед фронтами отдельных выводных ледников обычно присутствуют айсберги, длина которых более чем вдвое превышает эти показатели. При этом важно отметить, что такие гиганты продуцируются не самыми быстрыми ледниками, которые из-за сильной трещиноватости льда отличаются более частыми отелами, а массивными ледниками с пологим падением продольных профилей ложа. Причина данного явления в том, что фактический режим оледенения архипелага не стационарный, а отрицательный, поэтому нормальный процесс откалывания

айсбергов идет здесь на фоне общего утончения льда выводных ледников и отступления линии всплывания.

Обработка и анализ данных воздушного радиозондирования и дистанционного космического зондирования позволили нам впервые комплексно оценить опасность от айсбергов ледников ЗФИ. Выяснилось, что они могут регулярно поставлять в бассейн Баренцева моря крупные айсберги (мощностью до 150–200 м и протяженностью более 1–2 км). В первую очередь это относится к ледникам на островах Земля Вильчека, Галля, Земля Георга, Солсбери. Наибольшие айсберги создает ледник Знаменитый на острове Земля Вильчека, где их длина может достигать до 1.2 км, а толщина до 200 м. На этом же острове большие айсберги до 2 км длиной и толщиной до 150 м может продуцировать ледник Стремительный. Другим примером могут служить два ледника на острове Земля Георга: № 18 (залив Клемента Маркама) и № 22 (залив Эссен). Они способны производить айсберги до 3 км протяженностью при толщине до 140 м. На севере острова айсберги такой же толщины и протяженностью в несколько сотен метров может порождать ледник № 5 в заливе Географов.

Новые данные по куполу Академии Наук на острове Комсомолец на Северной Земле показывают, что там расход льда на айсберги увеличился с 0.6 Гт/год в 1995 году до 3 Гт/год в 2000–2002 гг. В последние годы (2003–2009 гг.) он несколько ослабел – до 1.4 Гт/год, что связано с замедлением скоростей движения основного выводного ледника, дренирующего юго-восточную часть купола (Moholdt et al., 2012a).

Таблица 4.2.4. Зимняя аккумуляция () и толщина годовых слоев в привершинной части ледникового купола Ветреный (Архипов и др., 2002)*

Балансовые годы	Толщина годового слоя	
	метры	мм в. э.
1996/97*	1.2–1.3	450
1993/94*	1.4–1.5	500
1993/94–1995/96	1.35	700
1986/87–1992/93	0.86	460
1982/83–1985/86	0.55	300
1973/74–1981/82	0.64	450

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

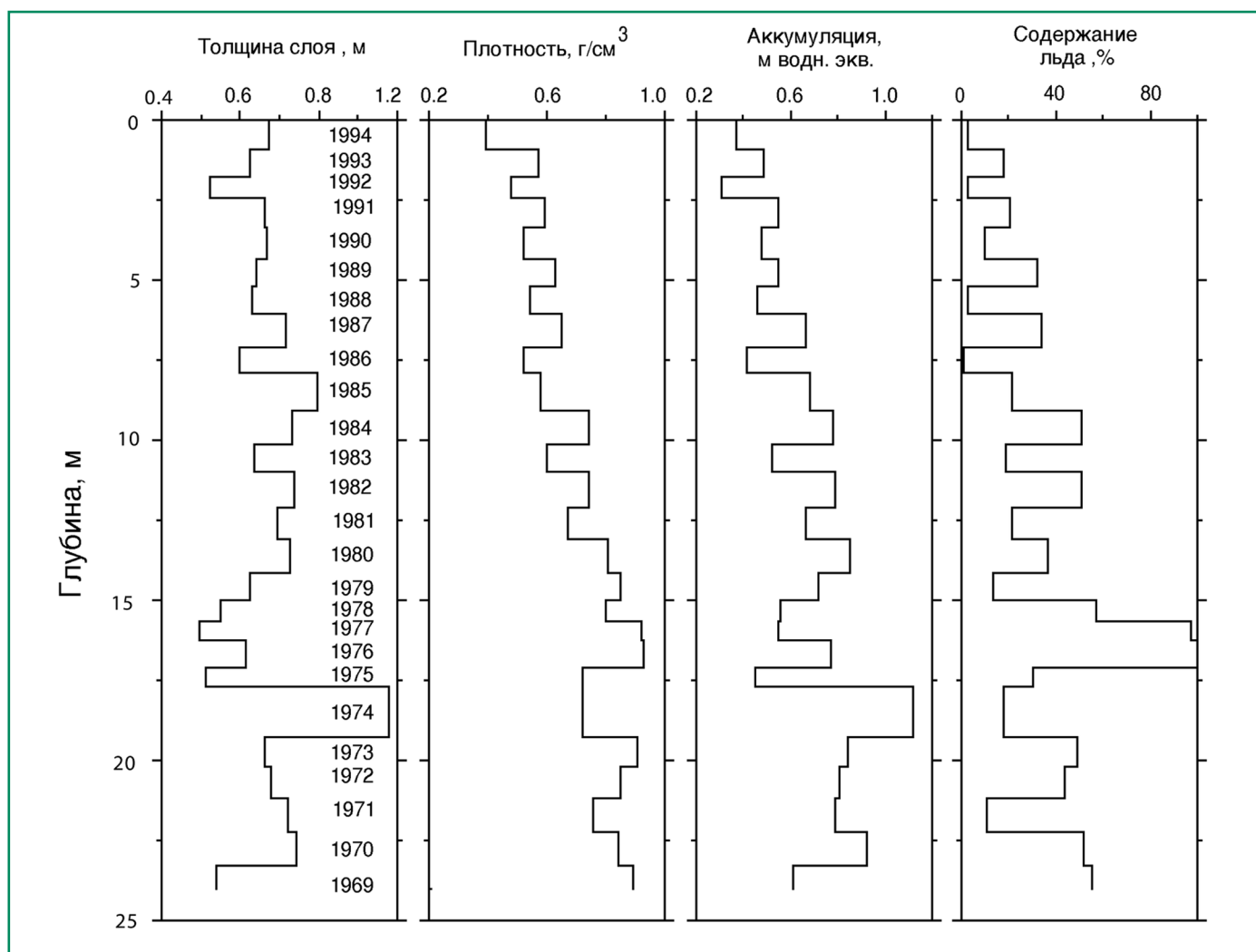


Рис. 4.2.5. Стратиграфические характеристики керна из купола Ветреный (Михаленко и др., 1996).

4.2.3.1.4. Изменения оледенения по данным анализа керна льда

В 1994 и 1997 годах на куполе Ветреный (о. Грэм-Белл) российско-американской группой ученых было осуществлено бурение на высоте 509 м над уровнем моря. В результате было получено 3 керна льда – длиной 24 м в 1994 г., 36.4 и 314.8 м в 1997 г. (Архипов и др., 2002). Также были выполнены маршрутные снегосъемки. Керны были проанализированы на содержание в них ионов NO_3^- , SO_4^{2-} и Cl^- , были определены ^{18}O , радиоактивность, температура и другие параметры на глубинах.

Водозапасы отдельных годовых горизонтов изменяются от 400 до 1000 мм водного эквивалента (мм в.э.) (рис. 4.2.5). Эти величины очень близки к аккумуляции снега, поскольку при отно-

сительно низких температурах толщи и полном отсутствии бокового стока талые воды, образующиеся в летнее время, полностью замерзают в пределах первых подстилающих годовых слоев. В целом наблюдается уменьшение аккумуляции в 1980-е годы (550 мм) по сравнению с 1970-ми (700 мм). Подобная тенденция отмечена и в кернах льда северо-западного Шпицбергена (Михаленко и др., 1996). Позже авторы статьи (Архипов и др., 2002) сделали вывод об увеличении аккумуляции в первой половине 1990-х годов по сравнению с 1980-ми (табл. 4.2.4). Дальнейший анализ керна позволил также установить и гораздо более длительные тенденции изменений аккумуляции на вершине купола и хода средних летних температур, начиная с 1226 г. Эти данные показали, что средняя аккумуляция за весь период после 1226 г. составляла 0.644 м в.э. Средние лет-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ние температуры на вершине купола были -4.1°C . Сравнение графиков показывает, что в целом снижение летних температур в период XVII–XIX вв. сопровождалось уменьшением аккумуляции, а их более высокие значения в XX столетии отмечались на фоне повышенной аккумуляции.

В связи с этими значениями, необходимо отметить, что по существующим оценкам (Oerlemans et al., 2005), чувствительность среднего удельного баланса массы оледенения ЗФИ к климатическим изменениям составляет C_T , равное -252 мм на градус роста годовой температуры и C_P , равное 9.4 мм на один процент роста осадков. Для сравнения отметим, что чувствительность среднего удельного баланса ледников Новой Земли и Северной Земли к климатическим изменениям составляет $C_T = -365$ мм на градус роста годовой температуры и $C_P = 8.4$ мм на один процент роста осадков.

4.2.3.1.5. Выводы по изучению оледенения российской Арктики

Выполненная комплексная характеристика ледников и обобщение сведений о состоянии наземного оледенения архипелага Арктики опираются на широкий набор различных показателей. В них входят: гляциоклиматические и морфологические (размеры, площади, объемы, высоты) характеристики и условия на снежно-ледовой поверхности. Кроме того, важны процессы, формирующие температурные и гидротермические показатели в ледяной толще, условия на ложе, скорости движения льда, баланс массы и его составляющие параметры, отраженные в ледяных кернах.

Все имеющиеся на настоящий момент данные показывают, что полярные ледники и ледниковые купола островов в течение последних десятилетий испытывают отрицательные тенденции роста, то есть, в целом происходит сокращение их размеров, уменьшение скоростей движения, отмечается негативный баланс массы на фоне изменений сроков и продолжительности периода таяния. Одновременно с этим наблюдается высокая изменчивость балансовых компонентов от года к году, существенная пространственная неоднородность изменений формы ледников и ледниковых куполов.

Важной проблемой остается вопрос о потерях льда, связанных с отколом айсбергов, которые трудно учесть в расчетах общей убыли льда. Эта задача еще далека от своего решения. По нашим предварительным оценкам за последние 50 лет доля этой составляющей в общем объеме потерь льда на ЗФИ приближается к 50%. Ясно, что в дальнейшем этот механизм будет необходимо включить в модели, описывающие эволюцию оледенения архипелага. Сложность описания этого механизма определяется тем, что пока нет единой надежной количественной характеристики его функционирования в зависимости от интенсивности поверхностного таяния, отепления вод прилегающих акваторий, изменений режима морских льдов и других возможных причин. А с другой стороны, последние данные показывают, насколько существен и изменчив этот механизм. Такие исследования могут стать научно-методической основой для задач, связанных с выполнением геоинформационных и геоэкологических проблем включающих учет возможных изменений климата.

Вклад оледенения архипелагов российской Арктики в изменения уровня мирового океана оценивается величиной $+0.025$ мм в год (Moholdt, et al., 2012b).

4.2.3.2. Горное оледенение северо-восточной Евразии

На северо-востоке Евразии в отличие от четвертичных оледенений ледники занимают только верхний пояс гор и не образуют сплошных покровов, участвующих в формировании ландшафтов, но не господствующих в них.

4.2.3.2.1. Урал

Ледники Урала находятся на границе распространения оледенения российской Арктики. В Каталоге ледников СССР, составленном по материалам аэрофотосъемок 1953–1960 гг., приводятся данные о 143 ледниках общей площадью 29 км^2 , выявленных на этой территории (Троицкий и др., 1966). Очаги оледенения приурочены к наиболее возвышенным и расчлененным участкам хребта. Наибольшее количество ледников сосредоточено

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

в северной части Полярного Урала между 68.2° и 67.5° с.ш. Второй район современного оледенения расположен в южной части Полярного Урала ($67-66.5^\circ$ с.ш.), третий – на Приполярном Урале ($65.3-64^\circ$ с.ш.). Самые южные ледники находятся на Северном Урале (Тельпосский хребет, 64° с.ш.). Еще в середине прошлого века существование этих ледников считалось “климатически неоправданным” и лишь позднее было объяснено специфическими ороклиматическими условиями (Долгушин, 1960). Вместе с тем, эволюция этих ледников также представляет интерес для понимания происходящих изменений климата. Вследствие малых размеров и особенностей географического положения их реакция на современное

состояние климата своеобразна и ощутима за относительно короткий период наблюдений, по сравнению с большими, но инерционными ледниковыми покровами Арктики.

Наиболее интенсивные исследования в регионе выполнялись в периоды 2-го Международного полярного года – МПГ (1932–1933 гг.), Международного геофизического года – МГГ (1958–1959 гг.) и Международного гидрологического десятилетия – МГД (1965–1974 гг.) и преимущественно на ледниках Полярного Урала (Алешков, 1935; Долгушин, 1960; Троицкий и др., 1966; Nosenko, Tsvetkov, 2003; Глазовский и др., 2005). После 25-летнего перерыва были продолжены исследования динамики ледников Полярного Урала с целью опреде-

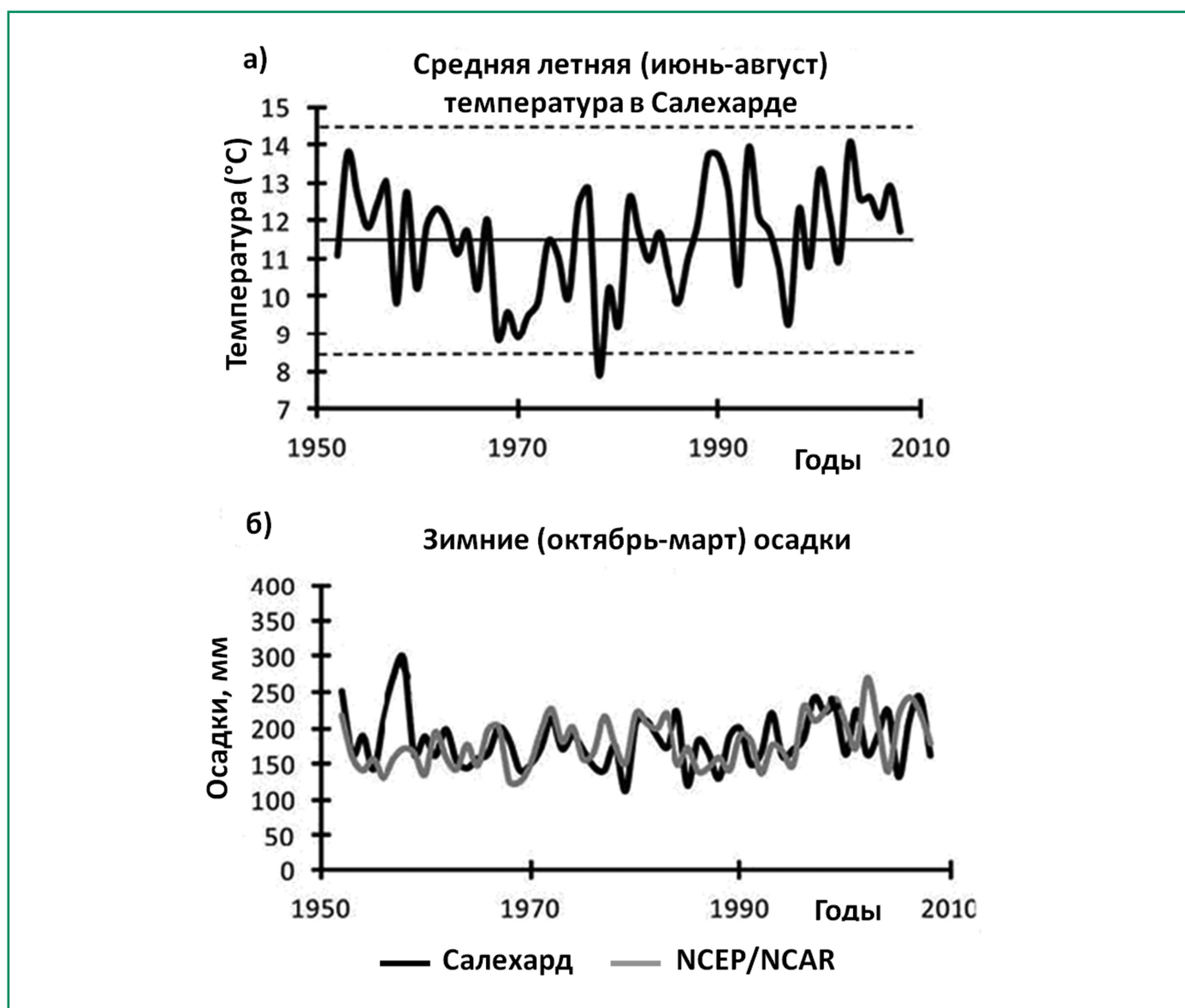


Рис. 4.2.6. Изменения средних летних температур и среднезимних осадков в районе Полярного Урала.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

лить тренды изменений оледенения этого региона на фоне общего сокращения высокоширотных ледниковых систем. На основе полевых наблюдений и интерпретации современных космических снимков ASTER в Институте географии РАН была разработана методика оценки состояния и динамики ледников. Во время экспедиционных работ 2005 и 2008 годов проведено наземное обследование тестовых ледников ИГАН, Обручева и МГУ, созданы эталоны дешифрирования и выполнены геодезические измерения ледников с помощью DGPS-съёмки.

Результаты свидетельствуют о том, что существует устойчивая тенденция сокращения размеров оледенения. Количественные оценки изменения площади 30 ледников Полярного Урала показали, что они потеряли в среднем 23% своей площади в период с 1960-х годов по 2008 год. При этом скорость сокращения площади ледников возросла в период 2000–2008 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Потери средневзвешенной по площади массы льда ледников ИГАН и Обручева, в период 1963–2008 гг. были рассчитаны по данным топосъёмки 1963 г. и DGPS-измерений 2008 г. и составили -13.54 ± 2.57 м в.э. и -20.66 ± 2.91 м в. э. соответственно (Shahgedanova et al., 2012).

Сильное влияние топографических и местных метеорологических условий на небольшие ледники затрудняет возможность интерпретации изменения их размеров и толщины в контексте изменения климата. На Полярном Урале максимальные величины сокращения площади наблюдались на ледниках карово-долинного типа – ИГАН, Обручева и МГУ (23.9%, 26.5% и 45.92% соответственно), а минимальные – на присклоновых и каровых (Большой Усинский – 4.3%, Берга – 7.7%, Анучина – 9.1%) с точностью $\pm 3.9\%$.

Влияние морфологического фактора на величину сокращения площади хорошо демонстрирует сравнение ледников ИГАН и Обручева. Площадь ледника ИГАН в исследуемый период сокращалась интенсивнее, чем Обручева, т. к. ледник ИГАН еще не перешел полностью в категорию каровых ледников, сохраняя остатки тонкой долинной части, которая сокращалась по площади быстрее, несмотря на более благоприятный температурный режим, чем у ледника Обручева. Ледник Обручева расположен в более низком высот-

ном диапазоне (Обручева: 390–650 м, а ИГАН: 790–1180 м) и, соответственно, в зоне более высоких температур, способствовавших усилению таяния (с учетом среднего по Полярному Уралу вертикального температурного градиента $0.7^\circ\text{C}/100$ м (Троицкий и др., 1966)). Однако ледник Обручева к моменту начала периода наблюдений уже практически избавился от признаков долинного ледника и вполне соответствовал типу “карового”. Хотя его таяние и происходило более интенсивно, потеря массы ледника проявлялась в большей степени в изменении высоты поверхности, а не площади.

Аналогичная ситуация наблюдалась на леднике МГУ, где разрушению долинной части дополнительно способствовало образовавшееся озеро. В этом районе по данным метеостанции Салехард и результатам реанализа (NCEP/NCAR, рис. 4.2.6) наблюдаемое в последнее десятилетие ускорение таяния ледников связано с повышением летних температур на $1\text{--}2^\circ\text{C}$, несмотря на увеличение зимних осадков со 170 мм в период 1984–1995 гг. до 200 мм в период 1996–2008 гг.

Можно предположить, что с исчезновением последних карово-долинных ледников на Полярном Урале и при сохранении существующей климатической ситуации темпы изменения общей площади этой ледниковой системы уменьшатся. Оставшиеся каровые и присклоновые ледники, как более устойчивые благодаря рельефу и сложившейся атмосферной циркуляции формы оледенения, могут сохранять свои размеры достаточно долгое время. Однако, как показали полевые исследования, баланс массы ледников Полярного Урала в настоящее время продолжает оставаться отрицательным и, если ситуация не изменится, то к середине XXI-го века они могут исчезнуть совсем (Nosenko, Tsvetkov, 2003).

4.2.3.2.2. Ледниковые системы севера Сибири и Дальнего Востока

4.2.3.2.2.1. Общая характеристика

Северная Сибирь (субарктическая зона Евразии) – малоизученный регион с гляциологической точки зрения. Исследование ледников здесь проводилось во время МГГ в 1957–1959 гг., с тех пор регулярных наблюдений не было. Ледники севера

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Дальнего Востока (Корякского нагорья) также были частично изучены в 1950-х годах. Область Мейныпильгынского хребта (северо-восток Корякии) была исследована Р. М. Седовым в 1980–1990-х гг. (Седов, 2001).

Сравнение площадей ледников, полученных по снимкам Landsat, ASTER и World View-2 со значениями, представленными в Каталоге ледников СССР (1970–1980 гг.) позволило дать оценку сокращения ледников на период текущего потепления. Ледниковые системы, рассматриваемые в этом разделе, представлены ледниками морфологических типов широкого спектра – от мелких каровых ледников гор Корякии, переметно-долинных в горах Бырранга до крупных дендритовых в хребте Черского.

Горы Бырранга

Горы Бырранга занимают северную половину полуострова Таймыр. Современное оледенение, насчитывающее около 100 ледников, имеет суммарную площадь 30,5 км², из которой более трех четвертей приходится на восемь ледников, относящихся к переметно-долинным, долинным и карово-долинным типам. Высотная зона, в которой распространены ледники, одна из самых низких в Северной Евразии: в средних пределах 600–900 м над уровнем моря (у. м.) (самая высокая отметка одного из ледников 1090, а самая низкая – 500 м).

Анализ групп ледников гор Бырранга показывает, что с 1967 года наименьшие потери в абсолютных значениях относятся к карово-долинным и переметным типам, в основном северной и северо-западной экспозиций. В относительных величинах (%), самая большая потеря площади характерна для каровых ледников среднего и малого размеров. Те, что ориентированы на юго-восток и восток сократились больше всего. Сокращения площади можно объяснить климатическими тенденциями в регионе. Нами были использованы данные по девяти метеорологическим станциям на высотах меньше 200 м. Линейные тренды среднегодовой температуры и твердых осадков здесь положительны.

По нашей оценке оледенение гор Бырранга, после аэрофотосъемки в 1967 г. к 2003 г. сократилось на 15% (Ананичева, Капустин, 2010). К настоящему времени уменьшение площади ледников гор Бырранга, по-видимому, превысило 20%, с учетом

трендов температуры (2–3°C/30 лет для средней летней температуры по метеостанциям, находящимся к югу от гор), а также последних данных экспедиции в горы Бырранга (Сарана, 2008).

Хребты Сунтар-Хаята и Черского

В Северо-Восточной Сибири с северо-запада на юго-восток тянется несущий пока значительное оледенение хребет Сунтар–Хаята. Это наиболее высокий хребет Верхоянской горной системы несколько десятков горных пиков поднимаются здесь выше 2500 м. Хребет Сунтар-Хаята представлен массивами с альпийским рельефом. Ледники располагаются в высотном диапазоне от 1800 до 3000 м. Более 200 ледников, покрывающих площадь в 210 км², группируются в трех основных массивах: северном (90 км²), центральном (50 км²) и южном (65 км²) (Каталог..., 1977).

Хребет Черского занимает центральные районы Северо-Восточной Сибири. Гребень его водораздельных массивов поднимается выше 2300–2600 м (Каталог..., 1981). По последним оценкам, хребет Черского включает около 300 ледников, занимающих 113 км² (Ананичева и др., 2006). Они располагаются в высотном диапазоне от 1500 м до 3100 м.

Корякское нагорье

Нагорье достигает высоты 2560 м. В Каталоге ледников СССР (Каталог..., 1982) описано 715 ледников. По-видимому, туда вошли и каменные глетчеры, которые изобилуют в этом регионе (Галанин, 2005). По оценкам (Ананичева, 2012), сейчас здесь насчитывается 237 живых ледников. Они расположены в широком диапазоне высот от крайне низкой отметки – 100 м (бассейн залива Корфа) до 2000 м над у. м.

Мейныпильгынский хребет

Оледенение Мейныпильгынского хребта образует дугу протяженностью 75 км вокруг крупнейшего озера региона – Пекульнейского. Основное оледенение сосредоточено в южной части хребта (Накепейлякский массив) и на стыке с главным водоразделом (Мейныпильгынский массив). Сами массивы представляют собой непротяженные хребты высотой от 1000 до 1300 м над у. м, самая высокая отметка рельефа – 1484 м. Рельеф расчленен, характерны кары со скальными стенками, в которых и расположены ледники и снежники.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

В полной мере ледники этого хребта были изучены путешественником и энтузиастом Р. В. Седовым (Седов, 2001). Им издан каталог, в котором насчитывается 116 ледников площадью около 44 км², расположенных в диапазоне высот от 300 до 1100 м. над у. м.

4.2.3.2.2.2. Оценка недавних изменений площади ледников

Подавляющее большинство ледников Сибири сократили свои площади на данный момент по сравнению с периодом изучения состояния ледников в МГГ. Предполагается, что причина заключается в потеплении климата, которое продолжается до сих пор. Именно в этих регионах отмечаются высокие положительные тренды температуры в настоящее время, особенно весной и осенью (Ананичева и др., 2003). За последние десятилетия в северо-восточной Сибири положительные тренды годовой и летней температуры сохранились.

Согласно данным (Шмакин, 2010), для области Северо-Восточной Сибири было характерно снижение осадков в виде снега в 1989–2006 гг. (период потепления в Северной Евразии) по сравнению с 1951–1986 гг. (устойчивый климат) на 30–40%. Однако на Чукотке и в Корякии отмечалась противоположная тенденция. Там выпадало больше осадков в период потепления – на 20–30% за счет более интенсивной деятельности циклонов в Арктике.

По Н. К. Кононовой (2009), в целом в северном полушарии продолжительность блокирующих процессов (меридиональной циркуляции северной группы) в последние годы растет. При этом режиме зимой вторжение воздушных масс из Арктики направлено в восточную Сибирь, через дельту Лены или на Чукотку. Это вторжение образуется в тылу южного циклона, достигая и охватывая Дальний Восток и Камчатку. Частота выходов этих циклонов также увеличивается. Та часть Чукотки, которая находится ближе к тихоокеанскому побережью, получает твердые осадки. Отрог Сибирского антициклона, связанный с Арктикой, простирается с ее другой стороны, приносит холодную и ясную погоду. Эти синоптические процессы указывают на усиливающееся влияние Арктики на регионы севера Дальнего Востока.

В 2003 году, площадь оледенения Сунтар-Хаята оценивалась как 162.2 км², из которых 155.5 км² были определены по снимкам Landsat, остальная часть (6.7 км²) была рассчитана пропорционально от всей площади ледников на основе Каталога ледников СССР (Каталог..., 1977) и территории, покрытой снимками. К 2003 году площадь ледников региона сократилась на 19.3% от ситуации в середине 20-го века (199.4 км²). Результаты расчетов приведены в работе (Ананичева и др., 2006).

Площадь ледников хребта Черского сократилась на 48 км² с более позднего времени – с 1970 г. (примерно на 30%). Этот факт можно объяснить более интенсивным потеплением, происходящим в центре этого региона, и меньшим питанием твердыми осадками ледников по сравнению с горами Сунтар-Хаята.

Оценка состояния ледников в обширном регионе Корякского нагорья затруднена из-за неточных данных о количестве и площади ледников, указанных в (Каталог..., 1982), за счет включения каменных глетчеров и снежников, о чем уже упоминалось выше. Так, отступление ледников при сравнении площади ледников, определенной по космическим снимкам, с данными Каталога оказалось ~ 70%, что, по-видимому, спорно (Ананичева, 2012).

Последняя ледниковая система, представленная в данном разделе – это Мейныпильгынский хребет, который является северо-восточным продолжением Корякского нагорья. В изучаемом регионе, судя по динамике положительных трендов среднегодовой температуры $T_{\text{год}}$ и средней летней температуры $T_{\text{лет}}$, потепление наблюдается в течение последних 50 лет. На прибрежных станциях тренд $T_{\text{лет}}$ равен 1.2–1.8° за 50 лет, по данным внутренних метеостанций – около 1° за 50 лет. За последние 30 лет эта тенденция несколько ниже: 0.8–1.3° за 30 лет.

При вычислении разницы между площадями ледников в (Каталог..., 1982) и определенными по космическим снимкам (Ананичева, 2012) для шести ледниковых систем, обнаружено, что наименьшее сокращение площади относится к ледниковым системам бассейнов рек Яноанайвеем и Акипеляк, расположенным в западной части региона. Ледниковая система в бассейне Акипеляк на-

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

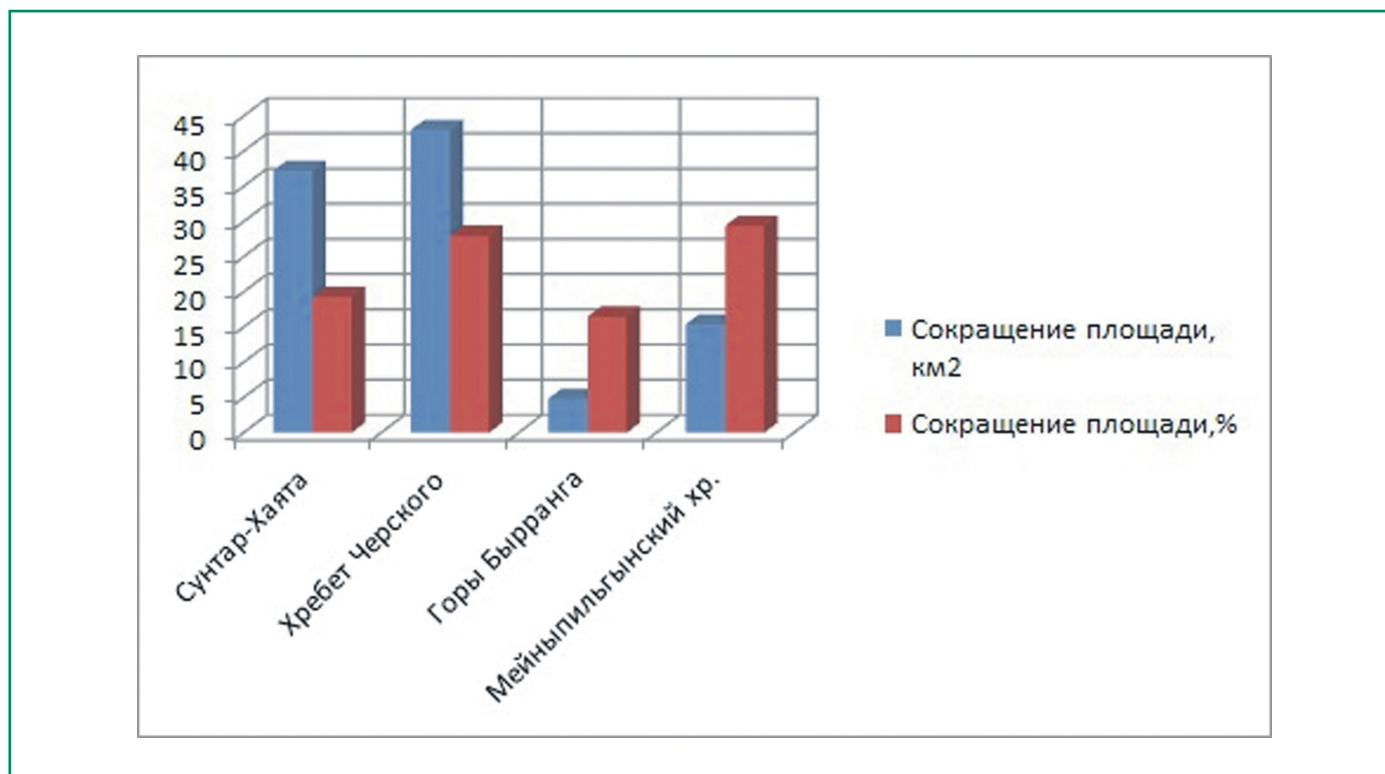


Рис. 4.2.7. Отступление ледников ледниковых систем, км²: горы Сунтар-Хаята – с 1945 г., хребет Черского – с 1970 г., горы Бырранга – с 1967 г., Мейныпильгинский хребет – с 1984 г.

ходится ближе к берегу, система в бассейне Яно-анайвеем – к западу от основного хребта и открыта для воздушных масс, которые приносят твердые осадки. Наибольшее сокращение ледников наблюдается в основном хребте, в бассейнах притоков реки Ваамычигын (рис. 4.2.7).

Сокращение площади ледниковых систем ведет к уменьшению объемов льда. Мы оценили это уменьшение по методу С. А. Никитина (Никитин, 2009), связывающего объем ледника с его площадью степенной зависимостью, коэффициенты в этой связи эмпирически подобраны в зависимости от морфологического типа ледника.

Для пяти крупных регионов Северо-Восточной Сибири за время после каталогизации (Каталог..., 1977; Каталог..., 1982) и до космических съемок в 2003 и 2008 годах площадь оледенения сократилась более чем на 200 км², а убыль льда, рассчитанная по разнице объемов ледников, оценивается в 9 Гт. Судя по сейсморазведочному зондированию ледника № 31 в Сунтар-Хаята, на котором были измерены толщины ледника, (Корейша, 1991) ошибка определения объема ледников по формулам связи объема и площади не превышает 20%.

4.2.3.2.2.3. Недавние изменения распределения ледников по экспозиции и морфологическому типу

Была проанализирована степень уменьшения площади ΔS для всех отступивших ледников по группам – ледникам с одним морфологическим типом и экспозицией. Определялись следующие характеристики: среднее значение для каждой группы: ΔS (км²), количество ледников в группе, и отношение $\Delta S/S$ (%) (рис. 4.2.8).

Большая часть ледников хребта Сунтар-Хаята имеет северную экспозицию, преобладают долинные ледники и цирки (кары). С 1945 по 2003 год максимальная убыль площади характерна для долинных и висячих ледников различных румбов. Индивидуальные потери среди этих морфологических типов ледников превышают 1 км². Меньшие ледники (каровые и карово-висячие) потеряли, соответственно, меньшую площадь. Ледники южных румбов потеряли существенную часть своей поверхности, однако потери ориентированных на север так же значительны, но в меньшей степени. Карово-долинные и висячие ледники этих румбов оказались более чувствительны к потеплению.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

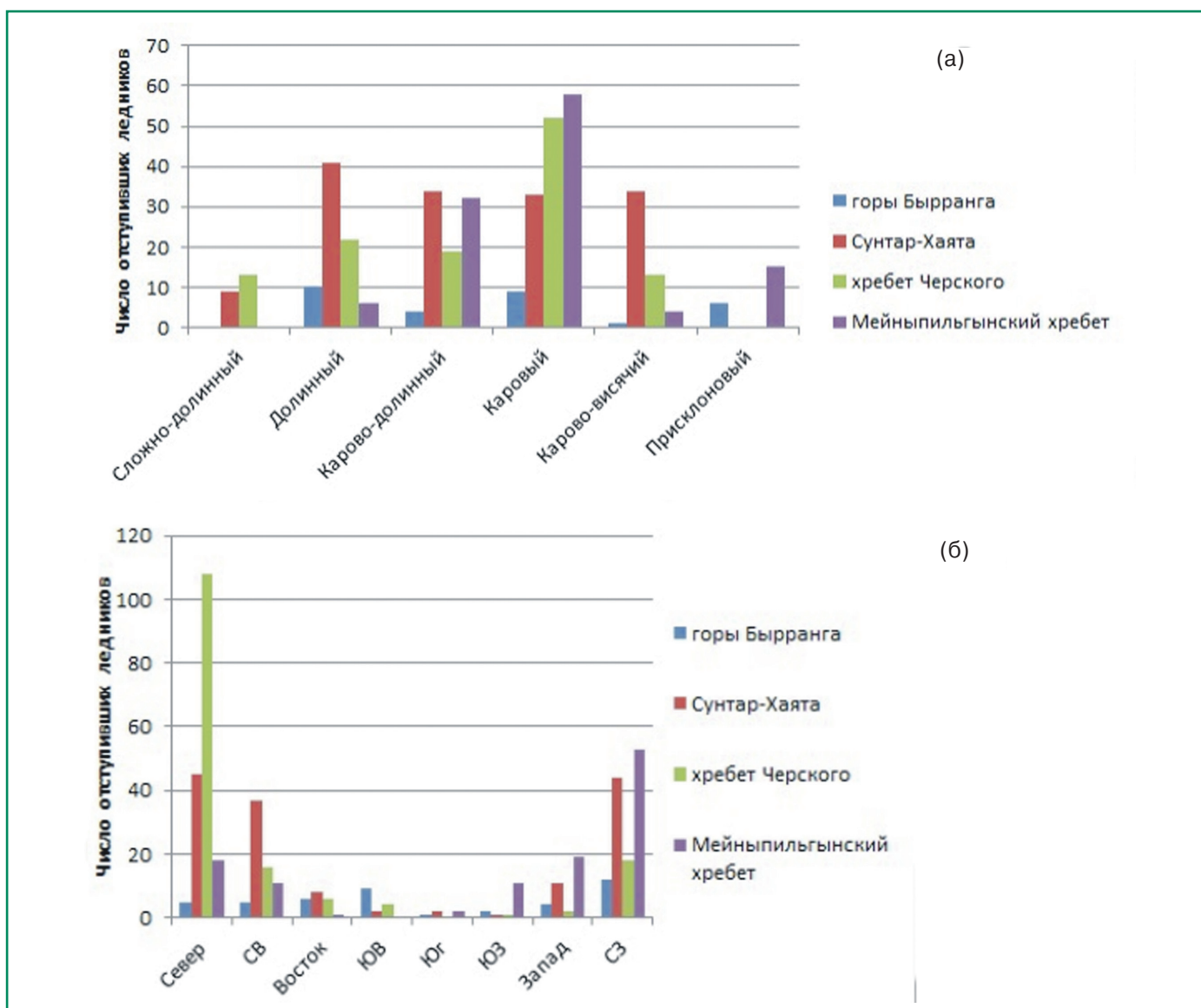


Рис. 4.2.8. Число ледников в группах с единым морфологическим типом (а) и с единой экспозицией склона (б).

Сложно-долинные и долинные ледники сократились меньше. Летнее потепление наиболее интенсивно в центральной части Северо-Восточной Сибири, и оно приходится примерно на район Сунтар-Хаята и частично – хребет Черского.

Оледенение хребта Черского представлено в основном каровыми, долинными и висячими ледниками. Однако есть целый ряд относительно крупных ледников дендритового и сложно-долинного типов (площадь $S > 10 \text{ км}^2$). Преобладающими экспозициями ледников являются северная, северо-восточная и северо-западная. Ледники этих северных румбов уменьшились больше, чем других экспозиций, что хорошо согласуется с интенсивностью потепления последних десятиле-

тий. Летние температурные аномалии в центральной части хребта Черского достигают $+1^\circ\text{C}$ по сравнению с периодом стабильного климата (1930–1960 гг.) (Ананичева, Кренке, 2008). В последние десятилетия эти аномалии увеличились. Относительное сокращение площади также велико среди ледников южной, восточной и западной экспозиций.

Анализ групп ледников гор Бырранга показывает, что с 1967 года наименьшие потери в абсолютных значениях относятся к карово-долинным и переметным типам, в основном северной и северо-западной экспозиций. В относительных величинах (%), самая большая потеря площади характерна для кулуаров и каровых ледников средне-

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

го и малого размеров. Те, что ориентированы на юго-восток и восток сократились больше всего. Сокращения площади можно объяснить климатическими тенденциями в регионе. Были использованы данные по девяти метеорологическим станциям на высотах меньше 200 м. Линейные тренды среднегодовой температуры и твердых осадков здесь положительны.

Максимальное сокращение ледников Корякского нагорья характерно для ледников, имеющих северо-восточную экспозицию. Это согласуется с картиной потепления на хребте Черского, где ледники северных румбов также максимально сократились. Тренды указывают на длительное потепление в этом регионе, но катастрофические масштабы сокращения ледников можно объяснить только резким снижением количества осадков (P). Большинство рядов $P_{\text{год}}$ за последние 30 лет действительно демонстрируют отрицательные тренды: от -60 до -250 мм за 30 лет. Также присутствует преувеличение площади ледников, представленных в Каталоге для этого региона (см. выше), а значит и величины ΔS . Таким образом, питание ледников Корякского нагорья снизилось в период потепления.

На Мейныпильгынском хребте ледники северной, северо-западной и северо-восточной экспозиций потеряли меньше площади (20–30%), по-видимому, они получают больше питания: влагу приносят воздушные массы из Арктики. Ледники восточной экспозиции потеряли максимум площади (70%), что связано с отсутствием снежного питания. Наибольшие потери характерны для висячих и долинных ледников (45%), каровые ледники различных типов сохранились лучше (потери – 25–30%).

Результаты исследования для всех ледников, потерявших площадь, рассортированные по числу в группах с единым морфологическим типом и экспозицией представлены на рис. 4.2.8. Наиболее часто в этих горных районах встречаются каровые и карово-долинные ледники северо-восточного и северо-западного румбов. В большинстве случаев они также сократились максимально.

4.2.3.2.2.4. Поля современной границы питания

Один из авторов сделал успешную попытку решить проблему целостной характеристики мас-

сообмена оледенения с помощью гляциоклиматологического подхода (Кренке, 1982). Для этого широко использовалась характеристика – высота границы питания (H_{ELA}) и ее пространственное распределение. Пространственные распределения H_{ELA} строились по осреднению этого параметра по группам ледников, в результате получались “фоновые” поля, отражающие влияние непрерывно и закономерно меняющейся H_{ELA} . Тогда использовались данные Каталога ледников СССР, в основу которого положены результаты аэрофотосъемок 1950-х и 1960-х гг. Примерно с этих лет на большей части Евразии фиксируется период потепления, который не мог не отразиться на состоянии ледников (в особенности горных). К настоящему времени площади ледников, как было сказано выше, существенно изменились. Поэтому возникает задача оценить изменение пространственного распределения высоты границы питания.

В расчетных оценках современных значений H_{ELA} ледниковых систем использовали гипотезу определения H_{ELA} как среднее арифметическое между высшей и низшей точками ледника (ледниковой системы), так называемый метод Куровского (Кренке, 1982). Для проверки ошибки такого предположения сравнили значения H_{ELA} , определенные непосредственно по съемкам на местности, и полученные с помощью расчетов. Относительная ошибка считалась как разность $H_{\text{ELAin situ}}$ и $H_{\text{ELAKуровский}}$, отнесенная к высотному диапазону ледниковой системы. Средняя ошибка для ледников разных систем Сунтар-Хаята – от 3.2 до 7.6 % (30–50 м), для ледников хребта Черского – от 7.5 до 13.5 % (70–130 м). Для того чтобы определить высоту границы питания H_{ELA} ледников, для которых получены новые оценки площади, в работе (Ананicheva, 2013) использовали цифровые модели рельефа с максимальным разрешением 30 м – Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) и Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), съемка рельефа с разрешением до 15 м – ASTER-GDEM. Модели совмещались с шейп-файлами с контурами ледников на снимках, определялась высшая и низшая точка ледника.

Рассчитанные для каждого ледника значения высоты границы питания H_{ELA} были затем усред-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

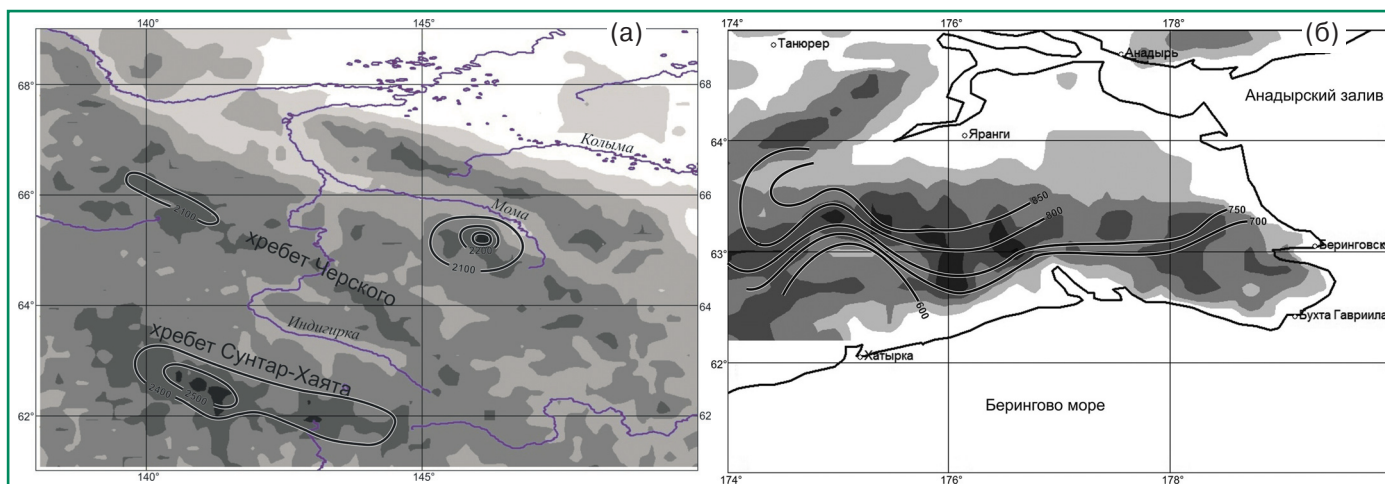


Рис. 4.2.9. Современная высота границы питания ледниковых систем Сунтар-Хаята (а) и Мейныпильгынского хребта (б): изолиниями показаны высоты границы питания, определенные по космическим снимкам и цифровым моделям рельефа.

нены по каждой ледниковой системе и легли в основу карт высоты границы питания на момент космической съемки: 2003 г. – для хребтов Сунтар-Хаята и Черского (рис. 4.2.9а) и 2008 г. – для Мейныпильгынского хребта (рис. 4.2.9б). На карте хребта Сунтар-Хаята видно, что высоты границы питания убывают с юго-запада на северо-восток, направление указывает приток влаги из северо-восточного сектора Охотского моря. По расчетам (Ананичева, 2013), H_{ELA} для современного состояния колеблется от 2400 до 2500 м. Таким образом, высота границы питания ледниковых систем в этом районе изменилась к 2003 г. не сильно (изменения не превышают 100 м), несмотря на отступление ледников и уменьшение площади приблизительно на 20%. Современная высота границы питания ледников хребта Черского поднялась примерно на 200 м, что более соотносится со степенью уменьшения площади ледников (~ 30% с 1970 г). Последние полевые работы на леднике 31 показали, что граница питания сместилась существенно вверх, и летом область аккумуляции занимает не более 10% площади ледника, однако для ледников этого региона характерна зона наложенного льда, поэтому H_{ELA} ниже области, где снег лежит все лето (Ананичева, 2013).

На рис. 4.2.9б – карта, составленная для Мейныпильгынского хребта, – видно, что изолинии высоты границы питания, построенные интерполяцией с учетом рельефа между точками – значениями H_{ELA} , средними для ледниковых сис-

тем, меняются от 600 м (южная часть региона, ближе к побережью) до 850 м (северо-восточная, континентальная часть). Изменения составили более 100 м по сравнению с картой, составленной по данным Каталога ледников СССР (Ананичева, 2013).

Таким образом, сравнение оценок сокращения площади, сделанных для ледниковых систем Севера Сибири и Дальнего Востока показывает, что диапазон сокращения площади ледников в относительных величинах с середины 20-го века до 2000-х годов колеблется от 15 до почти 70%. Сокращение распространения ледников увеличивается с севера центральной Сибири к району северной части Дальнего Востока. Ключевым фактором является уменьшение снегового питания на фоне увеличения среднегодовой температуры $T_{год}$, и, что более важно, средней летней температуры $T_{лет}$, растущей за последние несколько десятилетий. Кроме того, эти системы представлены небольшими ледниками, расположенными на относительно низких высотах.

Также были рассчитаны изменения объемов льда ледников со времени составления Каталога ледников СССР до начала XXI века, суммарно для изучаемых районов. Выяснено, что за это время в пяти крупных перечисленных ледниковых районах Северо-Восточной Азии от ледникового льда освободилось 225.2 км² площади, а объем льда сократился на 8.7 км³, при этом около 9 Гт льда ушло в талую воду. Полученные новые оценки могут

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

рассматриваться как первый шаг к обновлению Каталога ледников СССР (теперь – России).

Сокращение ледников, в среднем для ледниковых систем гор Сунтар-Хаята обусловлено изменениями положения высоты границы питания H_{ELA} , заметными по сравнению с данными из Каталога ледников СССР, которые использовали А. Н. Кренке и Л. П. Чернова (1980). Эти изменения более существенны для хребта Черского и Мейныпильгынского хребта, что, по большей части, объясняется разницей в климатических изменениях (соотношении тепла и влаги).

4.2.3.2.3. Камчатка, Срединный хребет

Оледенение Камчатки существует в условиях благоприятного и ярко выраженного морского климата и приурочено в основном к областям современного и древнего вулканизма. Вследствие больших высот вулканов и их открытости воздушным потокам влияние изменений климата особенно отчетливо проявляется в балансе массы ледников и динамике их границ. Основные центры современного оледенения это Ключевская группа вулканов, Срединный хребет и Кроноцкий полуостров. Более 80% занятой ледниками территории сосредоточено в Срединном хребте и Ключевской группе вулканов, что связано с их большой высотой. Изученность ледников Камчатки и регулярность проводившихся на них наблюдений не одинакова. Исторически основное внимание исследователей привлекали ледники Авачинской и Ключевской групп, которые находятся под непосредственным влиянием активного вулканизма. Однако эволюция ледников вулканов определяется не столько изменениями климата, сколько вулканическими извержениями, поэтому она не будет здесь рассматриваться. Гораздо менее изученными, в силу их труднодоступности, но более зависимыми от климата, являются ледники Срединного хребта.

Современные космические снимки позволяют восполнить этот пробел. Район исследований, выполненных в 2010–2012 годах в Институте географии РАН, охватывал северную часть Срединного хребта (п-ов Камчатка) от 57° 15' до 59° 10' с.ш. (Муравьев, Носенко, 2013). Эта горная система представляет собой цепь вулканов высотой 1700–2600 м. Вулканы сформировались в поздне-

плейстоценовое время. Они хорошо сохранились, четко выражены в рельефе и слабо эродированы.

Климатические условия района определяются особенностями атмосферной циркуляции над северо-восточной частью Охотского и над Беринговыми морями. В зимний период здесь развивается антициклоническая деятельность, определяемая колымским гребнем сибирского антициклона. В остальное время господствует активная циклоническая деятельность, достигающая максимума в сентябре и октябре. Источниками поступления осадков являются Охотское и Берингово моря. Максимум выпадения осадков приходится на осевую зону Срединного хребта. На высоте 1500–1800 м годовая сумма осадков превышает 2000–2500 мм (Виноградов, 1982).

Преобладающая часть ледников приурочена к водоразделу Срединного хребта. Кроме того, изолированным центром ледников на восточном склоне является вершина Снеговая (вулкан Снежный). Пологие водораздельные пространства, между вулканическими постройками заполнены переметными ледниковыми комплексами, в которых от общего фирнового поля в противоположные стороны спускаются долинные ледники (ледники Начикинский, Кевенэй, Гречишкина и др.). Большинство изолированных ледников занимают унаследованные от верхнечетвертичного оледенения ледниковые формы рельефа.

Первая экспедиция с целью комплексного изучения вулканов и ледников этого района была организована Камчатским отделом Географического общества СССР летом 1964 г. Ее основные результаты, опубликованные в отчете, содержат общую характеристику обнаруженных там ледниковых форм (Виноградов, Огородов, 1966). Повторные гляциологические исследования в этом районе проводились только на леднике Гречишкина в 1979 г. и включали геодезические измерения и балансовые наблюдения. Других гляциологических исследований на ледниках Срединного хребта с тех пор не проводилось.

Для оценки современного состояния ледников и их эволюции за последние десятилетия использовались космические снимки ASTER (дата съемки 18.08.2002) с пространственным разрешением 15 м, аэрофотоснимки (АФС) (август 1950 г.), топографические карты масштаба 1 : 100 000 и дан-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

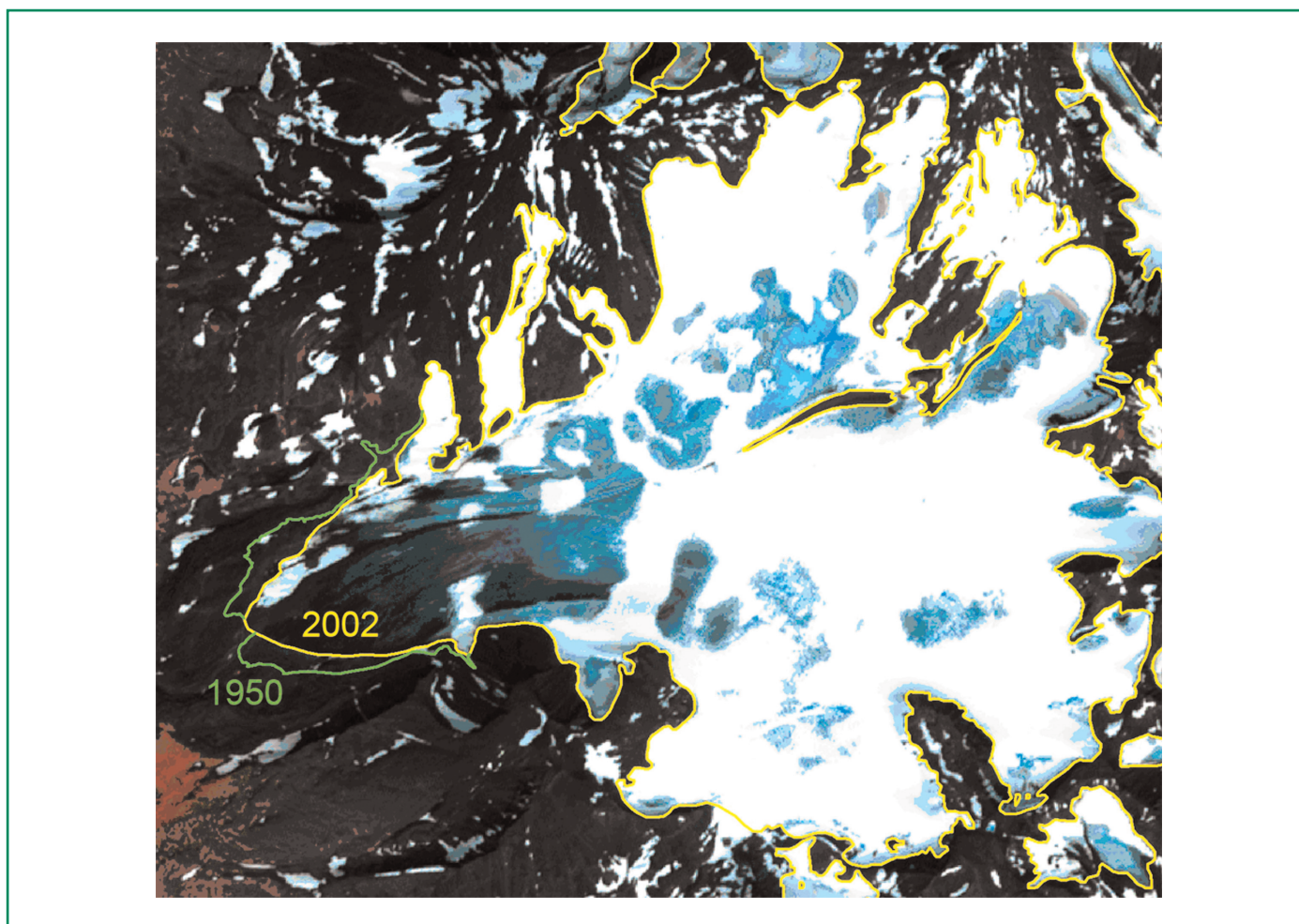


Рис. 4.2.10. Сокращение площади одного из крупнейших ледников Срединного хребта – ледника Слюнина – с 1950 по 2002 год.

ные Каталога ледников СССР (Каталог..., 1968). В качестве дополнительной информации привлекались данные наблюдений на метеостанциях “Ключи” и “Усть-Воямполка” за период с 1950 по 2006 годы (сайт ВНИИГМИ-МЦД: www.meteo.ru). Ледники были разбиты на пять групп в зависимости от их размера в 2002 г. ($> 5 \text{ км}^2$, $2\text{--}5 \text{ км}^2$, $1\text{--}2 \text{ км}^2$, $0.5\text{--}1 \text{ км}^2$ и $< 0.5 \text{ км}^2$) и для каждой группы была определена величина сокращения площади в км^2 и % по сравнению с данными Каталога ледников СССР, составленного с использованием АФС 1950 г. и топографических карт. Полученные результаты показали, что самые большие ледники района сократили свою площадь незначительно (2.1% для группы ледников $> 5 \text{ км}^2$), (рис. 4.2.10). С уменьшением размеров ледников анализируемой выборки наблюдается увеличение их сокращения в процентах от начальной площади (табл. 4.2.5). Из табл. 4.2.5 следует, что макси-

мальное сокращение (49.3%) претерпели ледники площадью менее 0.5 км^2 . Однако для этой группы характерны максимальные погрешности данных Каталога и данных дешифрирования на пределе разрешающей способности космических снимков ASTER.

В целом оледенение северной части Срединного хребта с 1950 по 2002 год сократилось на 16.6%. Если исключить из рассмотрения группу ледников площадью менее 0.5 км^2 , для которой характерны наибольшие погрешности (рис. 4.2.11), мы получим величину сокращения 12.5%. Вероятно, данная величина точнее характеризует реакцию ледников на современные изменения климата.

Для оценки климатических изменений были использованы данные наблюдений метеостанций “Ключи” и “Усть-Воямполка” за 1950–2006 гг. Это ближайшие к району исследований метео-

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Таблица 4.2.5. Срединный хребет. Оценка изменения площади ледников по космическим снимкам и Каталогу ледников СССР (Каталог..., 1968)

Размер ледников, км ²	Площадь по каталогу, км ²	Площадь в 2002 г., км ²	Изменение площади с 1950 по 2002 г., км ²	Изменение площади с 1950 по 2002 г., %	Число ледников
> 5	143.7	140.74	-3.0	-2.1	15
2-5	89.4	80.76	-8.6	-9.7	44
1-2	46.8	27.01	-19.8	-42.3	27
0.5-1	29.7	22.52	-7.2	-24.2	38
Итого	309.6	271.03	-38.57	-12.5	124
< 0.5	38.7	19.62	-19.1	-49.3	74
Всего	348.3	290.65	-57.7	-16.6	198

станции, данные которых доступны в настоящее время. Для анализа использовали средние летние (с июня по август) температуры приземного воздуха за 1950–2006 гг. и суммы осадков с октября по май (период аккумуляции на ледниках района) за 1966–2006 гг. Летние температуры воздуха в среднем за 1989–2006 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 1°C на метеостанции “Ключи” и на 0.6°C на метеостанции “Усть-Воямполка” (рис. 4.2.12а, б). Суммы твердых осад-

ков на метеостанциях “Ключи” и “Усть-Воямполка” в среднем за 1989–2006 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. сократились на 3.5% и 20.8% соответственно (рис. 4.2.13а, б).

По данным (Шмакин, 2010), для района исследований также отмечается сокращение сумм твердых осадков в среднем за 1989–2006 гг. по сравнению с 1951–1980 гг., которое находится в диапазоне от -10% до -20%. При этом изменения продолжительности залегания снежного покрова

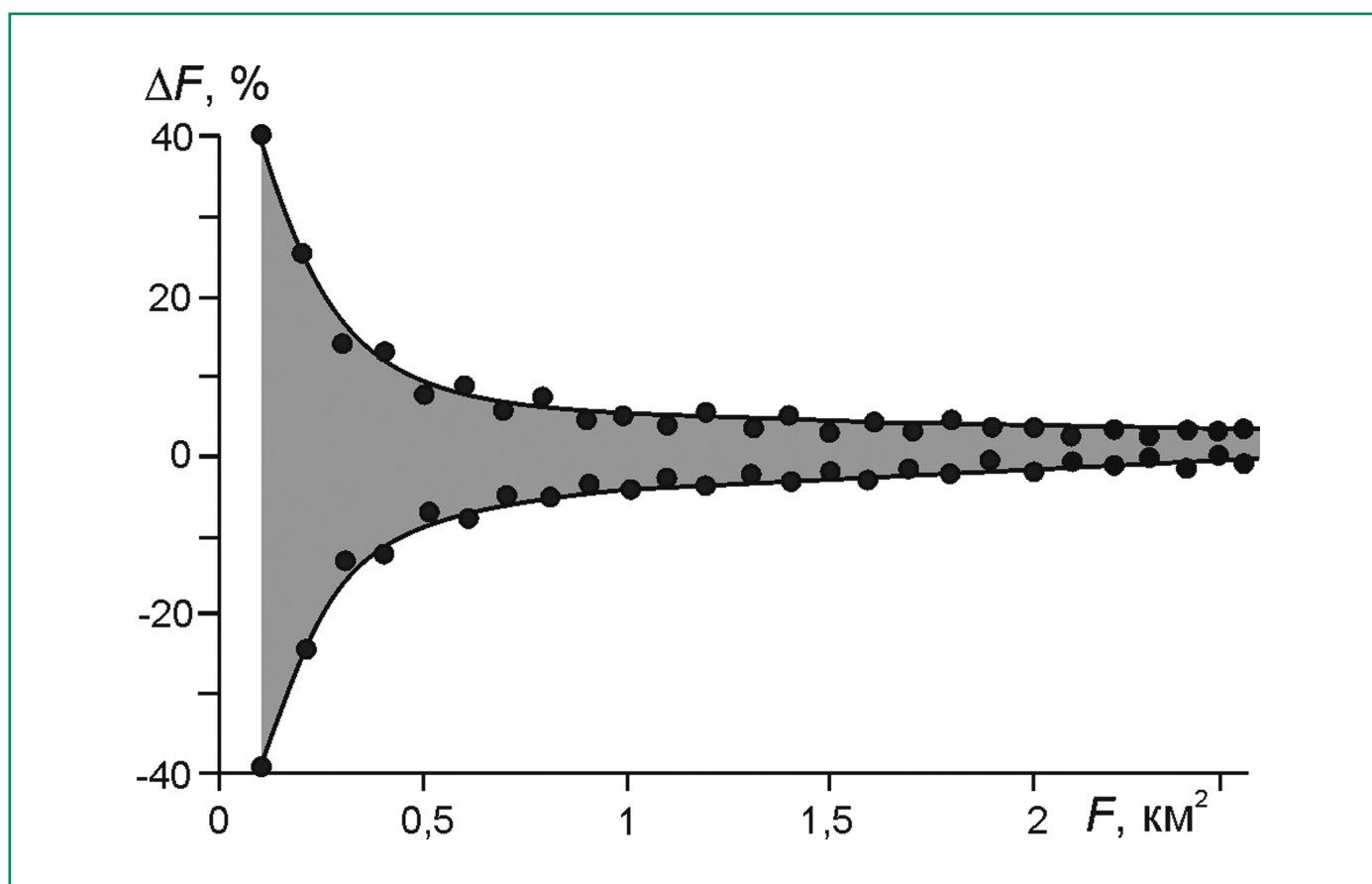


Рис. 4.2.11. Распределение величины погрешности оценки площади ледников в Каталоге ледников СССР.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

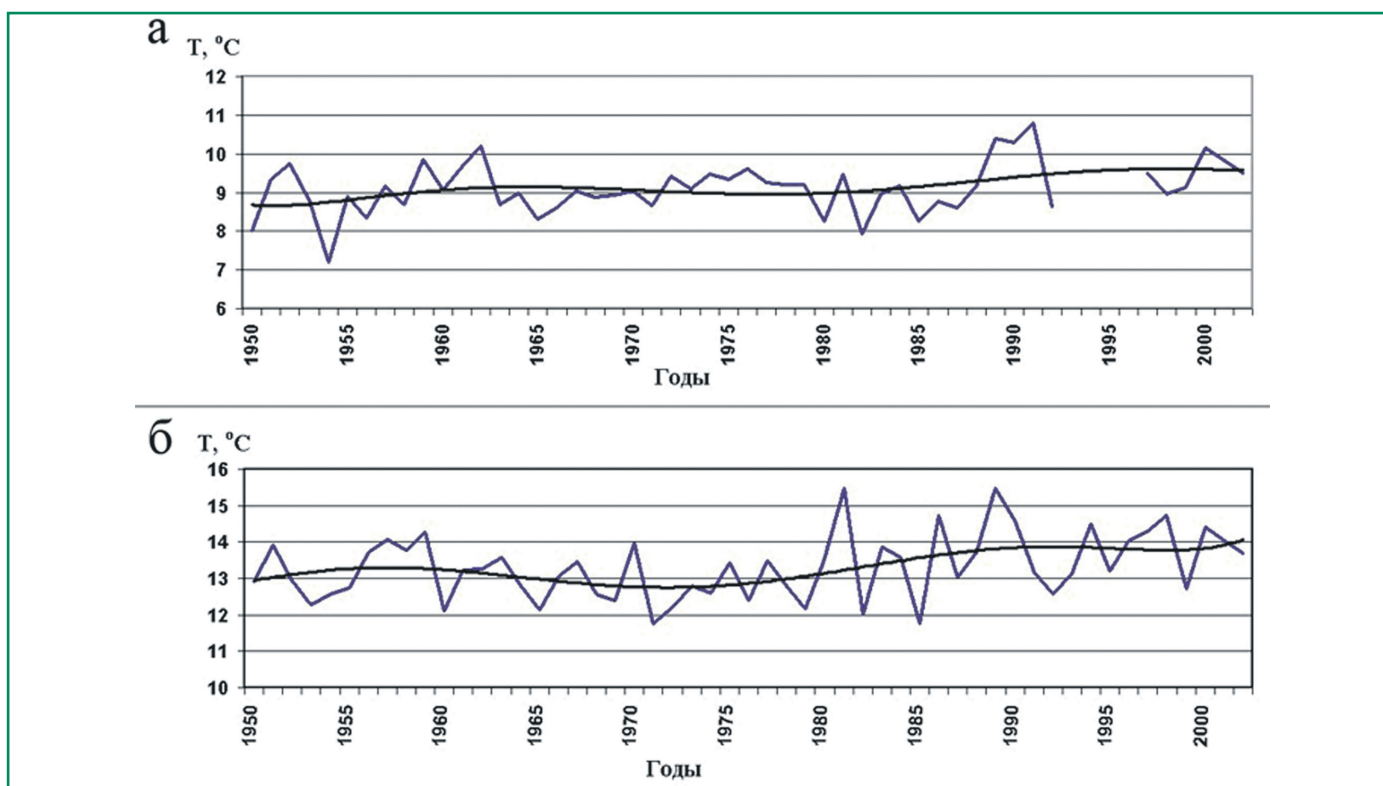


Рис. 4.2.12. Изменение средней летней температуры воздуха на метеостанциях Усть-Воямполка (а) и Ключи (б) за период с 1950 г. по 2006 г.

зафиксировано не было. Метеостанция “Ключи”, также относится к районам с сокращением твердых осадков от 0 до 10%.

Таким образом, можно сделать вывод, что ледники северной части Срединного хребта Камчатки продолжают сокращаться. За период с 1950 по 2002 г. их площадь сократилась на 12.5%.

4.2.3.2.4. Байкальская горная область, ледники Кодара

Хребет Кодар, расположенный к северо-востоку от озера Байкал, является самым крупным центром современного оледенения Байкальской горной области. Многие вершины превышают 2800 м (наивысшая отметка 3072 м), а в рельефе хорошо сохранились отчетливые следы деятельности плейстоценового оледенения.

До конца 50-х годов XX в. достоверные сведения о современном оледенении Кодара отсутствовали. Первые детальные исследования кодарских ледников были проведены В. С. Преображенским в 1958–1959 гг. (Преображенский, 1960). В осевой части хребта Кодар, на границе Иркутской и

Читинской областей, был выделен Кодарский ледниковый район, включающий 31 ледник общей площадью около 15 км². Позже, по материалам В. С. Преображенского и данным аэрофотосъемки 1948–1963 гг. в отделе гляциологии Института географии АН СССР был составлен каталог ледников хребта Кодар, вошедший в один из выпусков Каталога ледников СССР (Каталог..., 1972). На момент издания Каталог включал 30 ледников площадью 18.8 км². Позднее, Л. А. Пластинин с помощью картографических материалов и материалов аэрофотосъемки 1963 г. данные каталога были существенно уточнены: теперь он включал 39 ледников общей площадью 15.3 км² (Пластинин, 1998).

По данным, основанным на дешифрировании высокоразрешающих космических изображений 2009 г. (спутник Cartosat-1, пространственное разрешение 2.5 м) и анализе полевых материалов, площадь оледенения центрального Кодара оценивается в 8.9 км². Размеры ледников сравнительно невелики. Из 34 ледников всего у одного площадь более 1 км², два ледника имеют площади 0.5–1.0 км² и 31 ледник – менее 0.5 км². Длина ледников от 0.3 до

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

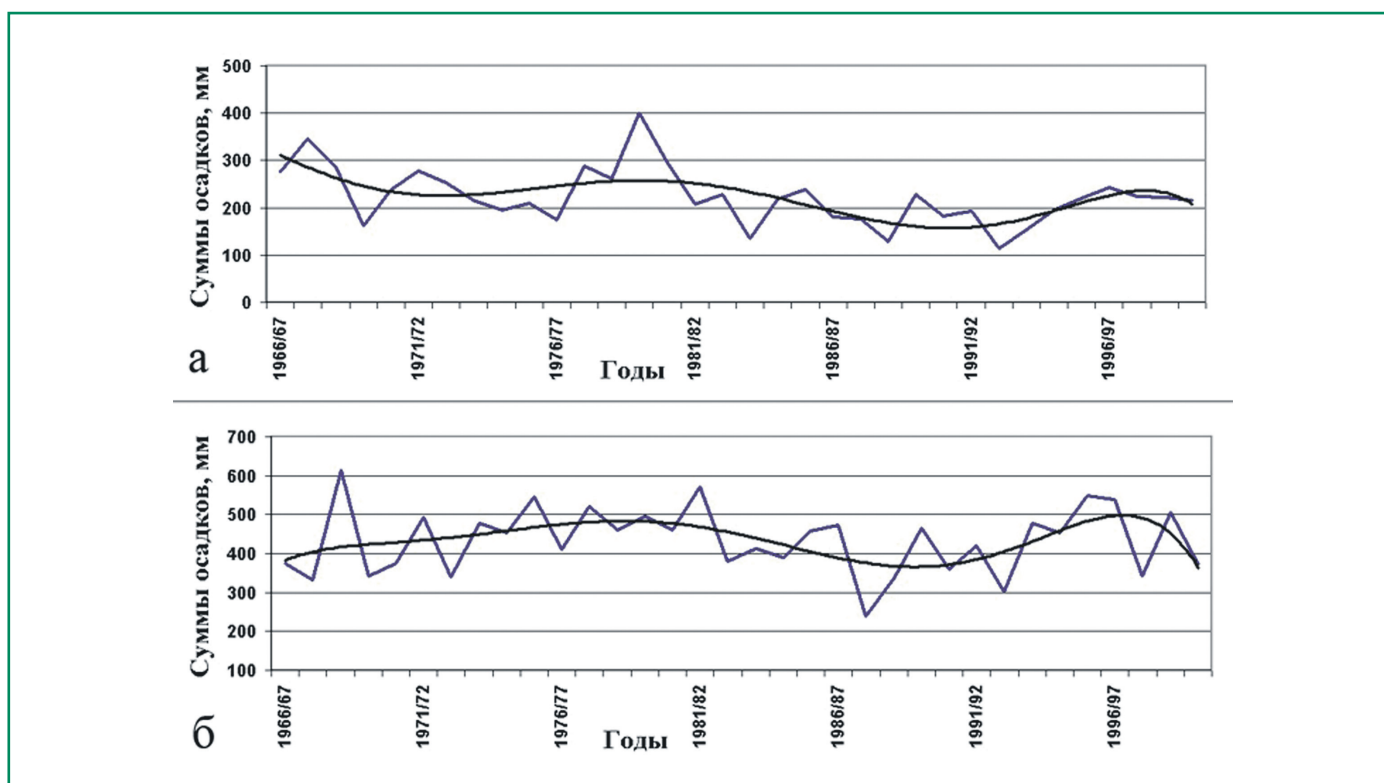


Рис. 4.2.13. Изменение сумм твердых осадков с октября по май на метеостанциях Усть-Воямполка (а) и Ключи (б) за период с 1950 г. по 2006 г.

1.9 км (среднее значение 0.7 км). Только у восьми ледников длина более 1 км, у 19 она в пределах 0.5–1.0 км. Медианный ледник имеет площадь 0.21 км², длину 0.62 км. Ледники расположены в семи речных бассейнах в высотном интервале 1830–2720 м. Высота их концов меняется от 1830 до 2470 м, у половины ледников она лежит в интервале 2000–2200 м. Средний высотный диапазон ледника составляет 203 м, только у пяти ледников он превышает 300 м. Высота фирновой границы на ледниках, определенная в конце сезона абляции, меняется от 2410 до 2550 м с севера на юг. Здесь встречаются ледники пяти морфологических типов: каровые, карово-долинные, переметные, присклоновые и склоновые. Резко преобладают каровые ледники (68% числа ледников, 50% площади оледенения). Карово-долинные ледники менее многочисленны (24%) и занимают 42% площади оледенения. На Кодаре имеется единственный переметный ледник (Сыгыктинский) состоящий из двух ветвей общей площадью 2.2 км². Наиболее крупный карово-долинный ледник (Советских географов) имеет площадь 1.9 км². Средняя длина карового

ледника 0.6 км, карово-долинного 1.2 км. Характерная черта оледенения – преимущественно северная и северо-восточная ориентация ледников. На долю ледников северных румбов (С, СВ и СЗ) приходится 74% ледников и 73% площади оледенения.

С использованием высокоразрешающих (2.5 м) снимков Cartosat-1 было проведено картирование молодых конечно-моренных комплексов, повсеместно расположенных в предполях современных ледников (Преображенский, 1960) и реконструированы максимальные размеры ледников во время похолодания малого ледникового периода (МЛП). Время формирования этих морен по лихенометрическим данным оценивается первой половиной XIX века, что соответствует финальной фазе МЛП (Осипов и др., 2012). В целом, сравнительный анализ полученной реконструкции с современными характеристиками оледенения показал, что ледники Кодара с конца МЛП (т. е. примерно за последние 160 лет) существенно сократились в своих размерах (рис. 4.2.14): общая площадь на 12.3 км² (на 58%), средняя длина на 560 м. Площадь каровых ледников изменилась больше (57%), чем у карово-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

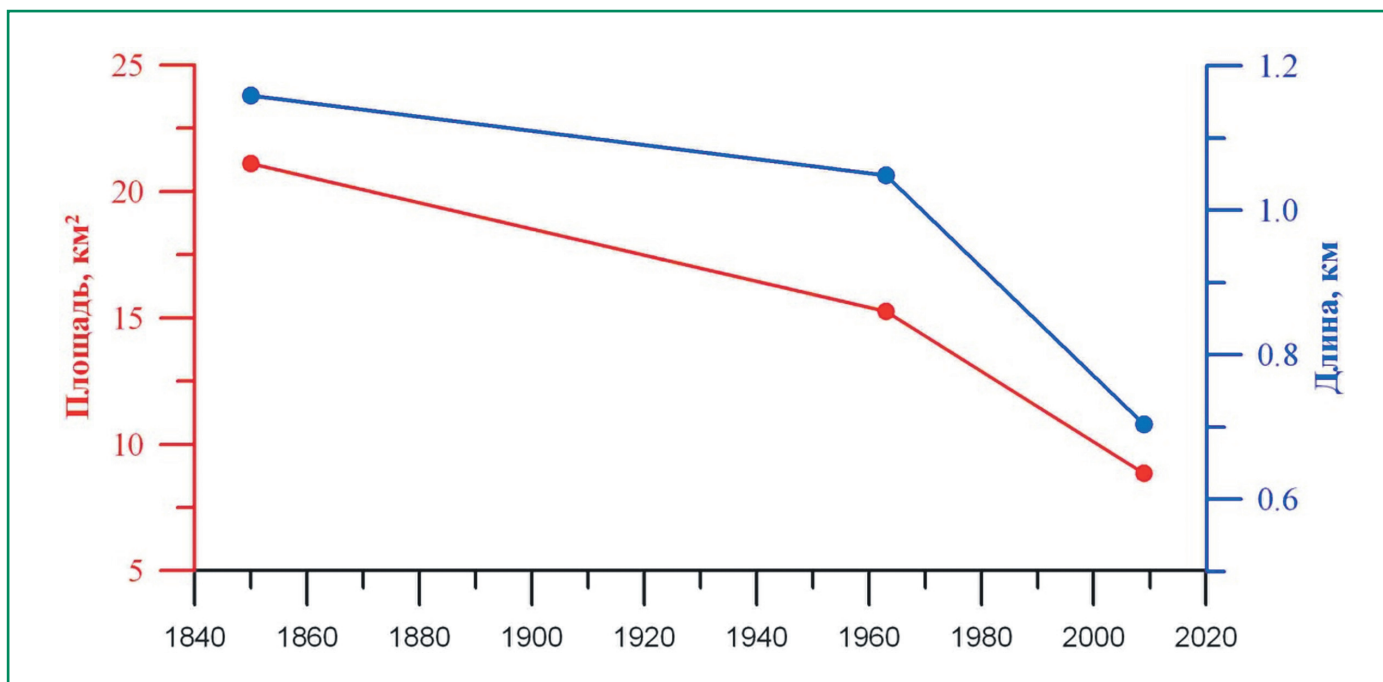


Рис. 4.2.14. Изменение общей площади (красная линия) и средней длины (синяя линия) ледников Кодара с конца малого ледникового периода.

долинных (50%). Некоторые небольшие ледники оказались полностью погребены поверхностной мореной и превратились в массивы мертвого льда. Сопоставление наших данных с каталогом ледников (Каталог..., 1972) показало, что темпы деградации оледенения значительно менялись на протяжении XX в. Если в 1850–1963 гг. ледники отступали со скоростью 1.4 м/год, то в 1963–2009 гг. – 9.5 м/год (т. е. в 6 раз быстрее). Карово-долинные ледники отступали со скоростью, соответственно, 1.2 м/год и 8.9 м/год. Средняя длина ледника в 1963–2009 гг. уменьшилась на 440 м. В 1850–1963 гг. площадь оледенения Кодара уменьшилась на 28% (0.25% в год), а в 1963–2009 гг. на 41% (0.88% в год). По другим данным, в 1963–2010 гг. площадь кодарских ледников сократилась на 44%, причем с 1995 по 2010 г. – на 40% (Stokes et al., 2013). Отдельные ледники с середины XX в. сократились на 75% (1.62% в год), причем ледники южной экспозиции отступали быстрее, чем северной. Один из крупнейших кодарских ледников – южный Сыгыктинский – с конца МЛП сократился на 0.44 км² (48% или 0.23% в год), а его язык отступил на 800 м (5 м/год) (Осипов и др., 2012). Полученные оценки сокращения площади ледников Кодара во второй половине XX века превышают аналогичные для хребта Чер-

ского (28%) и Сунтар-Хаята (19%) (Ананичева и др., 2006).

По данным О. Н. Соломиной (Solomina, 2000) с середины XIX в. до 1950–1980 гг. средняя длина кодарских ледников уменьшилась на 130 м, а средняя высота концов ледников увеличилась на 19 м. Согласно оценкам (Осипов и др., 2012) величина отступления ледников в 1963–2009 гг. была в 3 раза больше, чем за 1850–1963 гг., что подтверждает вывод о наиболее интенсивной деградации горного оледенения во второй половине XX в. на фоне резкого повышения глобальной температуры воздуха (Oerlemans, 2005).

Отмеченные изменения ледников хорошо согласуются с ходом изменения региональной температуры. Одним из основных показателей таяния ледника является средняя летняя температура воздуха. По данным ближайшей метеостанции Чара (рис. 4.2.15) период снижения температуры в 1945–1975 гг. (0.7°C за 30 лет) сменился периодом ее повышения. В 1975–2001 гг. $T_{\text{лет}}$ увеличивалась на 1.7°C, причем наиболее резкий ее подъем пришелся на 1975–1985 и 1990–2001 гг. Следует отметить, что с середины 1970-х гг. прослеживается выраженный положительный тренд интенсивности зональной

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

циркуляции атмосферы (Осипова, 2011). Региональный максимум Тлет отмечен в 2001 г. После 2001 примерно в течение 5 лет наблюдалось летнее похолодание (на 1.9°C), вновь сменившееся потеплением (на 1.0°C). Сумма годовых осадков на фоне разнонаправленных изменений в 1951–2009 гг. демонстрировала слабый положительный тренд (на 100 мм). В целом, особенности регионального климата с середины XX в. способствовали интенсивному таянию ледников Кодара.

4.2.3.3. Изменения горного оледенения у южных границ России

Горы у южных границ России выше, чем на севере, что позволяет сохраниться там более сложным и крупным ледникам, несмотря на более теплый климат и благодаря большим зимним осадкам на их склонах. Оледенение же вершины Кавказа – горы Эльбрус фактически можно отнести к покровному типу.

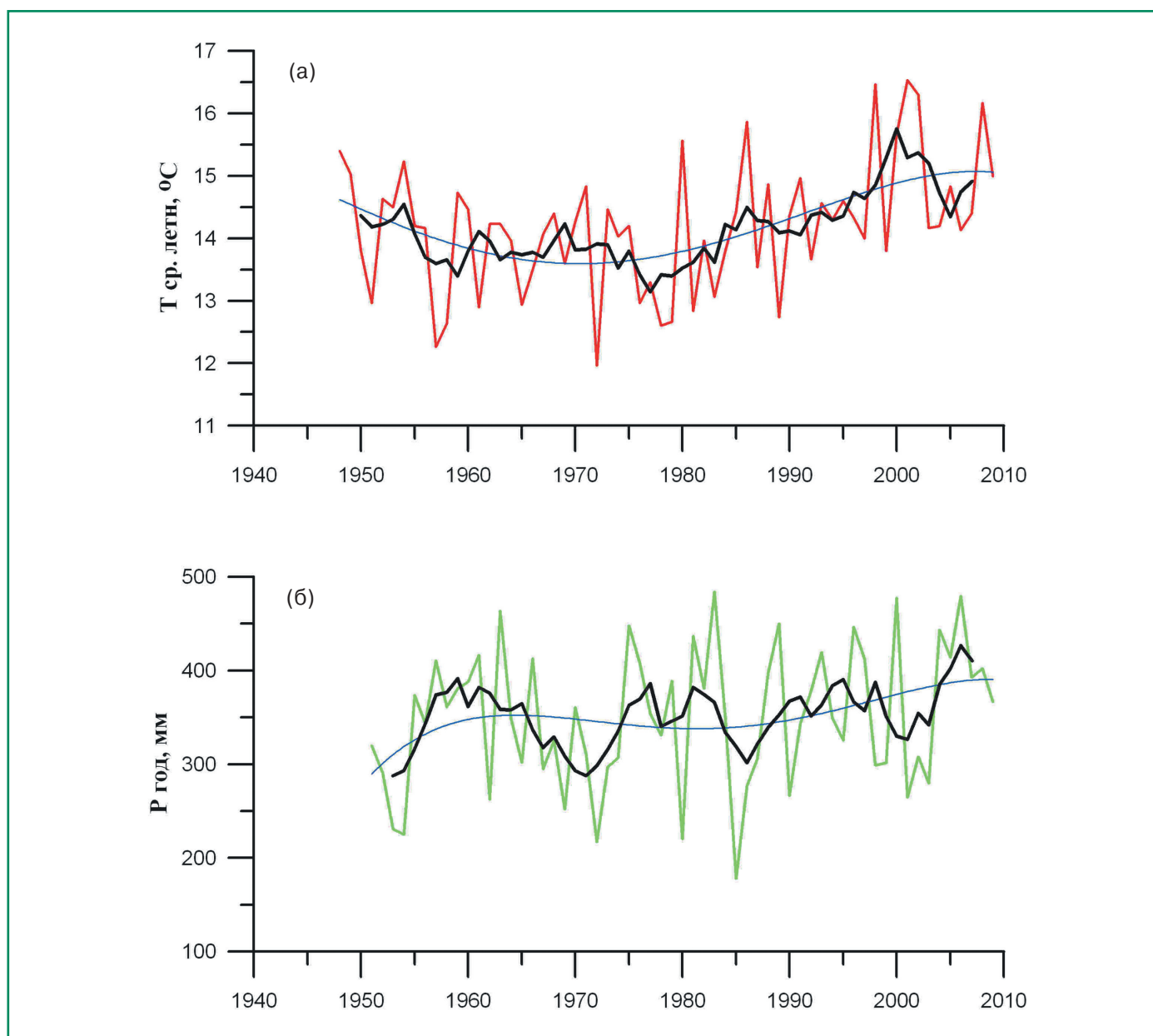


Рис. 4.2.15. Многолетние изменения средней летней температуры воздуха (а) и годовой суммы осадков (б) на метеостанции Чара. График температуры показан красным цветом, осадков – зеленым. Черная жирная линия – 5-летние скользящие средние. Синяя тонкая линия – полиномиальный тренд.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Таблица 4.2.6. Изменение числа и площади ледников на северном склоне Большого Кавказа за 1895–2000 гг (Панов, 1993; Лурье, 2002)

Бассейн реки	Изменение числа ледников за годы:			Изменение площади ледников, км ² за годы:		
	1895–1970 гг.	1970–2000 гг.	1895–2000 гг.	1895–1970 гг.	1970–2000 гг.	1895–2000 гг.
Кубань	–78	+20	–58	–108.5	–19.2	–127.7
Терек	+249	+25	+274	–441.3	–98.3	–539.6
Сулак	+9	+3	+12	–68.0	–4.7	–72.7
Самур	+2	+1	+3	–15.9	–0.9	–16.8
Кусарчай	–1	0	–1	–3.4	–0.3	–3.7
Итого	+181	+49	+230	–637.1	–123.4	–760.5

Примечание. + увеличение, – уменьшение числа и площади ледников.

4.2.3.3.1. Изменения современного оледенения северного склона Большого Кавказа

4.2.3.3.1.1. Общая характеристика

Современное оледенение на северном склоне Большого Кавказа охватывает территорию от горы Фишт в бассейне р. Кубань до горы Тфан в бассейне р. Кусарчай общей протяженностью 750 км. Число ледников по состоянию на 2000 г. равно 1521, площадь их составляет 853.6 км², а объем льда 45.5 км³. Оледенение по территории распределено неравномерно, и большая часть его расположена в бассейне р. Терек – 55.4% от числа, 69.9% – от площади и 82.8 % от объема льда. Средняя высота нижней границы ледников 2800 м, а верхней – 4240 м. Средняя высота снеговой линии для всего региона равна 3730 м и изменяется от 3340 м в бассейне р. Кубань до 4000 м в бассейне р. Кусарчай. Высота фирновой линии ниже и в среднем для всей территории составляет 3450 м, изменяясь от 3130 м в бассейне р. Кубань и до 3940 м в бассейне р. Кусарчай.

На рассматриваемой территории преобладают ледники с площадью до 1.0 км², на которые приходится 83% по числу и 34% по площади. Ледников с площадью более 10 км² – 10 (0.7% от общего числа ледников и 23% от общей площади оледенения). Наибольшим ледником как по площади (36.0 км²), так и по длине (17.3 км) является ледник Безенги (бассейн р. Терек). Средняя толщина ледников изменяется в весьма широком диапазоне от 5 до 25 м у каровых и висячих ледников до 100–160 м у долинных. Наибольшая толщина льда на леднике Безенги – 330 м. Основными морфологическими типами ледников являют-

ся каровые, висячие и долинные. По количеству преобладают каровые и висячие (75%), в то время как по площади – долинные (сложные и простые), на которые приходится около 42% общей площади, но они составляют всего 6% от общего числа ледников.

4.2.3.3.1.2. Изменение размеров ледников и динамика их концов

На северном склоне Большого Кавказа, как и в других горных системах, в последние несколько сот лет размеры оледенения уменьшаются. По сравнению с каталогом Подозерского за 1895–2000 гг. число ледников региона увеличилось на 230, или на 15 %. Это произошло в результате отчленения притоков от крупных ледников, а также распада ранее единых ледников на несколько частей. Всего за счет отчленения притоков образовалось 394 ледника, а распада – 305. Растаяло за это время 400 ледников. Общей причиной распада ледников и отчленения притоков является несоответствие размеров оледенения современным климатическим условиям. Поэтому происходит интенсивное понижение поверхности ледников, приводящее к отчленению притоков, особенно тех, которые располагаются на крутых склонах. Небольшие притоки при этом отрываются от основного ледника.

Поскольку размеры современного оледенения не соответствуют современным климатическим условиям, площадь его в последние несколько сотен лет постепенно сокращается. Информация об уменьшении числа ледников и площади оледенения по бассейнам рек региона имеется за 1895–1970 и 1970–2000 гг. (табл. 4.2.6).

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Несколько иной характер эволюции современного оледенения Эльбруса. По Е. А. Золотареву и Г. Г. Харьковец (2012), оледенение Эльбруса после активизации в середине XIX столетия начало постепенно сокращаться. Во второй половине XX столетия отмечено замедление сокращения ледников, но на рубеже начала XXI столетия темпы деградации оледенения вновь увеличились. В целом такой характер эволюции оледенения Эльбруса, как показано выше, не повлиял на темп деградации всего оледенения северного склона Большого Кавказа.

Одновременно с уменьшением площади современного оледенения происходит отступление концевых участков ледников (сокращение длины нижней части языка ледника). В целом за 1895–2011 гг. все ледники отступали. Величины отступления за этот период колеблются в широком диапазоне – от 110 м у карово-висячего ледника № 125 (р. Черек) до 3400 м у долинного ледника Тана (р. Урух). В среднем отступление ледников за последние 100 лет для региона составляет 600 м. Величина отступления ледника зависит от его длины и высоты окончания его языка – чем ниже оканчивается язык ледника и больше его длина, тем больше скорость его отступления.

Отступление концевых участков языков ледников отмечается и в последние десятилетия. Так, наблюдения за 11 наиболее характерными ледниками показали, что средняя скорость их отступления за 1970–2011 гг. составила 5.0 м/год, т. е. ста-

ла в 2.4 раза меньше, чем она была в 1895–1970 гг. (табл. 4.2.7).

На фоне общего отступления нередко отмечаются случаи наступания или стационарирования ледников, причем эти явления отмечены как непосредственными наблюдениями, так и четкими конечно-моренными валами. За последние 30–40 лет в рассматриваемом регионе число периодически наступающих ледников увеличилось (ежегодно отмечается 10–15 таких ледников). Обычно продолжительность продвижения вперед небольшая – 1–3 года, но отдельные ледники наступают и по 10–15 лет. Ледники продвигаются на расстояния от 3 до 216 м. Так, ледник Битюктюбе за 1981–1984 гг. наступил на 86 м, ледник Токмак за 1972–1983 гг. – на 186 м, а ледник Кюкюртлю за 1970–1980 гг. – на 216 м. Целый ряд ледников, концы языков которых расположены на высотах более 2300 м, находятся в стационарном положении (Чотча, Кельбаши, Буульген, Сказка, Далар, Мордеауж и др.). Таким образом, за последние 30–40 лет скорость сокращения площади оледенения и отступления концевых участков ледников довольно значительно уменьшилась. Это позволяет сделать вывод о некотором улучшении состояния современного оледенения, связанного с ростом осадков в данном регионе.

4.2.3.3.1.3. Изменения климата и баланса массы ледников

Температура воздуха и атмосферные осадки в 1895–1970 гг. изменились незначительно: средняя

Таблица 4.2.7. Отступление концевых участков некоторых ледников северного склона Большого Кавказа за 1895–2011 гг. (Панов и др., 2010)

Название ледника	Морфологический тип ледника	Величина отступления, м/год		
		1895–1970 гг.	1970–2011 гг.	1895–2011 гг.
Марухский	долинный	7.8	5.1	7.2
Алибекский	долинный	9.6	4.5	8.2
Хакель	долинный	10.3	2.9	8.1
Гарабаши	конических вершин	12.8	3.5	9.9
Джанкуат	долинный	14.6	3.9	11.2
Нижний Кулак	долинный	19.9	3.0	14.8
Шаурту	сложный долинный	15.6	10.8	14.2
Безенги	сложный долинный	15.8	7.6	13.6
Мижирги	сложный долинный	9.2	3.3	7.5
Цея	сложный долинный	12.9	7.2	11.6
Южный	карово-долинный	4.5	3.7	4.4
Итого		12.1	5.0	10.1

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

годовая температура воздуха $T_{\text{год}}$ увеличилась на $0.5\text{--}0.7^\circ\text{C}$, а годовое количество атмосферных осадков P на $3\text{--}5\%$. С 1971 г. началось интенсивное увеличение $T_{\text{год}}$ и P как в среднем за год, так и за периоды абляции и аккумуляции. За 1971–2011 гг. увеличение $T_{\text{год}}$ в среднем для горной зоны региона происходило с положительным трендом $0.024^\circ\text{C}/\text{год}$. Температура периода абляции повышалась со скоростью $0.028^\circ\text{C}/\text{год}$, а в период аккумуляции со скоростью $0.022^\circ\text{C}/\text{год}$. Увеличение P происходило с положительным линейным трендом $3.8\text{ мм}/\text{год}$, в период абляции $0.6\text{ мм}/\text{год}$ и в период аккумуляции $3.2\text{ мм}/\text{год}$. Таким образом, за 1971–2011 гг. средняя годовая температура воздуха в регионе увеличилась на 1.0°C , за период абляции на 1.1°C и за период аккумуляции на 0.9°C . Количество атмосферных осадков за год возросло на 152 мм , в том числе за период абляции на 21 мм и за период аккумуляции на 131 мм , или соответственно на 4% и 26% .

Увеличение $T_{\text{год}}$ и P в 1971–2011 гг. привело к изменению баланса массы оледенения. На северном склоне Большого Кавказа по состоянию на 1970 г. (Кренке, 1982; Панов, 1993) он был равен: общий баланс – $55\text{ г}/\text{см}^2$, суммарная абляция – $235\text{ г}/\text{см}^2$ и суммарная аккумуляция $180\text{ г}/\text{см}^2$.

Между составляющими баланса массы оледенения и климатическими условиями имеется тесная зависимость (Войтковский, 1999; Золотарев, Поповнин, 2003; Рототаева и др., 2003). С учетом этих работ был произведен расчет составляющих баланса массы оледенения региона по состоянию на 2011 г. В связи с увеличением $T_{\text{год}}$ и P , баланс массы оледенения северного склона Большого Кавказа увеличился на 18% и стал равным $-45\text{ г}/\text{см}^2$. Наиболее значительно увеличилась суммарная аккумуляция на 20% , а суммарная абляция возросла на 11% .

Имеющиеся натурные и расчетные данные о балансе массы отдельных ледников за 1971–2011 гг. также показывают увеличение баланса массы таких ледников, как Марухский, Хакель, Гарабаши, Джанкуат, Качу и др. (Золотарев, Поповнин, 2003; Рототаева и др., 2003; Панов и др., 2010).

Таким образом, баланс массы оледенения региона также подтверждает улучшение состояния оледенения в 1971–2011 гг., показанного выше, т. е. сокращение темпа уменьшения площади оле-

денения и скорости отступления концевых участков ледников.

Одновременно изменение климата в 1971–2011 гг. сказалось не только на темпе деградации современного оледенения и его балансе, но и на стоке рек, селевой и снеголавинной деятельности. Сток рек за рассматриваемый период увеличивался с положительным трендом $2\text{--}14\%$, причем зимой и осенью тренд у большинства рек положительный, а весной и летом у $30\text{--}65\%$ рек – отрицательный. Кроме того, на всех реках региона произошло увеличение максимальных расходов воды и в последние десятилетия они превышают более ранние в $1.5\text{--}2.0$ раза.

Изменение климатических условий и соответственно уменьшение площади оледенения привело к увеличению, хотя и незначительному, периода с селевой деятельностью и расширению вертикальной зоны схода селей. Соответственно произошло увеличение числа и объема селей.

В 1971–2011 гг. в регионе на высотах более 2000 м произошло увеличение продолжительности залегания снежного покрова и его толщины в связи с увеличением количества атмосферных осадков, что привело к возрастанию схода снежных лавин. Одновременно сократился лавиноопасный период на высотах $1500\text{--}2000\text{ м}$.

Таким образом, в результате современного изменения климата в 1971–2011 гг. произошло существенное изменение скорости деградации ледников, баланса их массы, стока рек и активности селевых и снеголавинных явлений.

4.2.3.3.2. Ледниковые системы Алтая

Горный Алтай представляет собой самую высокую часть Алтае-Саянской горной системы. Основная особенность рельефа – сочетание обширных поверхностей выравнивания с высокогорным рельефом альпийского типа. В центральной его части горные хребты и массивы поднимаются до $3000\text{--}4000\text{ м}$. Здесь отмечаются многочисленные и разнообразные формы современного оледенения. Для Центрального Алтая характерно оледенение альпийского типа с преобладанием долинных и карово-долинных ледников с обширными круто падающими фирновыми бассейнами и менее крутыми ледниковыми языками, расположенными на днищах древних цирков и трогов. Ледники по территории распределяются неравно-

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

мерно, группируясь вокруг наиболее высоких горных вершин и массивов. Климат Алтая определяется тремя основными факторами: положением в умеренных широтах Северного полушария (49–52° с.ш.); господством западного переноса воздушных масс с Атлантики; влиянием в зимнее время мощного азиатского антициклона с малооблачной морозной погодой. Количество осадков уменьшается с запада на восток, а высота границы питания ледников возрастает с 2200 до 3200 м. Соответственно намного уменьшаются абляция и аккумуляция на высоте границы питания (Крен-

ке, 1982). Об изменениях климатических показателей последних десятилетий можно в какой-то степени судить по данным трех метеостанций – Аккем (2050 м), Кара-Тюрек (2600 м) и Актру (2025 м), расположенных в непосредственной близости от ледниковой зоны (рис. 4.2.16).

Из этих данных следует, что во второй половине 20-го столетия в этом регионе происходило устойчивое повышение летних температур и рост среднегодовых осадков.

В российской части Алтая в середине XX века было около 1500 ледников, имеющих общую

Таблица 4.2.8. Различия между данными Каталога ледников СССР (1978а, б) и космической съемкой 2004 г

Ледник	Скаталог, км ²	S1952, км ²	S2004, км ²	Скаталог – 2004, %	S1952–2004, %	Скаталог – S 1952, % от Скаталог
	1	2	3	4	5	6
Большой Абыл-Оюк	5.0	4.45	4.19	16.2	5.8	11
Большой Машей	16.0	15.95	14.03	12.3	12	0.3
Большой Талдуринский	28.2	25.81	22.6	19.9	12.4	8.5
Джело	8.5	7.84	7.26	14.6	7.4	7.8
Корумду	5.2	5.02	4.58	11.9	8.8	3.5
Куркурек	3.2	2.98	2.32	27.5	22.1	6.8
Левый Актру	6.5	6.15	5.84	10.2	5.0	5.3
Левый Карагемский	6.4	6.45	6.11	4.5	5.3	0.1
Некрасова	2.6	2.47	1.74	33.1	29.6	5.0
Правый Актру	4.8	5.27	4.62	3.8	12.3	–9.7
Правый Карагемский	2.8	2.47	2.29	18.2	7.3	11.8
Софийский	17.6	17.45	14.93	15.2	14.4	0.8
Удачный	4.8	4.7	4.18	12.9	11.1	2.0
Шавла	3.4	3.25	2.71	20.3	16.6	4.4
Ядринцева	8.0	7.75	6.04	24.5	22.1	3.1
SU5A15105005	1.4	1.28	1.24	11.4	3.1	8.6
SU5A15105024	1.0	1.04	0.95	5.0	8.6	–4.0
SU5A15105171	1.0	1.0	0.94	6.0	6.0	0
SU5A15105234	1.3	1.36	1.19	8.5	12.5	–4.6
SU5A15106071	1.5	1.35	1.18	21	12.6	10
SU5A15106094	1.2	1.1	0.87	27.5	20.9	9.1
Всего (1–3)/среднее (4–6)	130.4	125.14	109.81	15.5	12.2	5.5

Таблица 4.2.9. Сравнение изменений площади ледников по космической съемке и аэрофотосъемке 1952 г, использованной в Каталоге ледников СССР (1978а, б)

Площадь ледника, км ²	S1952, км ²	S2004, км ²	S1952 – 2004, км ²	S1952 – 2004, %	Число ледников
0.5–1	45.1	32.54	–12.56	–27.8	49
1–2	52.5	38.29	–14.21	–27.1	32
2–5	79.0	68.04	–10.96	–13.9	30
> 5	108.7	90.69	–18.01	–16.6	16
общее > 0.5	284.2	228.17	–56.03	–19.7	126
< 0.5	50.7	24.93	–25.77	–50.8	131
Всего	334.90	253.10	–81.80	–24.4	257

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

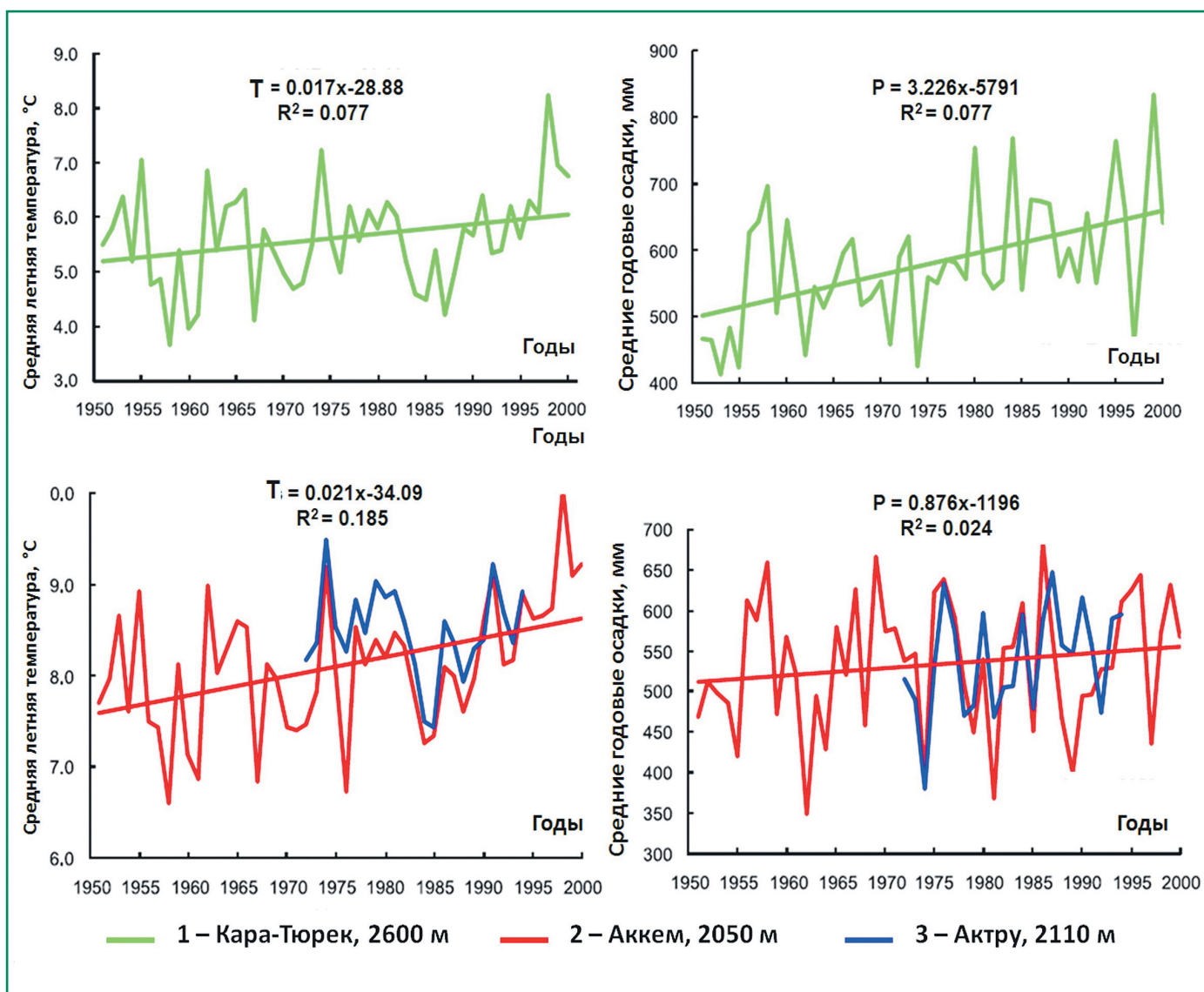


Рис. 4.2.16. Изменения средних летних температур и среднегодовых осадков по данным метеостанций Аккем (2050 м), Кара-Тюрек (2600 м) и Актру (2025 м).

площадь 910 км² (Каталог..., 1978a). Наиболее адекватное представление о реакции ледников на происходящие изменения климата дают материалы современных космических съемок, позволяющие оценить их динамику в пределах большой территории. Показательными в этом отношении являются результаты международного проекта EU INTAS, в котором участвовали представители Института географии РАН, Томского Университета и Университета г. Реддинг (Великобритания) (Shahgedanova et al., 2010). В этой работе область исследований включала ледники Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов.

Дешифрирование и оцифровка границ ледников выполнялись вручную с использованием

снимков ASTER, полученных 10.09.2004 г., и программного обеспечения GLIMSVIEW. Точность орторектификации была проверена с помощью сети наземных контрольных точек GCP (ground control points), созданной в августе 2007 года с помощью GPS-съемки. В качестве GCP-точек использовались гидрографические и топографические элементы земной поверхности, хорошо опознаваемые на космических снимках.

В результате проделанной работы, на территории, охваченной снимками ASTER 2004 г., были определены положения и оцифрованы контуры 256 ледников.

В табл. 4.2.8 даны результаты сравнения сокращения площадей 21 тестового ледника на осно-

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

ве данных Каталога ледников СССР (1978а, б), аэрофотосъемки 1952 г. и космических снимков ASTER 2004 г. Из табл. 4.2.8 видно, что изменения площадей лежат в широком диапазоне – от 5 до 29.6% ($\Delta S_{1952-2004}$), поскольку эта величина зависит от целого ряда особенностей конкретного ледника.

Из табл. 4.2.8 и 4.2.9 следует, что сокращение площади тестовых ледников с 1952 по 2004 год составило 15.5% (если использовать данные Каталога) и 12.2% (если исходными данными являются непосредственно аэрофотоснимки 1952 г.). Таким образом, разница в 5.5% между двумя типами исходных данных дает расхождение в 3.3% при подсчете изменения площади 21 тестового ледника.

На территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, охваченной снимками ASTER, были определены положения и оцифрованы контуры 257 ледников, 223 из них сохранили свою целостность и соответствующие позиции в Каталоге ледников (1978а, б), а 16 ледников распались на 34 самостоятельных объекта. Общее сокращение площади составило 82 км² или $24.4 \pm 5.5\%$ по сравнению с данными Каталога (рис. 4.2.17, 4.2.18а, б).

Полученные результаты были использованы в дальнейшем в рамках совместного российско-ки-

тайского проекта РФФИ-ГФЕН для сравнительной оценки возможных изменений ледников китайского и российского Алтая (Kotlyakov, et al., 2012). Китайскими участниками проекта была исследована структура ледниковой системы Алтая, расположенная в основном в речных бассейнах рек Иртыш, Катунь, Бия и Иннер. Рассчитаны средние значения основных параметров ледников по отдельным речным бассейнам внешних и внутренних районов горной страны. Разработана модель расчета изменений ледниковой системы при изменении климата на основе данных о структуре ледниковой системы и высоте границы питания, как интегрального показателя устойчивости системы, отражающего состояние баланса массы ледников. Модель была использована для исследования реакции ледникового стока на климатические изменения.

4.2.3.3. Оледенение массива Монгун-Тайга в Саянах

Первая схема оледенения массива на основе дешифрирования аэроснимков (АФС) 1966 г. с небольшими корректировками по данным полевых

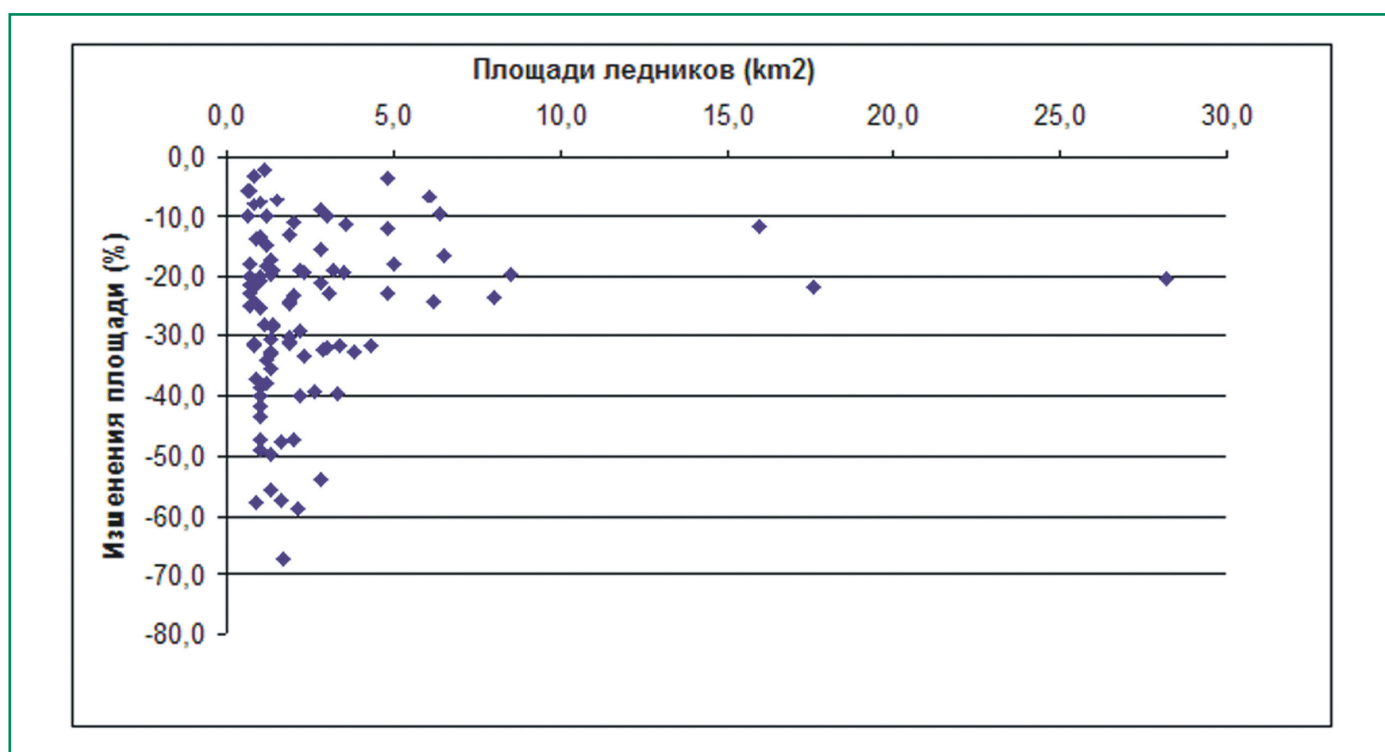


Рис. 4.2.17. Распределение величины сокращения ледников между 1952 и 2004 годами в зависимости от их размера (для ледников площадью > 0.5 км²).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

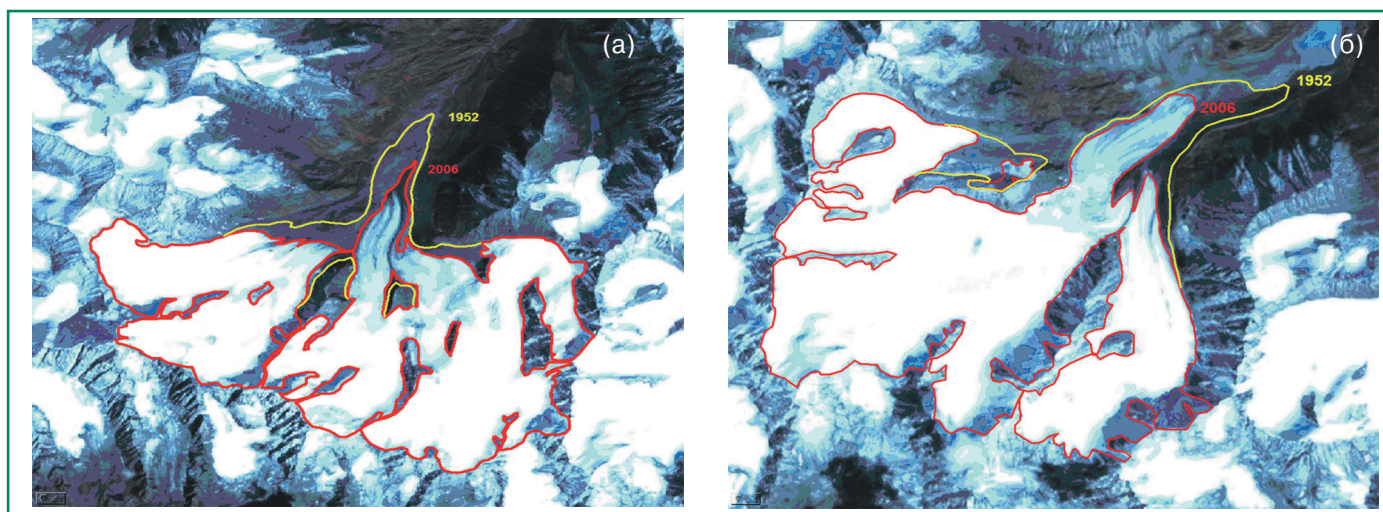


Рис. 4.2.18. Изменение положения границы языка ледника: а) Софийский; б) Талдуринский (красная линия – по данным ASTER, 2004 г.; желтая линия – аэрофотоснимки (1952 г.).

наблюдений была составлена В. С. Ревякиным в 1974–1975 г. и содержала 36 ледников суммарной площадью 28 км² (Каталог..., 1978б). В дальнейшем она была уточнена в результате работ Центрально-Азиатской экспедиции факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского университета на ледниках массива в период 1988–1995 гг. Был создан подробный каталог ледников массива (Селиверстов и др., 1997), включавший 52 ледника общей площадью 23.3 км². По состоянию на 2010 год по полевым наблюдениям (Ганюшкин и др., 2010) на территории массива насчитывается 32 ледника общей площадью 20.3 км².

С конца 1960-х годов неблагоприятные для ледников климатические условия привели к сокращению сначала малоактивных в динамическом отношении и маломощных склоновых ледников, затем каровых и висячих, а в последнее десятилетие – и более крупных долинных ледников в центре массива. С конца 1960-х по 1995 год деградация оледенения усилилась. За этот период площадь ледников сократилась примерно на 13%. Оценка производилась по сопоставлению результатов дешифрирования АФС 1966 г. и результатов маршрутных и картографических работ на ледниках массива в 1994–1995 гг. Наибольшему сокращению подверглись склоновые ледники, потерявшие около 38% своей суммарной площади. На 27% уменьшилась площадь карово-долинных ледников, в основном за счет распада на ледники других морфологических типов. Напротив, до-

линные ледники сократились всего на 5%, менее 1% площади потеряли каровые, висячие и карово-висячие ледники (Ганюшкин и др., 2010).

Последний этап сокращения ледников (с 1995 г.) характеризуется особенно быстрой их деградацией. За эти годы оледенение массива потеряло 19% площади, причем, в отличие от предыдущих периодов, значительно сократилась площадь долинных ледников (на 21%), что связано с разделением долинного ледника Левый Мугур на три ледника, а также с обнажением скальных выходов на перегибах склонов и ускоренной деградацией языка ледника Селиверстова. Кроме того, проявилась тенденция к распаду крупнейших долинных ледников массива – Восточный Мугур и Шара-Хорагай на отдельные ледниковые потоки. В наибольшей степени деградация затронула малые висячие и карово-висячие ледники, сократившиеся соответственно на 38% и 65%, при этом число висячих ледников уменьшилось с 25 до 9.

Реакция долинных ледников на изменение климата не вполне однозначна, поскольку скорость отступления языков ледников в последние шесть лет снизилась в 2–3 раза. Вероятно, фронты долинных ледников сейчас находятся под воздействием периода положительного баланса массы середины 1960-х годов, проявляющегося в силу инерционности реакции ледников. В то же время значительное снижение мощности долинных ледников привело к разделению ледниковых потоков во многих местах выходами коренных по-

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

род и деградации ледников “сверху”. Это, несомненно, связано с увеличением абляции на фоне резкого роста температур в последнее время и со снижением количества осадков.

В исследуемом районе темпы потепления последней четверти прошлого века были одними из максимальных (Сыромятина и др., 2008). Несмотря на изменение этой тенденции, уровень летних температур остается достаточно высоким. Это привело к тому, что в период с 2002 по 2008 гг. на большинстве ледников отсутствовала снеговая граница. Особенно сухие и бесснежные условия имели место в 2006–2007 и 2007–2008 гг.

В массиве Монгун-Тайга за период 1995–2008 гг. фирновая линия поднялась на 200–300 м, достигнув среднего уровня 3600 м. Снежно-фирновые поля сохранились только на нескольких ледниках массива. Единая зона аккумуляции ледниковых комплексов главной вершины массива трансформировалась в группу изолированных фирновых пятен, иногда расположенных друг над другом и разделенных крутыми участками склонов. Таким образом, уровень 3600 м не соответствует некой сплошной фирновой границе, а является высотой, выше которой более 50% площади массива покрыты фирном.

Деградация многолетних снежников свидетельствует об уменьшении заснеженности в последние несколько десятилетий. Согласно нашей реконструкции и наблюдениям в период с середины 1960-х гг. по 2008 г. высотный пояс снежников массива Монгун-Тайга переместился на 300–400 м вверх, количество многолетних снежников уменьшилось в 4 раза, суммарная площадь ледников сократилась в 15 раз.

В этом обзоре в качестве границы питания ледников рассматривается фирновая линия, т. к. в горных массивах северо-запада Внутренней Азии граница питания и фирновая линия почти совпадают благодаря низкой аккумуляции наложенного льда, который возникает не на всех ледниках и появляется не каждый год. В некоторые годы наложенный лед появляется на крупнейших ледниках и различия в уровнях фирновой линии и границы питания могут достигать 20–30 м. В среднем различия между этими уровнями незначительны, особенно в последние несколько лет. В первое десятилетие XXI в. запасов холода в ледниках было недостаточно не только для образования наложенного льда, но и для сохранения целостности самих ледников, которые рассекались мно-

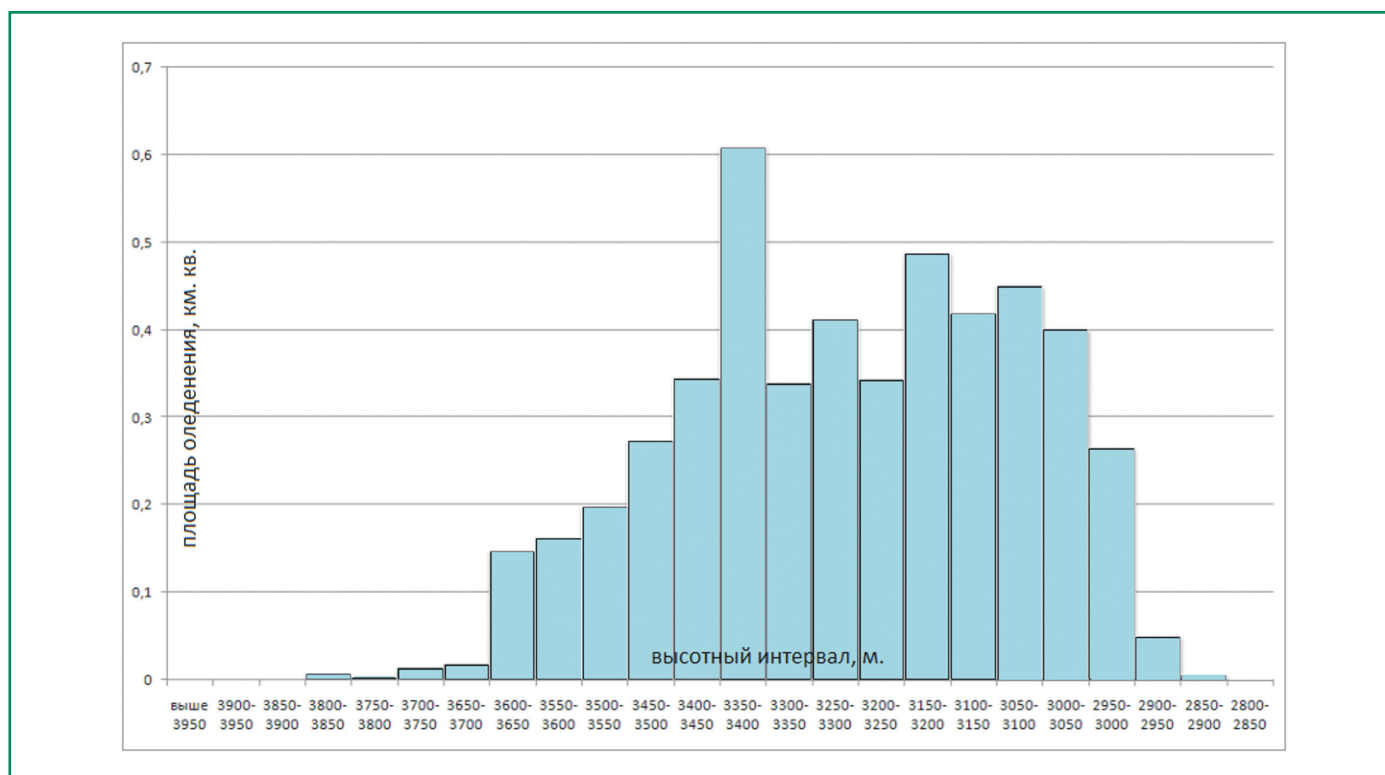


Рис. 4.2.19. Деградация оледенения массива Монгун-Тайга (км²) в разных высотных интервалах после 1995 г.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

гочисленными водотоками на глубину до 10 м, иногда даже полностью отчленивших части ледников от основного тела ледника.

Вычисления по методу Куровского (Ганюшкин и др., 2010) показывают, что деградация ледников, произошедшая с 1995 по 2008 гг., могла бы обеспечиваться подъемом фирновой линии всего на 36 м. Изменения, происходившие в снежно-фирновой зоне ледников, в этот период опережали собственно деградацию ледников. Интересно, что в период с максимума МЛП до середины 1960-х гг. ледники северных, северо-восточных, восточных, юго-восточных и южных склонов потеряли примерно одинаковые площади. С середины 1960-х по 2008 гг. деградировали в основном ледники северо-восточных и особенно северных экспозиций. Это указывает на ведущую роль потепления в деградации оледенения первого этапа, поскольку изменения температуры воздуха в равной степени влияли на ледники разных экспозиций. Во второй этап деградировали наиболее низко расположенные ледники северных и северо-восточных экспозиций, находящиеся намного ниже климатической снеговой границы и существующие за счет лавинного питания, метелевого переноса и связанной с ними повышенной концентрации твердых осадков. Можно предположить, что в этот период на ледники влияли не только потепление, но и дефицит осадков.

В некоторой степени подтверждает сделанные выводы анализ деградации оледенения (рис. 4.2.19) на разных высотах. Вместо монотонного снижения деградации выше отмеченного пика, связанного с уменьшением температуры на больших высотах, проявляется четкий главный максимум деградации оледенения на высоте 3350–3400 м. Фактически имело место сокращение не только и не столько ледниковых языков, а еще идет и деградация “сверху”. На поверхность выходят ригельные уступы, в

зонах питания ледников деградируют снежно-фирновые поля. Все это свидетельствует о дефиците твердых осадков на высотах более 3200 м, где таяние незначительное, а края снежно-фирновых полей и участки ледников на крутых склонах сокращаются за счет снижения мощностей, вызванного дефицитом питания. Выше климатической снеговой границы 1995 г. (3600 м) деградация оледенения практически отсутствует. Это, вероятно, указывает на то, что зафиксированный ближайшими метеостанциями резкий подъем температуры в конце XX – начале XXI столетия значительно меньше проявляется в высокогорье.

В период 1995–2010 гг. отмечалось увеличение скорости сокращения ледников, связанное с чрезвычайно неблагоприятными для оледенения климатическими условиями. Скорость уменьшения площадей ледников на этом этапе превышали скорости их сокращения на этапе сразу после максимума малого ледникового периода (МЛП) (табл. 4.2.10). Площадь оледенения в малую ледниковую эпоху (м.л.э.) определялась на основании геоморфологических методов – к м.л.э. были отнесены молодые моренные комплексы, повсеместно четко выраженные и окаймляющие современные ледники. Отличительные особенности этих молодых морен – их незадернованность, четкость в плане, значительная крутизна по внешнему периметру, малая степень перемытости и значительная мощность по сравнению с более древними моренами. Как показывают наблюдения, относительно большая мощность морен МЛП (до 20 м и более) связана с наличием под моренным чехлом линз погребенного льда, который местами при современном потеплении выходит на поверхность. Все перечисленные факторы облегчают выделение и картирование этих морен. Время кульминации ледников оценивалось по реконструкции индекса баланса массы ледников, осу-

Таблица 4.2.10. Изменение скоростей деградации оледенения после максимума м.л.э.

Период, годы	Уменьшение площади оледенения, км ² /год	Подъем фирновой границы, м/год
1850-1925	0.27	1.1
1925-1965	0.01	0.1
1965-1995	0.13	1.1
После 1995 г.	0.37	20.0

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ



Рис. 4.2.20. Небольшой ледник в верховьях р. Толайты, полностью забронированный в период 1995–2008 гг. (фото Сигаревой, 2008).

ществленной на основе дендрохронологических данных, – для уровня 3200 м (рассчитанная высота границы питания на ледниках северо-востока массива в м.л.э.). Для 1965 г., как уже говорилось выше, была осуществлена реконструкция ледников по АФС.

В поведении малых ледников в период 1995–2008 гг. отмечается различие, вызванное пространственными различиями в снегонакоплении и особенностями рельефа. Первый механизм деградации связан с ускорением бронирования краев и, как следствие этого, с уменьшением их таяния с последующим отсеканием водотоками нижней части и образованием каменных глетчеров у краев ледников. На отдельных ледниках такое скачкообразное отступление составляет несколько сотен метров. Второй механизм скачкообразного отступления и резкого сокращения площадей ледников на фоне уменьшения засне-

женности территории обусловлен отсеканием водными потоками малоактивных с точки зрения движения фирновых пятен. Третий механизм объясняется уменьшением мощности льда и выходом на поверхность поперечных движению льда ригелей.

Во многих местах массива наблюдается переход малых ледников при их полной забронированности в разряд каменных глетчеров, что связано со снижением заснеженности территории (рис. 4.2.20). Другой вариант развития оледенения – переход малых склоновых ледников в состояние многолетних снежников. Еще одна интересная особенность: при отступании склоновых и висячих ледников вверх по склону изменяется их морфологический тип, например, происходит трансформация комплекса висячих ледников с единой зоной питания в один склоновый ледник при деградации их языков.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

4.2.4. Прогноз эволюции ледников и ледниковых систем

4.2.4.1. Оледенение архипелагов Российской Арктики

Возможное будущее состояние оледенения архипелагов Российской Арктики на ближайшую перспективу – к 2030 г., в середине века и к концу века можно оценить по имеющимся показателям чувствительности среднего удельного баланса оледенения Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и Новой Земли к изменениям годовой температуры и атмосферных осадков (табл. 4.2.11). Для этих расчетов в качестве метеорологической информации были использованы данные о будущем климате, подготовленные Главной Геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО, Санкт-Петербург), и полученные усреднением результатов моделирования с помощью 31-й глобальной климатической модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) (Катцов, Говоркова, 2013). Далее эта группа моделей обозначается АН_31. Эти модели участвуют в международном проекте CMIP5 (CMIP5: Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5; Diffenbaugh, Field, 2013), выполняемом в рамках Всемирной программы исследования климата – ВПИК (WCRP – World Climate Research Programme). Модельные расчеты проводили в условиях двух климатических сценариев антропогенного воздействия на климат Земли: RCP4.5 и RCP 8.5.

Судя по этим оценкам, в текущем столетии дефицит баланса массы ледников будет усили-

ваться и к концу столетия достигнет значений 1–1.6 м в.э./год. Особенно высоких удельных потерь массы следует ожидать на ледниках Новой Земли и Земли Франца-Иосифа. Прогнозируемое увеличение осадков никак не компенсирует потери ледников, связанные с повышением температур воздуха. В связи с уменьшением ледовитости, ростом температуры морских вод, увеличением поступления талых вод в толщу и на ложе ледников, можно также ожидать усиления айсбергового стока, особенно это касается Земли Франца-Иосифа. Но возможности оценить изменения количества айсбергов пока не существует. Можно лишь предполагать, что его увеличение достигнет максимума к середине века, когда у сокращающихся ледников еще будут сохраняться фронты отела достаточной протяженности.

4.2.4.2. Ледниковые системы Северо-Восточной Азии: оценка эволюции к середине 21 века

Для прогнозирования дальнейшего изменения морфологии и режима ледниковых систем Северо-Восточной Азии были использованы выходные данные (температура воздуха и осадки), рассчитанные по группе моделей АН_31 (Катцов, Говоркова, 2013). В качестве сценария антропогенного воздействия на климатическую систему Земли использовали «жесткий» сценарий RCP8.5 (Towards..., 2007). Расчеты проводили для интервала времени 2041–2060 гг. Параметры даны для территории России и стран ближнего зарубежья в центрах сетки $1^\circ \times 1^\circ$. Они представляют средне-

Таблица 4.2.11. Оценка будущего состояния баланса массы ледников на архипелагах Российской Арктики (в скобках показаны значения изменений средней годовой приземной температуры воздуха ΔT и количества осадков ΔP , полученные как разность между значениями, рассчитанными с помощью группы моделей АН_31 при реализации сценария RCP4.5, и значениями для современного периода 2004–2009 гг.)

Архипелаг	Баланс 2004–2009 гг. мм в. э./ год	Баланс в 2030 гг. мм в. э./ год	Баланс в 2050 гг. мм в. э./ год	Баланс в 2090 гг. мм в. э./ год
Земля Франца-Иосифа	-71 ± 55	$-308 (\Delta T + 1.5^\circ\text{C}, \Delta P + 10\%)$	$-639 (\Delta T + 3^\circ\text{C}, \Delta P + 15\%)$	$-1254 (\Delta T + 6^\circ\text{C}, \Delta P + 30\%)$
Северная Земля	-78 ± 48	$-359 (\Delta T + 1.0^\circ\text{C}, \Delta P + 10\%)$	$-682 (\Delta T + 2^\circ\text{C}, \Delta P + 15\%)$	$-1047 (\Delta T + 4^\circ\text{C}, \Delta P + 15\%)$
Новая Земля	-344 ± 54	$-625 (\Delta T + 1.0^\circ\text{C}, \Delta P + 10\%)$	$-1313 (\Delta T + 3^\circ\text{C}, \Delta P + 15\%)$	$-1636 (\Delta T + 5^\circ\text{C}, \Delta P + 20\%)$

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

месячные значения температуры (°C) и их стандартные отклонения (межмодельный разброс), среднемесячное количество осадков (мм/сутки) и их стандартные отклонения – за 12 месяцев. Эти абсолютные значения температуры и осадков получены добавлением изменений соответствующих характеристик в ансамбле моделей к значениям для базового периода – 1981–2000 гг. Данные по температуре для этого периода взяты из работы (Rienecker et al., 2011), а по климатологии осадков – из работы (Xie, Arkin, 1998, updated).

Для построения базовой схемы современного вертикального распределения балансовых компонент ледниковых систем были использованы имеющиеся климатические данные, в основном середины и конца XX века. Период охвата мало отличается от принятого в модели базового периода (1960–1990 гг., вокруг 1975 г.) по сравнению с полученными в модели изменениями за последующие 80 лет. Наш базовый период приблизительно соответствует состоянию оледенения, отраженному в Каталоге ледников СССР, охватывая отчасти время, предшествовавшее его составлению.

Прогноз изменения оледенения Северо-Восточной Сибири был рассчитан отдельно для ледниковых систем Северного (111 км²), Южного (82 км²) массивов хребта Сунтар-Хаята, хребта Черского – Эрикит (7 км²) и Буордах (63 км²) в центральной его части, массива Терентях (28 км²) на востоке (данные Каталога ледников СССР, 1977, 1981).

Для прогноза развития оледенения, во-первых, по данным Каталога ледников СССР в пределах высот оледенения (разность между высшей отметкой области аккумуляции C и низшей точкой области абляции A ледников в ледниковой системе) были построены базовые гипсографические кривые распределения площадей ледниковой поверхности с шагом в 200 метров по абсолютной высоте.

Во-вторых, для каждой ледниковой системы по данным имеющихся метеостанций для северо-востока Сибири и Камчатки построены вертикальные профили аккумуляции и абляции. Помимо рядов метеопараметров станций использовались значения средних высот границы питания, взятых по каталогам или снятых с карт их полей (Кренке, 1982; Ананичева, Кренке, 2007).

Следующий этап – расчет абляции и построение соответствующих базовых кривых. В Северо-Восточной Сибири, где ледники чрезвычайно холодные, преобладает наложенное питание, и значительная часть талой воды повторно замерзает, а потом вновь тает на поверхности. В этом случае правомерно использование регионального варианта глобальной формулы связи абляции с летней температурой (Корейша, 1991):

$$A = 0.1(T_{\text{лет}} + 7.0)^3,$$

где A – абляция в г/см², $T_{\text{лет}}$ – средняя температура воздуха над поверхностью льда за июнь, июль и август.

В обоих случаях температура над поверхностью льда вычислялась по кривой летней температуры над безледной поверхностью по формуле Н. В. Давидович (1983).

Расчет профилей аккумуляции состоял в преобразовании вертикального распределения твердых осадков с помощью коэффициента концентрации. Доля твердых осадков для каждого месяца, а затем и в годовом выводе, определялась по методу Э. Г. Богдановой (Богданова, 1976). Затем, в зависимости от преобладающего морфологического типа ледников в ледниковой системе, вводился коэффициент концентрации (Кренке, 1982), учитывающий метелево-лавинный перенос снега или его снос со склонов.

Следующим этапом было построение прогнозных кривых A_n и C_n для климата 2040–2069 гг. на базе полученных кривых A и C для современного периода. Для расчета абляции было сделано допущение, что температурный сдвиг, данный в модели для узлов ячейки, в которой располагается ледниковая система, распространяется для всего ее диапазона высот. Если ледниковая система охватывалась несколькими ячейками, мы брали среднее значение сдвига, которое, как правило, не сильно различалось между ячейками. Абляция A_n рассчитывалась по той же формуле, но температура была использована прогнозная), высотный температурный градиент полагался таким же, как в базовый период, поэтому за основу взяты градиенты температуры из работы М. М. Корейши (1991), а также из атласа (Аэроклиматический..., 1963). Для расчета аккумуляции на прогнозный

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

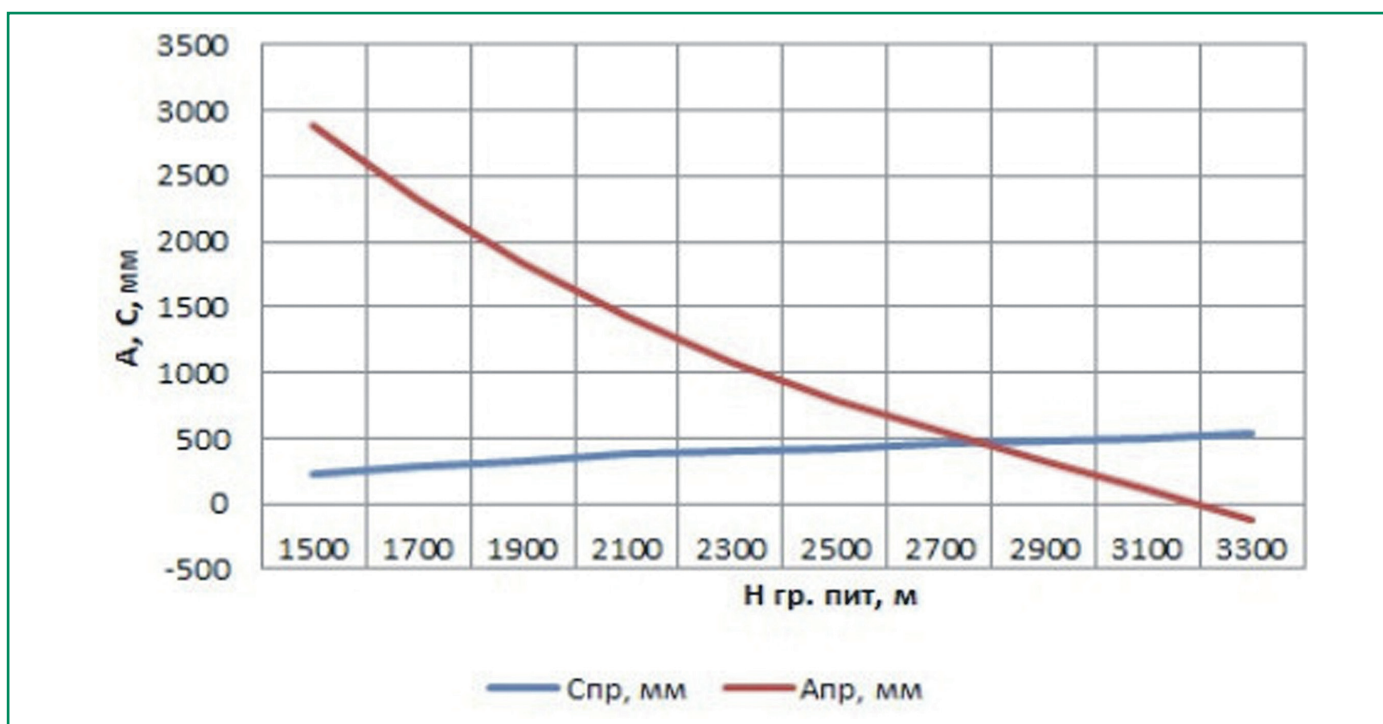


Рис. 4.2.21. Пример профиля абляции и аккумуляции (на прогнозный период) для района Северного массива гор Сунтар-Хаята.

период мы допустили, что высотный градиент осадков остался неизменным по сравнению с базовым периодом. В сценарии даны общие осадки (мм/сут), поэтому сначала мы рассчитали твердые осадки $P_{\text{тв}}$ по доле твердых осадков годовом количестве, полагая, что эта доля будет не сильно отличаться от той, что будет в прогнозный период.

В результате применения градиентов осадков, которые М. М. Корейша измерял до высот 2500 м, и данных в (Корейша, 1963) к прогнозному значению $P_{\text{тв}}$ на поверхности земли, были получены вертикальные кривые твердых осадков, а при умножении на коэффициент концентрации были рассчитаны $C_{\text{п}}$ для всех ледниковых систем на 2040–2069 гг. (см. пример профилей на рис. 4.2.21). Высотные отметки их пересечения с прогнозными кривыми $A_{\text{п}}$ приняты за искомую среднюю высоту границы питания для ледниковой системы — $H_{\text{гп/п}}$. В случаях ее смещения выше самой высокой точки области аккумуляции ледников ($H_{\text{в}}$) в системе, соответствующее оледенение должно исчезнуть. В остальных случаях принято, что после приспособления оледенения к новому климату в соответствии с методом определения этой высоты по Геферу (Калесник, 1963), высот-

ный перепад между началом ледников и $H_{\text{гп/п}}$ равен высотному перепаду между $H_{\text{гп/п}}$ и концом ледника. Если допустить, что тоже правило верно для ледниковых систем в целом и их крупных частей, мы получим следующую формулу для высоты самой низкой отметки концов ледников ($H_{\text{к}}$):

$$H_{\text{к}} = H_{\text{гп/п}} - (H_{\text{в}} - H_{\text{гп/п}}) = 2H_{\text{гп/п}} - H_{\text{в}}.$$

Далее строились гипсографические кривые на сценарный временной срез 2040–2069 гг. Их нижняя точка совпадает с $H_{\text{к}}$, где площадь льда равна нулю, а высшая отметка оставлена неизменной. Распределение площади промежуточных ступеней по сравнению с базовыми изменялось пропорционально высоте от нуля до единицы с шагом в 200 м. Более подробно методика прогноза описана в (Ананичева, Кренке, 2007; Ananicheva et al., 2010).

Результаты оценки эволюции ледниковых систем Северо-Восточной Сибири представлены в табл. 4.2.12.

Как видно из таблицы, согласно примененному сценарию, наибольшее сокращение к указанному временному интервалу претерпят ледники

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

северного массива Сунтар-Хаята. Это вызвано достаточно высокой средней летней температурой (средняя взвешенная по площади, исходя из сценария $+14.0 \pm 0.5^\circ\text{C}$) и невысокими твердыми осадками (102 ± 5 мм) – на поверхности земли. Средняя температура для южной части Сунтар-Хаята $+12.9 \pm 0.5^\circ\text{C}$ и твердые осадки 155 ± 5 мм. Действительно, южная часть гор принимает на себя больше осадков за счет циклонов с Охотского моря. И уже сейчас потепление более интенсивно в центральной части региона гор и котловин Северо-Восточной Сибири. При реконструкции состояния ледников Сунтар-Хаята в период оптимума голоцена (Давидович, Ананичева, 2007) мы получили близкий результат, что является фактором доверия к методике расчета и сценарию изменения климата в будущем.

Подъем $H_{\text{гп}}$ в северном массиве наибольший – 420 м, у остальных систем он колеблется от 250 до 280 м. Что касается высоты концов ледников, до которой они поднимутся к выбранному прогнозируемому периоду времени, то максимального значения она достигнет у ледниковой системы северного массива Сунтар-Хаята (более 2500 м), а площадь этого оледенения сократится от базового периода почти на 80%, и останется лишь 18% или 19.5 км². Остальные ледниковые системы сократятся максимум наполовину (массив Эрикит, хребет Черского), оледенения центральной части хребта Черского – массив Буордах и расположенный восточнее – массив Терехтях сохраняют 74 и 76% своей площади. Абляция, равная аккумуляции на высоте $H_{\text{гп}}$, максимальна в северном массиве Сунтар-Хаята (460 мм), минимальна в мас-

сиве Терехтях хребта Черского (400 мм). Она повсюду меньше, чем в базовый период, что связано с сокращением площади оледенения к периоду времени прогноза.

Таким образом, выбранный сценарий нового поколения, являющийся “среднемоделным”, адаптация сценария к горным условиям, а также разработанный подход оценки эволюции оледенения по наиболее надежным параметрам современного климата дают разумные результаты, которые подтверждаются независимыми оценками состояния оледенения по палео-сценариям на период оптимума голоцена.

4.2.4.3 Оценка изменений оледенения горного Алтая и массива Монгун-Тайга по сценарию RCP8.5.

Во всех расчетах прогнозирования состояния оледенения массива Монгун-Тайга под современными ледниками подразумевались ледники массива по состоянию на середину 1990-х гг.

В создании прогноза использован подход Ананичевой, Кренке, (2007) и модель Глазырина (1985) на основе данных станции Мугур-Аксы (1830 м). При одинаковых климатических изменениях возможны разные величины депрессии фирновой границы ($\Delta Z_{\text{ф}}$) при разном уровне энергии оледенения, отражающем не только климатические условия, но и морфологические особенности конкретных ледников.

Реализация предлагаемой модели подразумевает выполнение ряда очень важных предварительных расчетов. Во-первых, были выполнены

Таблица 4.2.12. Изменения основных характеристик ледниковых систем Северо-Восточной Азии к середине XXI века (2040–2069 гг.) по сравнению с базовым периодом (1960–1990 гг.)

Название ледниковой системы	Увеличение $H_{\text{гп}}$ (с 1960–1990 гг. до 2040–2069 гг.), м	Высота ледников, м		Площадь оледенения, км ² , % от базового		Абляция-аккумуляция на $H_{\text{гп}}$, мм	
		1960–1990	2040–2069	1960–1990	2040–2069	1960–1990	2040–2069
Черский-Эрикит	270	700	2300	7	3.3 (47)	710	450
Черский-Буордах	250	1640	1660	63	46.7 (74)	700	430
Черский-Терехтях	280	1520	1850	28	21.3 (76)	720	400
Сунтар-Хаята, север	420	1080	2580	111	19.5 (18)	620	460
Сунтар-Хаята, юг	250	1110	2370	22	11.2 (51)	460	420

Примечание: $H_{\text{гп}}$ – высота границы питания.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

расчеты средних температур воздуха на высотах фирновых границ современных ледников в июне, июле, августе и сентябре (т. е. для тех месяцев, когда на данных высотах возможно таяние). Вертикальный температурный градиент был принят равным $0.69^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. (Москаленко и др., 1993). Во-вторых, для дальнейших расчетов необходимо определить количество осадков на фирновых границах современных ледников. К сожалению, прямых наблюдений, фиксирующих годовые суммы атмосферных осадков в высокогорном поясе массива Монгун-Тайга, а тем более величин аккумуляции на ледниках, до сих пор не проводились. В качестве опорной величины, отражающей условия увлажнения в изучаемом регионе, нами взято современное среднее многолетнее количество атмосферных осадков на базовой метеостанции в поселке Мугур-Аксы – 160 мм. В основе оценки изменения количества осадков с высотой лежат параллельные наблюдения на разных высотных уровнях и на станции Мугур-Аксы. Кроме того, предполагается, что отношения годовых сумм осадков на определенных высотных уровнях и базовой метеостанции пропорциональны отношению соответствующих сумм осадков за период параллельных наблюдений. Абляция рассчитывалась по связи температуры на фирновой границе (высоте границы питания), аккумуляция – умножением твердых осадков на коэффициент концентрации.

Наша модель связи высоты фирновой границы с климатическими характеристиками содержит как известные, так и неизвестные параметры. В данном случае, неизвестной величиной является $\Delta Z_{\text{ф}}$, в качестве известных параметров выступают отношение количества осадков исследуемого периода к современному (P) (мы предполагаем, что абсолютные значения изменения количества осадков на разных высотных уровнях будут различны, поэтому более надежным методом будет использование относительных значений, полученных путем расчетов по современным значениям (1981–2000 гг.) и данным прогнозных сценариев) и отличие средней летней температуры от современной ΔT . Для определения размеров ледников необходимо также рассчитать положение их концов по полученным значениям депрессии фирновой границы. В пределах незначительного по

площади узла оледенения усиливается влияние орографического фактора на величину депрессии фирновой границы, так как форма и ориентировка рельефа во многом определяют степень концентрации снега. В качестве такого параметра может выступать угол наклона склона, определяющий степень концентрации снега и динамическую активность ледников. С одной стороны, существует положительная корреляция между $\Delta Z_{\text{ф}}$ и углом наклона склона (a), с другой – отрицательная корреляция между изменением длины ледников (ΔL) и углом наклона склона, ибо при малых углах наклона склона (при прочих равных условиях) наблюдаются меньшие скорости движения и приток вещества в зону абляции, и языки ледников в этом случае быстро деградируют.

Степень связи существенно повышается, если рассматривать не отдельно связи депрессии фирновой границы и изменения длины ледников от угла наклона склона, а связь отношения $\Delta Z_{\text{ф}}/\Delta L$ с a . Для определения зависимости между этими параметрами мы использовали результаты реконструкции оледенения массива в малую ледниковую эпоху, при этом отношения $\Delta Z_{\text{ф}}/\Delta L$ сопоставлялись со средним уклоном поверхности ледника в малую ледниковую эпоху. Коэффициент корреляции оказался равен 0.82.

При малых коэффициентах концентрации ледники исследуемого района существуют за счет высокого гипсометрического положения. Напротив, некоторые реально исчезнувшие ледники по прогнозу должны были бы сохраняться – это ледники карового и висячего типа с коэффициентами концентрации 2.5–4.7 и относительно высокой энергией оледенения 2.5–3.4 мм/м. Причиной отмеченных несовпадений, вероятно, является несколько меньшие масштабы потепления по сравнению с прогнозом (за счет чего сохраняются высоко расположенные ледники с малой энергией оледенения) и пока реально отмечаемое уменьшение количества осадков вместо его прогнозного 20% роста (за счет чего исчезли некоторые малые ледники с высокой энергией оледенения).

При реализации сценария RCP8.5 в расчетах по группе моделей АН_31 в период 2028–2047 гг. сохранится лишь 21 ледник суммарной площадью 10.6 км², при этом произойдет перестройка всей структуры оледенения массива. Полностью исчез-

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

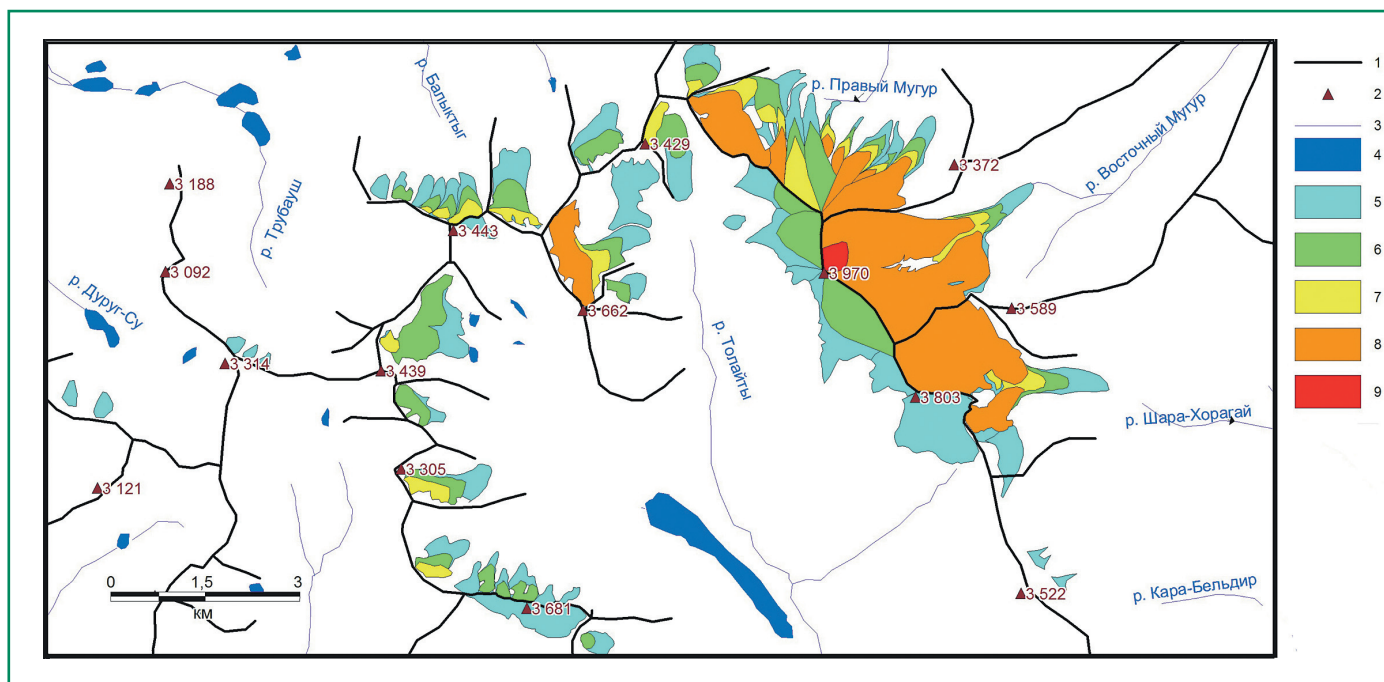


Рис. 4.2.22. Прогнозируемое сокращение ледников массива Монгун-Тайга согласно сценарию RCP8.5. 1 – водоразделы, 2 – вершины, 3 – реки, 4 – озера, 5 – сокращение оледенения массива с 1995 г. по 2011–2030 гг., 6 – сокращение оледенения с 2011–2030 гг. по 2028–2047 гг. 7 – сокращение оледенения с 2028–2047 гг. по 2041–2060 гг. 8 – сокращение оледенения с 2041–2060 гг. по 2080–2099 гг., 9 – ледники массива в 2080–2099 гг.

нет малый ледниковый комплекс на западе массива в бассейне р. Толайты, оледенения лишится юго-западный склон главной вершины массива. Деградация, в первую очередь, затронет маломощные ледники с низкой энергией оледенения – висячие, склоновые, плосковершинные. Вместе с потеплением и увлажнением исчезнут специфические черты оледенения массива как аридной и холодной территории – развитие ледников плоской вершины и склоновых ледников, совокупность которых можно назвать пассивным оледенением. Возрастет контрастность экспозиционного распределения ледников.

В период 2041–2060 гг. при дальнейшем изменении климата по усредненным расчетам с помощью АН_31 в условиях сценария RCP8.5 сохранится 11 ледников суммарной площадью 8.64 км², из них 10 – на северо-восточных и восточных склонах. Останется всего один ледник долинного типа – Восточный Мугур, причем его площадь составляла бы более 30% суммарного оледенения массива (рис. 4.2.22).

В период 2080–2099 гг. при условии изменения климата по сценарию RCP8.5 сохранится единст-

венный ледник – Восточный Мугур, при этом подъем фирновой границы для него составит 560 м, а высотный диапазон зоны питания – всего 60 м.

4.2.4.4. Прогноз возможного изменения современного оледенения северного склона Большого Кавказа в 21-м веке

Северный склон охватывает территорию Большого Кавказа, расположенную к северу от Главного водораздела у истоков рек Кубань, Терек, Сулак, Самур и Кусарчай, в бассейнах которых расположено современное оледенение общей площадью 765 км², составляющее 68% от общей площади оледенения Большого Кавказа.

Учитывая дальнейшее изменение температуры воздуха и атмосферных осадков целесообразно оценить состояние и дальнейшее сокращение размеров современного оледенения на северном склоне Большого Кавказа в XXI столетии, которое продолжается уже несколько веков (Панов, 1993; Золотарев, 2009; Лурье, Панов, 2011). Оценка изменения современного оледенения выполнена на основе осредненных данных по температуре воз-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

духа и атмосферным осадкам, полученных ГГО с помощью АН_31 в условиях двух сценариев (“жесткого” – RCP8.5 и “мягкого” – RCP4.5) для трех периодов времени (2011–2030, 2041–2060 и 2080–2099 гг.) (Катцов, Говоркова, 2013). Были выполнены как среднегодовые расчеты, так и отдельно для каждого из четырех сезонов.

Средняя годовая температура воздуха за 2011–2099 гг. увеличится по сценарию RCP4.5 на 1.12–1.65°C, а по сценарию RCP8.5 – на 1.18–5.06°C. По сезонам года также произойдет повышение температуры воздуха, причем наиболее значительное – летом: по сценарию RCP4.5 на 1.41–2.02°C и по сценарию RCP8.5 – на 1.55–6.48°C, т. е. наибольшее увеличение температуры воздуха приходится на период абляции, наиболее неблагоприятной для режима ледников (табл. 4.2.13).

Годовое количество атмосферных осадков по мягкому сценарию RCP4.5 для всех трех периодов будет больше нормы на 2.54–3.85%. Для жестко-

го сценария RCP8.5 для периодов 2011–2030 и 2041–2060 гг. будет отмечаться увеличение осадков на 0.72–2.70%. Для периода 2080–2099 гг. оно будет меньше нормы на 1.81%. Атмосферные осадки будут весьма значительно различаться в условиях различных сценариев по сезонам и периодам. По мягкому сценарию только летом в 2011–2030 гг. и 2080–2099 гг. и осенью в 2041–2060 гг. осадки будут ниже нормы (–1.63–0.43%). В остальные сезоны и периоды они будут выше нормы весной на 4.50–7.73%, а зимой на 5.33–9.11% при наибольших величинах зимой в 2041–2060 гг. и весной в 2080–2099 гг. (табл. 4.2.14).

По жесткому сценарию наибольшее количество атмосферных осадков ожидается во все периоды, когда оно будет выше нормы на 7.58–13.82%. Весной во все периоды осадков будет выше нормы (3.17–4.04%), а осенью – только в 2011–2030 гг., в то время как в 2041–2099 гг. они будут ниже нормы (–3.15–5.48%). Летом во все три периода ко-

Таблица 4.2.13. Ожидаемое изменение температуры воздуха на территории северного склона Большого Кавказа и соответствующие стандартные отклонения (Std, °C) в 2011–2099 гг

Период	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	°C	Std	°C	Std	°C	Std	°C	Std	°C	Std
Сценарий RCP4.5										
2011–2030	0.95	0.52	0.89	0.47	1.41	0.55	1.22	0.40	1.12	0.42
2041–2060	1.40	0.61	1.52	0.67	2.09	0.82	1.73	0.61	1.68	0.62
2080–2099	1.46	0.61	1.40	0.69	2.02	0.95	1.73	0.66	1.65	0.62
Сценарий RCP8.5										
2011–2030	0.95	0.53	0.98	0.58	1.55	0.57	1.27	0.36	1.18	0.43
2041–2060	2.03	0.75	2.25	0.61	3.45	0.87	2.84	0.72	2.64	0.67
2080–2099	4.19	1.01	4.33	0.95	6.48	1.49	5.25	1.13	5.06	1.02

Таблица 4.2.14. Изменение атмосферных осадков на территории северного склона Большого Кавказа и соответствующие стандартные отклонения (Std, %) в 2011–2099 гг

Период	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	%	Std	%	Std	%	Std	%	Std	%	Std
Сценарий RCP4.5										
2011–2030	5.33	6.93	4.50	4.61	–1.63	8.24	0.41	9.65	2.54	3.57
2041–2060	9.11	7.95	5.93	8.14	2.70	11.00	–0.43	8.39	3.44	5.11
2080–2099	6.10	6.56	7.73	6.69	–1.63	13.76	1.38	9.57	3.85	4.63
Сценарий RCP8.5										
2011–2030	7.58	8.42	3.49	5.51	–3.04	8.16	2.31	7.84	2.70	4.33
2041–2060	9.86	8.20	4.04	9.58	–11.53	12.48	–3.15	11.66	0.72	6.52
2080–2099	13.82	14.13	3.17	13.45	–24.77	18.12	–5.48	15.49	–1.81	9.72

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Таблица 4.2.15. Площадь оледенения северного склона Большого Кавказа на 1895–2099 гг.

Год	Площадь оледенения, км ²	Год	Площадь оледенения, км ²	Год	Площадь оледенения, км ²
1895	1614	2011	765	2099	210/115
1970	977	2030	615/610		
2000	854	2060	405/375		

Примечание. 1) Площадь оледенения приведена: а) на 1895, 1970, 2000 гг. по картометрическому методу; б) на 2011 г. – получена по уравнению с использованием наблюдаемых метеорологических данных; в) на 2030, 2060 и 2099 гг. – получена по уравнению с использованием прогнозных метеорологических данных, средних по группе из 31 модели СМIP5. 2) для 2030, 2060 и 2099 гг. площади оледенения приведены для сценариев: RCP4.5/RCP8.5.

Таблица 4.2.16. Возможное уменьшение площади современного оледенения северного склона Большого Кавказа за 2011–2099 гг.

Годы	Сценарий RCP4.5		Сценарий RCP8.5	
	общее уменьшение площади, км ²	сокращение в год, км ²	общее уменьшение площади, км ²	сокращение в год, км ²
2011–2030	150	7.9	155	8.2
2030–2060	210	7.0	235	7.8
2060–2099	195	5.0	260	6.7
Итого	555	6.3	650	7.4
Площадь оледенения на 2099 г.	210	–	115	–

личество атмосферных осадков по жесткому сценарию будет ниже нормы на 3.04–24.77%.

Таким образом, количество атмосферных осадков по обоим сценариям и за все периоды будет в целом незначительно выше нормы, причем более значительно в период аккумуляции (зимой и весной), в то время как в период абляции (летом) оно в большем числе периодов будет ниже нормы, особенно в 2041–2099 гг. по сценарию RCP8.5.

В целом изменение температуры воздуха и атмосферных осадков во все периоды неблагоприятно для современного оледенения, поскольку оно приведет к повышению высоты снеговой линии, увеличению отрицательного баланса массы ледников и продолжению сокращения площади современного оледенения, которое, однако, не может сокращаться до полного исчезновения ледников на всем Большом Кавказе. В то же время необходимо отметить, что скорость сокращения размеров современного оледенения в последние столетия уменьшается и его размеры в центральном районе приближаются к соответствию современным климатическим условиям. В западной и восточной частях региона происходит исчезнове-

ние ледников, поскольку современные климатические условия и тем более с учетом потепления не могут обеспечить их положительный баланс и соответственно ледники в этих районах исчезнут уже в течение второй половины 21-го столетия.

Современное оледенение в настоящее время имеет отрицательный баланс массы, в связи с чем размеры его в течение длительного периода уменьшаются и за 1895–2011 гг. площадь его сократилась с 1614 км² в 1895 г. до 765 км² в 2011 г., т. е. на 849 км², или на 52.6%. Уменьшение площади оледенения в 1895–2011 гг. было неравномерным, наиболее интенсивное оно было в 1895–1970 гг., когда площадь оледенения сокращалась со скоростью 8.5 км²/год. Также значительно сокращалась площадь оледенения в 2000–2011 гг., когда за 11 лет она уменьшилась на 89 км² (8.1 км²/год). Наименьшая величина уменьшения площади отмечена в 1970–2000 гг. – 4.1 км²/год (Панов, 1993; Лурье, 2002; Лурье, Панов, 2011) (табл. 4.2.15).

Оценка возможного изменения площади современного оледенения в 2011–2099 гг. произведена по зависимости его изменения от температуры возду-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ха за период абляции, количества атмосферных осадков за период аккумуляции (обе величины на уровне фирновой линии) и площади оледенения на начальный период расчета (Панов, 1993). Результаты расчетов приведены в табл. 4.2.15, 4.2.16.

Расчеты изменения площади оледенения за 2011–2099 гг. приведены для трех периодов, а также для сценариев RCP4.5 и RCP8.5. За 2011–2099 гг. по мягкому сценарию RCP4.5 оледенение уменьшится на 555 км², а по жесткому – RCP8.5 – на 650 км², или соответственно на 72.5 и 85.0% от площади оледенения в 2011 г.

Средняя годовая скорость сокращения оледенения за 2011–2099 гг. по сценарию RCP4.5 составит 6.3 км²/год при наименьшей скорости сокращения оледенения 5.0 км²/год (2060–2099 гг.) и наибольшей скорости сокращения оледенения 7.9 км²/год (2011–2030 гг.). По сценарию RCP8.5 средняя годовая скорость уменьшения площади оледенения за весь период составит 7.4 км²/год, т. е. больше, чем по сценарию RCP4.5 на 17.5%. Наименьшая скорость уменьшения площади оледенения по сценарию RCP8.5 будет равна 6.7 км²/год (2060–2099 гг.), а наибольшая – 7.8 км²/год (2030–2060 гг.).

К 2099 г. площадь оледенения на северном склоне Большого Кавказа по мягкому сценарию (RCP4.5) будет равна 210 км², а по жесткому (RCP8.5) – 115 км². Оледенение на северном склоне Большого Кавказа в это время будет сосредоточено в центральной части Главного хребта на высотах более 3500–3800 м.

Одновременно с уменьшением площади оледенения (по обоим сценариям) в рассматриваемом регионе в первой половине 21-го столетия будет происходить исчезновение каровых и висячих ледников, распадение долинных ледников и отчленение притоков от сложных долинных ледников. В целом в это время произойдет сокращение числа ледников в западной и восточной частях региона, а в центральной части их число может даже незначительно увеличиться при уменьшении средней площади наиболее значительных ледников до 2.0 км².

Во второй половине 21-го века в западной и восточной частях региона исчезнут практически все ледники; исключение могут составить только каровые, расположенные на высотах более 3800 м. В центральной части региона произойдет исчез-

новение карово-долинных, долинных и сложных долинных ледников. Останутся только каровые и висячие ледники, расположенные на высотах более 3500–3800 м и в значительной степени закрытые мощным чехлом поверхностной морены. Размеры отдельных ледников к концу 21-го столетия в центральной части региона не будут превышать 1.0 км². В депрессии вдоль Главного хребта возможно образование каменных глетчеров со значительным ледяным ядром.

Баланс массы оледенения региона на конец XX – начало XXI века отрицательный (Кренке, 1982; Панов, 1993), но в отдельные годы у некоторых ледников он может быть как отрицательным, так и положительным (Панов, 1993; Дюргеров, Поповнин, 1997; Рототаева и др., 2003; Рототаева и др., 2009; Лурье, Панов, 2011). В связи с потеплением климата баланс массы оледенения северного склона Большого Кавказа в результате сокращения площади оледенения будет весьма значительно меняться и определяться не столько изменением климата, а в основном изменением высотного положения областей абляции и аккумуляции. Наиболее значительно в результате деградации оледенения уменьшится площадь области абляции и ее вертикальное положение. Так, за 2011–2060 гг. по сценарию RCP4.5 площадь оледенения сократится на 47%, а высота области абляции изменится от 2930–3450 м в 2011 г. до 3650–3700 м в 2060 г. Величина абляции за этот период в результате повышения температуры воздуха и увеличения высотного положения области абляции сократится на 30–40%. К 2099 г. оледенение будет полностью находиться в области аккумуляции, т. е. соответствовать климатическим условиям на 2099 г. и дальнейшее его сокращение прекратится, если и дальше не будет происходить потепление климата.

В связи с уменьшением площади оледенения к 2099 году ледниковый сток в регионе сократится на 1.1 км³/год по мягкому (RCP4.5) и на 1.5 км³/год по жесткому (RCP8.5) сценариям, т. е. уменьшится соответственно на 74 и 80% от величины ледникового стока на 2011 г. При этом в западной и восточной частях региона ледниковый сток будет отсутствовать.

Приведенный выше прогноз изменения современного оледенения северного склона Большого Кавказа на 2011–2099 гг. значительно отличается

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

от ранее опубликованных на 2000–2050 гг. (Панов, 1993; Лурье, 2002; Оценочный доклад..., 2008; Лурье, Панов, 2011). Связано это с применением для расчетов различных климатических моделей: палеоклиматической, GFDL, CMIP3, CMIP5, по которым температура воздуха увеличивается к 2050 г. на 2.4–3.2°C в период абляции, а количество атмосферных осадков за период аккумуляции – на 4.5–23%. В связи с этим по расчетам с помощью группы моделей AN_31 (CMIP5) площадь оледенения уменьшится на 26–32% больше, чем по предыдущим прогностическим расчетам

4.2.5. Заключение

Из изложенного следует, что после составления Каталога ледников СССР, опиравшегося на аэрофотосъемки и полевые работы 1950-х и 1960-х гг., все ледниковые системы России испытывали сокращение размеров оледенения происходило вследствие его несоответствия современным климатическим условиям, а со 2-й половины XX ст. увеличилось в связи с потеплением климата. Чувствительность к нему баланса массы ледников составляла в разных ледниковых системах от –200 до –400 мм на 1°C. В большинстве регионов твердые осадки также увеличились, но их изменение меняло знак от года к году, и средняя чувствительность менялась по регионам в пределах 5–15 мм на 1% роста осадков. Это намного меньше отрицательной чувствительности к повышению температуры. Исключениями являются высокие кары с низкой температурой и большой концентрацией лавинного и метелевого снега и холодные высокие вершинные поверхности ледниковых куполов. В последнем случае растут уклоны и, при достижении льдом моря, расход на айсберги.

За последние полстолетия оледенение арктических островов России сократилось более чем на 720 км², а его объем примерно на 250 км³ или на 1.5%. В XXI столетии сокращение ускорилось и наряду с этим уменьшилось протяжение ледяных берегов, но возрос расход на айсберги и их размер. Это увеличило опасность добычи нефти и газа на шельфе, а также привело к возрастанию рисков судоходства.

По умеренному сценарию антропогенного воздействия на климат Земли – RCP4.5 – такой тренд

сохранится примерно до 2060 г., после чего из-за сокращения длины берегов, продуцирующих айсберги, количество айсбергов начнет уменьшаться. Кроме того, уже сейчас началось уменьшение морских льдов, а это приведет (и уже приводит) к увеличению влияния Северного Ледовитого океана на климат, к появлению новых, арктических центров формирования воздушных масс.

В качестве рекомендации необходимо обратить особое внимание на широкие возможности и необходимость дальнейшего комплексного дистанционного мониторинга за состоянием оледенения архипелагов с использованием спутниковой альтиметрии, гравиметрии, рефлектотметрии в видимом, ИК и радиодиапазонах.

В российской субарктике устойчивее всего сокращается оледенение в ее западной и центральной частях, находящихся исключительно под влиянием атлантических воздушных масс. Ледники Кольского полуострова и Ямала исчезли еще до составления Каталога ледников СССР. К настоящему времени растаяли также ледники гор Путорана вблизи Норильска. Их площадь в Каталоге ледников была всего 2 км². Ледники Полярного Урала и Таймыра (горы Бырранга) после 1960-х гг. уже потеряли четверть своей площади в первую очередь за счет своих долинных частей и при реализации существующих климатических моделей вовсе исчезнут в середине 21-го века.

Сравнительно недавними исследованиями обнаружено довольно обширное оледенение на востоке сибирской Субарктики. Здесь в горах Сунтар-Хаята, Черского и на Меньпильгынском хребте по космическим снимкам 2008–2012 гг. было обнаружено 626 ледников площадью около 370 км². Эти ледники заметно отступили с 1960-х гг., но не исчезли за счет питания не столько атлантических, сколько тихоокеанских циклонов. С конца 20-го века оледенение Черского сократилось на ~ 30%, ледники гор Сунтар-Хаята, находящиеся дальше от Атлантического океана, только на ~ 20%. Тихоокеанское питание преобладает также на ледниках Корякского нагорья, точные пределы распространения его не ясны, но оценены нами по космическим снимкам в 373 км² (237 ледников).

Целиком за счет Тихого океана – Берингова и Охотского морей питаются ледники Камчатки. Основная часть оледенения приходится на Средин-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ный хребет. Ледники там обследованы в последние годы. Они спускаются в обе стороны от хребта между потухшими вулканами и также сокращаются – с 1950 по 2012 гг. от 348 до 290 км² (на 16%).

Судя по изложенному, оледенения севера Сибири и Дальнего Востока принадлежат Атлантической и Тихоокеанской глобальным провинциям. Ко второй относятся Камчатка, Чукотка, восток хребта Черского, юг и восток хребта Сунтар-Хаята, Корякское нагорье и, наконец, юг и восток хребта Кодар. Ледники остальных районов питаются преимущественно осадками из Атлантики и отчасти из морей центральной Арктики.

Оледенение гор на юге России сократилось больше, чем в Арктике и Сибири. По сравнению с состоянием на середину XX века оно уменьшилось примерно на 40% на Кавказе, на 20% на Алтае и не менее чем на 30% – в Саянах. Это очевидно обусловлено частыми вторжениями теплых воздушных масс с юга.

По большинству климатических модельных расчетов можно ожидать тех же тенденций и до середины или даже конца XXI века. Одним из практических последствий будет уменьшение ледникового стока, который составлял в конце XX века 1.9 км³ в год для Российской части Кавказа и 1.4 км³ в год для Российской части Алтая (Кренке, 1982).

4.2.6. Литература

Алешков А. Н., 1935. Гора Сабля и ее ледники, Труды ледниковых экспедиций, вып. 4, Л., ЦУЕГМС, с. 56–74.

Ананичева М. Д., Давидович Н. В., Мерсье Ж.-Л., 2003. Изменения климата Северо-востока Сибири за последнее столетие и отступление ледников Сунтар-Хаята, Материалы гляциологических исследований, вып. 94, с. 216–225.

Ананичева М. Д., Капустин Г. А., Корейша М. М., 2006. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг., Материалы гляциологических исследований, вып. 101, с. 163–169.

Ананичева М. Д., Кренке А. Н., 2007. Гляциологический прогноз. Горное оледенение (на примере Северо-Востока России и Камчатки), в кн: Оледенение Северной Евразии в недавнем

прошлом и ближайшем будущем, М., Наука, с. 277–293.

Ананичева М. Д., Кренке А. Н., 2008. Эволюция полей гляциологических характеристик ледниковых систем северо-востока Сибири, в сб.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы, т. 3, ч. 2, Природные процессы в полярных областях Земли, В.М. Котляков (ред.), М., ИГ РАН, ИФЗ РАН, с. 125–133

Ананичева М. Д., Капустин Г. А., 2010. Оценка изменений ледников гор Бырранга по космическим снимкам и Каталогу ледников СССР, Лед и Снег, № 3 (111), с. 19–24.

Ананичева М. Д., 2012. Современное состояние ледников Корякского нагорья и оценка их эволюции к середине текущего столетия, Лед и Снег, №1 (117), с. 15–24.

Ананичева М. Д., 2013. Оценка площади, высоты и высоты границы питания для ледников северо-востока России по космическим снимкам начала XXI века, Лед и Снег, (в печати).

Архипов С. М., Михаленко В. Н., Кунахович М. Г., Томпсон Л. Г., Загороднов В. С., Хендерсон К. А., 2002. Условия аккумуляции и льдообразования на ледниковом куполе Ветреный в 1975–1997 гг. (о. Грэм-Белл, Земля Франца-Иосифа), Материалы гляциологических исследований, вып. 93, с. 17–24.

Аэроклиматический атлас Северного полушария, 1963. Л., Гидрометеиздат, ISBN 5-0671179-A

Богданова Э. Г., 1976. Способ расчета доли твердых, жидких и смешанных осадков в их месячной норме, Материалы гляциологических исследований, вып. 26, с. 202–207.

Виноградов В. Н., 1982. Динамика современного оледенения и взаимодействие с вулканизмом, Отчет Института вулканологии АН СССР, Петропавловск-Камчатский, 333 с.

Виноградов В. Н., Огородов Н. В., 1966. Вулканы и ледники северной части Срединного хребта, Вопросы географии Камчатки, вып. 4, с. 70–85.

Войтковский К. Ф., 1999. Реакция горных ледников на изменение климата, Материалы гляциологических исследований, вып. 86, с. 128–132.

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

- Галанин А. А., 2005.** Каменные глетчеры – особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии, Вестник ДВО РАН, № 5, с. 59–70.
- Ганюшкин Д. А., Москаленко И. Г., Чистяков К. В., 2010.** Колебания ледников массива Монгун-Тайга после максимума малой ледниковой эпохи, Лед и Снег, № 3 (111), с. 5–12.
- Глазовский А. Ф., Носенко Г. А., Цветков Д. Г., 2005.** Ледники Урала: современное состояние и перспективы, Материалы гляциологических исследований, вып. 98, с. 207–214.
- Глазовский А. Ф., Мачерет Ю. Я., 2006.** Раздел 3.1. Евразийская Арктика. Глава 3. Климатически обусловленные колебания ледников во второй половине XX в., в кн.: Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху, В. М. Котляков (ред.), М., Наука, с. 97–114.
- Глазырин Г. Е., 1985.** Распределение и режим горных ледников, Л., Гидрометеиздат, 181 с.
- Гросвальд М. Г., Кренке А. Н., Виноградов О. Н., Маркин В. А., Псарева Т. В., Разумейко Н. Г., Суходровский В. Л., 1973.** Оледенение Земли Франца-Иосифа, М., Наука, 352 с.
- Давидович Н. В., 1983.** Охлаждающее воздействие горных ледников умеренных широт, Известия АН СССР, сер. геогр., № 5, с. 74–82.
- Давидович Н. В., Ананичева М. Д., 2007.** Оледенение горно-ледниковых стран Северной Евразии в период климатического оптимума голоцена, в кн.: Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем, М., Наука, с. 178–224.
- Долгушин Л. Д., 1960.** Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции, в кн.: Вопросы физической географии Урала, с. 33–60.
- Дюргеров М. Б., Поповнин В. В., 1997.** Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в., Материалы гляциологических исследований, вып. 83, с. 146–153.
- Золотарев Е. А., Поповнин В. В., 2003.** О реакции ледника Джанкуат на изменения климата, Материалы гляциологических исследований, вып. 95, с. 107–110.
- Золотарев Е. А., 2009.** Эволюция оледенения Эльбруса, М., Научный мир, 238 с.
- Золотарев Е. А., Харьковец Г. Г., 2012.** Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода, Лед и Снег, № 2 (118), с. 15–22.
- Калесник С. В., 1963.** Очерки гляциологии, М., Учпедгиз, 182 с.
- Калужинова Н. Л., 2004.** Баланс массы оледенения Земли Франца-Иосифа: анализ исследований прошлых лет и расчет по новым данным, Материалы гляциологических исследований, вып. 96, с. 207–213.
- Каталог ледников СССР, 1968.** т. 20, Камчатка, ч. 2–4, Л., Гидрометиздат, 76 с.
- Каталог ледников СССР, 1972.** т. 17 Ленско-Индигирский район, вып. 2 (Средняя Лена), ч. 1, Бассейны рек Чары и Витима, хребет Кодар, Л., Гидрометеиздат, с. 9–23.
- Каталог ледников СССР, 1977.** т. 17, вып. 3, ч. 1; вып. 7, ч. 3; т. 19, ч. 3. Хребет Сунтар-Хаята, Л., Гидрометеиздат, 68 с.
- Каталог ледников СССР, 1978а.** т. 15. Алтай и Западная Сибирь, вып. 1. Алтай и Верхний Иртыш, ч. 1–8, Л., Гидрометеиздат, 79 с.
- Каталог ледников СССР, 1978б.** т. 15. Алтай и Западная Сибирь, вып. 1, ч. 8. Бассейны р. Моген-Бурен. Каргы, Л., Гидрометеиздат, 79 с.
- Каталог ледников СССР, 1981.** т. 19, ч. 4. Хребет Черского, Л., Гидрометеиздат, 73 с.
- Каталог ледников СССР, 1982.** т. 20, ч. 1. Корякское нагорье, Л., Гидрометеиздат, с. 26–65.
- Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013.** Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 569, с. 76–98.
- Кононова Н. К., 2009.** Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б. Л. Дзердзеевскому, А. Б. Шмакин (ред.). М., Воентехиниздат, 372 с.
- Корейша М. М., 1963.** Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята, Результаты исследований по программе МГГ. Гляциология, № 11. Москва. 98 с.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Корейша М. М., 1991.** Оледенение Верхоянско-Колымской области, Результаты исследований по международным геофизическим проектам, М., 141 с.
- Кренке А. Н., Чернова Л. П., 1980.** Ледниковые системы Северо-востока СССР, Известия РАН, сер. геогр., № 1, с. 17–33.
- Кренке А. Н., 1982.** Массообмен в ледниковых системах на территории СССР, Л., Гидрометеиздат, 288 с.
- Лурье П. М., 2002.** Водные ресурсы и водный баланс Кавказа, Л., Гидрометеиздат, 506 с.
- Лурье П. М., Панов В. Д., 2011.** Современное состояние оледенения северного склона Большого Кавказа и его изменение в середине XXI столетия, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIV, с. 228–240.
- Михаленко В. Н., Томпсон Л., Хендерсон К., Дэвис М., Лин П.-Н., Дай Д., 1996.** Исследования керна льда острова Грэм-Белл, Земля Франца-Иосифа, Материалы гляциологических исследований, вып. 80, с. 243–247.
- Москаленко И. Г., Селиверстов Ю. П., Чистяков К. В., 1993.** Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики, СПб., Изд-во РГО, 94 с.
- Муравьев А. Я., Носенко Г. А., 2013.** Оценка изменения оледенения северной части Срединного хребта (Камчатка) во второй половине XX века по материалам космических съемок и историческим данным, Лед и Снег, № 2 (122), с. 5–12.
- Никитин С. А., 2009.** Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики, Материалы гляциологических исследований, вып. 107, с. 97–125.
- Осипов Э. Ю., Осипова О. П., Голобокова Л. П., 2012.** Оценка современного состояния южного Сыгыктинского ледника – одного из крупнейших ледников хр. Кодар. Лед и Снег, № 2 (110), с. 51–58.
- Осипова О. П., 2011.** Количественная оценка интенсивности атмосферной циркуляции на юге Восточной Сибири, География и природные ресурсы, № 1, с. 154–158.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008.** т. 2, Последствия изменения климата, М., Росгидромет, 288 с.
- Панов В. Д., 1993.** Эволюция современного оледенения Кавказа, СПб., Гидрометеиздат, 431 с.
- Панов В. Д., Лурье П. М., Ильичев Ю. Г., 2010.** Состояние современного оледенения северного склона Большого Кавказа на начало XXI столетия, Устойчивое развитие горных территорий, № 3(5), с. 69–74.
- Пластинин Л. А., 1998.** Дистанционно-картографическое изучение нивально-гляциальных комплексов горных районов Сибири (морфология и динамика ледников, снежников и наледей хребта Кодар в Забайкалье), Иркутск, Изд-во. ИрГТУ, 142 с.
- Преображенский В. С., 1960.** Кодарский ледниковый район (Забайкалье), IX раздел программы МГГ (гляциология), Г. А. Авсюк (ред.). № 4, Изд-во АН СССР, 74 с.
- Рототаева О. В., Носенко Г. А., Хмелевский И. Ф., Тарасова Л. Н., 2003.** Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия, Материалы гляциологических исследований, вып. 95, с. 11–121.
- Рототаева, О. В. Носенко Г. А., Хмелевской И. Ф. 2009.** Изменчивость факторов, определяющих динамику ледников Эльбруса. МГИ, вып. 107. С. 57–66.
- Сарана В. А., 2008.** Гляциологические заметки по экспедиции на Восточный Таймыр в 2007 г., Новости МПГ 2007/08, № 14, с. 10–11.
- Седов Р. В., 2001.** Каталог ледников Северо-Восточной части Корякского нагорья: т. 19. Северо-Восток, ч. 1. Мейныпильгынский хребет, Д. Г. Цветков (ред.), Материалы гляциологических исследований, вып. 91, с. 195–224.
- Селиверстов Ю. П., Москаленко И. Г., Новиков С. А., 1997.** Современное оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) и ороклиматические условия его существования, Материалы гляциологических исследований, вып. 82, с. 33–42.
- Сыромятина М. В., Москаленко И. Г., Чистяков К. В., 2008.** Пространственные закономерности изменения климата на Алтае, Известия РГО, т. 140, вып. 6, с. 25–33.
- Троицкий Л. С., Ходаков В. Г., Михалев В. И., Гуськов А. С., Лебедева И. М., Адаменко В. Н.,**

4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

- Живкович Л. А. 1966.** Оледенение Урала, М., Наука, 355 с.
- Шмакин А. Б., 2010.** Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия, Лед и Снег, № 1 (117), с. 43–57.
- Ananicheva M. D., Krenke A. N., Barry R. G., 2010.** The Northeast Asia mountain glaciers in the near future by AOGCM scenarios. The Cryosphere, no. 4, pp. 435–445.
- Bushueva I. S., Sharov A. I., 2008.** Franz Josef Land Region: Glacier changes in 1950–2000s, map 1 : 50 000 scale, Joanneum Research.
- Diffenbaugh N. S., Field C. B., 2013.** Changes in Ecologically Critical Terrestrial Climate Conditions, Science, vol. 341, pp. 486–492.
- Jacob, T., Wahr J., Pfeffer W. T., Swenson S., 2012.** Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, Nature, vol. 482, no. 7386, pp. 514–518. doi:10.1038/nature10847
- Kotlyakov V. M., Zi-chu X., Shu-hong W., Wang X., Khromova T. Y., Nosenko G. A., 2012.** Changing of the Altai glacier system since the mid-twentieth century and its response to the climate warming in future, Ice and Snow, no. 3 (119), pp. 17–24.
- Moholdt G., Heid T., Benham T., Dowdeswell J. A., 2012a.** Dynamic instability of marine-terminating glacier basins of Academy of Sciences Ice Cap, Russian High Arctic, Annals of Glaciology, vol. 53, no. 60, pp. 193–201. doi:10.3189/2012AoG60A117
- Moholdt G., Wouters B., Gardner A.S., 2012b.** Recent mass changes of glaciers in the Russian High Arctic, Geophysical Research Letters, vol. 39, L10502. doi:10.1029/2012GL051466
- Nosenko G., Tsvetkov D., 2003.** Assessment of glaciers change on Polar Urals from ASTER imagery, Glaciological Data, NSIDC, Report GD-32, pp. 80–82.
- Oerlemans J., 2005.** Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records, Science, vol. 308, No. 675, pp. 675–677.
- Rienecker M. M., Suarez M. J. R., Gelaro R., Todling J., Bacmeister E. et al., 2011.** MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, J. Climate, vol. 24, pp. 3624–3648.
- Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A., 2010.** Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, vol. 115, no. D16. doi: 10.1029/2009JD012976
- Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M., 2012.** Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008, Journal of Glaciology, vol. 58, no. 211, pp. 953–964.
- Sharov A., 2004.** Studying changes of ice coasts in the European Arctic, Geo-Marine Letters, vol. 25, no. 2–3, pp. 153–166. doi:10.1007/s00367-004-0197-7.
- Sharp M., Wolken G., 2009.** Glaciers outside Greenland, Arctic Report Card, pp. 35. <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>
- Sharp M., Wolken G., 2010.** Glaciers outside Greenland, Arctic Report Card, pp. 48. <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>
- Sharp M., Wolken G., 2011.** Glaciers and ice caps (outside Greenland), Arctic Report Card, pp. 110–116. <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>
- Smith L. C., Yongwei Sheng, Forster R. R., Steffen K., Frey K. E., Alsdorf D. E., 2003.** Melting of small Arctic ice caps observed from ERS scatterometer time series, Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 20 doi:10.1029/2003GL017641
- Solomina O. N., 2000.** Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum, Annals of Glaciology, vol. 31, pp. 26–30.
- Stokes, C. R., Shahgedanova M., Evans I. S., Popovnin V. V., 2013.** Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia, Global and Planetary Change, vol. 101, pp. 82–96.
- Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies, 2007.** IPCC Expert Meeting Report, 19–21 September, 2007, Noordwijkerhout, The Netherlands. <http://www.ipcc.ch/ipccreports/supporting-material.htm>
- Xie P., Arkin P. A., 1998.** Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing-longwave radiation, Journal of Climate, vol. 11, no. 2, pp. 137–164. doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<0137:GMPEFS>2.0.CO;2.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ГЛАВА 4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

Г. В. Малкова

А. А. Губарьков, Д. С. Дроздов, М. О. Лейбман,
А. В. Хомутов, А. Б. Шерстюков

4.3.1. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

В первом оценочном докладе (Оценочный доклад..., 2008) (ОД_РФ-1) в сжатой форме были изложены представления о континентальной мерзлоте (включая оледенение островов и горное оледенение), ее изменениях по данным наблюдений, были даны перспективные оценки возможных изменений состояния криолитозоны. Поскольку разделы готовились к печати в 2007–2008 гг., то результаты и выводы опирались на исследования в данной области, проводимые в конце XX века и первом пятилетии XXI века. Благодаря совместным усилиям российских и зарубежных ученых, за прошедшие с выхода ОД_РФ-1 пять лет был накоплен огромный фактический материал, значительно расширилась география исследований, появились новые площадки мониторинга, удалось восстановить и продолжить наблюдения на законсервированных стационарах. В условиях продолжающегося потепления климата получены современные данные о состоянии и динамике мерзлоты в различных регионах и криогенных ландшафтах. В тексте главы, опираясь на важнейшие основы геокриологии, проанализированы новейшие научные результаты ведущих специалистов России и мира. К написанию главы были привлечены специалисты геокриологи и географы, которые на протяжении нескольких десятилетий проводят свои исследования в криолитозоне, а также молодые специалисты, связавшие свою деятельность с зоной вечной мерзлоты. В отличие от ОД_РФ-1, значительно расширен материал, касающийся результатов мониторинга температурного режима и глубины сезонного протаивания пород. Приводится глубокий анализ результатов мониторинга криогенных процессов, отсутствующий в ОД_РФ-1. При рассмотрении опасных криогенных процессов акцент сделан на роль климатических изменений, влияющих на

распространение и динамику процессов. Прогнозные оценки изменения различных параметров криолитозоны рассмотрены для периода до конца XXI века с использованием современных математических методов и на основе климатических сценариев и моделей нового поколения. Многолетняя мерзлота рассматривается как криогенный ресурс современной экономики, который подлежит всестороннему изучению, использованию и охране.

4.3.2. Общие представления о многолетней мерзлоте

“Многолетняя мерзлота” – криолитозона представляет собой верхнюю часть литосферы с отрицательной температурой пород. Криолитозона охватывает около 35 млн км² (т. е. 25% всей суши), из них 21 млн км² приходится на территорию северного полушария, в том числе 11 млн км² – на Российскую Федерацию (Геокриологический..., 2003). В криолитозоне наблюдается тесное взаимодействие многих компонентов – это, лед, минеральные и органические грунты и почвы, газы, льдистые газогидраты, вода свободная и связанная, пресная и минерализованная, микроорганизмы и бактерии. В зависимости от сочетания перечисленных компонентов в криолитозоне выделяются мерзлые, морозные и охлажденные породы, нередко наблюдается их чередование по площади и по разрезу. Многолетнемерзлые породы (ММП), имеющие отрицательную температуру и содержащие лед, пользуются наибольшим распространением. Видимое количество льда в породе, выраженное в долях единицы, называют объемной льдистостью. По приблизительным оценкам, объемы подземного льда на земном шаре составляют $(0.3–0.5) \cdot 10^6$ км³, что составляет около 2% объема всех льдов на Земле (Геокриологический..., 2003).

Значительно реже в пределах криолитозоны встречаются морозные породы (имеют отрицательную температуру, но в силу малой влажности не содержат лед) и криопэги (непромерзающие даже при отрицательных температурах горизонты сильноминерализованных подземных вод).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

На протяжении истории Земли эволюция многолетней мерзлоты была тесно связана с глобальными потеплениями и похолоданиями климата. Современная криолиозона содержит в себе криогенные толщи почти всех этапов новейшего времени и может служить летописью геологической и климатической истории указанного периода.

Реакция криолитозоны на изменения климата связана с проникновением колебаний температуры воздуха в толщу пород и последующим изменением температурного поля самой криолитозоны (Фотиев, 2000; Конищев, 2009; Балобаев, Павлов, 1998 и др.). Глубина такого проникновения в соответствии с законом Фурье находится в прямой зависимости от длины периода и амплитуды колебаний температуры и может быть найдена по формуле:

$$Z = \sqrt{(\alpha\tau/\pi)} \cdot \ln(A_0/A_z),$$

где Z – глубина проникновения тепловой волны, м, α – коэффициент температуропроводности пород, $\text{м}^2/\text{с}$, τ – время распространения волны, равной половине периода колебаний среднегодовой температуры воздуха, с, A_0 – амплитуда колебания температуры на подошве слоя сезонного промерзания-протаивания, $^{\circ}\text{C}$, A_z – амплитуда колебания температуры на глубине затухания колебаний Z , принятая равной 0.1°C .

Некоторые оценки по этой формуле выполнены Н. А. Шполянской (2010) для Западной Сибири и представлены в табл. 4.3.1.

В соответствии с расчетами, колебания температуры оказывали тем меньшее влияние, чем короче был их период и меньше амплитуда. Так, потепление “климатического оптимум” в период от 5 до 8 тысяч лет назад изменило температурное поле древней мощной мерзлоты до глубины примерно 400 м. Последовавшее за “оптимумом” похолодание, проявившееся между 2 и 4 тысячами

лет назад, проникло на глубину лишь 130–150 м. Протаявшие (ушедшие вглубь) и вновь промерзшие толщи смогли сомкнуться только в Арктических районах. В Западной Сибири южнее Полярного круга и на Европейском северо-востоке сформировалась двухслойная мерзлота. Только верхний от поверхности земли слой отвечает современному климату, а нижний мерзлый горизонт является остатком древней “реликтовой” мерзлоты. Границы реликтовых мерзлых толщ мощностью до 250 м имеют сложную пространственную форму и находятся на глубине 100–200 м от поверхности земли, простираясь значительно южнее редких островов ММП, залегающих непосредственно с поверхности (рис. 4.3.1).

Реликтовые ММП всегда находятся в стадии разрушения (деградации), однако в силу высокой инерционности указанного процесса их существование может длиться еще долгое время – до десятков тысяч лет.

Характер распространения ММП по площади в целом подчиняется природной зональности. В самых северных районах, при низких температурах воздуха, ММП имеют преимущественно сплошное (90–100% площади) распространение. Сквозные и несквозные талики развиваются только под крупными водоемами или в местах усиленной циркуляции подземных вод. По мере продвижения на юг площадь таликов увеличивается, распространение ММП становится прерывистым (мерзлые участки занимают 50–90% площади), еще дальше к югу доля таликов становится преобладающей, а распространение мерзлых пород приобретает островной (ММП 10–50%) и редкоостровной (ММП < 10%) характер. Объемная льдистость ММП – а зональный параметр, закономерности распространения ММП с разной льдистостью обусловлены ландшафтными и геологическими условиями (рис. 4.3.2).

Линия, огибающая с юга область распространения мерзлых толщ (в том числе реликто-

Таблица 4.3.1. Зависимость глубины проникновения колебаний температуры воздуха (Z) от длины периода (τ) и амплитуды (A_0)

τ , лет	3		5		10		25		100		500		1000		3000		5000					
A_0 , °C	2	3	2	3	2	3	2	3	5	8	2	5	8	2	5	8	2	5	8			
Z , м	10	11	13	14	18	21	29	31	74	83	127	165	185	180	234	263	312	405	455	400	523	586

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

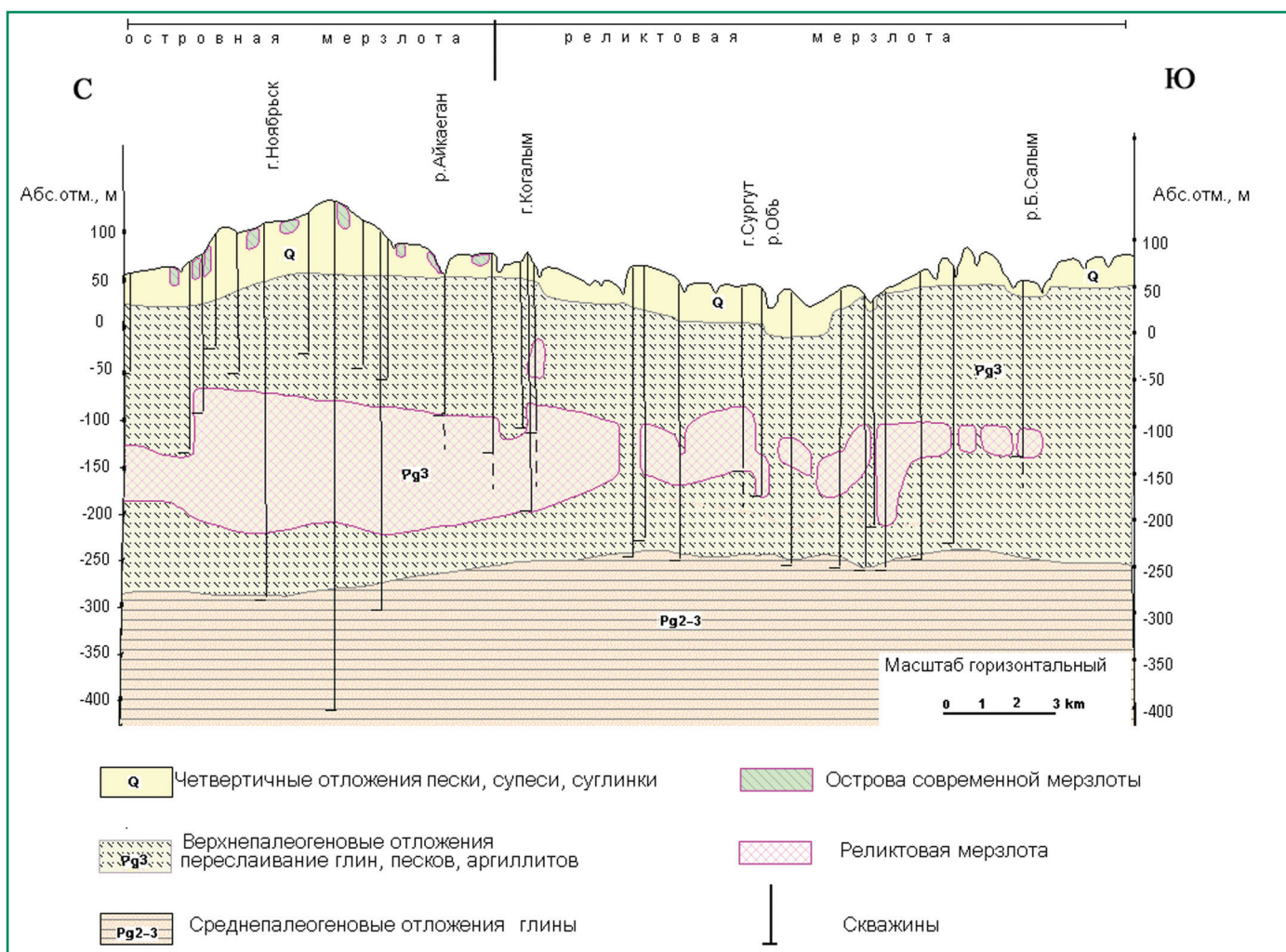


Рис. 4.3.1. Распространение мерзлых толщ на юге Западной Сибири (по Ananieva et al., 2002, компьютерная графика Г. В. Малковой).

вых), называется южной границей криолитозоны. В соответствии с представлениями В. А. Кудрявцева (1978), такой границы не существует, а есть некоторая зона, в пределах которой осуществляется постепенный переход. Ширина этой зоны может достигать нескольких десятков и даже сотен километров. Тем не менее, на геокриологических картах эта граница всегда показывается, но является условной. Такими же условными являются и границы разных типов распространения ММП – сплошного, прерывистого, островного.

Проблема изменения криолитозоны в связи с современным потеплением климата становится все более актуальной в последние десятилетия. Наиболее полно данный вопрос рассмотрен В. Н. Конищевым (2009; 2011). Климатические факторы являются далеко не единственными в

формировании таких важнейших характеристик мерзлых толщ, как среднегодовая температура пород, мощность слоя сезонного оттаивания и др. Все внешние, в том числе и климатические, воздействия на мерзлые толщ осуществляются через систему покровов, т. е. через ландшафт и его компоненты. Свойства мерзлоты меняются как отклик на совокупное воздействие всех компонентов. В итоге возникает ряд обратных связей (положительных и отрицательных), которые приводят к тому, что мерзлые толщ реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но и неоднозначно. В одних ландшафтных условиях оно будет действовать в том же направлении, что и климатический тренд, усиливая его действие, в других – в противоположном, ослабляя его.

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

Ведущая роль при оценке и контроле изменения криолитозоны во времени и пространстве под воздействием природно-климатических и техногенных факторов принадлежит геокриологическому мониторингу. Результаты мониторинга используются для прогноза будущих изменений основных компонентов криолитозоны и для верификации и тестирования модельных расчетов. Существенно дополнить и продлить ряд наблюдений за температурой самых верхних горизонтов ММП позволяет привлечение результатов регулярных наблюдений за температурой пород на метеостанциях.

4.3.3. Мониторинг температурного режима многолетнемерзлых пород по данным метеостанций

Измерения температуры почв и грунтов на отдельных метеорологических станциях России начали проводить более ста лет назад (Шерстюков, 2009), однако массовые наблюдения (до глубины 1.6–3.2 м) начались в России в 1930–1950-х гг. (Быховец и др., 2007). Такие наблюдения не входят в обязательную программу наблюдений на всех метеорологических станциях. Вся сеть метеорологических станций Росгидромета насчитывает

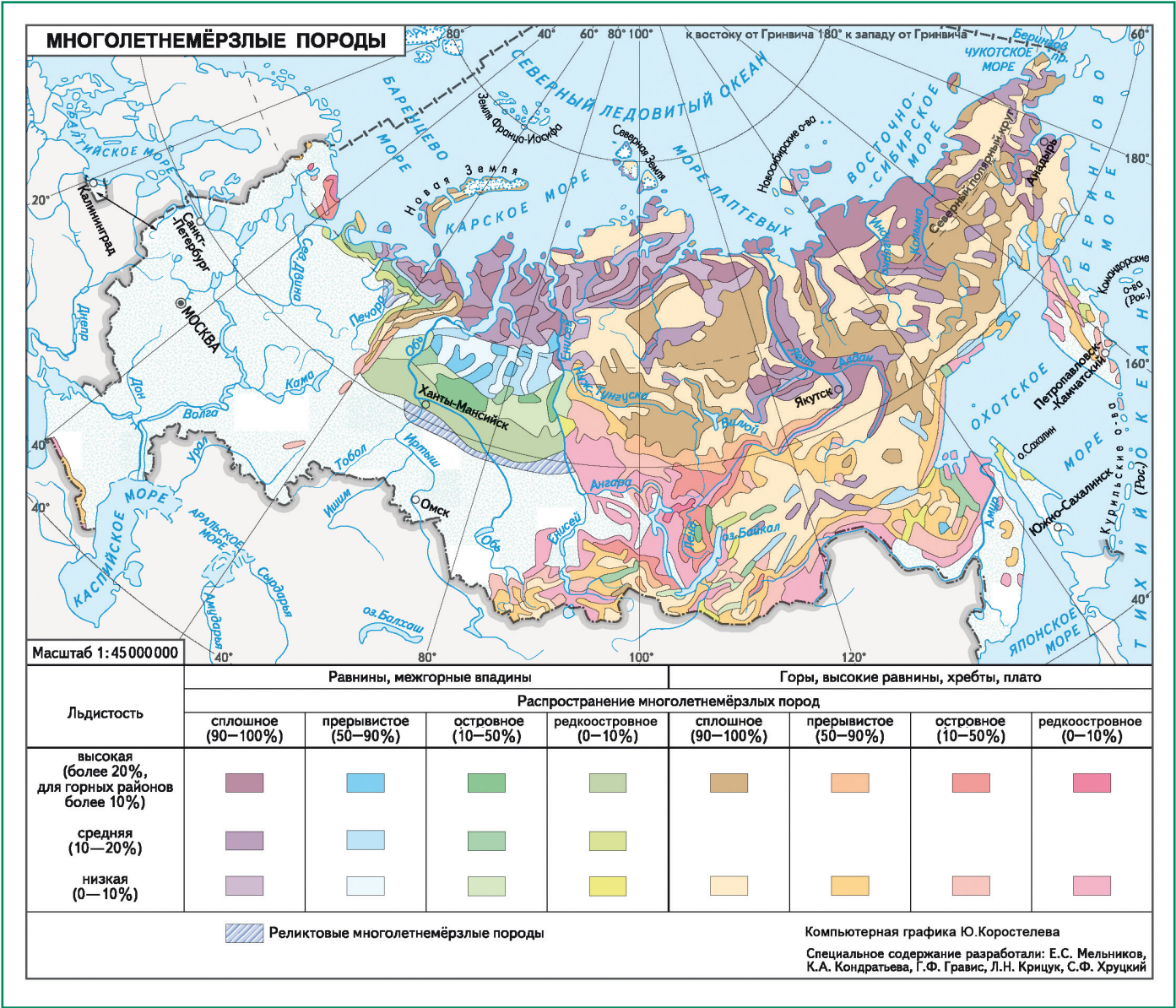


Рис. 4.3.2. Многолетняя мерзлота России (Мельников, Кондратьева, 1998; в соответствии с Circum-Arctic map of permafrost..., 1997).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

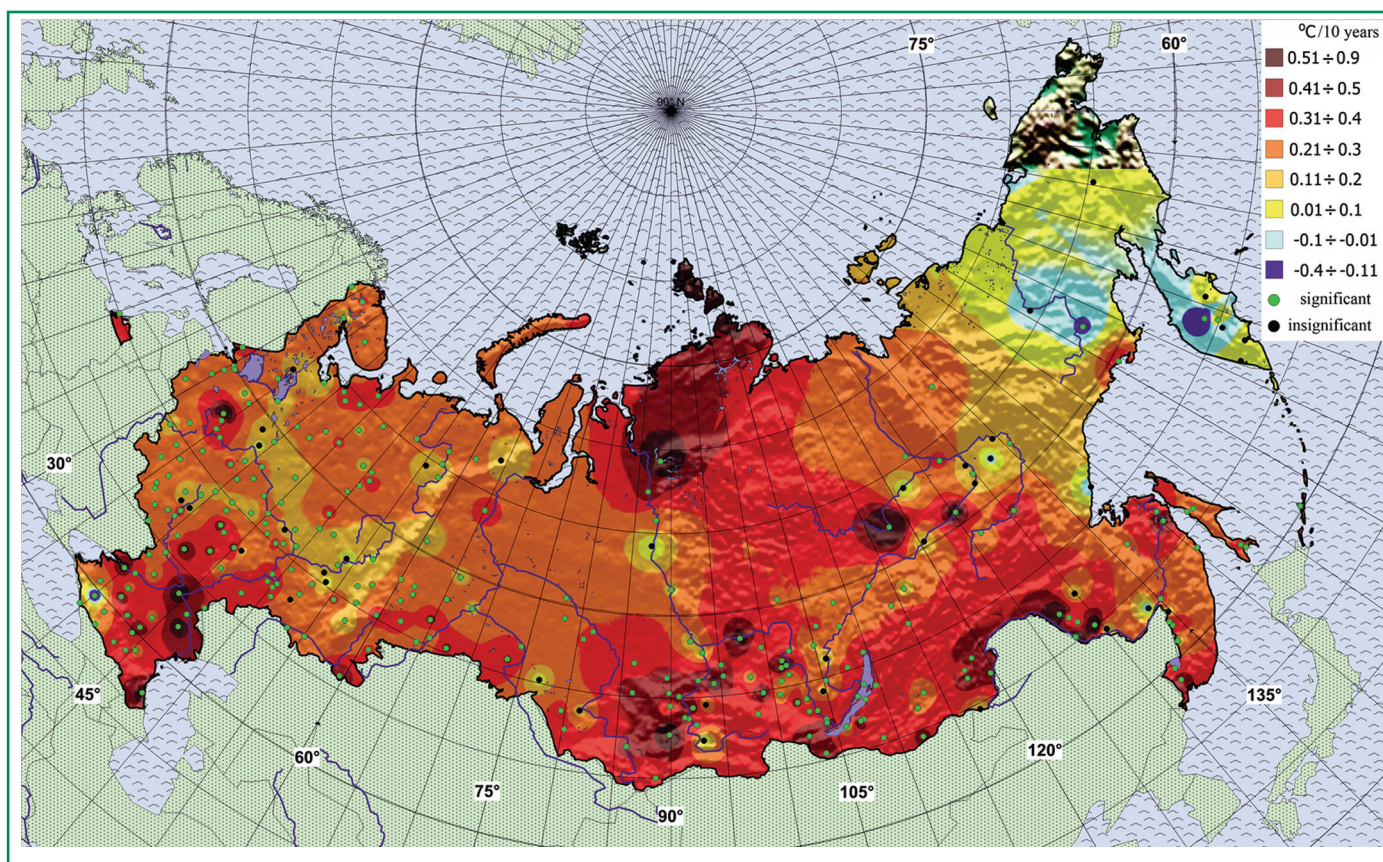


Рис. 4.3.3. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 320 см за 1963–2010 гг. (Шерстюков, 2012в).

вает более 1500 станций, но данные о температуре почвогрунтов за последние 40–50 лет доступны приблизительно с 650 метеостанций, в том числе в пределах криолитозоны России их насчитывается всего около 100 (Шерстюков, 2012б). При этом наблюдательные площадки расположены в непосредственной близости от метеостанции и не охватывают всего многообразия ландшафтов конкретного региона. Недостатком таких данных является также ограничение измерений глубиной 320 см, в то время как ярус годовых теплооборотов в мерзлых толщах достигает 10–20 м.

Преимущество данных с метеостанций заключается в том, что одновременно с измерениями температуры почвогрунтов производится весь комплекс метеорологических наблюдений (температура воздуха, характеристики и динамика снежного покрова и атмосферных осадков и т. д.), необходимый для расчетов и объяснения закономерностей формирования температуры почвогрунтов (слоя сезонного промерзания – протаивания) и слоя годовых теплооборотов (Шерстюков,

2009). Еще более явным преимуществом является пространственная густота метеорологических станций. Она в несколько раз превышает густоту геокриологических стационаров. Тем не менее, количество геокриологических стационаров и метеостанций с температурными измерениями почвогрунтов на глубинах, недостаточно для равномерного покрытия территории России. В северных и северо-восточных регионах России метеорологических станций меньше, чем на остальной территории страны. Поэтому для комплексного и всеобъемлющего наблюдения за состоянием ММП необходимо развивать как сеть геокриологических стационаров, так и сеть метеорологических станций.

Данные метеостанций неоднократно анализировались. Так, например, С. М. Чудиновой (2003) использовались данные 242 метеорологических станций за период с 1969 по 1990 г. Показано, что максимальный рост среднегодовой температуры почв ($0.05\text{--}0.08^{\circ}\text{C}/\text{год}$) характерен для Западной Сибири, Восточно-Сибирского плоскогорья и За-

байкаля. Эта тенденция соответствовала максимальному росту среднегодовой температуры воздуха в этих районах в тот период.

Более современные данные по 22 станциям на севере России (Израэль и др., 2006) также свидетельствуют о возникновении тенденции к современному повышению температуры самых верхних горизонтов мерзлых пород вслед за потеплением климата. За 1991–2003 гг. температура пород на глубине 1.6 м повысилась по сравнению с нормой (1961–1990 гг.) на 0.1–1.1°C. Значения линейных трендов температуры пород на севере России за 1961–2003 гг. находились в диапазоне от 0.009°C в год до 0.058°C в год (Израэль и др., 2006). Пространственная изменчивость трендов температуры почвы определяется не только соответствующей изменчивостью климатических факторов, но и другими факторами, такими как влажность и состав почвы, состояние растительного покрова на объектах наблюдений и т.п. (Павлов, 2008а; Шерстюков, 2009; Анисимов, Белолицкая, 2004).

Статистический контроль достоверности температуры почвогрунтов по метеорологическим станциям Российской Федерации (Шерстюков, 2012а, б) позволил получить некоторые уточненные результаты. В работе (Шерстюков, 2012в) представлены результаты анализа изменений температуры почвогрунтов за 1963–2010 гг. на глубине 320 см по 450 станциям международного обмена Российской Федерации.

На рис. 4.3.3 показано распределение коэффициентов линейного тренда (°C/10 лет) среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 320 см за 1963–2010 гг. На карте отмечается потепление почвогрунтов на обширной территории РФ за период 1963–2010 гг., за исключением локальных областей на Камчатке и в верховьях р. Колымы. При этом умеренные тренды (0.2–0.4°C/10 лет) повышения среднегодовой температуры на глубине 320 см обнаружены на территории Западной и Восточной Сибири. Более значительные положительные тренды (0.4–0.5°C/10 лет) наблюдаются в южной части Сибири, в междуречье Оби и Енисея, а также в Предбайкалье и долине р. Амур. Область максимальных положительных трендов (0.5°C/10 лет и выше) приурочена к северу Красноярского края

(полуостров Таймыр). Аномально высокие тренды более 0.6°C/10 лет встречаются в Предбайкалье, в Забайкалье и в Приамурье (Шерстюков, 2012в).

Данные метеорологических наблюдений за температурой почвы после тщательной проверки достоверности можно эффективно использовать при оценке термических изменений в верхних горизонтах криолитозоны, дополняя ими температурные наблюдения в скважинах непосредственно на объектах геокриологического мониторинга (Павлов, Малкова, 2009, 2010).

4.3.4. Мониторинг температуры многолетнемерзлых пород на геокриологических стационарах

Продолжительность рядов наблюдений на геокриологических стационарах в настоящее время достигает 30–40 лет, на Европейском севере систематические измерения на ряде объектов ведутся более 50 лет. Эти данные оказываются чрезвычайно полезными при изучении эволюции криолитозоны в условиях глобального потепления климата и усиления техногенеза.

На современном этапе мониторинг криолитозоны в России проводится в рамках различных международных проектов. Около 20 лет осуществляется Международная программа по циркумполярному мониторингу деятельного слоя (CALM), которая охватывает 260 специальных площадок. Международный проект по термическому состоянию вечной мерзлоты (TSP) существует около 10 лет. При поддержке данного проекта организована глобальная сеть, превышающая 860 термометрических скважин глубиной от нескольких метров до нескольких десятков метров (количество пунктов наблюдений взято из Report UNEP..., 2012).

Главными показателями криолитозоны, характеризующими ее состояние являются распространение и температура ММП, глубина сезонного протаивания, развитие криогенных геологических и гидрогеологических процессов. Кроме того, в состав наблюдений на объектах мониторинга входит изучение состояния и динамики наземных покровов (снежного, растительного), скорость естественного зарастания нарушенной поверхности.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Наибольший объем информации о температуре верхних горизонтов пород в различных природных зонах, в естественных и нарушенных ландшафтах собран для крупных промышленных регионов России – Европейского севера, севера Западной Сибири, Забайкалья, Центральной Якутии.

В обобщающих публикациях (Дроздов и др., 2011а, 2012) рассмотрены два территориально удаленных, но имеющих близкие природные, гео-

логические и геокриологические условия объекта мониторинга (станция Болванский в устье Печоры близ Варандея, Европейский север и станция Уренгойский близ газового промысла УКПГ-15 в северной части Уренгойского газоконденсатного месторождения (ГКМ), Западная Сибирь). Оба они расположены в южной тундре, в области сплошного распространения ММП и характеризуют фоновые, ненарушенные геокрио-

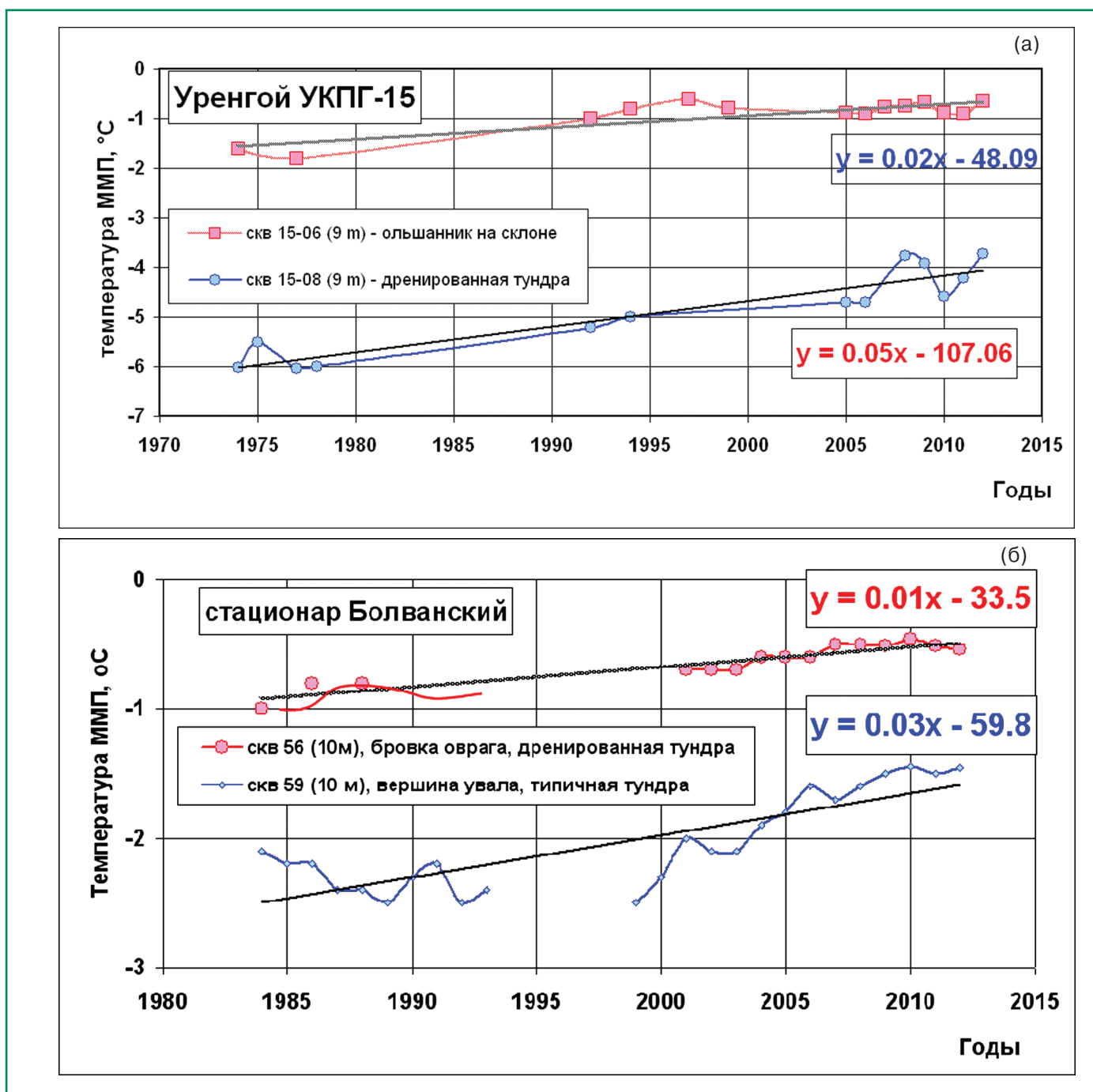


Рис. 4.3.4. Временная изменчивость среднегодовой температуры пород в различных ландшафтных условиях на станциях Уренгойский (а) и Болванский (б) и соответствующие тренды (Дроздов и др., 2012).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

логические условия, поскольку расположены на удалении от инженерных сооружений. Ряды наблюдений на стационарах составляют для некоторых параметров ММП более 30 лет. В последние 30 лет для рассмотренных регионов характерен высокий тренд климатического потепления, равный $0.06...0.07^{\circ}\text{C}/\text{год}$. При этом в Западной Сибири к концу 1990-х приурочен некий тепловой максимум, маркированный появлением и последующим исчезновением древесной растительности на южнотундровых ландшафтах (Украинцева и др., 2011а). Общим в реакции криолитозоны на потепление климата является то, что наибольшие темпы повышения среднегодовой температуры ММП двух регионов характерны для низкотемпературных ландшафтов, а наименьшие – для высокотемпературных (рис. 4.3.4). Эта тенденция была установлена еще на рубеже XXI века (Вялов, 2000; Павлов, 1997; 2002) и сейчас многократно подтверждается не только на российских объектах мониторинга, но и за рубежом (Romanovsky et al., 2008; 2010).

Полученный вывод наглядно подтверждается результатами мониторинга в двух рассмотренных регионах. На Европейском Севере, где среднегодовая температура ММП составляет $-0.5...-2^{\circ}\text{C}$, а ее тренды в естественных ландшафтных условиях в 2–7 раз меньше трендов температуры воздуха, в то время как в Западной Сибири с более низкой среднегодовой температурой ММП – лишь в 1.5–2.5 раза в зависимости от ландшафтных условий (Дроздов и др., 2012). При температуре ММП близкой к 0°C начинается оттаивание льда в породе, наибольшее количество поступающего в мерзлую толщу тепла расходуется на фазовые переходы. Поэтому временной интервал, за который мерзлые породы оттают полностью, зависит не только от потепления климата, количества осадков и толщины снегоотложений, но также от состава и льдистости пород, их начальной температуры и мощности, от теплопритока снизу (из земных недр).

В ряде публикаций, отражающих результаты мониторинга на Европейском северо-востоке и в Западной Сибири, отмечен *тревожный факт критического состояния* самых верхних горизонтов ММП на дренированных участках равнин в последние годы, отмечается тенденция к образо-

ванию несквозных таликов (Оберман, 2006; 2012; Оберман, Шеслер, 2009; Малкова, 2010; Дроздов и др., 2011а). Потепление климата и увеличение мощности снега за 40-летний период привели к переформированию криолитозоны Европейской части России. По температурным данным на Воркутинском стационаре, расположенном в зоне прерывистого распространения ММП, за период 1970–2010 гг. произошло существенное повышение среднегодовой температуры ММП, которое привело к частичному оттаиванию мерзлоты сверху и сокращению площади островов мерзлых пород (Какунов, Сулимова, 2005; Оберман, 2012). На территории двух других стационаров – Роговая и Коротаиха, организованных еще в 1983 г. и законсервированных в 1993 г., – усилиями компании МИРЕКО после тринадцатилетнего перерыва возобновились измерения температуры ММП в сохранившихся скважинах, которые позволили проследить “короткопериодные колебания температуры мерзлоты на фоне более продолжительного тренда ее повышения” (Оберман, 2006; 2007). По мнению Н. Г. Обермана в зоне прерывистого и островного распространения ММП на территории Урало-Печорского региона увеличилась площадь и глубина существовавших несквозных таликов, началось образование новых (Оберман, 2012).

На стационаре Болванский (Малкова, 2010; 2011) за тридцатилетний период наблюдений среднегодовая температура пород на подошве деятельного сезонноталого слоя (СТС) составляла, как правило, $-1...-3^{\circ}\text{C}$. За счет аномально теплых 2007–2008 гг. со снежной зимой среднегодовая температура пород деятельного слоя повысилась до -0.4°C . Некоторое похолодание в 2009–2010 гг. (температура воздуха оказалась в пределах климатической нормы -4.0°C) стабилизировало обстановку, и среднегодовая температура пород СТС опять заметно снизилась и составила -1.7°C . Но за счет аномально теплого 2011–2012 гидрологического года среднегодовая температура пород СТС опять повысилась и составила 0°C (рис. 4.3.5). Дальнейшее повышение температуры неизбежно приведет к отрыву кровли мерзлоты и образованию несквозных таликов.

На территории Уренгойского ГКМ в лесотундре в геосистемах придолинных редколесий, начи-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

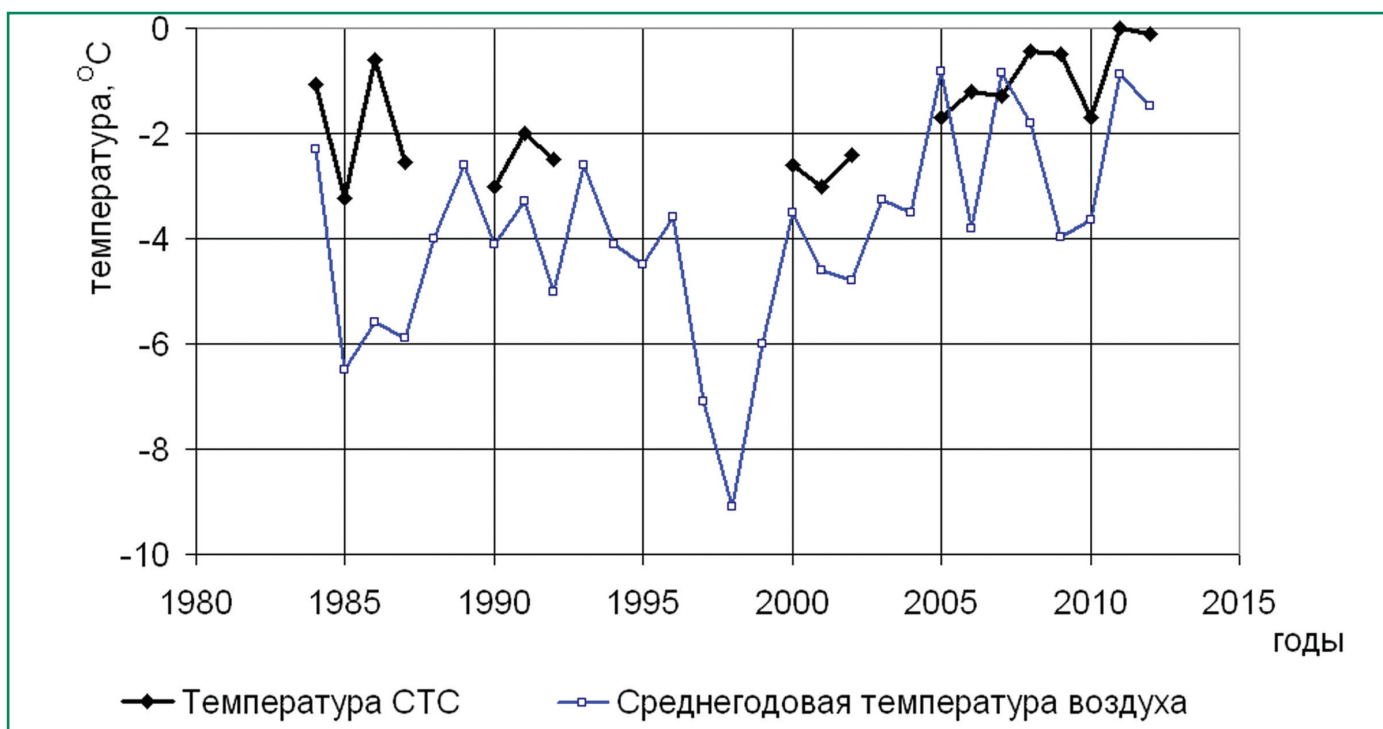


Рис. 4.3.5. Динамика среднегодовой температуры пород деятельного слоя (СТС) и воздуха на площадке CALM геокриологического стационара Болванский за 28 лет (Малкова, 2010; Дроздов и др., 2012).

ная с 2000-х годов, уже происходит опускание кровли мерзлоты. Исходная (в 1975–1977 гг.) температура ММП на таких участках была около -1°C . В результате климатического потепления она перешла через 0°C и мерзлота стала деградировать. Кровля ММП обнаружена на глубинах от 3 до 8 м от дневной поверхности. Таким образом, на обширных участках водоразделов в 2000-е годы происходит формирование надмерзлотных несквозных таликов (Украинцева и др., 2011б).

Для территории Уренгойского ГКМ (Западная Сибирь) существует картографическая модель, отвечающая трем временным интервалам, захватывает природные зоны от южнотундровой до северотаежной (Drozdov et al., 2008; Украинцева и др., 2012). ГИС-модель позволила проследить и оценить масштаб количественных и качественных изменений теплового поля приповерхностных горизонтов пород, начиная с 70-х годов XX века: постепенное повышение температуры ММП к концу XX века и массовое формирование надмерзлотных таликов в лесотундре при относительно стабильных температурах пород в первое десятилетие XXI в. (рис. 4.3.6).

На карте представлена среднегодовая температура мерзлых и талых пород в контурах геоси-

стем ранга урочищ для различных временных интервалов. Данные натурных измерений температуры пород в скважинах (общее количество 10–12-метровых скважин на территории Уренгойского ГКМ – более 1000) обобщались для типов геосистем, оценочные пределы варьирования получаемых статистик принимались с достоверной вероятностью 0.85 (Drozdov et al., 2008).

Анализ карты показывает, что в 70-е годы XX в. (рис. 4.3.6 б) на территории Уренгойского ГКМ преобладали ММП, их температура закономерно понижалась с юга на север от 0°C до $-5...-6^{\circ}\text{C}$.

По прошествии 20 лет – в середине-конце 1990-х годов – вслед за климатическими изменениями произошло повышение температуры горных пород (рис. 4.3.4). В среднем оно составило примерно 1.5°C , варьируя в основном от 1 до 2°C , иногда до 2.5°C (Вечная мерзлота..., 2002). Данные о повышении температур получены по 50 скважинам, пробуренным в доминантных ландшафтах в процессе т.н. повторной съемки 1993 г., и по результатам режимных наблюдений на 3-х стационарных площадках в разных природных зонах. Новая карта температуры грунтов территории Уренгойского ГКМ (рис. 4.3.6в) отражает эти изменения: температура грунтов качественно

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

изменились (перешла в другой интервал) на ширину примерно одной природной подзоны.

Последующие 10–15 лет характеризуются очень незначительным повышением температуры грунтов (Drozdov et al., 2008, Украинцева и др., 2012). Это связано как с замедлением климатического потепления в данном регионе (по данным метеостанции Тазовский), так и с расхождением на фазовые переходы тепловой энергии, поступающей в грунт. Если сравнить соответствующую карту (рис. 4.3.6г) с предыдущей, то цветовая гамма окажется весьма сходной. Однако в отсутствии значимых количественных изменений в верхней 10–15-метровой толще начались массовые качественные изменения, а именно – переход

ранее мерзлых грунтов в талое состояние и опускание кровли вечной мерзлоты с образованием надмерзлотных таликов (черная штриховка на карте 4.3.6г).

Режимные наблюдения вдоль Западно-Сибирского геокриологического трансекта (от Земли Франца-Иосифа до г. Надым) показали, что в большинстве криогенных ландшафтов за последние 35–40 лет произошло повышение температуры ММП (Дроздов и др., 2011б). При этом на пространствах от подзоны типичной тундры до подзоны лесотундры повышение температуры грунтов составило 1.5–2.5°C. В арктической тундре температура ММП остается стабильной и составляет –10...–11°C, что не соответствует про-

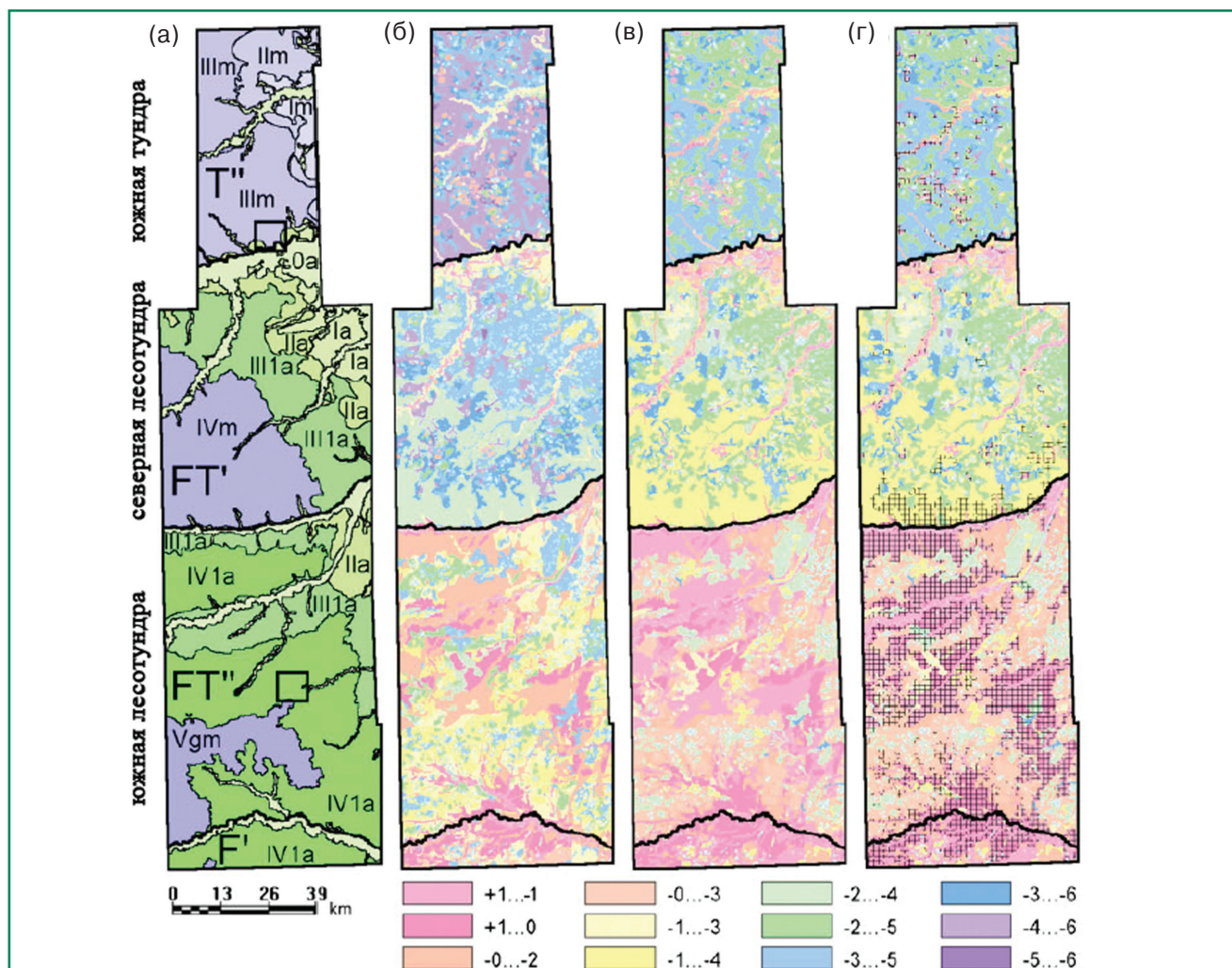


Рис. 4.3.6. Изменения геокриологических условий Уренгойского ГКМ. Температурный режим пород показан цветом, надмерзлотные талики показаны черной штриховкой на карте D. (а) – ландшафтная дифференциация территории (Ландшафты криолитозоны..., 1983); (б) – геокриологическая обстановка, 1970-е годы (Геокриологические условия..., 1983); (в) – геокриологическая обстановка, 1990-е годы (Вечная мерзлота..., 2002); (г) – геокриологическая обстановка, 2000-е годы (Васильев и др., 2008; Дроздов и др., 2010).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

изошедшему потеплению климата в высоких широтах. Для объяснения такого противоречия необходимо рассматривать годовой режим температуры воздуха, анализировать характер снегоотложений, ветровой перенос снега и прочее. В подзоне северной тайги в пределах островов ММП на протяжении 30 и более лет сохраняются отрицательные температуры грунтов близкие к 0°C (Москаленко, 1999; Дроздов и др., 2010; Комплексный..., 2012). Криолитозона северной тайги наиболее неустойчива, т. к. ее температура близка к 0°C , и незначительное изменение теплотоков может вести как к деградации, так и аградации мерзлоты. Большая часть территории северной тайги (залесенные пространства и большинство болот) уже находится в немерзлом состоянии. Мерзлота обычно встречается на буграх и площадях пучения, содержащих в разрезе ледяные тела или ледогрунт. По периферии распученных территорий идет вытаивание льда или ледог-

рунта с образованием термокарстового озера в виде неширокой заболоченной каймы, и такой процесс активизируется в наиболее теплые годы (Комплексный..., 2012). Но одновременно с этим, в осушающихся болотах с достаточно мощным торфом идет обратный процесс – аградация мерзлоты. В результате нарастания льда в ядре пучения поверхность дополнительно поднимается над уровнем болота, условия становятся несколько более суровыми и темпы промерзания увеличиваются (Пономарева и др., 2012).

Данные наблюдений в Центральной Якутии убедительно показывают, что в условиях современного потепления климата (среднегодовая температура воздуха повысилась на $2\text{--}2.5^{\circ}\text{C}$ за 30-летний период), при этом не всегда отмечается тенденция к повышению температуры пород и увеличению глубины сезонного протаивания ММП (Скачков и др., 2007; Skryabin et al., 2008; Павлов, 2008a). Термические измерения в сква-

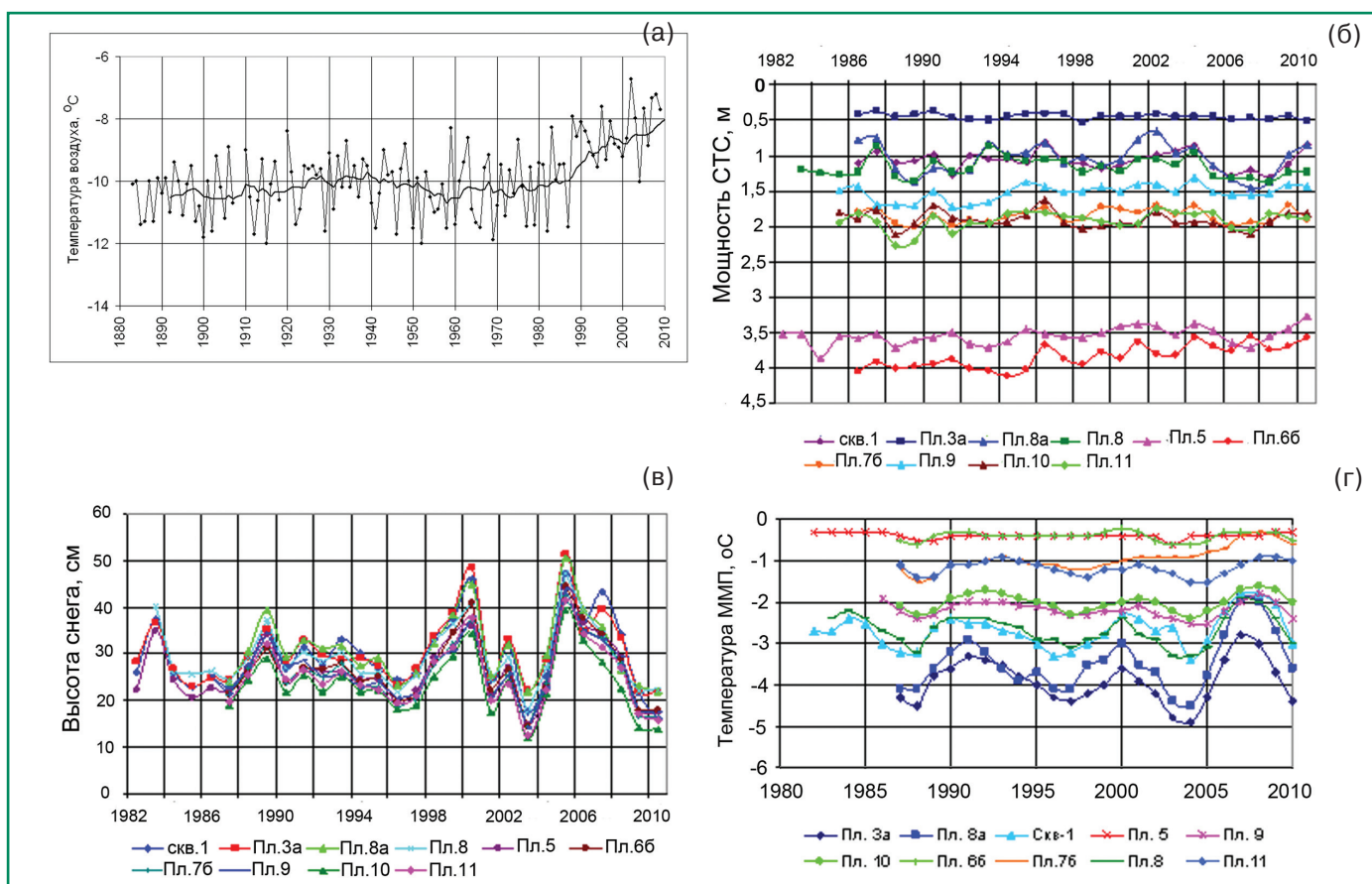


Рис. 4.3.7. Изменчивость среднегодовой температуры воздуха в Якутске (а), мощности деятельного слоя (б), средней зимней высоты снежного покрова (в) и температуры ММП на глубине 10 м (г) на десяти наблюдательных площадках в различных ландшафтных условиях, стационар Чабыда (Варламов и др., 2012).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

жинах на правобережье среднего течения р. Лена, выполненные в 1987–2000 гг. для большого разнообразия ландшафтных комплексов (пойменный, низкотеррасовый, склоновый, аласный и др.), показали, что тренды многолетних изменений средней годовой температуры мерзлых грунтов не выходят за пределы 0.02°C в год и в среднем для изучаемой территории близки к нулевым значениям. (Балобаев и др., 2009; Варламов и др., 2010; 2012)

Тридцатилетние экспериментальные исследования на стационаре Чабыда (15 км к юго-западу от г. Якутска близ оз. Малая Чабыда), начатые с 1986 года, свидетельствуют об устойчивости верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии в условиях значительного потепления климата. На фоне значительного повышения средней годовой температуры воздуха (рис. 4.3.7а) глубина сезонного протаивания ММП остается достаточно стабильной (рис. 4.3.7б). Основным регулирующим фактором устойчивого термического состояния пород является режим снегонакопления (рис. 4.3.7в). Как правило, самые низкие температуры пород формируются в малоснежные годы с аномально поздним образованием устойчивого снежного покрова (рис. 4.3.7г).

Согласно анализу опубликованных геотемпературных данных, проведенному А. В. Павловым (2008а), для Сибири и Дальнего Востока характерны следующие закономерности:

- в южной Якутии для ненарушенных условий так же, как и в Центральной Якутии, отмечается высокая устойчивость температуры грунтов на глубине до 20–50 м за последние 10–20 лет (Завадский, Железняк, 2003).

- в Южном Забайкалье, где многолетнемерзлые породы имеют небольшую мощность, в течение последнего столетия зафиксирован переход от сливающегося типа криолитозоны к несливающемуся. Глубина залегания нижней границы мерзлоты уменьшилась примерно на 10 м. Но в данном случае уменьшение мощности криолитозоны было вызвано, вероятно, как потеплением климата, так и отепляющим влиянием грунтовых вод (Шестернев, 2001).

- современное потепление климата на Дальнем Востоке началось в 1970-х годах и составило в начале XXI века $1\text{--}1.8^{\circ}\text{C}$. В средней части Приаму-

рья (Тында) оно было наиболее значительным. В окрестностях этого города и вдоль трассы железной дороги на отрезке Тында-Бамовская в 1975–1996 гг. проведенные геотермические измерения на маревых участках показали, что здесь преобладает *понижение* температуры грунтов на $0.5\text{--}1^{\circ}\text{C}$. Также как и в районе Якутска, похолодание пород при повышении температуры воздуха вызвано снижением высоты снежного покрова за рассматриваемый период. Лишь на отдельных участках наблюдений с 1987 г. отмечена неустойчивая тенденция к повышению температуры пород.

Таким образом, современное потепление климата, несомненно, является важной причиной преобразований термического состояния мерзлых толщ. Но временная и региональная изменчивость толщины снеготложений, а также разнообразие ландшафтно-геокриологических условий способствует формированию неодинакового, вплоть до противоположно направленного, пространственного отклика верхних горизонтов мерзлых пород на изменения климата. В ряде публикаций присутствует вывод, что в целом для всей территории криолитозоны России характерны более низкие современные тренды повышения среднегодовой температуры пород по сравнению с трендами потепления климата (Васильев и др., 2008; Павлов, 2002; 2008а; Павлов и др., 2005; 2011; Павлов, Малкова, 2005; 2010; Малкова, 2010; Малкова, Павлов, 2012; Методы..., раздел 8, 2012; Скачков и др., 2007; Рузанов, 2008; Украинцева и др., 2012).

Региональные значения трендов среднегодовой температуры воздуха (α_{me}) и пород на глубине яруса годовых теплооборотов ($\alpha_{тп}$), были получены А. В. Павловым (2008б), с небольшими дополнениями они приведены в таблице 4.3.2. Наибольшие тренды повышения температуры ММП ($\alpha_{тп}$) за 1965–2010 гг. отмечаются для центральных районов Западной Сибири, юга Средней Сибири и Якутии и варьируют от 0.031 до 0.034°C в год. Наименьшие тренды температуры пород характерны для Европейского Севера, юга Сибири и Северо-Востока России, ($\alpha_{тп}$) изменяется от 0.022 до 0.024°C в год.

Соотношение между ($\alpha_{тв}$) и ($\alpha_{тп}$) является важным показателем, оно отражает термическую устойчивость ММП при потеплении климата. В разных регионах России этот показатель колеб-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Таблица 4.3.2. Линейные тренды ($\alpha_{\text{ТВ}}$ и $\alpha_{\text{ТП}}$) среднегодовых значений температуры воздуха и пород (соответственно $T_{\text{В}}$ и $T_{\text{П}}$) за 1965–2010 гг на севере России (Павлов, 2008б; Методы оценки..., 2012, раздел 8, с дополнениями автора)

Регион	Число пунктов наблюдений	Тренды $T_{\text{В}}$ и $T_{\text{П}}$, °C/год		$K_{\alpha} = \alpha_{\text{ТВ}} / \alpha_{\text{ТП}}$
		$\alpha_{\text{ТВ}}$	$\alpha_{\text{ТП}}$	
Север Европейской части России	6	0.033	0.024	0.72
Север Западной Сибири	6	0.044	0.031	0.70
Средняя Сибирь	7	0.045	0.025	0.56
Якутия	10	0.046	0.033	0.72
Юг Сибири	4	0.045	0.022	0.49
Прибайкалье, Забайкалье	3	0.042	0.034	0.81
Северо-Восток России	5	0.036	0.024	0.67
Север России в целом	41	0.042	0.028	0.66

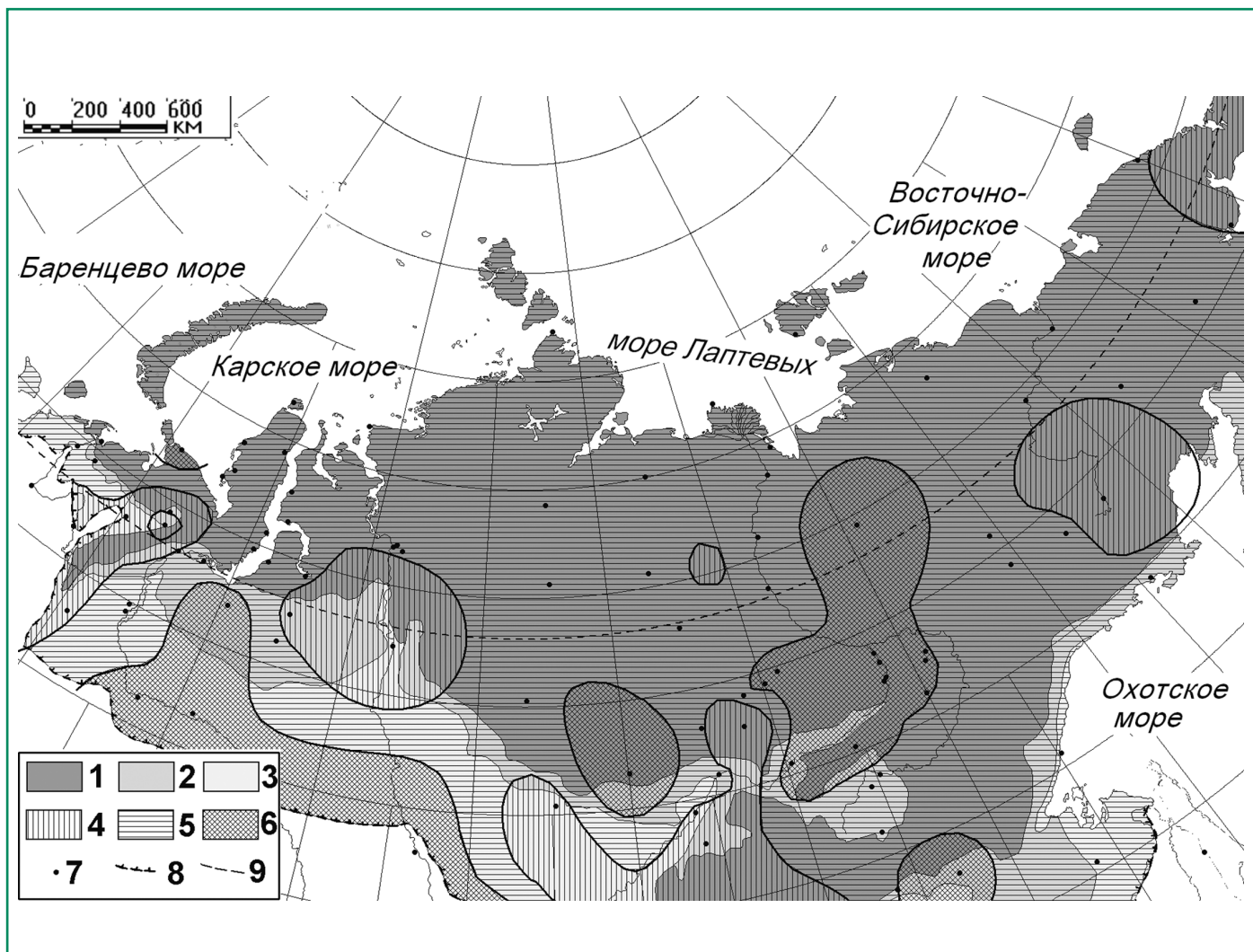


Рис. 4.3.8. Термическая устойчивости криолитозоны. Условные обозначения: распространение ММП: 1 – сплошное; 2 – прерывистое; 3 – островное и редкоостровное; 4 – $K_{\alpha} > 0.75$ – слабая устойчивость криолитозоны; 5 – $0.50 < K_{\alpha} \leq 0.75$ – средняя устойчивость; 6 – $K_{\alpha} \leq 0.50$ высокая устойчивость; 7 – метеостанции и стационары; 8 – южная граница криолитозоны; 9 – северный полярный круг (Малкова и др., 2011).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

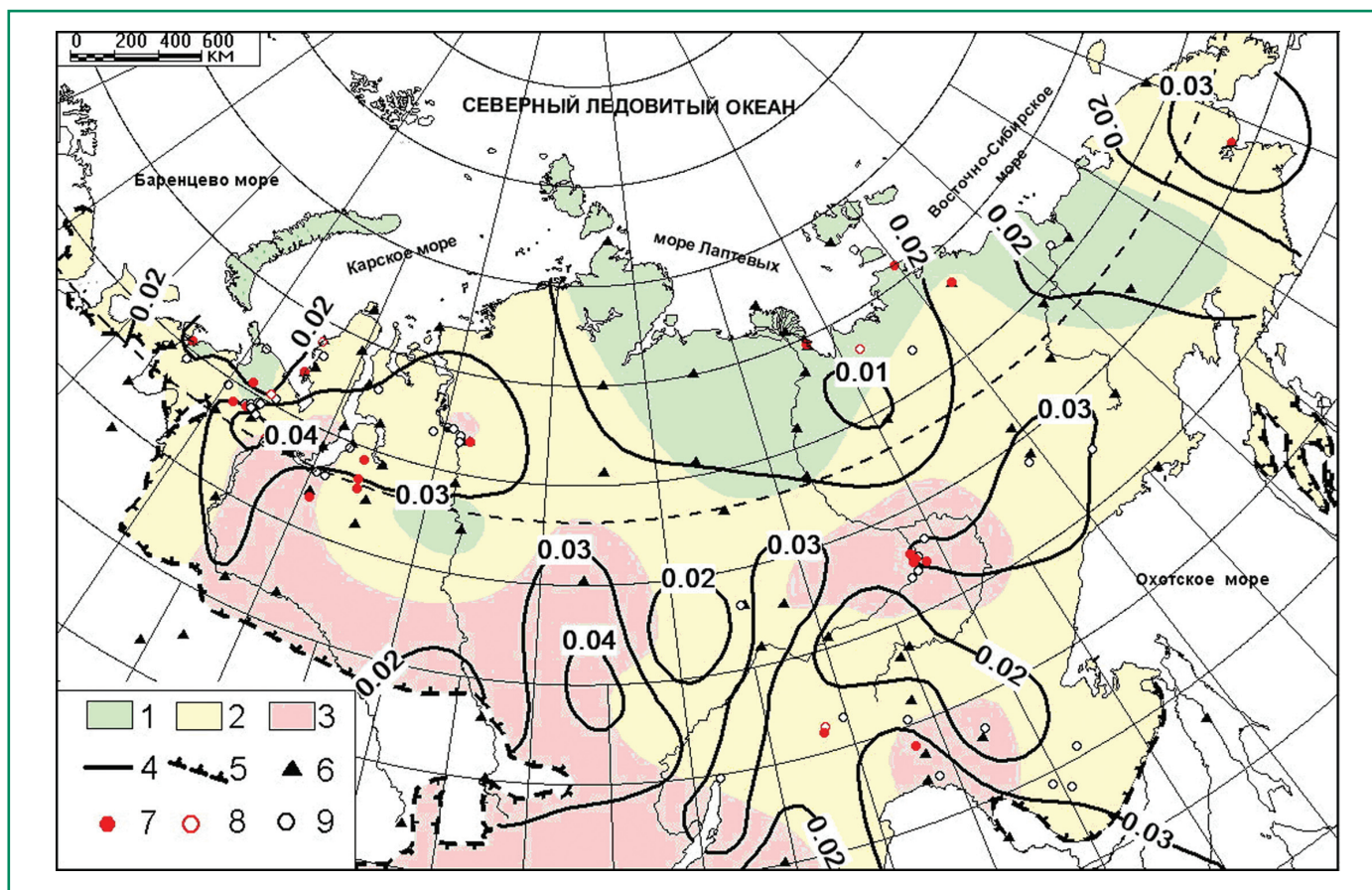


Рис. 4.3.9. Тренды среднегодовой температуры воздуха и ММП (°С/год). Условные обозначения: (1–3) – тренды температуры воздуха: 1 – менее 0.03; 2 – 0.03–0.05; 3 – более 0.05; 4 – изолинии трендов среднегодовой температуры ММП; 5 – южная граница криолитозоны; 6 – метеостанции; (7–9) – объекты мониторинга (станции, скважины, площадки): 7 – постоянно действующие; 8 – периодически действующие; 9 – закрытые (Павлов, Малкова, 2009).

лется от 0.49 до 0.81, а в среднем для всей криолитозоны России составляет 0.66.

С учетом изменчивости данного показателя K_a составлена мелкомасштабная карта термической устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата (рис. 4.3.8) (Малкова и др., 2011).

Пространственные закономерности трендов повышения среднегодовой температуры воздуха и ММП для территории криолитозоны России демонстрирует карта, разработанная А. В. Павловым и Г. В. Малковой (2009) (рис. 4.3.9). Для оценки трендов температуры ММП использовались данные термического мониторинга в скважинах на глубинах 10–12 м, а также данные о температуре пород на глубине 3.2 м, полученные на метеорологических станциях, расположенных в криолитозоне. При достаточной продолжительности наблюдений (20–30 лет) тренды изменений

среднегодовой температуры пород на глубине 3 и 10 м обычно сопоставимы между собой. В целом, полученная карта не противоречит построениям, выполненным только по данным метеостанций (рис. 4.3.3): области максимальных и минимальных трендов практически совпадают, но абсолютные величины коэффициентов тренда повышения температуры ММП, в данном случае, оказываются несколько ниже, что можно объяснить большим пространственным и глубинным охватом объектов наблюдения.

Согласно приведенным картам (рис. 4.3.8, 4.3.9) для криолитозоны России повсеместно характерны более низкие значения положительных трендов среднегодовой температуры пород по сравнению с трендами температуры воздуха. В отдельных регионах происходит совпадение областей минимальных трендов климатического потепления и потепления ММП (Европейский север,

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

север Средней Сибири). Совпадение высоких трендов потепления воздуха и ММП наблюдается на юге Ямала, на юге Красноярского края, на Лено-Алданском междуречье. В то же время, наблюдаются обширные области (юг Западной Сибири и Приамурье), где на фоне высоких трендов потепления климата не происходит синхронного повышения температуры пород. На данных территориях развиты преимущественно высокотемпературные (с температурой близкой к 0°C) ММП, поэтому большее количество поступающего тепла расходуется на фазовые переходы в породах. Это области островной криолитозоны, где при современном потеплении происходит постепенное оттаивание пород сверху и сокращение площадей островов мерзлоты. В центральной и южной Якутии, а также в Восточной Сибири темпы потепления ММП также заметно отстают от темпов потепления климата вследствие сокращения толщины снега в последние десятилетия и преимущественной роли зимнего охлаждения в формировании среднегодовой температуры пород.

4.3.5. Мониторинг глубины сезонного протаивания пород

Слой сезонного протаивания – один из наиболее чувствительных компонентов криолитозоны, находящихся не только под влиянием изменений климата, но и ландшафта. В сходных природных условиях средняя глубина протаивания заметно снижается с юга на север (Melnikov et al., 2004; Vasiliev et al., 2008). Существование четкой широтной зональности в формировании глубины сезонного протаивания объясняется не только уменьшением в северном направлении сумм температуры воздуха за теплый сезон, но и понижением среднегодовой температуры грунтов, которая оказывает заметное влияние на глубину сезонного протаивания (Павлов, 2008а). Непосредственными измерениями установлено, что в типичной тундре протаивание прекращается и начинается промерзание снизу, когда температура воздуха снижается уже до +3...+4°C (порядка 75% общей продолжительности теплого периода). Средняя глубина сезонного протаивания на участках с разной литологией, специфическими геобо-

таическими условиями и условиями дренирования-инфильтрации в пределах одной биоклиматической подзоны различается на 30–40 см, что наблюдается и при продвижении на север на 1500 километров на крайних пределах тундровых биоклиматических подзон (Лейбман и др., 2012).

Основным источником данных о межгодовой изменчивости мощности СТС, на основании которых можно изучать ее отклик на изменения климата, являются специализированные площадки, организованные по всему миру в рамках международного проекта CALM (Shiklomanov et al., 2008). На территории России в разное время было организовано более 50 площадок, осуществляющих наблюдения по стандартизированной методике. Однако сколько-нибудь продолжительные наблюдения (около 10 лет и более) имеются менее чем на 20 из них. Данные этих измерений по всем российским площадкам приведены на сайте www.udel.edu/Geography/calm.

Обобщение наблюдений за глубиной сезонного протаивания пород в рамках проекта CALM проведено Д. А. Стрелецким (Методы оценки..., раздел 8, 2012). Север европейской части России представлен тремя площадками, более чем десятилетние ряды наблюдений, на которых указывают на увеличение мощности СТС от 2 до 6 см в год. На некоторых площадках увеличение СТС сопровождается осадкой поверхности, вызванной протаиванием льдистого промежуточного горизонта на подошве деятельного слоя, что привело к изменению рельефа в районе Воркуты (Мажитова, Каверин, 2007; Mazhitova et al., 2004). Из восьми площадок, расположенных в Западной Сибири, только три имеют продолжительность наблюдений более 10 лет, включая площадку Надым (наблюдения с 1971 г.). Увеличение СТС на площадках Западной Сибири составляет от 0 до 2 см в год. Семь площадок было организовано в разное время в Центральной Сибири. Здесь увеличение СТС составило около 2–3 см в год, однако ряды данных – короткие, что не позволяет получить достоверные оценки.

В центральной Якутии глубина сезонного протаивания пород в большей степени зависит не от многолетних изменений температуры воздуха в теплый период, а от изменения количест-

ва атмосферных осадков (Скачков и др., 2007; Варламов и др., 2012). Это обусловлено преобладанием в разрезе песчаных отложений, инфильтрация дождевых вод в которых существенно увеличивает глубину протаивания пород. На большей части экспериментальных площадках к концу теплых, но засушливых летних сезонов 2009 и 2010 гг., глубина СТС была наименьшей за весь период наблюдений (1986–2010 гг.), а на площадках мелкодолинного типа местности глубина сезонного протаивания в эти же два года находилась на уровне многолетних средних (рис. 4.3.76).

Восточная Сибирь представлена сетью из 24 площадок, из которых 17 является действующими. Средняя продолжительность ряда наблюдений по действующим площадкам составляет около 10 лет, в некоторых пунктах – до 15 лет. Увеличение СТС по площадкам региона в среднем составляет 1.5 см в год. На трех площадках на Чукотке с продолжительностью ряда наблюдений более 10 лет изменение СТС составляет около 1 см в год. Измерения СТС, проводимые на Камчатке, показывают достаточно стабильное состояние СТС (± 1 см в год).

Таким образом, север европейской части России характеризуется наибольшим приростом СТС за период наблюдений. В целом тренд СТС уменьшается по мере продвижения в восточные районы российской криолитозоны. Таким образом, Д. А. Стрелецкий, проанализировав полный объем имеющихся данных, достаточно уверенно констатировал заметное увеличение мощности СТС в начале XXI века по сравнению с серединой 1990-х годов, отмечавшееся на большинстве площадок. По нашему мнению данный вывод не может являться безусловным. Весь цикл наблюдений за глубиной протаивания в рамках проекта CALM продолжается с середины или конца 1990-годов и захватывает лишь период возрастающего климатического тренда. На ряде площадок, где измерения глубины протаивания начались в 70–80-е годы XX века, т. е. ведутся несколько десятков лет, наблюдается явный колебательный характер изменения глубины СТС, и тренд изменения глубины протаивания практически равен нулю (Малкова, 2011; Варламов и др., 2012).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

4.3.6. Криогенные процессы и их связь с современными климатическими изменениями

К характерным свойствам криолитозоны следует отнести криогенные процессы и образования. Криогенные процессы – это экзогенные геологические процессы, преобразующие геологическую среду в криолитозоне и обусловленные развитием теплофизических, физико-химических и механических процессов в промерзающих, мерзлых и протаивающих породах (Ершов, 1990). С точки зрения влияния климата особое значение имеют процессы, сопровождающиеся вытаиванием льда (термокарст, термоэрозия, термоабразия, криогенные склоновые процессы) и с новообразованием льда (криогенное пучение, повторно-жильное льдообразование).

При наличии множества публикаций, содержащих описание геологических процессов и явлений в криолитозоне, количественная оценка их динамики часто не может быть точной, если отсутствуют длительные дистанционные или наземные наблюдения. Существуют методы количественного прогноза развития криогенных процессов, основанные на решении задачи теплообмена в меняющихся условиях с учетом миграции влаги к фронту промерзания или ее фильтрации при протаивании (Гречищев и др., 1980; 1984; Фельдман, 1984; Шур, 1977; Методические..., 1981), но эти расчеты учитывают только физические основы активизации криогенных процессов, но не учитывают всего многообразия ландшафтных составляющих, которые при изменении климата также изменяются (Конищев, 2009; 2011). Таким образом, прогноз активизации криогенных процессов как реакции на климатические изменения опирается лишь отчасти на результаты моделирования, а в большей степени на опыт мониторинга развития криогенных процессов и на представления о механизмах развития криогенных процессов (концептуальных моделях). Ниже рассмотрены конкретные криогенные процессы и их возможная реакция на изменения климата.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

4.3.6.1. Термоденудация в береговой зоне Арктических морей

В последние годы сложилось понятие прибрежно-шельфовой зоны арктических морей как целостной природной криогенной геосистемы со своими специфическими чертами и комплексом прямых и обратных связей (Васильев и др., 2001; Григорьев и др., 2006; Арэ, 2012). На побережье арктических морей активно взаимодействуют атмосфера, море и криолитозона. Наиболее опасное проявление этого взаимодействия – разрушение льдистых берегов. Деструктивные криогенные процессы протекают значительно активнее на берегах, сложенных ледовым комплексом в восточном секторе Арктики и комплексом морских и аллювиально-морских пород с пластовыми подземными льдами в западном секторе (Васильев, 2005; Кизяков и др., 2006; Григорьев и др., 2006).

Факторами, непосредственно воздействующими на берега, является тепловая энергия воды и волнение. Именно через эти факторы осуществляется воздействие климата на береговые криогенные процессы. Влияние потепления на термоабразию берегов опосредствовано ледовитостью моря (сдерживающей волнение) и повышением температуры морской воды (Васильев и др., 2006; Гуревич, 1984; Юрьев, 2009; Разумов, 2000). Повышение температуры воздуха непосредственно влияет на разрушение берегов термоденудацией, определяя скорость оттаивания льда и мерзлых пород в береговых обрывах (Арэ, 2012; Кизяков, 2005; Юрьев, 2009; Васильев и др., 2001).

Максимальные темпы разрушения берегов восточного сектора Арктики наблюдались в 1940-х гг. и достигали 11–15 м в год. С начала 1970-х по 1990-е гг. в условиях относительного потепления темп термоабразии льдистых берегов еще более возрос и достигал максимальных скоростей разрушения в отдельные годы 15–23 м в год (Григорьев и др., 2006).

Проведен прогноз активности береговой термоабразии (Григорьев и др., 2006) по двум сценариям предполагаемых изменений средней летней температуры воздуха и сил приливного типа на побережье восточных арктических морей России в первой половине XXI века (сценарий I – $0.25^{\circ}\text{C}/10$ лет и сценарий II – $0.12^{\circ}\text{C}/10$ лет). В

результате сопоставления измеренной усредненной по всем морям восточного сектора Арктики активизации термоабразии с прогнозными величинами (рис. 4.3.10) можно видеть, что периодичность резкой активизации составила от 40 до 50 лет (пики приурочены примерно к 1900, 1940, 1990 и 2040 годам, рис. 4.3.10), достигая в 2040–2045 годах максимальной скорости до 30 м в год (Григорьев и др., 2006).

На основании мониторинга криогенных процессов на экспериментальных участках побережья восточных арктических морей авторы (Григорьев и др., 2006) делают вывод, что в настоящее время нет оснований утверждать о существенной активизации деструктивных процессов в рассматриваемом регионе, и наблюдается даже тенденция их затухания в последнее десятилетие. Это связано с совпадением предполагаемой волны летнего похолодания со снижением штормовой активности.

В западном секторе Арктики на побережье Ямала установлены (Васильев и др., 2006; 2011) средние многолетние скорости отступления берегов Карского моря и Байдарацкой губы. Максимальная скорость отступления наблюдается в районе Марре-Сале, где берега сложены сильнольдистыми ММП, и составляет 1.7 м в год, минимальная отмечается в районе перехода газопровода через Байдарацкую губу и составляет около 0.5 м в год. Авторами отмечается, что увеличивается продолжительность безледного, динамически активного периода. Увеличение продолжительности безледного периода приходится на осень – время осенних штормов, когда происходит наиболее сильное разрушение берегов. Длительность безледного периода с 1970 по 2010 г. возросла в среднем на 20 дней.

Для района Марре-Сале при средней за период наблюдения скорости разрушения 1.7 м в год максимальная скорость отмечалась в 1998–1999 гг. и 2006–2010 гг., минимальная – в 1978–1979 гг. и 1999–2000 гг. Не наблюдается прямой связи климатических параметров и скорости разрушения берега. Влияние климата на разрушение морских берегов сказывается опосредованно, через изменение синоптической обстановки в регионе, полей атмосферного давления и ветров и соответствующих параметров ветрового волнения на море (Васильев и др., 2006).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

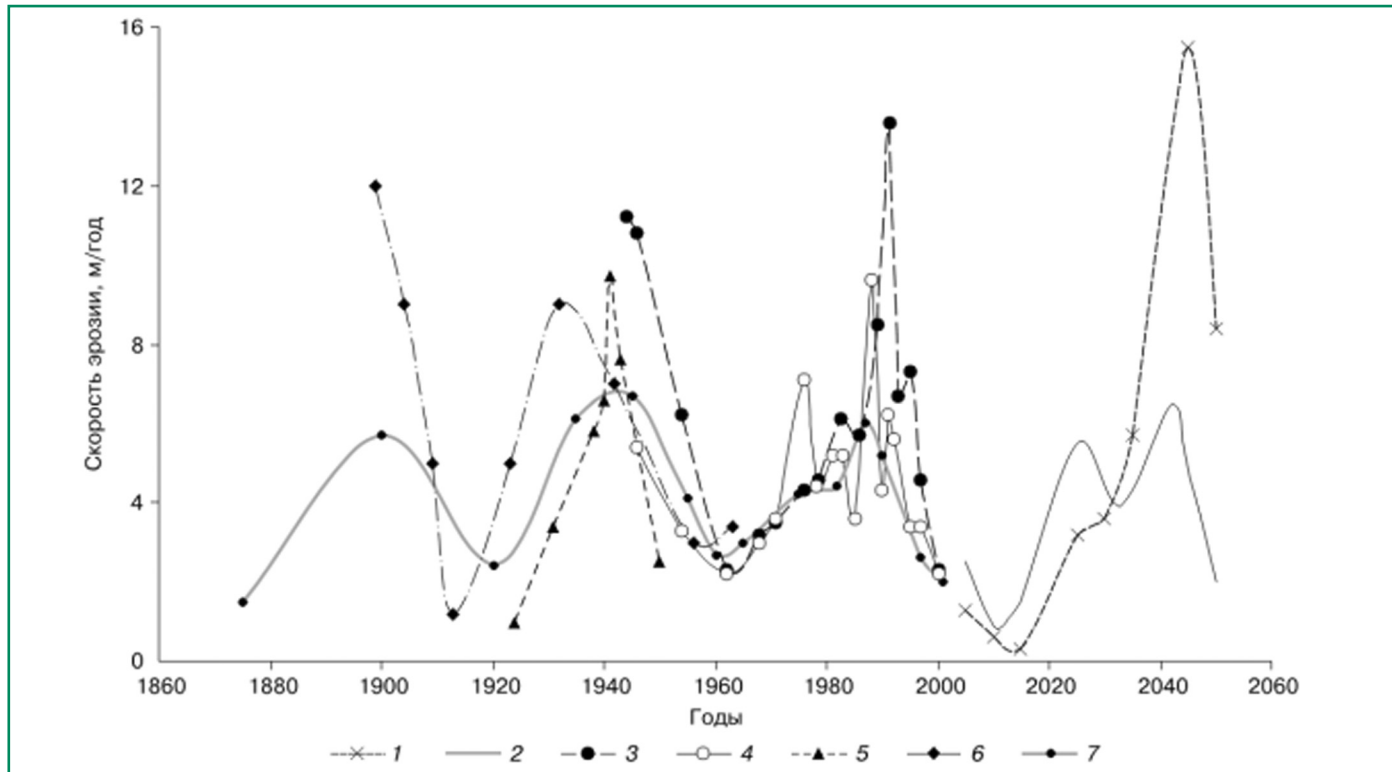


Рис. 4.3.10. Средние скорости эрозии льдистых берегов восточных арктических морей: 1, 2 – прогнозируемые по сценариям I и II соответственно; 3–6 – измеренные: 3, 4 – в районе мысов Крестовского и Малого Чукочьего (3 – высота клифов 0,7–2,0 м, 4 – 1–30 м), 5 – на северном побережье о. Семеновского и 6 – моря Бофорта. Жирная кривая 7 – осредненные данные по всем изученным участкам побережья (Григорьев и др., 2006).

Данные берегового мониторинга использованы для тестирования модели, разработанной для льдистых берегов в условиях нестационарных климатических условий (Васильев и др., 2007; Разумов, 2002). Толстая линия на рис. 4.3.11 построена по данным натурных измерений. Тонкая линия представляет собой моделируемую последовательность скоростей отступления береговой линии. Как видно из рисунка, кривая реальных наблюдений и расчетные данные довольно близки друг к другу, т.е. модель позволяет воспроизвести основные особенности изменения скорости отступления береговой линии во времени. В частности модельная кривая отражает квазицикличность изменения скорости отступления во времени, причем продолжительность периода колебаний по модельной кривой и по данным мониторинга близки между собой (рис. 4.3.11).

Результаты стохастического моделирования показывают, что средняя скорость отступления морских берегов Западного Ямала не изменится

до конца текущего столетия. Максимумы в разрушении берегов ожидаются около 2040 и 2095 гг.

В районе поселка Харасавей (Центральный Ямал) скорость отступления берегов изучалась методом сравнения крупномасштабных аэрофотоснимков разных годов. По данным (Kamalov et al., 2002) средняя скорость отступления берегов на локальном отрезке берега составляет около 2.0 м в год. Суммарное отступление береговой линии на исследуемом участке с 1976 г. по 2008 г., по данным А. А. Васильева, составляет от 28.5 до 39.1 м. В целом для морских берегов в районе мыса Харасавей характерны более низкие скорости, чем в районе Марре-Сале, что, вероятно, связано с более короткой продолжительностью безледного периода, более низкими температурами воздуха и меньшей высотой берега.

В западном секторе российской Арктики для о-ва Колгуев установлено, что с 1948 по 2012 год осредненные скорости отступления берегов вследствие термоабразии и термоденудации составляли

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

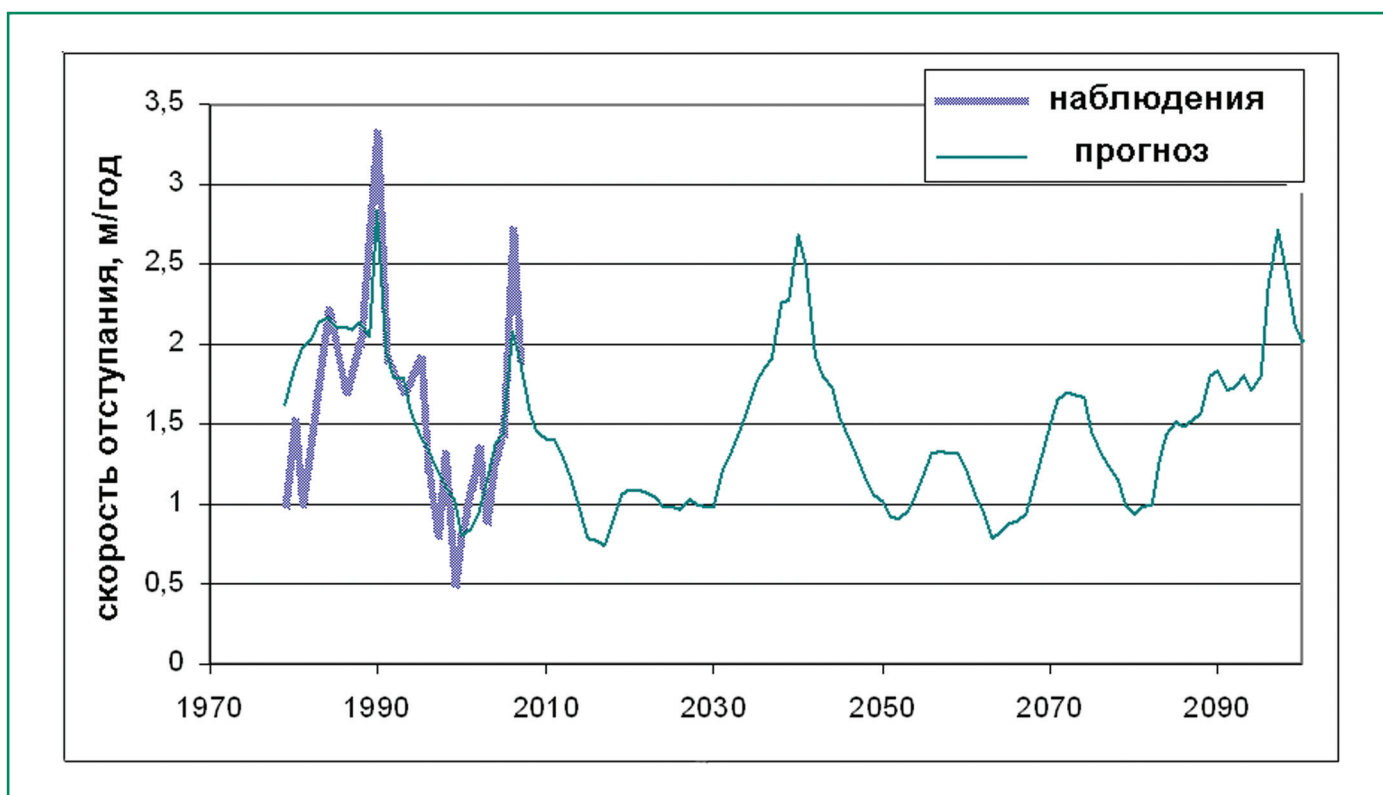


Рис. 4.3.11. Наблюдаемая и моделируемая скорость отступления бровки берегового клифа (профиль 1, Марре-Сале) (Васильев и др., 2007).

2.4–2.6 м в год, при максимальных значениях на отдельных участках в 2009–2012 гг. 14.5–15.1 м в год (Кизяков и др., 2013). Причиной увеличения скоростей является увеличение годовой суммы положительных температур воздуха, которая в 2011–2012 гг. в 1.4–1.5 раза превышала среднюю многолетнюю величину. Снижение скоростей отступления берегов наблюдалось в период 1968–2002 гг., что по времени совпадает с некоторым похолоданием (рис. 4.3.12).

Скорость термоденудации берегов Югорского п-ва, вмещающих пластовые подземные льды, составляет в среднем около 1 м в год за период в 54 года (Кизяков, 2005; Хомутов, Лейбман, 2008), в отдельные годы на локальных участках достигая 23 м в год (Кизяков, 2005; Хомутов, Лейбман, 2008; Губарьков и др. 2008) при максимальных значениях в последние годы до 30 м в год (Хомутов, 2010).

Скорость термоденудации определяется скоростью оттаивания льда, которая в свою очередь зависит от поступления солнечного тепла и содержания во льду включений (Кизяков, 2005). Установлено, что скорости термоденудационного

отступления бровок термоцирков могут в 2–5 раз превышать скорости термоабразии морских берегов (рис. 4.3.13) (Кизяков и др., 2006).

Межгодовая изменчивость скоростей (средних – от 1.6 до 4.2 м в год и максимальных – от 3.4 до 5.8 м в год) определяется различием годовых сумм положительных температур воздуха (Кизяков, 2005; Кизяков и др., 2006; 2013). Самые существенные изменения в скоростях термоабразии можно ожидать в наиболее ледовитых морях Северного Ледовитого океана, где площадь ледового покрова может значительно сократиться, а время продолжительности свободного ото льда периода будет расти (Pavlidis et al., 2007; Lantuit et al., 2012). В то же время, скорости термоденудации с участием пластового льда будут расти за счет непосредственного роста температуры воздуха. Одновременно при прогнозе следует учитывать и более сложную зависимость скоростей этих процессов от климатических параметров, таких как атмосферные осадки, как летние, так и зимние, продолжительность безледного периода, направление и скорость ветра.

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

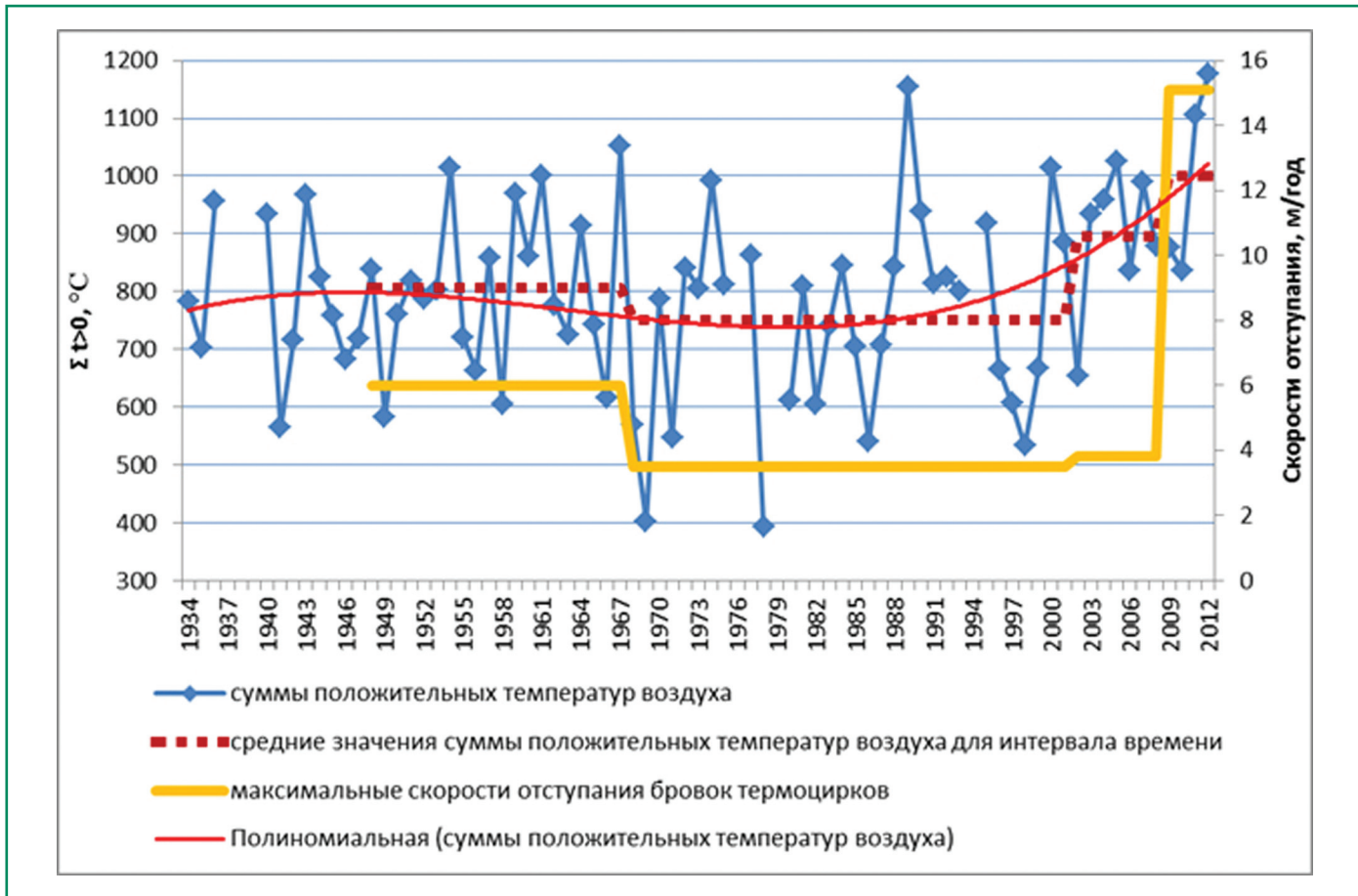


Рис. 4.3.12. Влияние сумм положительных температур воздуха (по данным метеостанции Колгуев Северный) в период с 1934 по 2012 гг. на скорость термоденудации (Кизяков и др., 2013).

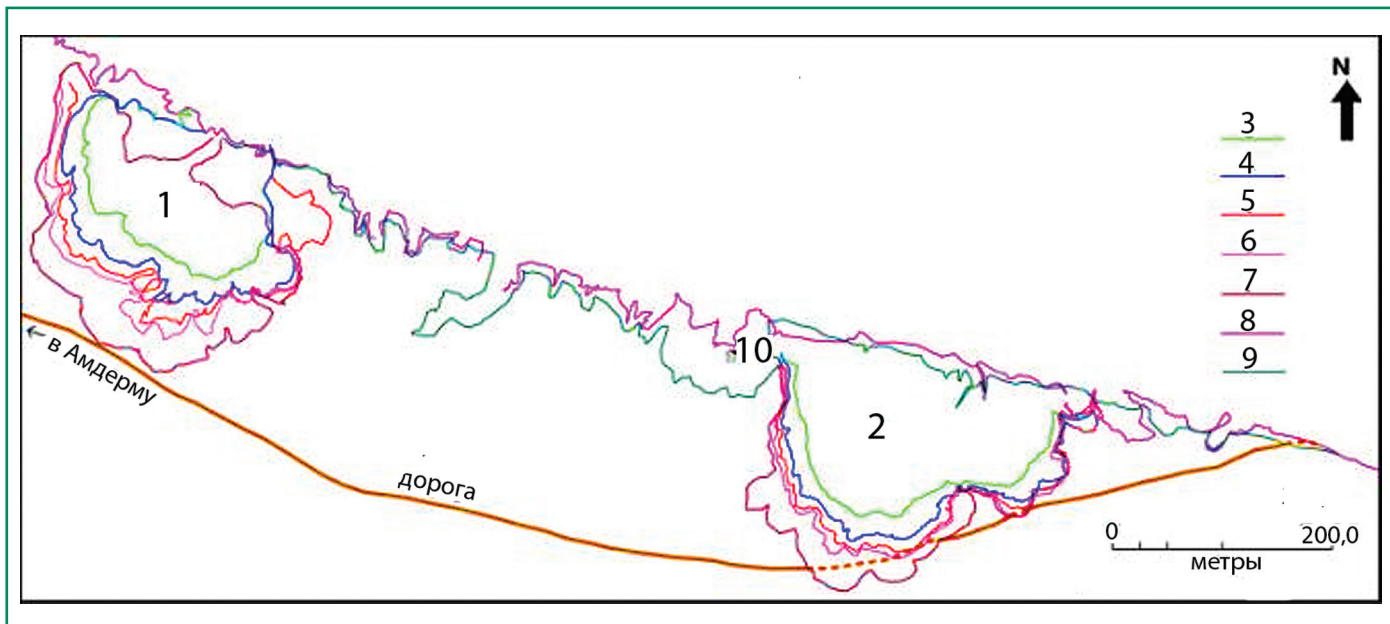


Рис. 4.3.13. Схема отступления бровок термоцирков и берегового уступа на ключевом участке "Первая Песчаная" (Хомутов, Лейбман, 2008): 1 – Западный термоцирк, 2 – Восточный термоцирк; 3-7 – Бровки термоцирков: 3 – 2001 г., 4 – 2005 г., 5 – 2006 г., 6 – 2007 г., 7 – 2010 г.; 8-9 – бровки берегового уступа: 8 – 2007 г., 9 – 2010 г.; 10 – местоположение рыбацкого балка в 2007 г.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

4.3.6.2. Склоновые криогенные процессы (криогенное оползание)

Среди склоновых криогенных процессов наибольший интерес представляет собой криогенное оползание, широко развитое на Арктических равнинах. Активизация криогенного оползания в связи с изменением климата отличается для двух разных типов этого процесса:

1. Криогенные оползни скольжения (КОС) представляют собой блоковое смещение протаяв-

ших пород СТС по границе раздела мерзлое-талое (рис. 4.3.14);

2. Криогенные оползни течения (КОТ) или быстрая солифлюкция являются процессом разжижения пород СТС и их вязкого/вязкопластического течения по поверхности ММП (рис. 4.3.15).

Основные отличия двух видов криогенных оползней, развивающихся в СТС, представлены в таблице 4.3.3 (Лейбман и др., 2000; Лейбман, Кизяков, 2007).

КОС (рис. 4.3.14) связаны с быстрым протавиванием льдонасыщенных пород в основании

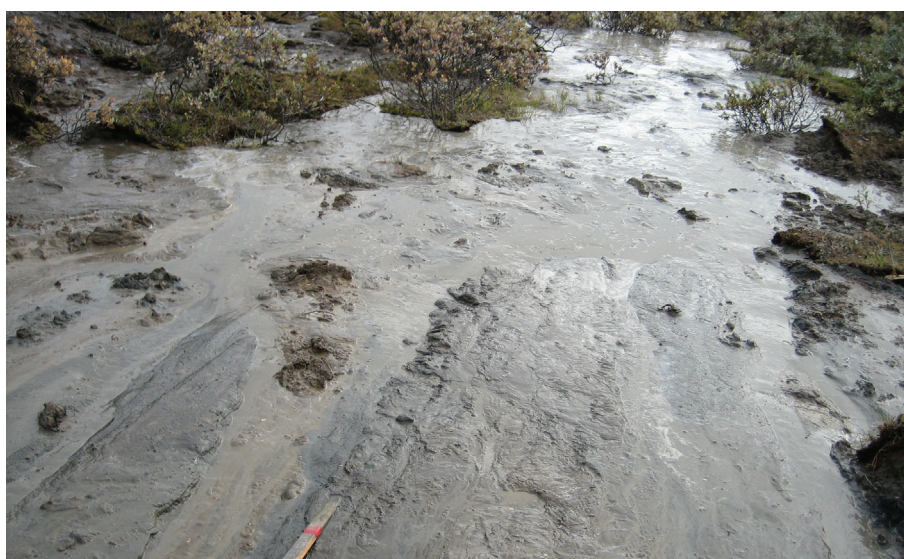


Рис. 4.3.14. Криогенные оползни скольжения (КОС) (фото А. А. Губарькова) – (а), оползневой цирк (фото М. О. Лейбман) – (б).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА



(a)



(б)



(в)

Рис. 4.3.15. Криогенные оползни течения (КОТ) – (а), грязевые потоки – (б) (оба фото А. А. Губарькова) и термоцирк – (в) (фото М. О. Лейбман).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Таблица 4.3.3. Основные отличия двух видов криогенных оползней

Тип оползня	Криогенные оползни скольжения (КОС)	Криогенные оползни течения (КОТ)
Триггер	Протаивание шпирового льда в основании СТС	Протаивание пластового льда или сильнольдистых пород в верхних горизонтах ММП
Причина	Межгодовая динамика СТС	Локальное понижение верхней поверхности ММП
Морфология	Оползневое тело в виде крупного деформированного в виде “гармошки” блока или с разрывами на всю толщину тела, и часто с небольшими оторвавшимися от основного тела фрагментами	Отсутствие единого тела оползня, как правило, это небольшие куски дернины, “плавающие” в бесструктурной, вязкой супесчаной или суглинистой массе

СТС (Лейбман, 1997). Необходимый для активизации КОС избыток влаги и порового давления складывается из двух основных источников: внутригрунтового протаивающего льда и инфильтрующихся атмосферных осадков (Лейбман, Кизяков, 2007). Влияние потепления климата опосредствовано глубиной сезонного протаивания, но наибольшую роль играет резкое сезонное увеличение суммы летних атмосферных осадков.

КОТ (рис. 4.3.15) образуются при резком увеличении глубины протаивания, достижении сезонным протаиванием поверхности залежеобразующего подземного льда. В отличие от КОС, КОТ могут развиваться ежегодно до тех пор, пока в зону сезонного протаивания попадает пластовый лед. Потепление климата определяет увеличение скорости стаивания стенки льда. Помимо этого, влияние потепления климата опосредствовано глубиной сезонного протаивания.

Таким образом, прогноз активизации КОС состоит в анализе частоты совпадения смены холодных и влажных летних сезонов теплыми и сильновлажными, более опасными по активизации этого процесса будут участки с более низкой температурой пород (как правило, ниже -3°C). Следовательно, потепление климата, наиболее вероятно, приведет к затуханию образования КОС в направлении на север. С другой стороны, активизация КОТ находится в прямой зависимости от летней температуры воздуха и на участках залегания подземных залежеобразующих льдов существует высокий потенциал активизации этого процесса (Лейбман, Кизяков, 2007). Базой для прогноза развития криогенных форм рельефа, связанных с залежеобразующими льдами, должна служить карта распространения таких льдов, карта чувствительности

ландшафтов к нарушениям (как естественным, так и техногенным) в дополнение к климатической модели.

Анализ топографических карт и современных космоснимков говорит о том, что криогенные оползни в настоящее время наиболее активны в подзоне типичной тундры Западной Сибири (Украинцева и др., 2012). Ареалы их развития занимают более 16% общей площади подзоны (рис. 4.3.16). В подзоне южных тундр Западной Сибири криогенные оползни скольжения были активны в эпоху климатического оптимума голоцена (5–7 тыс. лет назад). Склоны увалов задернованы, покрыты мощным моховым покровом с низкорослыми ерниками. О процессе криогенного оползания можно судить лишь по мощной толще диагенетически преобразованных отложений на склонах холмов. В арктических тундрах процесс только начинается: на полуостровах Ямал и Гыдан, на Таймырском побережье Енисейского залива (от Диксона до мыса Шайтанский), а также на островах Канадского архипелага встречаются криогенные оползни, возраст которых (судя по характеру растительного покрова) – от нескольких лет до нескольких десятков лет (Lewkowicz, 1990; Ukraintseva, 2008).

Таким образом, криогенное оползание – динамичный процесс, постепенно по мере потепления климата, смещающийся к северу и вовлекающий в преобразование ландшафтов все новые территории.

Оба типа криогенного оползания развивается при условии расчлененного рельефа и значительной доли склонов в его структуре. В случае слабого расчленения рельефа и преобладания плоских и вогнутых поверхностей развивается термокарст.

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

4.3.6.3. Термокарст

Установлено, что основным условием развития термокарста являются подземные льды, от мощности и генезиса которых зависит объем образующихся термокарстовых форм. Развитие термокарста возможно при положительном водном балансе, что приводит к повышению температуры донных отложений водоема в термокарстовой котловине (Шур, 1977; Суходровский, 1979; Гречищев и др., 1984; Любомиров, 1990; Бо-

сиков, 1991). Основным признаком развития термокарста считается заозеренность (рис. 4.3.17).

Исследования Ф. А. Романенко (1997) в районах Западной Сибири с распространением ММП показали, что термокарстовый генезис озерных котловин является доминирующим. Термокарстовые озера составляют от 60 до 90% от общего количества. В Якутии этот тип озер составляет 80% (Нестерова, 2011).

Термокарстовые просадки – характерное явление, как в ходе естественной динамики релье-

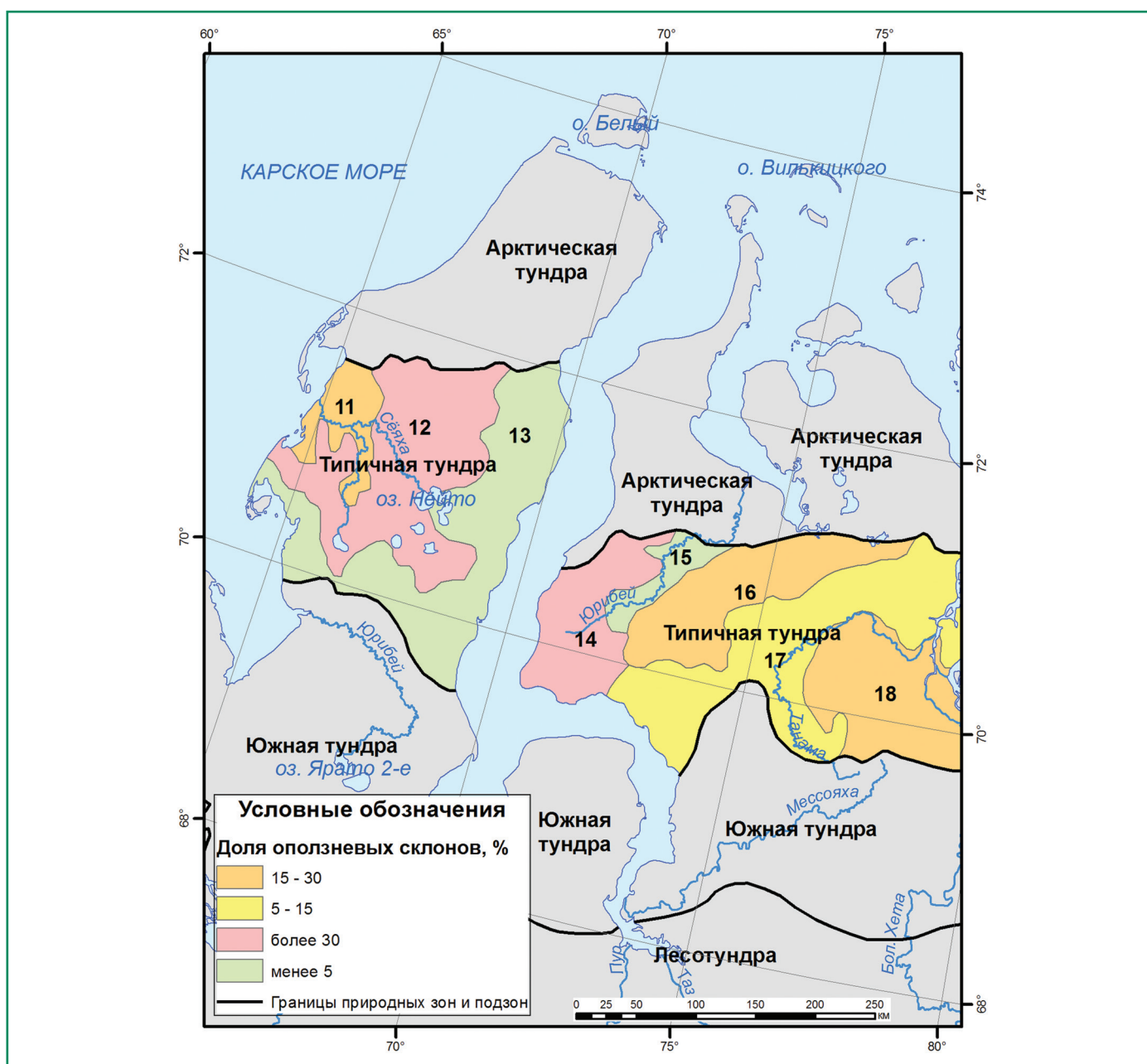


Рис. 4.3.16. Оползневые склоны в типичной (субарктической) тундре на п-вах Ямал и Гыдан. Цифрами на карте даны номера районов, см. табл. 4.3.5. (Украинцева и др., 2012, компьютерная графика Ю. Коростелева).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ



Рис. 4.3.17. Термокарстовые озера и хасыреи (спущенные озера). Вид с вертолета (фото А. А. Губарькова).

фа, так и при строительстве линейных сооружений в зоне распространения многолетнемерзлых пород (рис. 4.3.18) (Губарьков и др., 2013).

Предполагается, что термокарстовые озера служат индикатором климатических изменений в Арктике (Воскресенский, 2001; Кирпотин и др., 2008; Кравцова, Тарасенко, 2011), реагирующим на изменение температуры воздуха. Известно, что деградация ММП и термокарст преобладают только при наличии определенного слоя воды на поверхности мерзлых пород (Конищев, 2009; 2011). Это подтверждается тем, что образование новых просадок и расширение существующих озер в районе Якутска всегда происходит только в годы с повышенным увлажнением (Босиков, 2007).

Изменение площадей термокарстовых озер на фоне климатических изменений за полувековой период приводится в ряде работ (Кравцова, Тарасенко, 2010; 2011; Кирпотин и др., 2008; Брыкси-

на, 2011; Санников, 2012). Исследования термокарстовых озер за период 1970–2000 гг. показывают, что на 60% территории криолитозоны России они находятся в стабильном состоянии (Кравцова, Быстрова, 2009). Вместе с тем, в различных регионах Арктики происходят разнонаправленные изменения их площади. На Европейском Севере, Южной Якутии, Забайкалье и на севере Дальнего Востока наблюдается увеличение площади озер (Smith et al., 2005; Кравцова, Быстрова, 2009; Елсаков, Марущак, 2011). На Яно-Индигирской низменности наблюдается как спуск озер, так и заполнение озерных котловин. В Западной Сибири в тайге, лесотундре и южной тундре происходит уменьшение площади озер (Кравцова, Быстрова, 2009; Брыксина, 2011), в типичной и арктической тундре площадь озер увеличивается (рис. 4.3.19).

Внутри природных зон выявлены разнонаправленные изменения площади термокарсто-

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

Таблица 4.3.4. Изменение количества и площади озер на Севере Западной Сибири

Озера	Количество	Площадь, га	Средняя площадь озер, га
Исчезнувшие	273	10468	38.3
Образовавшиеся	8000	13648	1.7

вых озер, наблюдается их одновременно возникновение и исчезновение. Так в Западной Сибири количество вновь образовавшихся озер почти в 30 раз превышает количество исчезнувших озер (табл. 4.3.4). При этом площадь образовавшихся и исчезнувших озер отличается только на 30%. Следовательно, образуются мелкие озера, а исчезают средние и крупные по площади озера.

В западном секторе криолитозоны в южных районах происходит уменьшение площади озер, а в типичной и арктической тундре – их увеличение. Из этого следует, что в южных районах Западной Сибири потенциал термокарста исчерпан,

а на севере термокарст активизировался. В восточном секторе Арктики отмечена обратная зависимость, на севере – стабильное состояние площади термокарстовых озер, а на юге – их увеличение. Таким образом, в Восточной Сибири при современном тренде потепления термокарст на севере не активизируется, в то время как в южных районах криолитозоны площадь озер, а, следовательно, и активность термокарста растут.

Закономерности, отмеченные для Западной Сибири, согласуются с результатами исследований американских ученых (Riordan et al., 2006), установивших на основе анализа дистанционных данных значительное сокращение площади термокар-



Рис. 4.3.18. Активизация термокарста при нарушении почвенно-растительного слоя (фото А. А. Губарькова).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

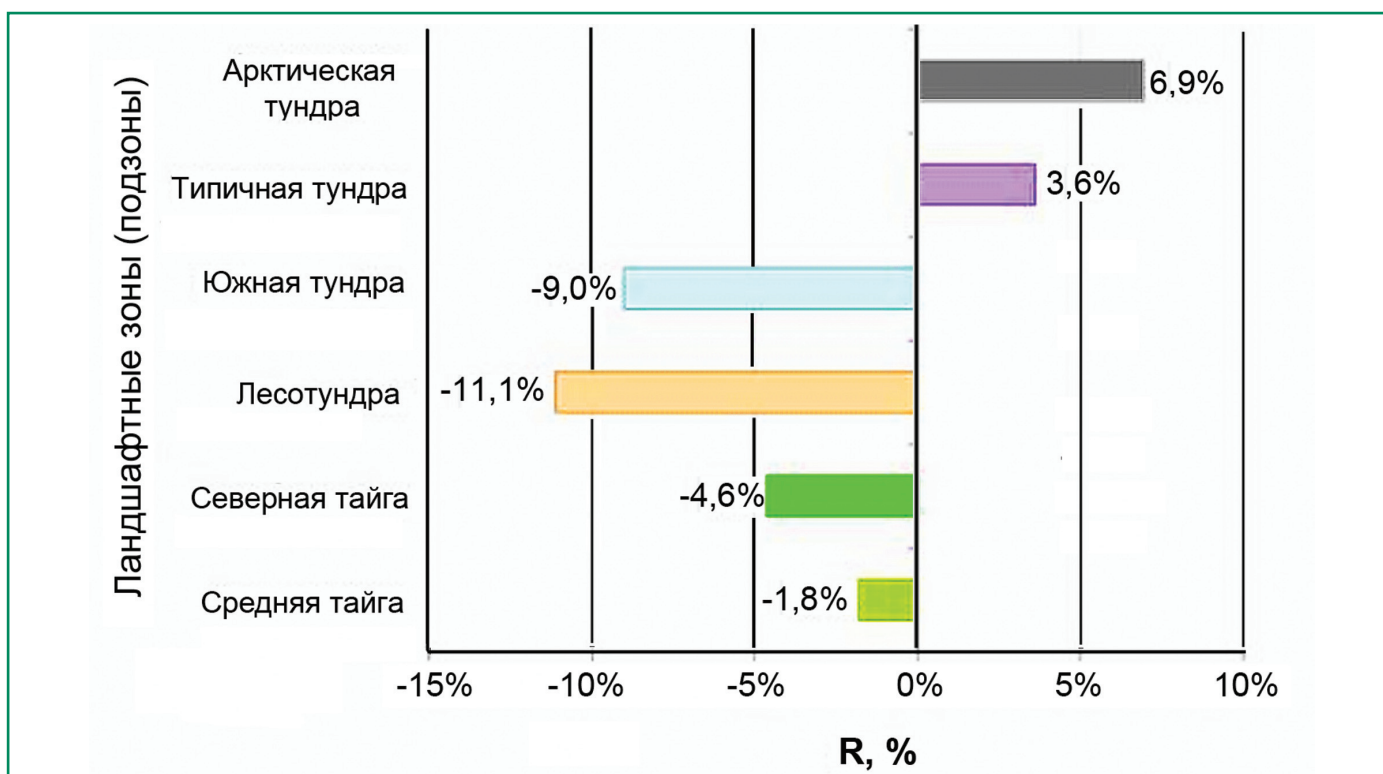


Рис. 4.3.18. Среднее значение относительного изменения суммарной площади озер по ландшафтным зонам и подзонам Западной Сибири за 50 лет (Брыксина, 2011).

стовых озер в зонах прерывистого распространения мерзлоты в центральной части Аляски за последние пять десятилетий. По данным (Riordan et al., 2006) в прерывистой криолитозоне Аляски при существенном увеличении среднегодовой температуры и без заметного повышения уровня осадков наблюдалось сокращение суммарной площади термокарстовых озер. В статье (Riordan et al., 2006) обсуждаются и обосновываются два наиболее вероятных механизма, объясняющих сокращение площади озер: 1) улучшенный дренаж при оттаивании мерзлоты и повышении температуры почвы как следствие потепления климата; 2) транспирация растительности, интенсивность которой возрастает с повышением температуры воздуха.

4.3.6.4. Термоэрозия

Под термоэрозией понимается процесс одновременного теплового и механического разрушения мерзлых дисперсных пород водными потоками с образованием промоин, оврагов, эрозионных ниш (Термоэрозия..., 1982). Активность термоэрозии зависит от свойств подстилающей поверх-

ности, количества и интенсивности осадков. Одной из наиболее типичных форм рельефа в криолитозоне является овражно-балочная сеть, сформировавшаяся по повторно-жильным льдам (ПЖЛ). По ним скорость термоэрозии возрастает на 30%. В плане они образуют полигональный рисунок в виде решетчатых или схожих по внешнему облику систем, и овражная сеть наследует их пространственное расположение (рис. 4.3.20).

Наибольшая овражность в криолитозоне России характерна для Севера Западной Сибири, полуостровов Ямал, Гыдан и Тазовский (Национальный атлас..., 2008). По данным Б. Ф. Косова и Г. С. Константиновой (1973) с юга на север Западной Сибири от лесотундры к арктической тундре густота овражной сети увеличивается от 0.01 до 1.0–2.5 км/км². Высокая овражность проявляется также в отдельных районах Большеземельской тундры и Югорского полуострова.

Исследования К. С. Воскресенского (2001) показали очевидную связь интенсивности оврагообразования, выраженную через плотность оврагов, с термокарстовым расчленением на Ямале. При увеличении плотности оврагов уменьшается

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

4.3.6.5 Многолетнее пучение

термокарстовое расчленение и, наоборот. Существует генетическая связь термоэрозии и криогенного оползания. На поверхностях скольжения криогенных оползней развиваются термоэрозионные промоины и овраги. В связи с тем, что для криогенного оползания свойственна цикличность с образованием оползневых цирков, то и эрозионная деятельность развивается циклично, т. е. вслед за оползневыми циклами следуют эрозионные (Губарьков, Лейбман, 2007).

Фактором, способствующим термоэрозии при потеплении климата, является повышение температуры ММП, что стимулирует размыв пород. Во многих районах криолитозоны отмечается увеличение количества и интенсивности зимних и летних осадков, а также их максимальных значений, что также является фактором усиления активности термоэрозии.

Процесс многолетнего пучения с точки зрения изменений климата интересен тем, что обеспечивает существование ледяных тел или льдистых ММП даже в южных районах криолитозоны (рис. 4.3.21, 4.3.22), а их деградация в этих районах приводит к развитию термокарста и заболачивания (Пономарева и др., 2012).

На карте (рис. 4.3.23) показаны области распространения различных по генезису и морфологии бугров пучения (Gross, Jones, 2011). Авторы обнаружили более 11 000 бугров пучения, значительная часть которых расположена в древних озерных котловинах и образовалась при промерзании подозерных таликов, в которых присутствовали водоносные горизонты. Многие исследователи отмечали, что даже в условиях



Рис. 4.3.20. Термоэрозия по ПЖЛ, полуостров Ямал, вид с вертолета (фото А. А. Губарькова).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ



Рис. 4.3.21. Гидролакколит на территории Уренгойского месторождения (фото Н. Г. Украинцевой).

потепления наблюдаются новообразования мерзлоты и начальные стадии формирования бугров пучения (Осадчая, 2003; Пономарева и др., 2012).

Таким образом, анализ результатов исследования влияния климатических изменений на активизацию криогенных процессов показывает, что не наблюдается однозначной зависимости активизации процессов от потепления климата. Можно выделить две основные причины такой нелинейности.

Во-первых, криогенные процессы всех типов существенно зависят от межгодовой динамики атмосферных осадков. Высокая степень увлажнения ландшафтов приводит к активизации склоновых процессов, термокарста и термоэрозии, а засушливые условия снижают активность этих процессов.

Во-вторых, потепление приводит к перестройке ландшафтов при увеличении развитости растительного покрова, который служит слоем теплоизоляции во всех геокриологических зонах. Особенно существенное влияние потепление оказывает на криогенные процессы в зонах прерывистой и островной криолитозоны вплоть до ново-

образования мерзлоты в результате разрастания торфяников и развития криогенного пучения.

4.3.7. Прогноз развития криолитозоны при изменении климата

В геокриологии существуют два основных подхода к оценке реакции многолетней мерзлоты на глобальное изменение климата: математическое моделирование и метод палеоаналогов. И тот и другой методы используются для прогноза изменения геокриологических условий в будущем. Метод палеоаналогов предполагает использование палеоклиматических и палеомерзлотных реконструкций для тех интервалов геологического прошлого, во время которых уровни повышения средней глобальной температуры воздуха по сравнению с современными, соответствуют уровням, ожидаемым в будущем в связи с изменением климата (Величко, Нечаев, 1996).

При использовании математического моделирования чаще всего применяются численные методы решения нестационарной задачи теплопроводности (задача Стефана) с использованием компьютерных технологий, либо численные алгоритмы,

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

(а)



(б)



Рис. 4.3.22. Древний (а) и молодой (б) бугры пучения в северной тайге (в районе г. Надыма) (фото О. Е. Пономаревой).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

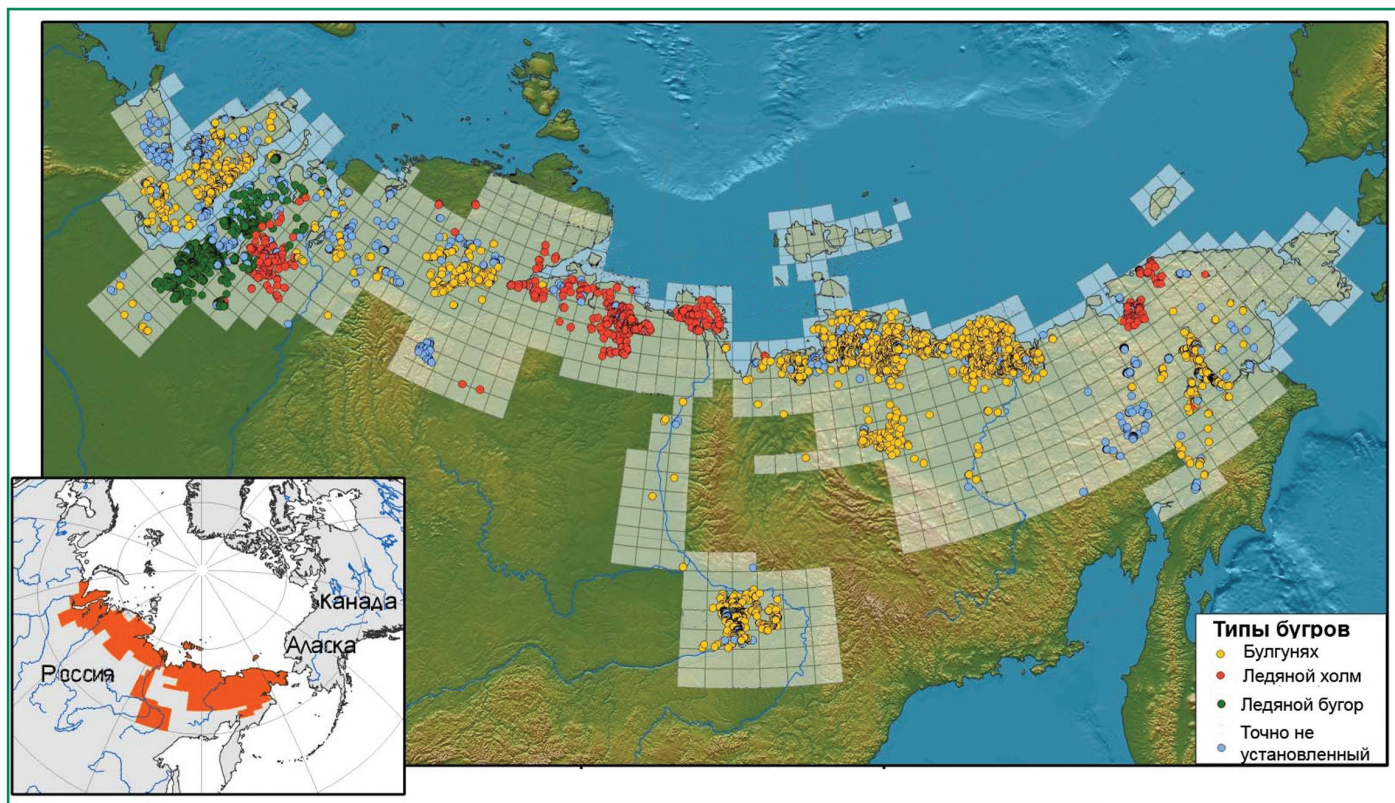


Рис. 4.3.23. Области распространения пинго в криолитозоне России (Grosse, Jones, 2011).

Таблица 4.3.5. Прогнозные характеристики многолетнемерзлых пород на 2100-й год при различных начальных температурах T_{1990} и трендах повышения среднегодовой температуры воздуха (Пармузин, Чепурнов, 2001)

Состав ММП	$T_{\text{нач}}$ (°C)	T_{2100} (°C) при трендах °C в год			Время начала многолетнего оттаивания ММП (годы) при трендах °C в год			Глубина оттаивания (м) при трендах °C в год		
		0.06	0.03	0.01	0.06	0.03	0.01	0.06	0.03	0.01
Пески, супеси, суглинки	-7...-9	-2...-4	-5...-7	-6...-8	многолетнего оттаивания не происходит			сезонное, не более 1.5	сезонное, не более 1.0	сезонное, не более 0.5
Пески, супеси, суглинки, торф	-5...-7	-1...-2	-2...-4	-4...-6	2080–2090	многолетнего оттаивания не происходит	до 6 до 3.5 до 1.5	до 6 до 3.5 до 1.5	сезонное, не более 1.2	сезонное, не более 0.8
Пески, супеси, суглинки, торф	-3...-5	-0.5...-1	-1...-2	-2...-4	2050–2070	2080–2100 многолетнего оттаивания не происходит	6–13 3.5–8 1.5–3.5	до 6 до 4 до 2	сезонное, не более 1.2	сезонное, не более 1.2
Пески, супеси, суглинки, торф	-1...-3	0...-0.5	0...-1	-0.5...-2	2010–2040	2030–2080 многолетнего оттаивания не происходит	13–20 8–15 3.5–5.5	10–15 3.5–8 до 4	сезонное, не более 1.2	сезонное, не более 1.2
Пески, супеси, суглинки, торф	0...-1	около 0			2000–2010	2010–2030 2060–2090	15–25 10–16 4–6	13–20 7.5–12 до 5	10–15 1.5–3.5 до 1.5	10–15 1.5–3.5 до 1.5

Примечание: $T_{\text{нач}}$, °C – начальная среднегодовая температура ММП; T_{2100} , °C – среднегодовая температура ММП, прогнозируемая к 2100 г.

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

осуществляющие расчет изменения во времени вертикального профиля температуры и положения границ раздела фаз в грунте. Использование численных методов прогноза дает возможность определить время вероятного начала многолетнего оттаивания пород, динамику температурного режима всей толщи ММП независимо от их начальной температуры, геологического строения и свойств.

Прежде всего, следует отметить необходимость использования верхнего граничного условия, отражающего полный комплекс основных региональных характеристик климата, а не только температуру воздуха. Прогнозные оценки, выполненные с соблюдением этого требования, указывают на достаточно высокую консервативность криолитозоны в отношении климатических изменений (Павлов и др., 2010).

С. Ю. Пармузин и М. В. Чепурнов (2001) оценили возможное повышение среднегодовой температуры пород для Европейского севера и Западной Сибири при прогнозируемых трендах повышения среднегодовой температуры воздуха в пределах 0.01–0.06°C в год для расчетного периода до 2100 г. Им удалось определить время начала многолетнего оттаивания мерзлых пород различного состава; возможную глубину их многолетнего оттаивания; величину потенциальной осадки поверхности на участках, сложенных породами различного состава и льдистости.

Результаты численного математического моделирования динамики температурного поля по-

род приведены в таблице 4.3.5. Расчеты показали, что изменение температуры пород на глубине 18–20 м (фиксированная глубина, приблизительно равная глубине нулевых годовых амплитуд на севере Западной Сибири) в будущем существенно зависит от их начальной температуры. В интервале низких среднегодовых температур интенсивность повышения температуры мерзлых пород увеличивается. При относительно высоких начальных отрицательных температурах пород большая часть поступающего в грунт тепла идет на фазовые переходы при опускании кровли мерзлых пород и поэтому повышение температуры пород идет относительно медленно.

Повышение среднегодовой температуры пород при глобальном потеплении климата вызывает не только деградацию мерзлых пород с поверхности, но и их оттаивание снизу. Темп оттаивания определяется составом пород, среднегодовой температурой, мощностью и величиной теплопотока из недр земли. По расчетам Э. Д. Ершова и С. Ю. Пармузина (2000) в районах распространения суглинистых пород при мощности криолитозоны 50 м величина оттаивания снизу к 2100 г. может составить около 2 м, при мощности 100 м – около 1 м.

В современных геокриологических прогнозах наиболее часто используется годовой ход температуры воздуха, изменяющейся по принятому климатическому сценарию. Температура воздуха задается на поверхности грунта и снежного покрова (зимой) или включается в граничное условие 3-го ро-

Таблица 4.3.6. Прогнозные изменения температуры воздуха ($T_{вз}$) и грунтов (T_g) в XXI веке (Павлов и др., 2010. – по данным Клименко и др., 2007; Хрусталева, Давыдова, 2007)

Годы	Мерзлотно-климатические параметры				
	$T_{вз}, ^\circ\text{C}$	$T_g, ^\circ\text{C}$	Глубина сезонного протаивания, м	Мощность криолитозоны, м	$\Delta T_g / \Delta T_{вз}$
Воркута					
2000–2010	–5.4	–0.94	0.92	71.90	–
2040–2050	–4.6	–0.28	0.98	71.78	0.825
2090–2100	–4.1	–0.07	1.26	71.37	0.67
Надым					
2000–2010	–5.4	–1.15	0.59	91.00	–
2040–2050	–4.5	–0.22	0.64	90.83	1.03
2090–2100	–3.9	–0.04	1.50	90.22	0.74
Мирный					
2000–2010	–6.3	–1.99	1.95	301.7	–
2040–2050	–4.6	–0.56	2.33	301.9	0.84

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

да в расчетную формулу (Павлов и др., 2010). Таким способом выполнены прогнозные оценки для ряда районов Российского Севера (Павлов, Малкова, 2005; Клименко и др., 2007; Хрусталева, Давыдова, 2007). Некоторые обобщенные результаты моделирования приведены в табл. 4.3.6.

Согласно выполненным прогнозам, в городах Воркута, Надым и Мирный температура пород до конца столетия сохраняет отрицательные значения. Расчетное повышение температуры грунта (ΔT_{Γ}) получилось близким к росту температуры воздуха ($\Delta T_{\text{вз}}$). Отношение $\Delta T_{\Gamma} / \Delta T_{\text{вз}}$, характеризующее чувствительность криолитозоны к изменениям климата, к 2050 г. колебалось в пределах 0.83–1.03. Глубина сезонного оттаивания за первую половину XXI в. в городах Воркута и Надым должна измениться незначительно, а в г. Мирный ожидается ее увеличение на 20%. В этих трех пунктах расчетная мощность многолетнемерзлой толщи сократится всего на 1 м. Для условий Якутска, где отмечено значительное потепление современного климата, к 2050 г. прогнозируется повышение температуры верхних горизонтов пород на 1.5°C, к 2100 г. – на 3.0°C (Павлов, 2008а).

В последние годы разработан метод моделирования вечной мерзлоты, основанный на ансамблевом осреднении параметров многолетнемерзлых пород с учетом пространственной изменчивости свойств снежного покрова, растительности и почвы (Анисимов, 2009). Рассчитанные с его помощью значения мощности сезонноталого слоя хорошо согласуются с данными наблюдений на ряде площадок в различных регионах Севера России. Метод применяется для вероятностно-статистического прогноза изменения мощности сезонноталого слоя в условиях прогнозируемого на середину XXI в. климата. Помимо “средних” характерных для заданных внешних условий значений параметров, были рассчитаны их ансамблевые дисперсии, а также наибольшие и наименьшие значения, попадающие в 95% доверительный интервал. Пример такого расчета глубины сезонного оттаивания в криолитозоне России на середину 21 века показан на рисунке 4.3.24. Расчеты были проведены для пяти различных климатических сценариев CGCM2, CSM-1.4, ECHAM4/OPYC3, GFDL-R30c и HadCM3, все они использовали сценарий эмис-

сии парниковых газов В2. Несомненным преимуществом метода ансамблевого моделирования является то, что с его помощью можно получать оценки вероятности превышения параметрами многолетнемерзлых грунтов заданных значений. Эта вероятность рассчитывается на основе частотного анализа выборки, полученной при помощи ансамблевого моделирования, при этом границы и число классов можно устанавливать произвольно (Анисимов, 2009).

Большое количество исследований, основанных на моделировании изменения различных параметров криолитозоны, осуществляется в ГГО им. А. И. Воейкова (Катцов и др., 2011; Надежина и др., 2008; Малевский-Малевич и др., 2005, 2007; Школьник и др., 2012). В модельных расчетах используются как сценарии изменения климата, рекомендованные МГЭИК, так и независимые методы. При этом в качестве входных параметров используются рассчитанные в МОЦАО значения температуры поверхности и толщины снежного покрова, а также заданные характеристики тех или иных типов грунтов и видов растительности (Павлова и др., 2007). Применяется также ансамблевый подход к оценке изменений термического состояния многолетнемерзлых грунтов (Школьник и др., 2012). Подробное описание данных моделей приводится выше, в разделе 3 настоящего доклада.

С использованием модели, описывающей процессы тепло- и влагопереноса в почве и на подстилающей поверхности, проведены расчеты изменения характеристик криолитозоны Северного полушария в XXI в. при задании внешнего атмосферного воздействия в соответствии со сценарием SRES A1B модели общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM (Павлова и др., 2007). Согласно полученным оценкам, площадь приповерхностных многолетнемерзлых грунтов, где сохранится режим сезонного протаивания, может сократиться от современного значения 16.6 млн км² до 7.9 млн км² к концу XXI в. При этом значения глубин сезонного протаивания могут увеличиться в среднем на 0.2–0.6 м. При выбранном сценарии приповерхностная мерзлота сохранится только в регионах Центральной Сибири. Проведенные расчеты позволяют выделить переходную область криолитозоны, где может произойти смена режи-

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

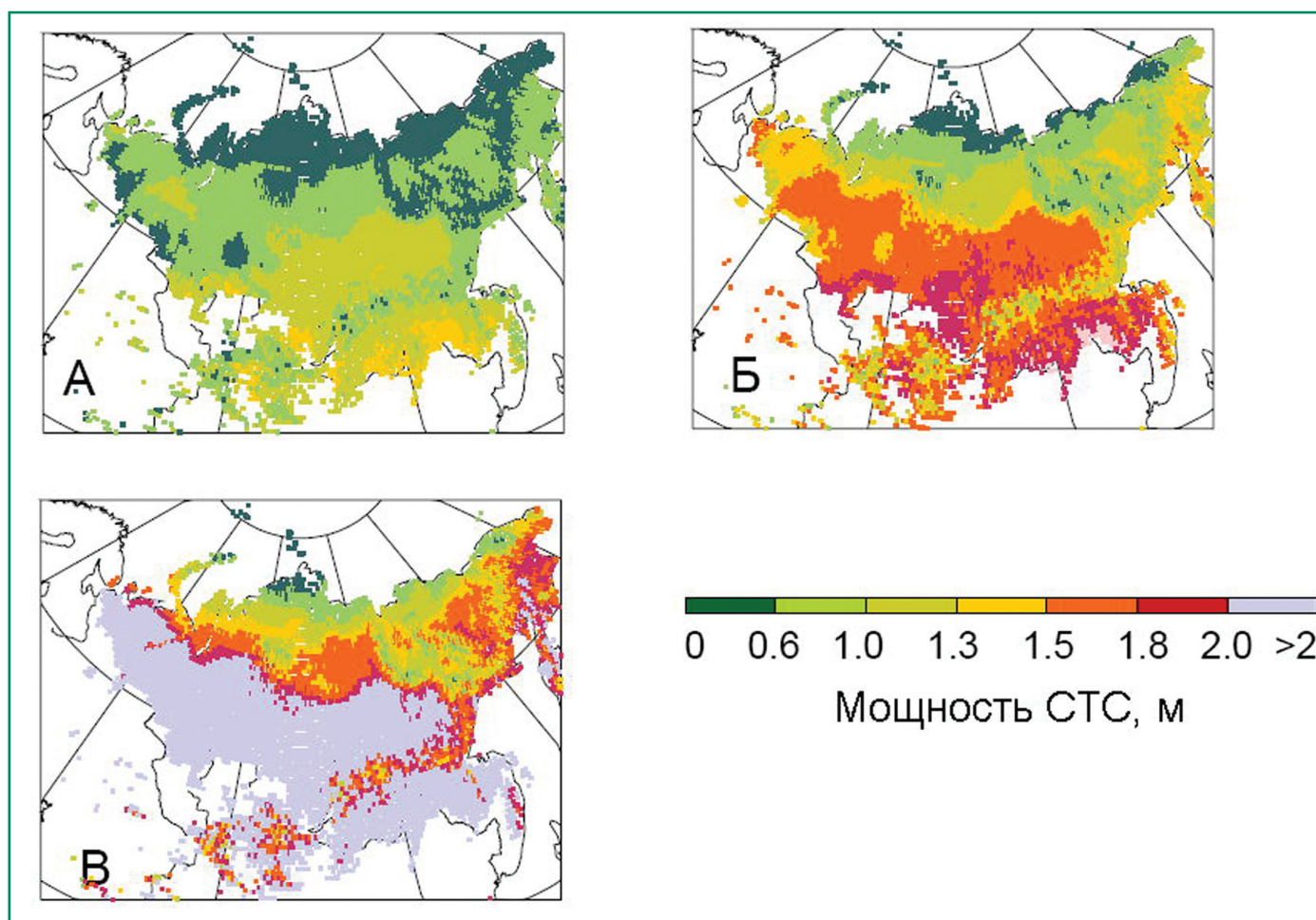


Рис. 4.3.24. Сравнение минимальной (А), наиболее вероятной (Б) и максимальной (В) мощности СТС на территории Евразии для прогнозируемых по пяти моделям климатических условий 2050 г. Минимальные и максимальные значения соответствуют 95%-му уровню значимости (Анисимов, 2009).

ма сезонного протаивания сезонным промерзанием (рис. 4.3.25).

Наибольший интерес, по нашему мнению, из разработанных для криолитозоны и уже опубликованных моделей представляет собой расчетная динамическая модель прогноза изменения теплового состояния ММП в XXI веке GIPL2 (Geophysical Institute Permafrost Laboratory, разработана в Геофизическом институте Университета Аляски США). Входными данными для модели являются температура воздуха, осадки, наземная растительность, термические свойства многослойных горных пород (теплопроводность и теплоемкость в талом и мерзлом состоянии), начальное содержание влаги в почве и тепловой поток на нижней границе расчетной области. Климатический сценарий был взят из пяти осредненных IPCC моделей глобальной циркуляции

атмосферы: ECHAM5, GFDL21, CCSM, HADcm3 и CCCMA для сценария A1B. Принципиальная схема входных и выходных данных показана на рис. 4.3.26).

С помощью данной модели удалось осуществить моделирование возможных изменений криолитозоны в XXI веке в условиях прогнозируемого потепления климата на 2°C к середине XXI века и на 4°C к концу XXI века (Romanovsky et al., 2008; 2010). В каждой элементарной ячейке сетки $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ отображается расчетный температурный профиль (температура пород по глубине всей расчетной области) на любые моменты времени в зависимости от временного шага. При оценке современного теплового состояния ММП проводилась калибровка расчетных данных, при этом учитывалась обширная база фактических данных, собранных

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

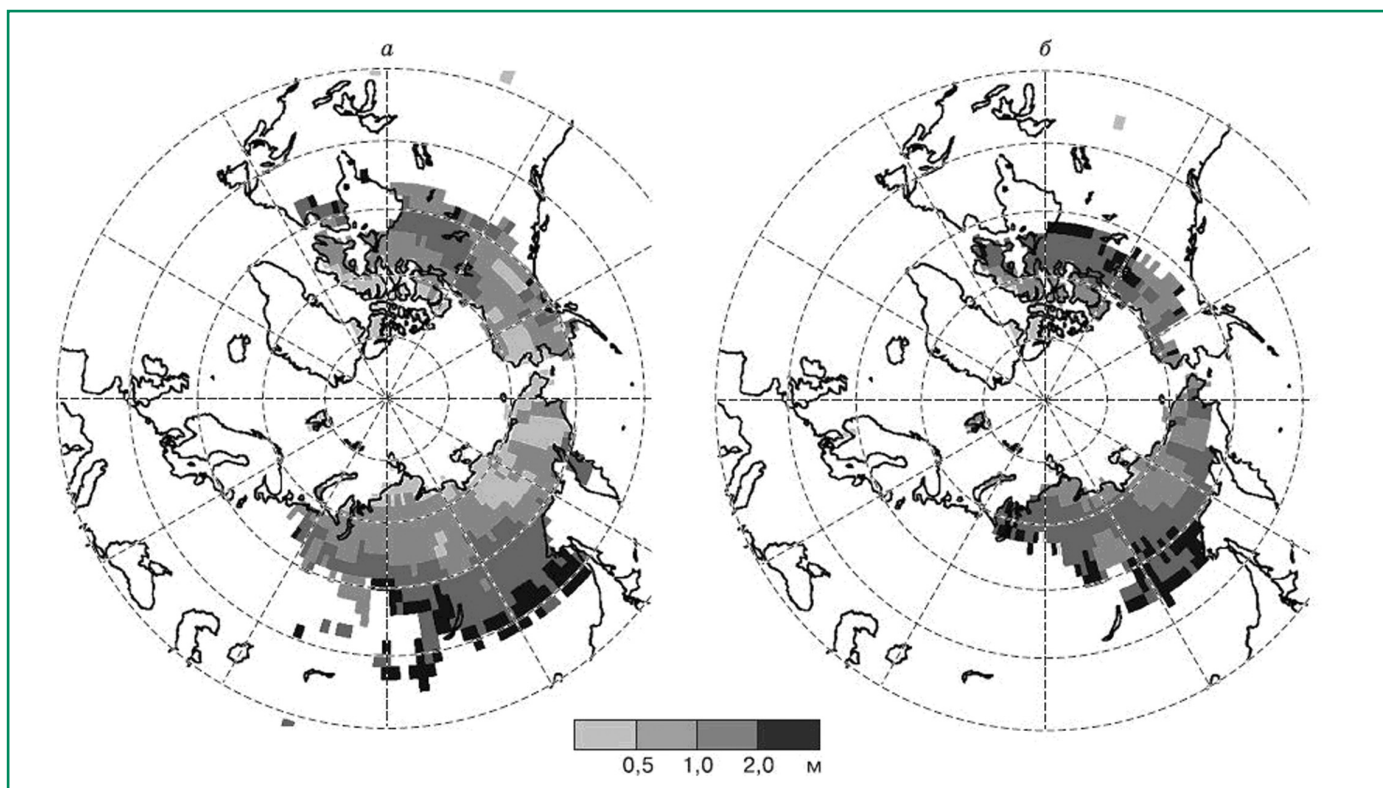


Рис. 4.3.25. Рассчитанные средние значения глубин сезонного протаивания при атмосферном воздействии, заданном по результатам численных экспериментов с моделью общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM при сценарии SRES A1B: а – 2001–2010 гг.; б – 2091–2100 гг. (Павлова и др., 2007).

за последние 30 лет при изучении термического состояния вечной мерзлоты при мониторинге криолитозоны и в рамках Международных проектов GTN-P и TSP.

Результаты проведенных расчетов и моделирования приведены на рис. 4.3.27.

Прогноз изменения температуры ММП на середину и конец XXI века по модели GIPL2 имеет высокую детальность проработки в части ландшафтных и литологических характеристик, теплофизических параметров пород. В последние два года совместно с учеными Университета Нью Хамшир модель GIPL2 была преобразована в численную модель GIPL+WBMPPlus (Marchenko et al., 2008; 2012; 2013). Это позволило, кроме изменений в многолетней мерзлоте, моделировать гидрогеологические процессы в поверхностных отложениях, вычислить сокращение площади, занятой многолетней мерзлотой в середине и конце XXI века и оценить количество углерода, высвобожденного в атмосферу из оттаявшей почвы (Marchenko et al., 2013).

Как видно на рис. 4.3.27 область оттаявшей с поверхности мерзлоты при принятом сценарии потепления будет постепенно увеличиваться, а температура ММП на остальной части криолитозоны – повышаться. К середине XXI века талые породы с положительной среднегодовой температурой будут развиты на большей части Европейского севера, за исключением Югорского полуострова и северных районов республики Коми. В Западной Сибири граница распространения островов ММП с поверхности будет проходить практически по северному полярному кругу. Полностью оттают острова ММП на юге Красноярского края, в Приамурье и на Камчатке. К концу XXI века уже практически 50% площади современной криолитозоны будет занята полностью оттаявшими с поверхности ММП. Низкотемпературные ММП с температурой ниже -5°C сохраняться только в Средней Сибири и на Таймыре. Тем не менее, такого отрезка времени будет недостаточно для полного оттаивания всей толщи ММП – мерзлые горизонты опустятся на некоторую глубину, кроме того, в Европейской части и на юге

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА



Рис. 4.3.26. Принципиальная схема модели GIPL2 (Marchenko et al., 2008).

Западной Сибири по-прежнему сохранится реликтовая мерзлота.

Таким образом, существует множество прогнозных расчетов и модельных оценок изменения различных параметров криолитозоны. За последние годы они получили существенное развитие. Все климатические сценарии прогнозируют дальнейшее повышение температуры воздуха, поэтому с определенной долей вероятности следует ожидать переформирования мерзлых толщ – повышение среднегодовой температуры ММП, увеличение глубины сезонного протаивания, образование несквозных таликов (ММП с опущенной кровлей), сокращение площади ММП, залегающих с поверхности, активизацию некоторых криогенных процессов.

4.3.8. Многолетняя мерзлота как криогенный ресурс современной экономики

К началу XXI века сформировалось устойчивое представление о том, что многообразие природных особенностей северных территорий позволяет говорить о зоне многолетней мерзлоты (криолитозоне) как о своеобразном криогенном ресурсе общества (Мельников, 2005; Мельников и др., 2009). Криогенные ресурсы – это многометровые слои подземного льда – колоссальный запас защищенной от загрязнения пресной воды. Это возможность создания природных хранилищ-холодильников. Это и сама толща вечной мерзлоты – мощный водоупор,

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

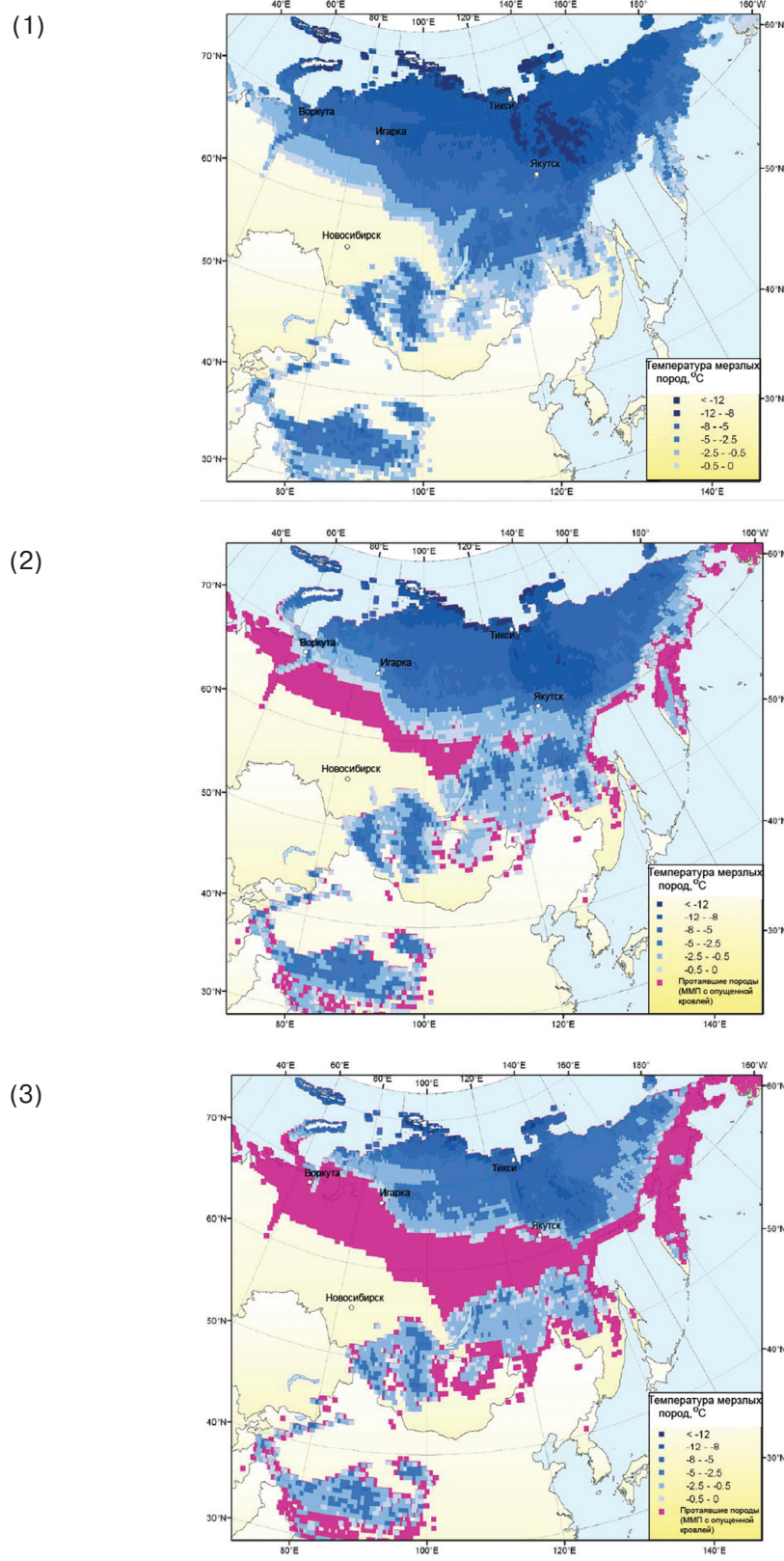


Рис. 4.3.27. Среднегодовая температура пород на подошве деятельного слоя в северной Евразии, рассчитанная для трех временных интервалов: 1) современное состояние, 1990–2000 гг.; 2) середина XXI века, 2040–2050 гг.; 3) конец XXI века, 2090–2100 гг. Области распространения оттаявшей с поверхности мерзлоты показаны розовым цветом (Romanovsky et al., 2008).

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

который задерживает у поверхности малообильные осадки Якутии и Забайкалья, не давая этим местам превратиться в пустыню, водопор, который оберегает подмерзлотные источники водоснабжения и в то же время не дает изливаться на поверхность подмерзлотным рассолам. Энергия фазовых переходов – выделение тепла при кристаллизации воды и поглощение при таянии – мощный регулятор климата. Наконец, многие красоты Севера связаны с криогенными ландшафтами, мощными пластами льда, ледовыми островами причудливой формы. Криогенный ресурс – это и особые ландшафты, сохраняющие уникальные виды растительности и животных, это и специфические формы рельефа, которые невозможно встретить нигде больше.

В начале XX в. – времени всемирного противостояния природе – была объявлена борьба бактериям, а в мерзлотоведении ставилась задача уничтожения (!) мерзлоты – об этом писал в предисловии к книге М. И. Сумгина (1927) академик П. И. Колосков. Конечно, романтический максимализм начала XX века остался в прошлом, но изменение менталитета требует длительного времени и смены поколений исследователей. Первое практическое осмысление полезности мерзлоты можно отнести ко времени разработки методов строительства с сохранением мерзлого основания.

В то же время, в конце XX века по-настоящему произошла смена парадигмы в отношении к криолитозоне. По существу, тогда заговорили о криогенных ресурсах, подразумевая под этим компоненты природы, формирующиеся и развивающиеся под действием криогенных процессов, либо сохраняющие или обретающие в криогенных условиях качества и свойства, которые используются или могут быть использованы человечеством (Мельников, 2005; Мельников и др., 2010).

Многолетнемерзлые толщи в свете формирующихся в последние годы научных концепций и практических подходов (Мельников, Геннадиник, 2011) следует рассматривать как своеобразный криогенный ресурс, рациональное использование которого обеспечивает экологически безопасное безаварийное функционирование природно-тех-

нических систем и социально-экономических объектов в криолитозоне и комплексное использование иных природных богатств Северных территорий. Для этого необходимо знать закономерности формирования, развития и деградации криосферы во взаимодействии с другими средами, и в первую очередь с самой динамичной природной средой – атмосферой и ставшей уже фактором геологического развития Земли техносферой. Смена фазового состояния содержащейся в грунтах воды ведет к коренному изменению всех их свойств – прочностных, коллекторских, водопорных, сорбирующих, химических и пр. Неожиданное или неконтролируемое оттаивание мерзлых пород может вызвать природные катаклизмы и катастрофы, а неквалифицированное техногенное вмешательство – многократное их усиление.

4.3.9. Заключение

На протяжении истории Земли эволюция многолетней мерзлоты была тесно связана с глобальными потеплениями и похолоданиями климата. В соответствии с палеогеографическими реконструкциями среднеглобальная температура воздуха в периоды похолодания опускалась на 8–10°C ниже современной, а в период максимального потепления была на 2–3°C выше современной. Примерно таким же, согласно современным климатическим моделям, ожидается потепление на нашей планете к концу XXI в. За длительную историю существования, богатую климатическими событиями, мерзлые толщи периодически протаивали полностью или частично, затем снова промерзали, при этом менялись границы распространения мерзлоты и ее мощность, температура и льдистость ММП, затухали или активизировались различные криогенные процессы.

Большую тревогу вызывают темпы наблюдаемых за последние 30 лет и прогнозируемых в XXI в. изменений климата. Они не имели аналогов в прошлом – глобальные потепления протекали на гораздо более длительных отрезках геологического времени, измеряемых тысячами и десятками тысяч лет. Согласно представлениям Н. А. Шполянской (2010), в естественном ходе

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

эволюции температурное поле мерзлых пород полностью перестраивается, главным образом, в соответствии с крупными 35–40-тысячелетними циклами колебаний температуры воздуха. Что касается более коротких циклов, то они проникают лишь на небольшую глубину (не более 50 м), при этом квазистационарное термическое состояние мерзлых толщ не достигается.

Главными показателями криолитозоны, характеризующими ее современное состояние и динамику развития, являются распространение и температура ММП, глубина сезонного протаивания и промерзания, криогенные геологические процессы. Режимные наблюдения за данными показателями ведется на объектах мониторинга в России не более 50 лет. Существенно дополнить и продлить ряд наблюдений за температурой самых верхних горизонтов ММП позволяет привлечение результатов измерения температурного режима пород на метеостанциях (массовые наблюдения за температурой пород на глубинах 1.6 и 3.2 м начались в России в 1930–1950-х гг.). Наибольший объем геокриологических данных собран для крупных промышленных регионов России – Европейского севера, севера Западной Сибири, Забайкалья, Центральной Якутии.

Общим в реакции криолитозоны на потепление климата является то, что практически для всей территории России характерны более низкие современные тренды повышения среднегодовой температуры пород по сравнению с трендами потепления климата. Термическая устойчивость ММП при потеплении климата выражается соотношением между трендами температуры воздуха ($\alpha_{\text{в}}$) и температуры пород ($\alpha_{\text{п}}$). В разных регионах России на современном этапе этот показатель колеблется от 0.49 до 0.81, а в среднем для всей криолитозоны России составляет 0.66 (табл. 4.3.2).

Установлено, что наибольшие тренды повышения среднегодовой температуры ММП характерны для низкотемпературных криогенных ландшафтов, а наименьшие – для высокотемпературных (рис. 4.3.4). Климатическое потепление в зоне сплошного распространения ММП способствует повышению температуры ММП в интервале отрицательных значений, что приво-

дит к выравниванию неоднородностей в среднегодовой температуре верхних горизонтов пород. Так, например, на Европейском Севере, где среднегодовая температура ММП составляет $-0.5...-2^{\circ}\text{C}$, ее тренды в естественных ландшафтных условиях составляют $0.01-0.03^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (Малкова, 2010), в то время как в Западной Сибири с более низкой (до -6°C) среднегодовой температурой ММП – от 0.02 до $0.05^{\circ}\text{C}/\text{год}$ в зависимости от ландшафтных условий (Дроздов и др., 2012).

Временной интервал, за который мерзлые породы протают полностью, зависит, прежде всего, от состава и льдистости мерзлых пород, а также от нескольких климатических факторов, не только от потепления климата, но и от количества осадков и толщины снегоотложений. Потепление климата синхронное с увеличением мощности снега способствует увеличению трендов повышения температуры ММП, а в южных районах криолитозоны с прерывистым и островным распространением ММП и температурой пород в пределах $0...-1^{\circ}\text{C}$ приводит к образованию новых таликов. По данным Воркутинского стационара (северо-восток Европейской части России, южная тундра) за период 1970–2010 гг. в отдельных криогенных ландшафтах произошел переход среднегодовой температуры верхних горизонтов ММП через 0°C , что привело к частичному протаиванию мерзлоты сверху и сокращению площади островов мерзлых пород (Какунов, Сулимова, 2005; Оберман, 2012). Южная граница распространения островной мерзлоты сместилась к северу на 30–40 км в Печорской низменности, и до 80 км – на равнинах Приуралья. За тот же период на обширных водоразделах в лесотундровых ландшафтах Западной Сибири (территория Уренгойского месторождения, прерывистое распространение мерзлоты) в полосе шириной около 100 км кровля ММП протаяла до глубины 3–8 м от дневной поверхности (Украинцева и др., 2011а).

При сокращении количества зимних осадков даже при интенсивном потеплении климата не всегда отмечается повышение температуры ММП. Основным регулирующим фактором устойчивого термического состояния пород явля-

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

ются малоснежные зимы с аномально поздним образованием снежного покрова (рис. 4.3.7), это характерно для Центральной Якутии, Дальнего Востока и Приамурья.

Непосредственными измерениями на специализированных площадках мониторинга сезонноталого слоя (в рамках проекта CALM) установлено увеличение глубины протаивания пород в начале XXI в. по сравнению с серединой 1990-х годов. Север европейской части России характеризуется наибольшим приростом СТС за период наблюдений (от 2 до 6 см/год), а по мере продвижения в восточные районы российской криолитозоны тренд изменения мощности СТС уменьшается и составляет от 0 до 2 см/год (Методы оценки..., 2012). На ряде площадок, где измерения глубины протаивания начались в 70–80-е годы XX века, т. е. ведутся более 30-ти лет, наблюдается явный колебательный характер изменения глубины СТС, и тренд изменения глубины протаивания практически равен нулю (Малкова, 2011; Варламов и др., 2012). Таким образом, при практически повсеместном повышении в последние десятилетия среднегодовой температуры воздуха во многих районах криолитозоны России не происходит синхронного увеличения глубины сезонного протаивания ММП.

Анализ результатов исследования влияния климатических изменений на активизацию криогенных процессов показывает, что не наблюдается однозначной зависимости активизации процессов от потепления климата. Установлено, что даже при потеплении климата, при изменении гидрологических условий, снегонакопления и растительности, возможны процессы аградации мерзлоты, криогенное пучение и формирование повторно-жильных льдов. При рассмотрении наиболее опасных криогенных процессов, вызывающих существенные деформации рельефа при вытаивании или образовании подземных льдов, получен ряд важных выводов.

Максимальные темпы разрушения льдистых берегов восточного сектора Российской Арктики в результате комплексного воздействия процессов термоабразии, термоденудации, термокарста, термоэрозии наблюдались в 1940-х гг. и достигали 11–15 м/год. С начала 1970-х по 1990-е гг. в условиях относительного потепления темп разрушения льдистых берегов еще бо-

лее возрос и достигал максимальных скоростей в отдельные годы 15–23 м/год. Однако, в 2000-е годы в рассматриваемом регионе нет существенной активизации этих деструктивных процессов, наблюдается даже тенденция их затухания. Это связано с совпадением периода относительного летнего похолодания со снижением штормовой активности (Григорьев и др., 2006). В западном секторе российской Арктики на примере берегов о-ва Колгуев установлено, что с 1948 по 2012 год осредненные скорости отступления берегов вследствие термоабразии и термоденудации составляли 2.4–2.6 м/год, при максимальных значениях на отдельных участках в 2009–2012 гг. 14.5–15.1 м/год (Кизяков и др., 2013). Для западного побережья Ямала (станция Марре-Сале) при средней за 30-летний период наблюдения скорости разрушения 1.7 м/год максимальная скорость отмечалась в 1998–1999 гг. и 2006–2010 гг., минимальная – в 1978–1979 гг. и 1999–2000 гг. Не наблюдается прямой связи климатических параметров и скорости разрушения берега при относительно малой льдистости. В таких районах влияние климата на разрушение морских берегов сказывается опосредованно, через изменение продолжительности безледного периода в регионе, полей атмосферного давления и ветров и соответствующих параметров ветрового волнения на море (Васильев и др., 2006).

Прямая связь климатического потепления сказывается на участках побережья с высоким содержанием подземных льдов, таких как южное побережье Карского моря на Югорском полуострове (Лейбман, Кизяков, 2007; Хомутов, Лейбман, 2008). Средние темпы разрушения берегов Югорского полуострова составляют около 1 м/год за период в 54 года, но на участках, вмещающих пластовые подземные льды, в отдельные годы достигают 23 м/год, при максимальных значениях в последние годы до 30 м/год (Кизяков, 2006; Хомутов, Лейбман, 2008; Губарьков и др. 2008; Хомутов, 2010).

На Арктических равнинах при потере устойчивости пород на склонах распространены процессы криогенного оползания, развивающиеся в сезонноталом слое. В активизации криогенных оползней скольжения наибольшую роль играет

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

резкое сезонное увеличение суммы летних атмосферных осадков (Лейбман, Кизяков, 2007). Потепление скорее приведет к затуханию этого процесса, поскольку ограничит условия накопления льда в сезонноталом слое как основной причины этого процесса. Криогенные оползни течения проявляются на участках развития ледяных льдов, поэтому потепление климата (особенно в летний период) приводит к увеличению скорости протаивания льда (Лейбман и др., 2000). Криогенные оползни в настоящее время наиболее активны в подзоне типичной тундры Западной Сибири (полуострова Ямал и Гыдан). Ареалы их развития занимают более 16% общей площади подзоны (Украинцева и др., 2012). Криогенное оползание – динамичный процесс, постепенно по мере потепления климата, смещающийся к северу и вовлекающий в преобразование ландшафтов все новые территории.

Климат влияет на возникновение термокарста, главным образом, через соотношение количества атмосферных осадков и величины испарения. При рассмотрении влияния климатических изменений на развитие термокарстовых озер установлено, что на 60% территории криолитозоны России они находятся в стабильном состоянии (Кравцова, Быстрова, 2009). Вместе с тем, в различных регионах Арктики происходят разнонаправленные изменения площади озер. В зоне сплошного распространения ММП потепление климата приводит к снижению площади крупных озер, происходит их обмеление и зарастание, что означает прекращение термокарста и, возможно, начало процесса промерзания подозерного талика и пучения. Одновременно на водоразделах наблюдается появление множества новых мелких озер, что означает начальные стадии термокарста. В зоне прерывистого распространения ММП потепление климата ведет к сокращению суммарной площади термокарстовых озер, главным образом, за счет улучшения дренирования при протаивании мерзлоты, а также за счет возрастающей теплоизолирующей роли растительности.

Прогноз развития криолитозоны в условиях будущего климата представляет собой весьма сложную задачу, при решении которой используются различные методы и подходы. В гео-криологии широко применяются расчетные ме-

тоды для определения времени начала многолетнего протаивания мерзлых пород различного состава, возможной глубины их многолетнего протаивания; величины потенциальной осадки поверхности на участках, сложенных породами различного состава и льдистости. Согласно расчетным оценкам изменения температуры воздуха (T_v) и грунтов (T_n) в XXI веке (Павлов и др., 2010) в городах Воркута, Надым и Мирный температура пород до конца столетия сохранит отрицательные значения. Расчетное повышение температуры грунта (ΔT_n) получилось близким к росту температуры воздуха (ΔT_v) (табл. 4.3.6). Отношение $\Delta T_n / \Delta T_v$, характеризующее чувствительность криолитозоны к изменениям климата, к 2050 г. прогнозируется в пределах 0.83–1.03. Глубина сезонного протаивания за первую половину XXI в. в городах Воркута и Надым должна измениться незначительно, а в г. Мирный ожидается ее увеличение на 20%. В этих трех пунктах расчетная мощность мерзлоты за счет протаивания снизу сократится всего на 1 м. Для условий Якутска, где ожидается значительное потепление климата (при стабильной мощности снега), к 2050 г. прогнозируется повышение температуры верхних горизонтов пород на 1.5°C, к 2100 г. – на 3.0°C.

Развитие геоинформационных технологий позволило использовать модели динамики криолитозоны глобального и регионального уровня с использованием регулярной сетки, в узлах которой задаются характерные значения параметров климата, растительности и почвы, принимаемые за средние по соответствующей пространственной ячейке. При этом применяются климатические характеристики, рассчитанные с помощью глобальных моделей климата или моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) или региональной климатической модели (РКМ). С использованием модели, описывающей процессы тепло- и влагопереноса в почве и на подстилающей поверхности, проведены расчеты изменения характеристик криолитозоны Северного полушария в XXI в. (в соответствии со сценарием SRES A1B модели общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM) (Павлова и др., 2007). Согласно полученным оценкам, площадь приповерхностных многолетнемерзлых пород, где со-

хранится режим сезонного протаивания, может сократиться от современного значения 16.6 млн км² до 7.9 млн км² к концу XXI в. При этом значения глубины сезонного протаивания могут увеличиться в среднем на 0.2–0.6 м. При выбранном сценарии приповерхностная мерзлота сохранится только в регионах Центральной Сибири. Проведенные расчеты позволяют выделить переходную область криолитозоны, где может произойти смена режима сезонного протаивания сезонным промерзанием (рис. 4.3.25).

Согласно прогнозу изменения теплового состояния ММП по модели GIPL2 (Marchenko et al., 2008; Romanovsky et al., 2008, 2010) в условиях потепления климата на 2°C к середине XXI века и на 4°C к концу XXI века (по климатическому сценарию из пяти осредненных IPCC моделей глобальной циркуляции атмосферы) область протаявшей с поверхности мерзлоты будет постепенно увеличиваться, а температура ММП на остальной части криолитозоны – повышаться (рис. 4.3.27). К середине XXI века талые породы с положительной среднегодовой температурой будут развиты на большей части Европейского севера, за исключением Югорского полуострова и северных районов республики Коми. В Западной Сибири граница распространения островов ММП с поверхности будет проходить практически по северному полярному кругу. Полностью протают острова ММП на юге Красноярского края, в Приамурье и на Камчатке. К концу XXI века практически 50% площади современной криолитозоны будет занята полностью оттаявшими с поверхности ММП. Тем не менее, такого отрезка времени будет недостаточно для полного протаивания всей толщи ММП – мерзлые горизонты опустятся на некоторую глубину, кроме того, в Европейской части и на юге Западной Сибири по-прежнему сохранится реликтовая мерзлота.

4.3.10. Литература

Анисимов О. А., 2009. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонного слоя в условиях современного и будущего климата, Криосфера Земли, т. XIII, № 3, с. 36–44.

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2004. Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности, Метеорология и гидрология, № 11, с. 73–81.

Арэ Ф. Э., 2012. Разрушение берегов арктических приморских низменностей, Новосибирск: Гео, 289 с.

Балобаев В. Т., Павлов А. В., 1998. Эволюция криолитозоны Западной Сибири при современных и ожидаемых в будущем изменениях климата, Доклады Академии Наук, т. 363, № 1, с. 107–109.

Балобаев В. Т., Скачков Ю. Б., Шендер Н. И., 2009. Прогноз изменения климата и мощности мерзлых пород Центральной Якутии до 2200 года, География и природные ресурсы, Новосибирск, Гео, № 2, с. 50–56.

Босиков Н. П., 1991. Эволюция аласов Центральной Якутии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 128 с.

Босиков Н. П., 2007. Ритмы увлажнения территории и озерный термокарст в центральной Якутии, Материалы Межд. конф. “Криогенные ресурсы полярных регионов”, Салехард, т. 1, с. 259–262.

Брыксина Н. А., 2011. Научно-методические основы применения данных дистанционного зондирования при исследовании динамики термокарстовых озерных ландшафтов Западно-Сибирской равнины, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, Томск, 15 с.

Быховец С. С., Сорокиков В. А., Мартуганов Р. А., Мамыкин В. Г., Гиличинский Д. А., 2007. История наблюдений за температурой почвы на сети метеорологических станций, Криосфера Земли, т. XI, № 1, с. 7–20.

Варламов С. П., Скачков Ю. Б., Скрыбин П. Н., 2010. Мониторинг теплового состояния ландшафтов в полосе прохождения железной дороги в окрестностях г. Якутска, в сб.: Научное обеспечение решения ключевых проблем развития г. Якутска, Якутск, ООО “Издательство Сфера”, с. 137–142.

Варламов С. П., Скачков Ю. Б., Скрыбин П. Н., Шендер Н. И., 2012. Тепловое состояние верхних горизонтов криолитозоны Центральной

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Якутии, Труды Десятой Международной конференции по мерзлотоведению, т. 3, с. 47–52.
- Васильев А. А., Покровский С. И., Шур Ю. Л., 2001.** Динамика термоабразионных берегов Западного Ямала, Криосфера Земли, т. V, № 1, с. 44–52.
- Васильев А. А., 2005.** Влияние факторов природной среды на динамику морских берегов западного сектора Российской Арктики, Криосфера Земли, т. IX, № 3, с. 64–72.
- Васильев А. А., Стрелецкая И. Д., Черкашев Г. А., Ванштейн Б. Г., 2006.** Динамика берегов Карского моря, Криосфера Земли, т. X, № 2, с. 56–67.
- Васильев А. А., Остроумов В. Е., Губин С. В., Сорокинов В. А., 2007.** Моделирование и прогноз термоабразии морских берегов Российской Арктики на ближайшие десятилетия, Криосфера Земли, т. X, № 2, с. 60–67.
- Васильев А. А., Дроздов Д. С., Москаленко Н. Г., 2008.** Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата, Криосфера Земли, т. XII, № 2, с. 10–18.
- Васильев А. А., Широков Р. С., Стрелецкая И. Д., Облогов Г. Е., Черкашев Г. А., Ванштейн Б. Г., 2011.** Береговые процессы в криолитозоне в условиях меняющегося климата, в кн.: Полярная криосфера и воды суши, М., Paulsen, с. 140–152.
- Величко А. А., Нечаев В. П., 1996.** Сценарии изменения криолитозоны России при глобальном потеплении климата, Материалы Первой конференции геокриологов России, кн. 2, М., Изд-во МГУ, с. 309–318.
- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов, 2002.** Е. С. Мельников, С. Е. Гречищев (ред.), М., Геос, 400 с.
- Воскресенский К. С., 2001.** Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России, М., Изд-во МГУ, 262 с.
- Вялов С. С., 2000.** Реология мерзлых грунтов, М., Стройиздат, 464 с.
- Геокриологические условия Западно-Сибирской газоносной провинции, 1983.** Е. С. Мельников (ред.), Новосибирск, Наука, 199 с.
- Геокриологический словарь, 2003.** проф. В. В. Баулин, В. Э. Мурзаева (ред.), М., ГЕОС, 140 с.
- Гречищев С. Е., Чистотин Л. В., Шур Ю. Л., 1980.** Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз, М., Недра, 386 с.
- Гречищев С. Е., Чистотин Л. В., Шур Ю. Л., 1984.** Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов, М., Наука, 230 с.
- Григорьев М. Н., Разумов С. О., Куницкий В. В., Спектор В. Б., 2006.** Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции, Криосфера Земли, т. X, № 4, с. 74–94.
- Губарьков А. А., Лейбман М. О., 2007.** Эрозионные процессы на поверхностях скольжения криогенных оползней (полигон “Васькины Дачи”), Международная конференция “Криогенные ресурсы полярных регионов”, г. Салехард, июнь 2007 г., с. 136–138.
- Губарьков А. А., Лейбман М. О., Мельников В. П., Хомутов А. В., 2008.** Вклад термоэрозии и термоденудации в отступление берегов Югорского полуострова, Доклады академии наук, т. 423, № 4, с. 543–545.
- Губарьков А. А., Андреева М. В., Еланцев Е. В., Хомутов А. В., 2013.** Мониторинг экзогенных геологических и криогенных процессов на газопроводе Южно-Русское НГМ – КС Пуртазовская, Известия высших учебных заведений, Нефть и газ, № 2, с. 22–27.
- Гуревич В. М., 1984.** Применение метода натуральных моделей для прогнозирования переработки термоабразионных берегов водохранилищ, Береговые процессы в криолитозоне, Новосибирск, Наука, с. 105–110.
- Днепровская В. П., Брыксина Н. А., Полищук Ю. М., 2009.** Изучение изменений термокарста в зоне прерывистого распространения вечной мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков, Исследование Земли из космоса, № 4, с. 1–9.
- Дроздов Д. С., Украинцева Н. Г., Царев А. М., Чекрыгина С. Н., 2010.** Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974–2008 годы), Криосфера Земли, т. XIV, № 1, с. 22–31.
- Дроздов Д. С., Васильев А. А., Малкова Г. В., Москаленко Н. Г., Орехов П. Т., Украинце-**

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

- ва Н. Г., 2011а.** Изменения температуры многолетнемерзлых пород западного сектора Российской Арктики в связи с изменениями климата, раздел коллективной монографии “Полярная криосфера и воды суши”, М., Paulsen, с. 153–170.
- Дроздов Д. С., Слагода Е. А., Абрамов А. А., Ермак А. А., Орехов П. Т., 2011б.** Предварительные результаты геокриологических исследований на острове Хейса (Земля Франца-Иосифа), Материалы четвертой конференции геокриологов России, МГУ, 7–9 июня 2011 г., т. 2, ч. 5: Региональная и историческая геокриология, М., Университетская книга, с. 52–59.
- Дроздов Д. С., Малкова Г. В., Украинцева Н. Г., Коростелев Ю. В., 2012.** Мониторинг геокриологических условий южнотундровых ландшафтов Европейского Севера и Западной Сибири, 10-я Международная конференция по мерзловедению, ТАСОР: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, Салехард, т. 3, с. 159–164.
- Елсаков В. В., Марущак И. О., 2011.** Межгодовые изменения термокарстовых озер северо-востока европейской России, Исследование Земли из космоса, т. 5, с. 45–57.
- Ершов Э. Д., Пармузин С. Ю., 2000.** Прогноз развития геокриологических процессов под влиянием глобального потепления климата, Природные опасности, М., Круг, с. 222–238.
- Ершов Э. Д., 1990.** Общая геокриология, учебник для вузов, М., Недра, 559 с.
- Завадский Ф. Р., Железняк М. Н., 2003.** Влияние изменчивости климата на температуру пород в южной Якутии, Итоги геокриологических исследований в Якутии в XX веке и перспективы их дальнейшего развития, Якутск, ИМЗ СО РАН, с. 97–103.
- Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А., Мяч Л. Т., Шерстюков Б. Г., 2006.** Статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 5, с. 27–38.
- Какунов Н. Б., Сулимова Е. И., 2005.** Результаты наблюдений за температурой грунтов на Европейском Северо-Востоке России в период потепления климата 1970–2003 гг., Материалы Третьей конференции геокриологов России, т. 2, М., Изд-во МГУ, с. 84–90.
- Катцов В. М., Мелешко В. П., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2011.** Оценка климатических воздействий на природные системы России в середине XXI века, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIV, М., ФГБУ “ИГКЭ, Росгидромета и РАН”, с. 271–294.
- Кизяков А. И., 2005.** Динамика термоденудационных процессов на побережье Югорского полуострова, Криосфера Земли, т. IX, № 1, с. 63–67.
- Кизяков А. И., Лейбман М. О., Передня Д. Д., 2006.** Деструктивные рельефообразующие процессы побережий Арктических равнин с пластовыми подземными льдами, Криосфера Земли, т. X, № 2, с. 79–89.
- Кизяков А. И., Зимин М. В., Лейбман М. О., Правикова Н. В., 2013.** Мониторинг скорости термоденудации и термоабразии на западном побережье острова Колгуев с использованием материалов космической съемки высокого разрешения, Криосфера Земли, № 4 (в печати)
- Кирпотин С. Н., Полищук Ю. М., Брыксина Н. А., 2008.** Динамика площадей термокарстовых озер в сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления, Вестник Томского гос. ун-та, № 311, с. 185–189.
- Клименко В. В., Хрусталева Л. Н., Микушина О. В., 2007.** Изменения климата и динамика толщ многолетнемерзлых пород на северо-западе России в ближайшие 300 лет, Криосфера Земли, т. XI, № 3, с. 3–13.
- Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири, 2012.** В. П. Мельников (ред.), Новосибирск, Гео, 208 с.
- Конищев В. Н., 2009.** Реакция вечной мерзлоты на потепление климата, Вестник МГУ, серия геогр., № 4, с. 10–20.
- Конищев В. Н., 2011.** Реакция вечной мерзлоты на потепление климата, Криосфера Земли, т. XV, № 4, с. 15–18.
- Косов Б. Ф., Константинова Г. С., 1973.** Комплексная карта овражности равнинной территории СССР, Геоморфология, М., № 3, с. 3–9.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Кравцова В. И., Быстрова А. Г., 2009.** Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет, Криосфера Земли, т. XIII, № 2, с. 16–26.
- Кравцова В. И., Тарасенко Т. В., 2010.** Изучение и картографирование динамики термокарстовых озер на территории Западной Сибири по разновременным космическим снимкам, Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, т. 1, № 1, с. 96–103.
- Кравцова В. И., Тарасенко Т. В., 2011.** Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменениях климата с 1950 года, Криосфера Земли, т. XV, № 3, с. 31–42.
- Кудрявцев В. А., 1978.** Общее мерзловедение (геокриология), В. А. Кудрявцев (ред.), Изд-во МГУ, 464 с.
- Ландшафты криолитозоны Западной-Сибирской газоносной провинции, 1983.** Е. С. Мельников (ред.), Новосибирск, Наука, 165 с.
- Лейбман М. О., 1997.** Криолитологические особенности сезонноталого слоя на склонах в связи с процессом криогенного оползания, Криосфера Земли, т. 1, № 2, с. 50–55.
- Лейбман М. О., Кизяков А. И., Арчегова И. Б., Горланова Л. А., 2000.** Этапы развития криогенного оползания на Югорском полуострове и Ямале, Криосфера Земли, т. 4, № 4, с. 67–75.
- Лейбман М. О., Кизяков А. И., 2007.** Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова, М., Тюмень, ИКЗ СО РАН, 206 с.
- Лейбман М. О., Хомутов А. В., Орехов П. Т., Хитун О. В., Эпштейн Х., Фрост Дж., Волкер Д., 2012.** Зональность глубины сезонного протаивания вдоль Ямальской трансекты, Труды Десятой Международной конференции по мерзловедению, т. 3, с. 303–308.
- Любомиров А. С., 1990.** Озера криолитозоны Чукотки, Якутск, 176 с.
- Мажитова Г. Г., Каверин Д. А., 2007.** Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России, Криосфера Земли, т. XI, № 4, с. 20–30.
- Малевский-Малевиц С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. П., 2005.** Модельные оценки изменений температуры воздуха и эволюция теплового состояния многолетнемерзлых пород, Криосфера Земли, т. IX, № 3, с. 36–44.
- Малевский-Малевиц С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. П., Семиошина А. А., 2007.** Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов, Криосфера Земли, т. XI, № 1, с. 29–36.
- Малкова Г. В., 2010.** Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский, Криосфера Земли, т. XIV, № 3, с. 3–15.
- Малкова Г. В., 2011.** Мониторинг температуры и глубины сезонного протаивания пород на стационаре Болванский в дельте Печоры, Материалы 4-й конференции геокриологов России, МГУ им. М. В. Ломоносова, 7–9 июня 2011 г., т. 2, ч. 5, Региональная и историческая геокриология, М., Университетская книга, с. 111–118.
- Малкова Г. В., Павлов А., 2012.** Геоинформационное картографирование современных изменений климата и криолитозоны на севере России, 10-я Международная конференция по мерзловедению, TISOP: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, Салехард, т. 3, с. 313–318.
- Малкова Г. В., Павлов А. В., Скачков Ю. Б., 2011.** Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата, Криосфера Земли, т. XV, № 4, с. 33–36.
- Мельников В. П., 2005.** Актуальность ресурсного подхода в криологии, Криосфера Земли, т. 9, № 1, с. 3–7.
- Мельников В. П., Геннаденик В. Б., 2011.** Криософия – система представлений о холодном мире, Криосфера Земли, т. XV, № 4, с. 3–8.
- Мельников В. П., Дроздов Д. С., Малкова Г. В., 2009.** Климатические и криогенные факторы обустройства северных территорий, Геология и разведка, № 6, с. 75–82.
- Мельников В. П., Хименков А. Н., Брушков А. В. и др., 2010 г.** Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования, Новосибирск, Гео, 390 с.

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

- Мельников Е. С., Кондратьева К. А., 1998.** Циркумарктическая карта многолетнемерзлых пород и грунтовых льдов (масштаб 1: 10 000 000), Криосфера Земли, т. II, № 4, с. 59–61.
- Методические рекомендации по прогнозу развития криогенных физико-геологических процессов в осваиваемых районах Крайнего Севера, 1981.** С. Е. Гречищева (ред.). М., ВСЕГИНГЕО, 78 с.
- Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, 2012.** С. М. Семенов (ред.). М., Росгидромет, 508 с.
- Москаленко Н. Г., 1999.** Антропогенная динамика растительности равнин криолимтозоны России, Новосибирск, Наука, 280 с.
- Надежина Е. Д., Школьник И. М., Павлова Т. В., Молькентин Е. К., Семиошина А. А., 2008.** Реакция вечной мерзлоты на потепление климата: оценки с помощью региональной климатической модели, Криосфера Земли, т. XII, № 3, с. 3–11.
- Национальный атлас России, 2008.** Том 2. Природа и Экология.
- Нестерова М. И., 2011.** Пространственные особенности строения разнотипных озерных котловин на территории Якутии, СПб., Общество. Среда. Развитие, с. 227–230.
- Оберман Н. Г., 2006.** Многолетние тенденции естественной эволюции криолитозоны Европейского северо-востока, Материалы Международной конференции “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”, Тюмень, Тюменский НГУ, т. 1, с. 93–101.
- Оберман Н. Г., 2007.** Глобальное потепление и изменения криолитозоны Печоро-Уральского региона, Разведка и охрана недр, № 4, с. 63–68.
- Оберман Н. Г., 2012.** Многолетний режим температуры криолитозоны европейского северо-востока в течение современного потепления климата, 10-я Международная конференция по мерзлотоведению, ТАСОР: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, Салехард, т. 3, с. 359–364.
- Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., 2009.** Современные и прогнозируемые изменения мерзлотных условий Европейского северо-востока Российской Федерации, Проблемы Севера и Арктики Российской Федерации. Научно-информационный бюллетень, вып. 9, с. 96–106. <http://council.gov.ru/files/journalsf/number/20090922141450.pdf>
- Осадчая Г. Г., 2003.** Стабилизирующие реакции мерзлотных ландшафтов на изменение климатических условий, Криосфера Земли, т. VII, № 4, с. 21–27.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008,** т. I, II, М., Росгидромет, 2008.
- Павлов А. В., 1997.** Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз, Криосфера Земли, т. I, № 1, с. 47–58.
- Павлов А. В., 2002.** Вековые аномалии температуры воздуха на севере России, Криосфера Земли, т. VI, № 2, с. 75–81.
- Павлов А. В., 2008а.** Мониторинг криолитозоны, Новосибирск, Гео, 229 с.
- Павлов А. В., 2008б.** Тренды современных изменений температуры почвы на севере России, Криосфера Земли, т. XII, № 3, с. 22–27.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2005.** Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт, Новосибирск, Гео, 54 с.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2009.** Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России, Криосфера Земли, т. XIII, № 4, с. 32–39.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2010.** Динамика криолитозоны в условиях меняющегося климата XX–XXI веков, Изв. РАН, серия геогр., № 5, с. 44–51.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., Скачков Ю. Б., Коростелев Ю. В., 2011.** Эволюция криолитозоны в связи с динамикой современного климата на севере России, Материалы 4-й конференции геокриологов России, МГУ им. М. В. Ломоносова 7–9 июня 2011 г., т. 2, ч. 6, Динамическая геокриология, М., Университетская книга, с. 274–281.
- Павлов А. В., Хрусталева Л. Н., Микушина О. В., 2005.** Прогноз температуры воздуха и грун-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- тов в связи с оценкой надежности вечномерзлых оснований сооружений, *Геоэкология* (инж. геология, гидрогеология, геокриология), № 3, с. 219–226.
- Павлов А. В., Перлыштейн Г. З., Типенко Г. С., 2010.** Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата, *Криосфера Земли*, т. XIV, № 1, с. 3–12.
- Павлова Т. В., Катцов В. М., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., Говоркова В. А., 2007.** Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения, *Криосфера Земли*, т. XI, № 2, с. 3–13.
- Пармузин С. Ю., Чепурнов М. Б., 2001.** Пространственно-временная динамика многолетнемерзлых пород европейского Севера и Западной Сибири в XXI веке в связи с возможными изменениями климата, в кн.: *Материалы Второй конференции геокриологов России*, М., Изд-во МГУ, т. 2, с. 231–235.
- Пономарева О. Е., Гравис А. Г., Бердников Н. М., Бляхарчук Т. А., 2012.** Динамика криогенных процессов в северной тайге Западной Сибири в условиях меняющегося климата. Десятая Международная конференция по мерзловедению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире”, т. 3: Статьи на русском языке, В. П. Мельников (ред.), Тюмень, Печатник, с. 431–436.
- Разумов С. О., 2000.** Скорость термоабразии морских берегов как функция климатических и морфологических характеристик побережья, *Геоморфология*, № 3, с. 88–94.
- Разумов С. О., 2002.** Модель динамики льдистых берегов с переменными составляющими абразионной активности моря в нестационарных климатических условиях, *Криосфера Земли*, т. VI, № 3, с. 35–44.
- Романенко Ф. А., 1997.** Формирование озерных котловин на равнинах Арктической Сибири. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, М., 25 с.
- Рузанов В. Т., 2008.** Геокриологический стационар Дионисия (Чукотка): результаты 20-летнего мониторинга температуры и сезонного протаивания грунтов, *Материалы Междуна-*
- родной конференции “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов”*, Тюмень, Тюменский НГУ, с. 269–271.
- Санников Г. С., 2012.** Картометрические исследования термокарстовых озер на территории Бованенковского месторождения, полуостров Ямал, *Криосфера Земли*, т. XVI, № 2, с. 30–37.
- Скачков Ю. Б., Скрябин П. Н., Варламов С. П., 2007.** Результаты 25-летних мониторинговых исследований криолитозоны на стационаре Чабыда (Центральная Якутия), *Международная конференция “Криогенные ресурсы полярных регионов”*, Салехард, Материалы, т. I, с. 167–170.
- Сумгин М. И., 1927.** Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, 1-е изд., М., Изд-во АН СССР, с. 379.
- Суходровский В. Л., 1979.** Экзогенное рельефообразование в криолитозоне, М., Наука, 280 с.
- Термоэрозия дисперсных пород, 1982.** Э. Д. Ершов (ред.), М., Изд-во МГУ, 230 с.
- Украинцева Н. Г., Дроздов Д. С., Попов К. А., Гравис А. Г., Матышак Г. В., 2011а.** Ландшафтная индикация локальной изменчивости свойств многолетнемерзлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь), *Криосфера Земли*, т. XV, № 4, с. 37–40.
- Украинцева Н. Г., Дроздов Д. С., Попов К. А., Матышак Г. В., Царев А. М., 2011б.** Мониторинг состояния мерзлоты, сезонно-талого слоя и природных геосистем в лесотундре и южной тундре Западной Сибири, *Материалы 4-й конференции геокриологов России*, МГУ, т. 2, ч. 6, *Динамическая геокриология*, М., Университетская книга, с. 334–341.
- Украинцева Н. Г., Дроздов Д. С., Коростелев Ю. В., Коробова Т. А., 2012.** Ландшафтно-индикационная (Геосистемная) концепция в геокриологических исследованиях: подходы и результаты, Десятая Международная конференция по мерзловедению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, т. 3: Статьи на русском языке, В. П. Мельников (ред.), Тюмень, Печатник, с. 527–532.
- Фельдман Г. М., 1984.** Термокарст и вечная мерзлота, Новосибирск, Наука, 262 с.
- Фотиев С. М., 2000.** Возможные изменения геотемпературного поля криогенной области

4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

- России при глобальном потеплении климата, Криосфера Земли, т. IV, № 3, с. 14–29.
- Хомутов А. В., 2010.** Связь естественных криогенных процессов с динамикой тундровых ландшафтов на примере подзоны типичных тундр Карского региона: Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Тюмень, ИКЗ СО РАН, 18 с.
- Хомутов А. В., Лейбман М. О., 2008.** Ландшафтные факторы изменения скорости термоденудации на побережье Югорского полуострова, Криосфера Земли, т. XII, № 4, с. 24–35.
- Хрусталева Л. Н., Давыдова И. В., 2007.** Прогноз потепления климата и его учет при оценке надежности оснований зданий на вечномёрзлых грунтах, Криосфера Земли, т. XI, № 2, с. 68–75.
- Чудинова С. М., Быховец С. С., Сорокинов В. А., Барри Р., Жанг Т., Гиличинский Д. А., 2003.** Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата, Криосфера Земли, т. 7, № 3, с. 23–30.
- Шерстюков А. Б., 2009.** Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России, Труды ФГБУ “ВНИИГМИ-МЦД”, с. 127.
- Шерстюков А. Б., 2012а.** Статистический контроль массива суточных данных температуры почвогрунтов, Труды ФГБУ “ВНИИГМИ-МЦД”, вып. 176, с. 224–232.
- Шерстюков А. Б., 2012б.** Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации, Труды ФГБУ “ВНИИГМИ-МЦД”, вып. 176, с. 233–256.
- Шерстюков А. Б., 2012в.** Изменения состояния почвогрунтов в зоне многолетней мерзлоты России и их влияние на устойчивость зданий и сооружений в период современных изменений климата, Материалы осенней сессии Американского геофизического общества, Сан-Франциско, 2–7 декабря 2012 г. <http://agu-fm12.abstractcentral.com>
- Шестернев Д. М., 2001.** Воздействие глобального потепления климата на криолитозону Южного Забайкалья, Материалы Второй конференции геокриологов России, М., Изд-во МГУ, т. 2, с. 313–318.
- Школьник И. М., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Хлебникова Е. И., Семиошина А. А., Молькентин Е. К., Стафеева Е. Н., 2012.** Моделирование региональных особенностей сезонно-талого слоя в зоне вечной мерзлоты на территории Сибири, Криосфера Земли, т. XVI, № 2, с. 52–59.
- Шполянская Н. А., 2010.** Вечная мерзлота и глобальные изменения климата, Изд-во Института компьютерных исследований, НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 200 с.
- Шур Ю. Л., 1977.** Термокарст (к теплофизическим основам учения о закономерностях развития процесса), М., Недра, 80 с.
- Юрьев И. В., 2009.** Проблемы эксплуатации объектов газового комплекса в береговой зоне западного Ямала, Криосфера Земли, т. XIII, № 1, с. 46–54.
- Ananieva G. V., Melnikov E. S., Ponomareva O. E., 2003.** Relict permafrost in the central part of Western Siberia, 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland 21–25 July 2003, vol. 1, pp. 5–8.
- Circum-Arctic map of permafrost and ground ice conditions (scale 1:4 500 000), 1997.** J. Brown, O. J. Fenians, J. A. Heginbottom, E. S. Melnikov (eds.). International Permafrost Association, U.S. Geological Survey.
- Drozdov D. S., Malkova G. V., Melnikov V. P., 2008.** Recent Advances in Russian Geocryological Research: a Contribution to the International Polar Year. Proceedings of the 9th Intern. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 29–July 3, vol. 1, pp. 379–385.
- Grosse G., Jones B., 2011.** Spatial distribution of pingos in northern Asia, The Cryosphere, vol. 5, pp. 13–33.
- Kamalov A. M., Ogorodov S. A., Arkhipov V. V., 2002.** Coastal dynamics of the Western Yamal, in: Extreme Cryogenic Phenomena: Basic and Applied Aspects, Proceedings of the International Conference, Pushchino, pp. 63–64.
- Lantuit H., Overduin P. P., Couture N., Wetterich S., Ar F., Atkinson D., Brown J., Cherkashov G., Drozdov D., Forbes D. L., 2012.** The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Permafrost Coastlines, Estuaries and Coasts, vol. 35, no. 2, pp. 383–400.
- Lewkowicz A. G., 1990.** Morphology, frequency and magnitude of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T., Proceedings of the 5th Canadian Permafrost Conference, Quebec, June 1990, M. M. Burgess, D. G. Harry, D. C. Sego (eds.). Laval University, Quebec, Collection Nordicana, no. 54, pp. 111–118.
- Marchenko S., Wisser D., Romanovsky V., Chapman W., Froliking S., Walsh J. E., 2013.** Coupled Hydrological and Thermal Modeling of Permafrost and Active Layer Dynamics: Implications to Permafrost Carbon Pool in Northern Eurasia, Труды конференции “International Conference and Young Scientists School on Computational Information Technologies for Environmental Sciences: “CITES-2013”, Petrozavodsk, Russia, 25 August–5 September, (в печати).
- Marchenko S., Romanovsky V., Chapman W. L., Walsh J. E., 2012.** Possible Future Changes in Permafrost and Active Layer Thickness in Northern Eurasia and their Relation to Permafrost Carbon Pool, Abstract GC31B-0987 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, 3–7 December 2012.
- Marchenko S., Romanovsky V., Tipenko G., 2008.** Numerical Modeling of Spatial Permafrost Dynamics in Alaska, Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost. University of Alaska Fairbanks, June 29–July 3, D. L. Kane, K. M. Hinkel (eds.), vol. 2, pp. 1125–1130.
- Mazhitova G., Malkova G., Chestnykh O. et al., 2004.** Active layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites, Permafrost and Periglacial Processes, no. 15, pp. 123–139.
- Melnikov E. S., Leibman M. O., Moskalenko N. G., Vasiliev A. A. 2004.** Active-Layer Monitoring in the Cryolithozone of West Siberia, Polar Geography, vol. 28, no. 4, pp. 267–285.
- Pavlidis Yu. A., Leontiev I. O., Nikiforov S. L., Rahold F., Grigoriev M. N., Razumov S. R., Vasiliev A. A. 2007.** General Forecast of the Evolution of the Coastal Zone of the Eurasian Arctic Seas in the 21st Century, Oceanology, vol. 47, no. 1, pp. 116–126.
- Report UNEP: Policy Implications of Warming Permafrost, 2012.**
- Riordan B., Verbyla D., McGuire A. D., 2006.** Shrinking ponds in subarctic Alaska based on 1950–2002 remotely sensed images, Journal of Geophysical Research, vol. 111, G04002, doi:10.1029/2005JG000150.
- Romanovsky V. E., Drozdov D. S., Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N. G., Sergeev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A., Vasiliev A. A., 2010.** Thermal State of Permafrost in Russia, Permafrost and Periglacial Processes, vol. 21, pp. 136–155.
- Romanovsky V. E., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Oberman N. G., Drozdov D. S., Malkova G. V., Moskalenko N. G., Vasiliev A. A., Sergeev D. O., Zheleznyak M. N., 2008.** Thermal State and Fate of Permafrost in Russia: First Results of IPY, Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska, Fairbanks, June 29–July 3, 2008, D. L. Kane, K. M. Hinkel (eds.), vol. 2, pp. 1511–1518.
- Shiklomanov N. I., Nelson F. E., Streletskiy D. A., Hinkel K. M., Brown J., 2008.** The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Data Collection, Management, and Dissemination Strategies, *ibid.*, pp. 1647–1652.
- Skryabin P. N., Varlamov S. P., Skachkov Y. B., 2008.** Evaluation of Recent Changes in the Ground Thermal State, Central Yakutia, *ibid.*, pp. 1653–1659.
- Smith I. C., Sheng Y., MacDonald G. M., Hinzman L. D., 2005.** Disappearing Arctic lakes, Science, vol. 308, no. 5727, pp. 1429. doi:10.1126/science.1108142.
- Ukraintseva N. G., 2008.** Vegetation Response to Landslide Spreading and Climate Change in the West Siberian Tundra, *ibid.*, pp. 1793–1798.
- Vasiliev A. A., Leibman M. O., Moskalenko N. G. 2008.** Active Layer Monitoring in West Siberia under the CALM II Program, Permafrost, *ibid.*, pp. 1815–1820.

ГЛАВА 4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

М. Д. Корзухин

Д. Г. Замолодчиков, Г. Э. Инсаров, Г. Н. Краев, А. А. Минин, А. В. Пчелкин, А. А. Сирин, С. Н. Титкина, А. З. Швиденко, С. Г. Шиятов, Д. Г. Щепашенко

4.4.1. Введение

Сухопутные экосистемы на территории России и их реакции на изменения климата достаточно разнообразны, поэтому они не могут быть полностью представлены в настоящем обзоре. В качестве объектов (экосистемы, их элементы) взяты наиболее чувствительные к изменениям климата или такие, реакция которых считается значимой с какой-либо точки зрения. Критерием отбора была также степень изученности объекта (что косвенно является мерой его значимости).

Помимо собственно российских, использовались зарубежные источники, содержащие результаты исследований для территории России. Это работы двух типов: сделанные иностранными авторами на/для территории России (иногда в соавторстве с отечественными авторами) и работы глобального или Пан-Арктического охвата, в которых северная Евразия является частью территории.

Работы, посвященные воздействию изменений климата за последние десятилетия, могут быть использованы для прогноза на XXI век с помощью экстраполяции найденных трендов.

4.4.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

Первый оценочный доклад (Оценочный доклад ..., 2008) констатировал, что по данным наблюдений в конце XX века на территории России произошел ряд заметных изменений в параметрах и функционировании сухопутных экосистем, которые принято связывать с изменением климата. Изменились сроки фенологических событий у растений – распускание листьев, цветение, пожелтение листьев: на Европейской части России (ЕЧР) наблюдался сдвиг весенних сроков в сторо-

ну более ранних дат, что является ожидаемым откликом на потепление климата. Смещение сроков у животных менее определено. В самом северном в мире древостое – урочище Ары-Мас – в XX веке произошло увеличение сомкнутости древостоев и продвижение границы леса (лиственницы) в зону тундры. В некоторых горных районах страны наблюдается заметное изменение высотных границ растительных зон; так, в горных экосистемах Национального парка “Таганай” (Южный Урал) произошел подъем верхней границы леса. Изменение климата сказывается на состоянии особо охраняемых природных территорий, к которым относятся, прежде всего, заповедники. Последствиями изменения климата у растений и животных также являются изменения видового состава и численности популяций. С 1975 г. в Сихотэ-Алинском заповеднике отмечается гибель дубовых лесов, вызванная грибными заболеваниями, что связывается с продвижением на север ареала патогенных грибов вследствие потепления. К концу XX века изменение климата во многих заповедниках привело к увеличению уровня пожароопасности (например, в Баргузинском).

Что касается ожидаемых изменений, то на основе одной биоклиматической модели для климата 2090 г. предсказывалось сокращение вдвое площади лесов, сдвиг границы лес–степь к северу в Центральной Сибири на сотни километров, двухкратный рост площади опустыненных степей. Время достижения такого состояния плохо определено. В зоне лесотундры возрастет роль древесной растительности, главным образом березы. Уменьшится площадь ягельников. Песец будет испытывать сильную конкуренцию с лисицей, ареал которой сместится к северу вследствие потепления. На Таймыре летняя жара и засуха могут привести к резкому снижению численности лемминга. Возможно сильное сокращение ареала краснозобой казарки. Для северных оленей и овцебыков наибольшую опасность представляет увеличение частоты и интенсивности весенних и осенних оттепелей и заморозков. Для белого медведя потепление климата может иметь как положительные (уменьшение смертности молодняка), так и отрицательные последствия (сокращение

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

площади льдов – уменьшение возможностей охоты на тюленей).

При этом в Первом оценочном докладе не был затронут вовсе или освещен недостаточно широко ряд тем: фенология растений и животных, эффект стимуляции роста растений увеличением концентрации CO_2 , углеродный бюджет растительных экосистем, модельные оценки изменения границ биомов, болотные экосистемы, катастро-

фические воздействия на леса. Многие оценки будущих изменений в экосистемах носили качественный характер и не сопровождались соответствующими картами. При написании данной главы авторы стремились восполнить эти пробелы, в частности, привлекая оценки, сделанные на основе количественных моделей. Использованная литература опубликована, в основном, после выхода Первого оценочного доклада. Значительно рас-

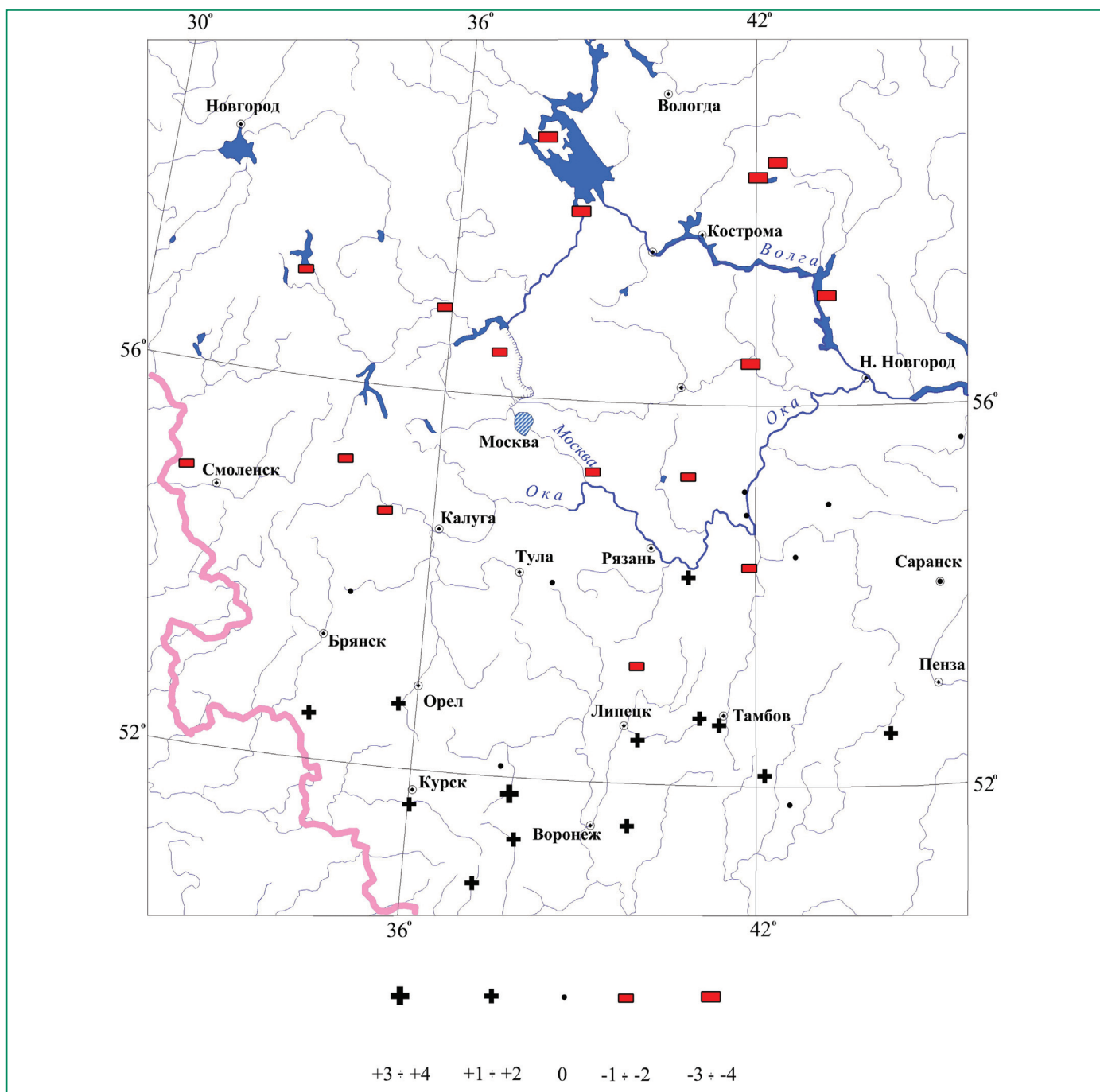


Рис. 4.4.1. Смещение дат зацветания липы мелколистной за период 1970–2010 гг., в сутках (рисунок подготовлен А. В. Восковой).

ширена литературная база обзора, особенно в отношении англоязычных работ.

4.4.3. Состояние растений

Основные изменения растительности в северном полушарии за 1980–2008 гг., связанные с изменениями климата, состоят в увеличении вегетационного периода, ускорении роста деревьев и продвижении к северу древесной растительности, а также в смещении экотонов вверх в горах (Delbart et al., 2008; Jeong et al., 2011).

4.4.3.1. Фенология растений

Данные о смещении сроков наступления фенологических фаз у растений продолжают оставаться одним из основных видов информации о реакции биоты на современные изменения климата. Изучение фенологии растений исходит из базового предположения о том, что при прочих равных условиях местообитания, сроки наступления и окончания активности определяются климатом. Механизмы этих зависимостей до сих пор во многом не ясны, так что при изучении фенологии растений применяются эмпирические модели, которые сейчас активно разрабатываются (Picard et al., 2005; Stockli et al., 2011). Существующие глобальные модели растительности недостаточно адекватно учитывают фенологию, что ведет к ошибкам в оценках продуктивности в 8–13% (Richardson et al., 2012). Эволюционно-экологические основы реакции растений на изменения климата можно найти в работе (Pau et al., 2011), здесь же мы приведем эмпирические данные по фенологии.

Согласно данным (Minin, 2012), за период 1970–2010 гг. тренд (τ) дат развертывания первых листьев березы бородавчатой (*Betula pendula* Roth.) для центральной области ЕЧР составил $\tau = -0.05$ – (-0.2) день/год, с увеличением с юга на север. Даты окончания листопада менялись по площади разнонаправленно. Даты зацветания липы мелколистной (*Tilia cordata* Mill.) в северных и южных областях ЕЧР имеют противоположный тренд, с нулевым значением по линии Брянск–Рязань–Саранск (рис. 4.4.1). В целом для этого региона за последний 41 год в его северной части

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

(подзона южной тайги и, в меньшей степени, подзона подтаежных лесов) устанавливались более ранние сроки наступления весенних и летних фенологических событий (на примере березы и липы); за последнее десятилетие эта тенденция несколько ослабла. В южной половине ЕЧР (широколиственные леса, лесостепь) тренды либо отсутствуют (весенние события), либо слабо положительные (летние события). Для осенних событий (окончание листопада у березы) картина по сравнению с 1970–2000 гг. не столь определена.

Длина вегетационного периода (LGS, Length of the Growing Season) зависит в основном от температуры воздуха T , влияет на годовую ассимиляцию CO_2 и поэтому является предметом тщательного изучения в мировой литературе. Ниже мы дадим обзор результатов по изменению собственно LGS; влияние на углеродный цикл рассмотрено в разделе 4.4.4.

Рост LGS увеличивает как нетто-продуктивность экосистемы, NEE , так и величину ее дыхания, Re , поэтому прирост брутто-продуктивности, $\delta GPP = \delta NEE - \delta Re$ может, вообще говоря, иметь любой знак.

Barichivich et al. (2012) нашли, что в северном полушарии LGS росла с 1950 г., особенно сильно за 1980–2011 гг. (тренд $\tau = 0.29$ день/год, при этом 0.40 день/год для Евразии), а весенняя и летние температуры – на $0.043^\circ\text{C}/\text{год}$ и $0.046^\circ\text{C}/\text{год}$ соответственно. Соответственно, менялись сроки таяния снега и распускания листвы. Как установлено, весеннее увеличение LGS приводит к росту GPP , в то время как осеннее увеличение может вести и к росту, и к уменьшению GPP из-за роста Re более сильного, чем рост NEE . В итоге, согласно Barichivich et al. (2012), эффект наблюдаемого увеличения LGS не сопровождается достоверным ростом поглощения CO_2 .

В то же время, Picard et al. (2005) калибровали модель распускания листвы на данных, полученных со спутникового сенсора VEGETATION для большой области в Сибири (80 – 120° в.д., 50 – 70° с.ш.), включили модель распускания в динамическую модель глобальной растительности SDGVM (Woodward, Lomas, 2004) и путем численных экспериментов нашли, что при изменении даты начала вегетации, t_v , на 1 день чистая первичная продукция NPP меняется на $10 \text{ гС м}^{-2} \text{ год}^{-1}$

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

(примерно 2% для Сибири), что говорит о заметном влиянии фенологии деревьев на их продуктивность.

Gunderson et al. (2012) приводят результаты 4-летнего эксперимента по искусственному подогреву воздуха вокруг четырех древесных пород, проведенного с целью найти изменения в сроках раскрытия почек. При приросте температуры $\delta T = +2^{\circ}\text{C}$ почки раскрывались на 4–9, при $\delta T = +4^{\circ}\text{C}$ – на 6–14 дней раньше контрольного роста. Также, осенью хлорофилл сохранял активность на 4 и 7 дней дольше, соответственно.

Анализ многочисленных спутниковых данных по NDVI для северного полушария (Jeong et al., 2011) показывает увеличение LGS – за счет более раннего начала (SGS – Start of the Growing Season) и более позднего окончания (EGS – End of the Growing Season) (рис. 4.4.2). При этом скорость изменений за периоды 1982–1999 гг. и 2000–2008 гг. существенно различается. Для раннего периода смещение сроков начала составило 5.2 дня, для позднего – 0.2 дня. Соответственно, окончание сезона вегетации сместилось на 4.3 и на 2.3 дня (Jeong et al., 2011). В пределах полуша-

рия отмечаются и существенные региональные различия в активности наблюдаемых изменений. Для центральной области ЕЧР и юга западной Сибири тренд LGS составляет $\tau \sim 0.4\text{--}1.0$ день/год.

Согласно спутниковым данным (Kim et al., 2012), в течение 1979–2008 гг. наблюдался достоверный положительный тренд теплого периода ($T > 0^{\circ}\text{C}$) в северном полушарии, $\tau = 0.189$ день/год, который тесно связан ($R = 0.712$) с трендом среднегодовой температуры ($\tau = 0.033^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Естественно предположить, что продолжительность вегетационного периода функционально связана с длиной теплого периода (прежде всего, через активизацию корневой системы). Однако дата весеннего таяния за 1982–2000 гг. менялась не столь определенно – рис. 4.4.3 (Sitch et al., 2007); в частности, в России слабо представлены области с заметно более ранним таянием, а примерно на половине территории северной Сибири таяние началось позже.

Анализом спутниковых данных в (Delbart et al., 2006) найден тренд в датах начала вегетации (распускания листвы), τ , за 1982–2004 гг. для большой территории северной Евразии (область

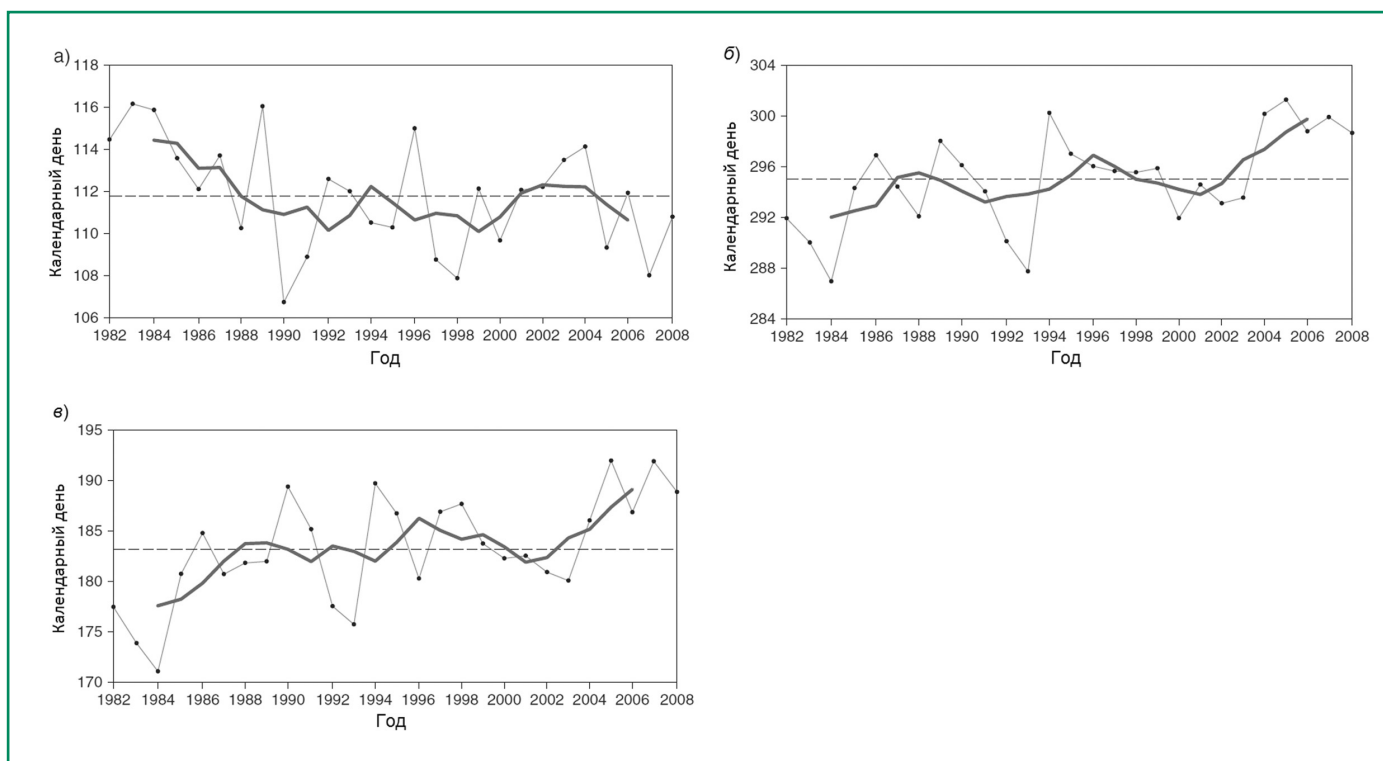


Рис. 4.4.2. Динамика трех индексов вегетации для северного полушария: (а) – SGS, (б) – EGS, (в) – LGS (обозначения см. в тексте), Jeong et al. (2011). ---•--- – текущие значения, ---- – скользящее среднее, - - - – среднее значение индекса за период наблюдений.

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

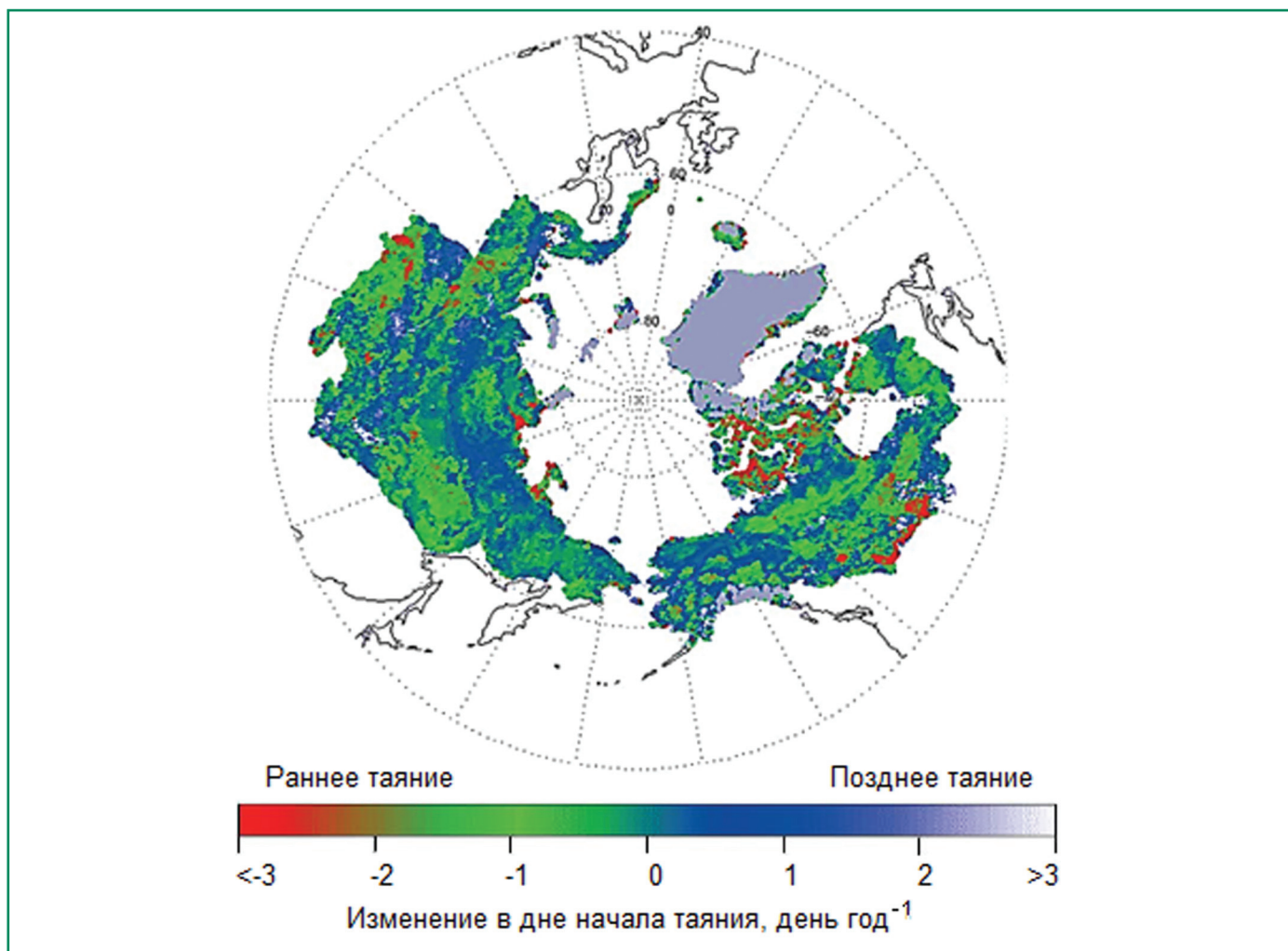


Рис. 4.4.3. Пространственное распределение изменения в сроке весеннего таяния, среднее за 1988–2002 гг. (Sitch et al., 2007).

(45–180° в.д., 50–72° с.ш.), занятой, в основном, темнохвойной и лиственничной бореальной тайгой). Средняя для всей территории величина тренда $\tau = 0.5$ день/год (+11.6 дней за весь период). Детальный анализ трендов для t_v на основе моделирования, наземных и спутниковых данных был предпринят в работе (Delbart et al., 2008) для лесов северной Евразии. Предполагалось, что вегетация начинается, когда сумма среднесуточных температур воздуха выше порогового значения (4.1°C) достигает 65°C (параметры найдены по спутниковым данным). Обнаружен достоверный отрицательный тренд для t_v за 1960–2002 гг. во всех местах наземных измерений (Delbart et al., 2008).

Schwartz et al. (2006) собрали температурные данные за 1955–2002 гг. с 1417 наземных станций для широт севернее 40° в.д., из них примерно 120 станций в России. Почти все имеют тренд весен-

него распускания $\tau \sim -0.3$ –0.0 день/год со средним $\tau = -0.12$ день/год.

Для Сохондинского заповедника отмечено снижение ценоотической активности лиственницы даурской и рост ее у кедра сибирского, что связано с потеплением и с более быстрой протайкой сезонной мерзлоты и с деградацией многолетней мерзлоты (Галанин, Долгалева, 2009). Исследования в Ильменском заповеднике показали, что в годы с ранней и теплой весной у растений значительно раньше начинаются цветение и распускание почек (Гордиенко, Соколов, 2009).

По сравнению с наблюдениями 30–40-летней давности, в заповеднике “Столбы” полное разворачивание листвы наступает раньше на две декады у сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*) и кедра сибирского (*Pinus sibirica*), приблизительно на одну декаду у остальных древесных пород: пихты

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

сибирской (*Abies sibirica*), ели сибирской (*Picea obovata*), лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), осины (*Populus tremula*), березы повислой (*Betula pendula*), рябины сибирской (*Sorbus sibirica*), черемухи (*Padus avium* Mill.), что связано с температурным режимом мая для хвойных и апреля для лиственных (Овчинникова и др., 2011).

4.4.3.2. Стимуляция роста растений увеличением концентрации CO_2

Эффект стимуляции роста хорошо известен и прямо следует из известного механизма фотосинтеза (Lloyd, Farquhar, 1996). Вопрос состоит в том, каков вклад этого эффекта в изменение состояния растительности при изменениях климата. Например, Bala et al. (2005) на основе модельных расчетов получили, что основной прирост биомассы растений в глобальном масштабе будет происходить из-за прямой стимуляции роста (а не, например, из-за роста температуры); такой же результат получен при расчетах по климатической модели ИФА РАН (Елисеев, 2011). Таким образом, представляет интерес количественная оценка обсуждаемого эффекта. Зависимость скорости фотосинтеза от $[\text{CO}_2]$ в настоящее время

далека от насыщения, которое наступает при $[\text{CO}_2] \sim 700 \text{ млн}^{-1}$. Результаты могут быть использованы при прогнозных оценках урожайности сельскохозяйственных видов и в лесоводстве.

Типичная зависимость двух центральных для ассимиляции CO_2 величин приведена на рис. 4.4.4 (Franks et al., 2013; Silva, Anand, 2013). Как следствие этих зависимостей, наблюдается рост эффективности использования воды, $WUE = A/g_s$ (A и g_s пояснены в подписи к рисунку 4.4.4.). Систематическое изучение проблемы производится, в частности, в долговременной (от 1–3 до 9 лет) серии натурных экспериментов в рамках программы FACE – Free Air CO_2 Enrichment (24 локализации в 2004 г. – Nowak et al., 2004).

Для определения удельного прироста относительной продуктивности деревьев при увеличении $[\text{CO}_2]$, удобно использовать коэффициент b_{gf} (“biotic growth factor”), связывающий относительный прирост скорости фотосинтеза A с приростом $[\text{CO}_2]$, dC :

$$(A(C_0 + dC) - A(C_0)) / A(C_0) = b_{df} \cdot dC,$$

где C – концентрация CO_2 , $C_0 = 360 \text{ млн}^{-1}$; продуктивность измерялась или скоростью ассимиля-

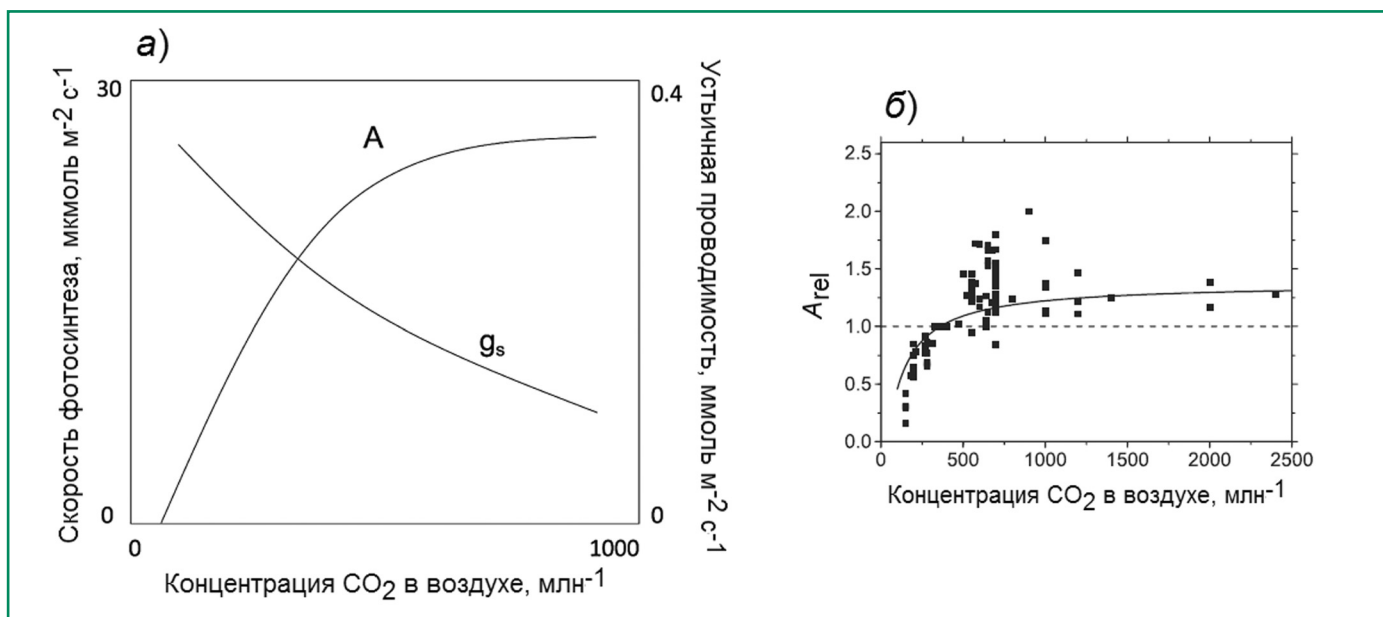


Рис. 4.4.4. Зависимость скорости фотосинтеза (A) и устьичной проводимости (g_s) от $[\text{CO}_2]$: (а) для тополя (*P. deltoides*) при интенсивности света $2000 \text{ мкмоль м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ и $T = 30^\circ\text{C}$ (Silva and Anand, 2013); (б) скорость фотосинтеза, A_{rel} , найденная относительно значения при $[\text{CO}_2] = 360 \text{ млн}^{-1}$ в независимых экспериментах в рамках программы FACE (Franks et al., 2013).

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

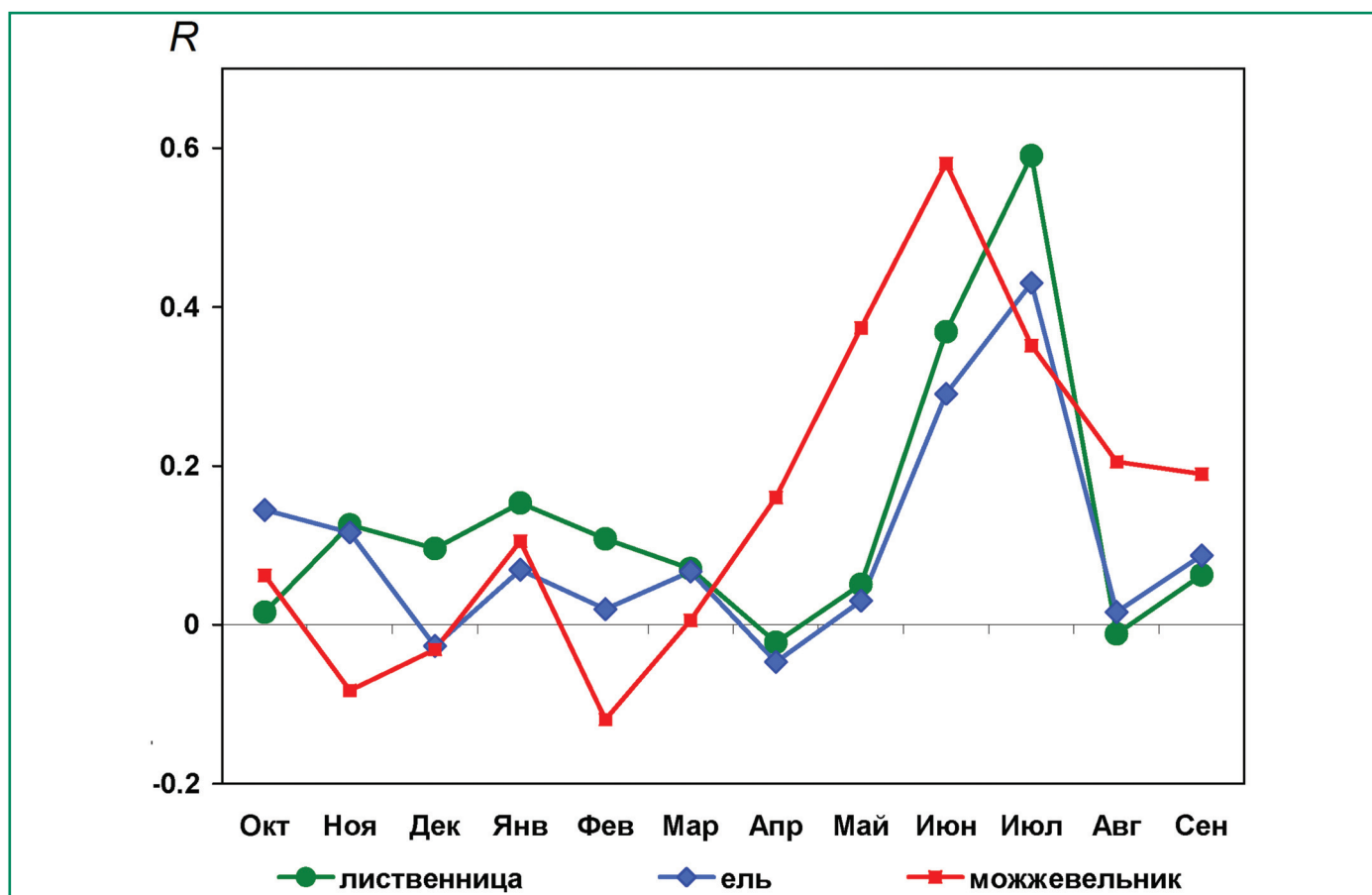


Рис. 4.4.5. Коэффициент корреляции R между индексами прироста и температурой воздуха в отдельные месяцы предыдущего (октябрь–декабрь) и текущего (январь–сентябрь) года роста можжевельника (*J. communis*), ели (*P. abies* (L.) H.Karst.) и лиственницы (*L. sibirica*) (Hantemirov et al., 2011).

ции листа, $\text{мкмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$, или приростом биомассы особи, г/год ; dC обычно находилась в пределах 200–360 млн^{-1} . Полученные значения b_{gf} находятся в пределах $1.2\text{--}2.9 \cdot 10^{-3}$ (источники см. в обзоре Franks et al., 2013).

Влияние изменения $[\text{CO}_2]$ на радиальный прирост деревьев было исследовано в работе (Gedalof, Berg, 2010) по глобальной базе данных по древесным кольцам (International Tree ring Data Bank: Grissino-Mayer, Fritts, 1997). Было найдено, что в 20% (из 2431 случая хронологических записей прироста) ускорение прироста не может быть объяснено климатическими причинами, что, по мнению авторов, говорит о наличии прямой стимуляции прироста ростом $[\text{CO}_2]$.

4.4.3.3. Радиальный прирост деревьев

Радиальный прирост древесных растений является чувствительным параметром, реагирую-

щим на изменение погодных и климатических факторов, особенно в экстремальных почвенно-климатических условиях (северная, южная, верхняя и нижняя границы леса, границы ареалов древесных видов, заболоченные, длительно затапливаемые, засоленные и скальные местообитания). Ввиду сравнительно простой измеряемости, этот параметр широко используется для климатических реконструкций и в прогнозных целях.

На территории России создана сравнительно густая сеть дендроклиматических станций, для которых построено около 600 древесно-кольцевых хронологий различной длительности (Шиятов, 2009). По древесно-кольцевым хронологиям, полученным для северной и верхней границ леса, можно судить, в основном, о температурном режиме, а по древесно-кольцевым хронологиям, полученным для южной и нижней границ леса – о режиме увлажнения. В высоких широтах доля изменчивости радиального прироста деревьев,

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

которая объясняется изменчивостью летней температуры воздуха, иногда достигает 70% (Шиятов, 2009).

Основой метода дендроклиматических реконструкций является выявление статистически достоверных связей между количественными характеристиками годовичных колец современной древесины (сформировавшихся за последние 100–200 лет) и гидрометеорологическими данными, собранными за это же время.

На рис. 4.4.5 показана связь между индексами ширины годовичных колец (или индексами прироста) и температурой воздуха в отдельные месяцы предыдущего и текущего года роста у различных видов древесных растений, произрастающих на

Полярном Урале. Достоверное влияние на радиальный прирост ели и лиственницы оказывает температура воздуха июня и июля, а у можжевельника, кроме того, и температура мая.

Имеется опыт использования древесно-кольцевых хронологий для оценки динамики запасов древостоев под влиянием изменений климата, поскольку между приростом по диаметру и приростом по объему существует тесная корреляционная связь, $R = 0.80–0.98$. В зависимости от вида деревьев и условий местообитания, индексы прироста могут коррелировать с одним из факторов, и не коррелировать с другим. Например, в степной зоне южного Урала определяющим фактором являются осадки (рис. 4.4.6) (Agafonov,

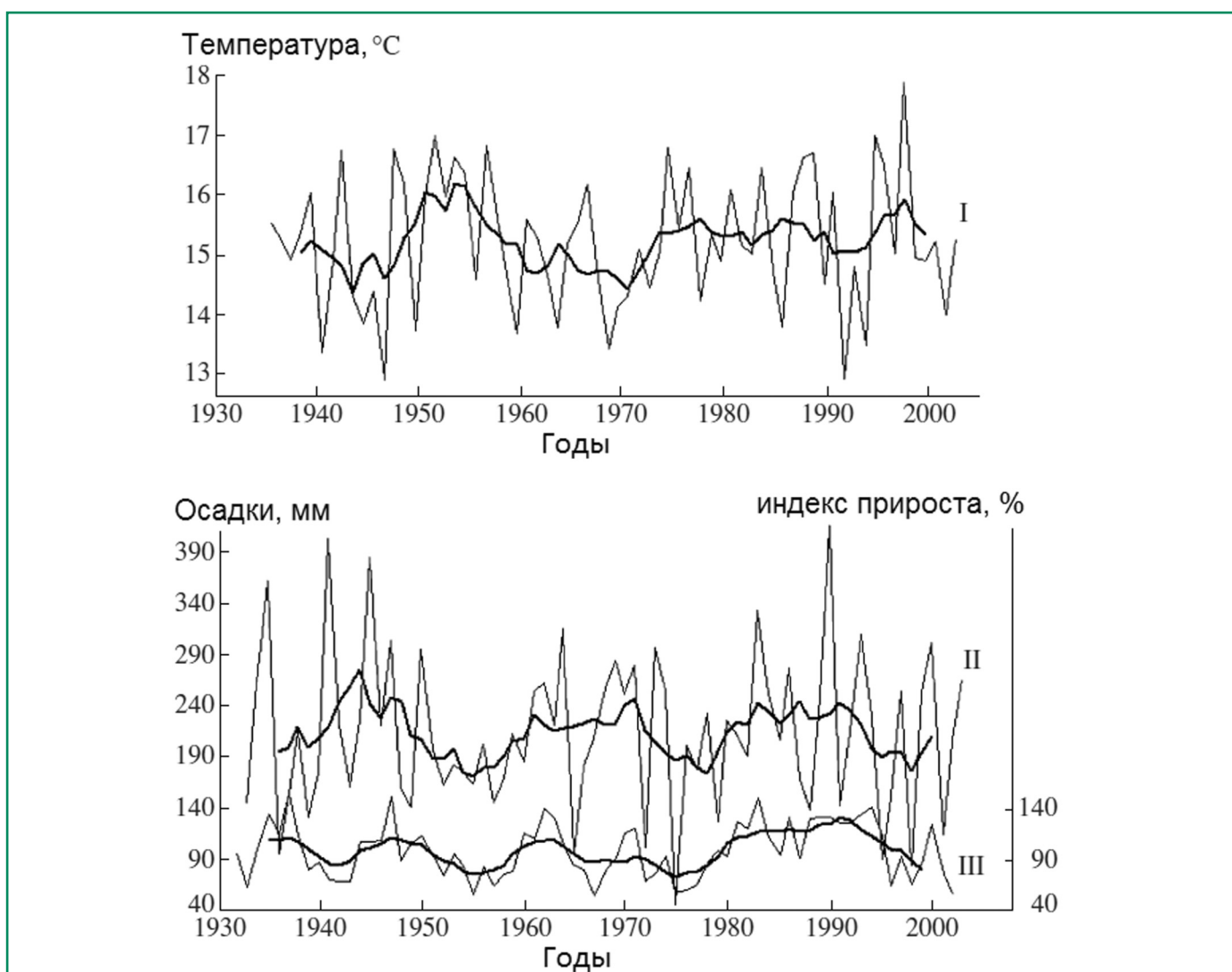


Рис. 4.4.6. Динамика среднемесячных температур за май–август (I), сумм осадков за тот же период (II) и индекса радиального прироста сосны (*Pinus sylvestris* L.) (III) в Карагайском Бору; жирные линии – скользящие 7-летние средние (Agafonov, Kukarskikh, 2008).

Kukarskikh, 2008), В центральной Якутии радиальный прирост лиственницы (*Larix cajanderi* Mayr) и сосны (*Pinus sylvestris* L.) зависит от температуры и осадков в определенные периоды вегетационного сезона (Nikolaev et al., 2011). Найденные зависимости могут использоваться для прогнозных оценок прироста при изменении климата.

В работе (Lloyd, Bunn, 2007) изучалась зависимость ширины годовых колец от климатических переменных в 232 точках бореальной тайги (Россия, Канада и США) и обнаружено повсеместное замедление радиального прироста деревьев за последнее столетие. Имея в виду наблюдаемое потепление, проверялись две гипотезы: прямой температурный стресс и вызванный ростом температуры водный стресс, однако найти какой-либо одной причины замедления не удалось.

По этим причинам, для перспективных оценок влияния изменения климата на прирост деревьев более целесообразно применять имитационные модели прироста деревьев. Например, имитационная модель (Ваганов, Шашкин, 2000) хорошо описывает не только радиальный прирост, но и структуру годовых колец у древесных растений (размеры клеток, соотношение ранней и поздней древесины и плотность древесины) в разных климатических условиях.

4.4.3.4. Смертность деревьев

Увеличение смертности деревьев может быть вызвано, вообще говоря, выходом любого экологического фактора за границы интервала его оптимума. Однако систематических данных, относящихся к большим облесенным площадям, явно недостаточно для количественных оценок явления и осуществления прогноза. Тем не менее, в литературе имеется много данных, касающихся локальных объектов и ситуаций. Например, в уникальной серии 30-летних наблюдений за судьбой 92 тыс. сеянцев, высаженных в 1975 г. ниже и выше линии леса в Швейцарских Альпах (Barbeito et al., 2012) найдено, что наиболее сильным фактором, влияющим на смертность, является длительность существования снежного покрова, в то время как на скорость роста сильнее всего влияет температура воздуха. Основные наблю-

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

давшиеся виды: лиственница европейская (*Larix deciduas*), сосна горная Парадекиссен (*Pinus mugo* ssp. *uncinata*) и сосна кедровая европейская (*Pinus cembra*).

Ускорение смертности деревьев из-за роста частоты засух является общепризнанным фактом и имеет существенные масштабы (Allen et al., 2010); массовые усыхания отмечены, в частности, на Дальнем Востоке (Манько, Гладкова, 2001). В то же время, биологический механизм явления во многом не ясен (Sala et al., 2010); наиболее вероятные объяснения – истощение запаса углеводов дерева и ухудшение водоснабжения, вызванные повышением температуры и дефицитом влаги. Рост смертности за последние десятилетия сильнее всего выражен в хвойных лесах и объясняется активизацией грибов и насекомых-ксилофагов (Манько, Гладкова, 2001).

4.4.4. Углеродный бюджет и продуктивность растительных экосистем

4.4.4.1. Наблюдаемое состояние углеродного баланса и продуктивности растительных экосистем

Ввиду влияния парниковых газов на климат, оценки их бюджетов для территории Российской Федерации продолжают оставаться актуальным направлением изучения для отечественных и зарубежных исследовательских коллективов. Сохранение научного интереса в значительной степени связано с огромной площадью России (17.1 млн км², включая внутренние водоемы, или 11.5% от территории суши на Земле). Присутствие различных природных зон от тундры до пустынь, наличие выраженных изменений землепользования на протяжении нескольких столетий, различающиеся региональные климатические тренды вносят свой вклад в динамику круговоротов парниковых газов и требуют серьезных усилий для получения реалистичных оценок. При этом используется ряд методических подходов, в частности, оценка по динамике атмосферных концентраций CO₂ (метод инверсии), обобщение экспериментально-полевой информации для совокупности ландшафтов или иных категорий земного покрова (инвентаризация), модельные расчеты. Отметим, что модель-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ная компонента в той или иной степени присутствует как в инверсионных, так и инвентаризационных оценках, поскольку имеющейся экспериментально-полевой информации, как правило, недостаточно либо с количественной (ограниченный объем точек исследований), либо с качественной (ограниченная полнота сведений) точек зрения.

Баланс углерода для биомного уровня оценивается следующим уравнением ($NBP > 0$ соответствует стоку):

$$NBP = NPP - Rh - M,$$

где NPP – чистая первичная продукция, Rh – гетеротрофное дыхание, M – потери углерода при различных нарушениях растительного покрова.

NPP наземных экосистем России оценивается в пределах 2745–4763 Мт С/год, Rh – 2215–3464 Мт С/год, NBP – 183–1735 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007; Кудеяров и др., 2007; Dolman et al., 2012). Разброс оценок объясняется тем, что в разных работах в углеродный бюджет включены не всегда схожие расходные статьи, а также различиями в применяемых методиках.

При осуществлении инверсионной оценки по моделям атмосферного транспорта подбирается такое распределение стоков либо источников CO_2 , которое приводит к наилучшему соответствию модельных оценок концентраций CO_2 в атмосфере результатам инструментальных измерений. Далее по разности найденных величин стоков и источников, а также известных антропогенных эмиссий рассчитывается углеродный баланс экосистем рассматриваемой территории. Применение различных схем инверсионной оценки естественно приводит к разным результатам. Анализ баланса, осуществленный для территории России в обобщающей работе (Dolman et al., 2012) по 12 различным инверсионным схемам, дал среднюю величину $NBP = 943$ Мт С/год (сток углерода). На рис. 4.4.7 показано распределение стоков и источников углерода для территории России, полученное одним из методов (Land Ecosystem Assessment – Оценка для Сухопутных Экосистем). Сходная величина углеродного баланса территории России, $NBP = 730$ Мт С/год получена в работе (Ciais et al., 2010).

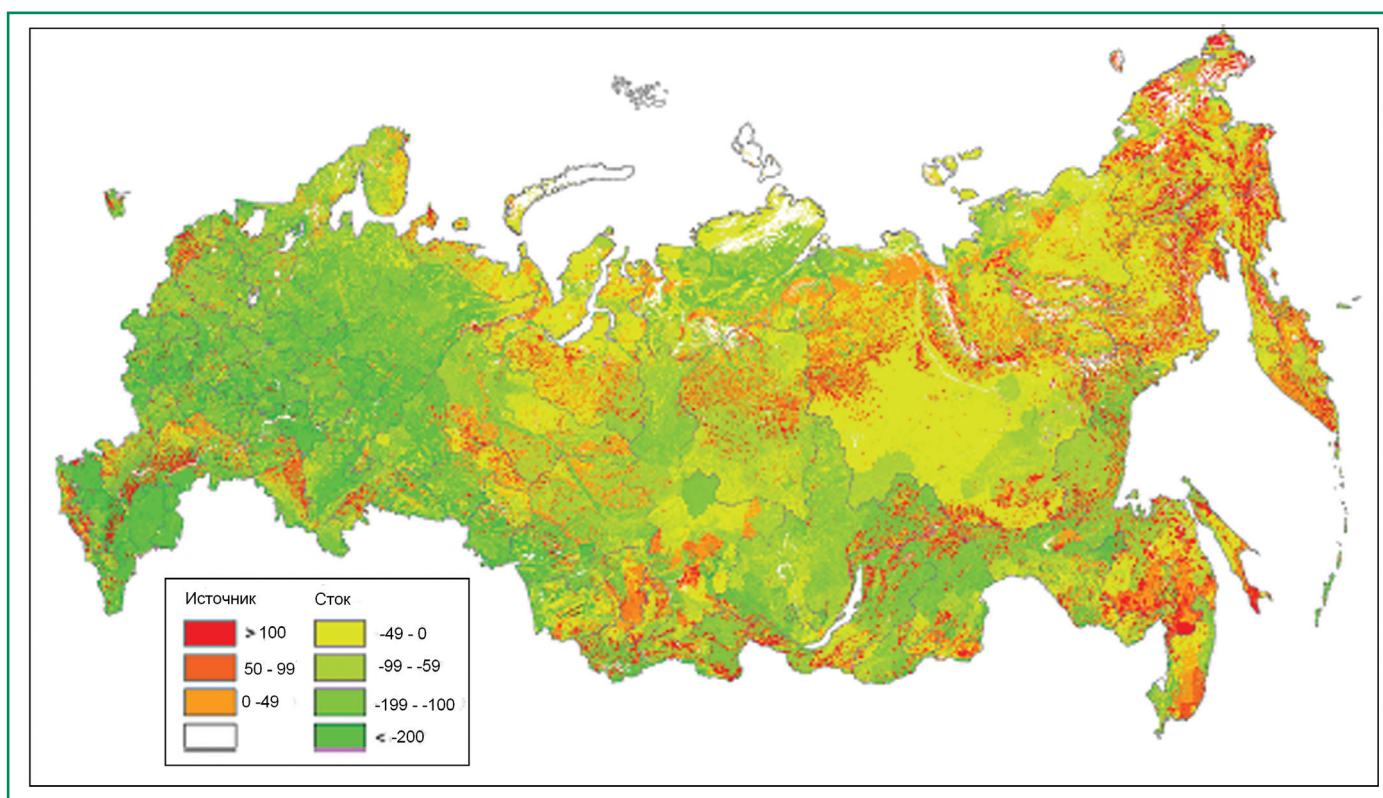


Рис. 4.4.7. Углеродный баланс территории России: плотность потока углерода, г С м⁻² год⁻¹ (Dolman et al., 2012).

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

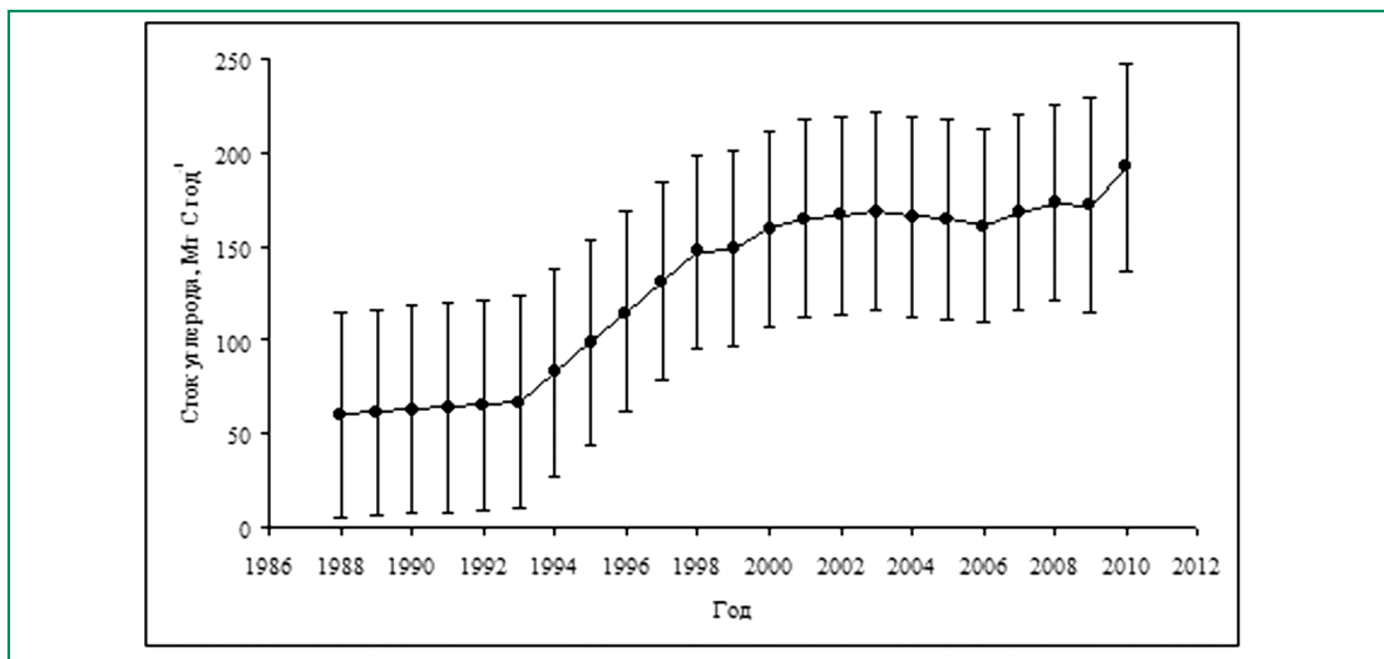


Рис. 4.4.8. Динамика баланса углерода в управляемых лесах России (Замолотчиков и др., 2013).

В работе (Chevallier et al., 2010) рассматривается инверсионная оценка глобальной динамики баланса углерода за 1988–2008 гг. по 22 географическим регионам. Регион “Бореальная Евразия” почти точно укладывается в территорию Уральской и Азиатской частей России. Средний за 21 год сток атмосферного углерода в регионе “Бореальная Евразия” $NBP = 290 \pm 350$ Мт С/год. Отметим, что для 1988–1993 гг. для региона были характерны близкие к нулевым значения баланса углерода, сток стал усиливаться с середины 1990-х годов, но при этом увеличился и размах межгодовых вариаций, достигавший 500 Мт С/год. Высокая неопределенность рассмотренных инверсионных оценок баланса углерода на территории России связана с немногочисленностью точек инструментальных измерений концентраций атмосферных газов (Ciais et al., 2010).

Значительная часть имеющихся в литературе оценок стока углерода в леса России укладывается в диапазон 30–250 Мт С/год (Гитарский и др., 2002; Замолотчиков и др., 2011; 2013; Замолотчиков, 2012; Nilsson et al., 2000). Вариации оценок данного ряда определяются различиями в полноте рассмотрения пулов углерода (все пулы или только биомасса), периодах оценки, охвате территории лесов, деталях методических подходов. Имеется ряд и более высоких оценок стока,

находящихся в пределах 450–690 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007; Pan et al., 2011; Dolman et al., 2012).

Из перечисленного разнообразия оценок более подробно остановимся на результатах, полученных на основе системы РОБУЛ (Региональная Оценка Бюджета Углерода Лесов, <http://www.cepl.rssi.ru/carbon.htm>) (Замолотчиков и др., 2011; 2013; Замолотчиков, 2012); эта система используется сейчас в национальном кадастре парниковых газов для формирования отчетности по сектору лесного хозяйства (Национальный доклад..., 2012). Источником исходных данных для системы РОБУЛ являются материалы Государственного лесного реестра (ГЛР) и архивные материалы государственных учетов лесного фонда (ГУЛФ).

Согласно РОБУЛ, годичный сток углерода в управляемые леса России (около 70% от площади всех российских лесов) в начале 1990-х годов составлял около 60 Мт С/год (рис. 4.4.8). В середине 1990-х годов сток углерода стал увеличиваться, а затем стабилизировался на уровне 160–180 Мт С/год. Этот уровень сохраняется и в настоящее время. Выявленные тенденции объясняются рядом факторов, из которых главным является резкое сокращение объемов заготовки древесины, имевшее место в России с начала

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Таблица 4.4.1. Тренд изменения *NPP* и средние значения *NPP* для различных частей Пан-Арктики* (Kimball et al., 2006)

Годы измерения	Тренд изменения <i>NPP</i> (% в год относительно начального года)				
	Пан-Арктика в целом	Отдельные пан-арктические регионы			
		Север Сев. Америки	Северная Евразия	Бореальный лес	Арктика
1982–1991	1.32	1.56	1.17	1.42	1.02
1982–2000	0.27	0.34	0.22	0.35	0.13
<i>NPP</i> , г С м ⁻² год ⁻¹	354	374	342	444	247

*Территория водосбора Северного Ледовитого океана (севернее 43° с.ш.).

1990-х гг. Второй фактор связан с сохранением приемлемого уровня охраны лесов от пожаров, допускающим сбои лишь при возникновении экстремальных засух. Третий фактор определяется увеличением площадей категорий защитных и охранных лесов за счет эксплуатационных, что ныне сдерживает рост объемов лесозаготовок. Отметим, что тенденция к усилению стока углерода с начала 1990-х годов отмечается и в рассмотренных выше работах по определению баланса углерода на территории России в целом.

Последним фактором, вызывающим рост поглощения углерода на землях России, является изменения в землепользовании, связанные с выводом в 1990-е годы из активного оборота земель сельскохозяйственного назначения. Сейчас на этих землях идет восстановление естественного растительного покрова, приводящее к увеличению запасов почвенного гумуса, а в лесной зоне – и фитомассы, что выражается в 74 ± 22 Мт С/год дополнительного стока углерода (Kurganova et al., 2010).

По сравнению с лесами, сведений по балансу углерода прочих крупных биомов территории России заметно меньше. Для тундр (2.35 млн км²) годовой сток углерода оценивается в 11 Мт С/год (Карелин, Замолотчиков, 2008) и в 22 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007), для болот (1.44–1.54 млн км²) в 35–53 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007; Dolman et al., 2012).

Проведенный обзор современных оценок углеродного баланса земель для национального и биомного уровней свидетельствует, что наземные экосистемы России в настоящее время являются мощным стоком атмосферного углерода. Однако, расхождения в абсолютных величинах оценок до-

статочно велики, что в значительной степени определяется нехваткой исходных инструментальных данных, создающих основу для обобщений и построения моделей. Различные подходы указывают на усиление стока углерода на территории России с начала 1990-х. Это усиление объясняется снижением антропогенной нагрузки на наземные экосистемы России, в первую очередь, за счет сокращения объемов заготовки древесины и площадей пахотных земель.

В целом, согласно обзору данных спутниковых и наземных наблюдений (Boisvenue, Running, 2006), наблюдаемые изменения климата оказывают стимулирующее действие на продуктивность лесов (из 49 включенных в обзор работ 37 сообщают о ее росте). Спутниковые наблюдения, интерпретированные “Моделью Продукционной Эффективности” (Production Efficiency Model), обнаружили положительный временной тренд величины *NPP*, дифференцированной по составляющим территории Пан-Арктики (табл. 4.4.1). Можно отметить повсеместное замедление роста в 1991–2000 гг. Аналогично, Grosso et al. (2008) применением регрессионной модели (калиброванной глобально по 5600 точек измерения нетто-продуктивности, *NPP* и климата) обнаружили рост *NPP* для северной Евразии за 100 лет (рис. 4.4.9).

Увеличение продуктивности северных экосистем связано как непосредственно с ростом температуры воздуха, так и опосредовано с изменением температуры почвы и положением и динамикой кровли многолетнемерзлых пород, ввиду ее ландшафтно-образующей роли. Изменения растительного покрова сопряжены с изменением почвенных и мерзлотных условий. Это связано с

изменением режима надмерзлотных вод, с поступлением питательных веществ, ранее законсервированных в мерзлых толщах, с увеличением глубины корнеобитаемого слоя. По данным циркумполярного мониторинга деятельного слоя (Circumpolar Active..., 2012) глубина сезонного оттаивания за период 2008–2011 гг. мало отличается от таковой за период 2004–2007 гг. Увеличение оттаивания произошло в кустарниковых тундрах северо-востока Русской равнины, в низовьях р. Индигирки, и в северной тайге Центральной Сибири. В то же время в тундрах Западной Сибири наблюдается сокращение мощности деятельного слоя.

Рост продуктивности тундр стимулирован улучшением условий роста растений в связи с подъемом температуры, увеличением фотосинтетически-активной радиации, изменением мерзлотных условий. Результаты наземных исследований согласуются с данными дистанционного зондирования. Так, наблюдается прогрессирующее увеличение NDVI в тундрах и в бореальных лесах

(Beck et al., 2011), что соответствует увеличению листовой фитомассы и продуктивности. Анализ последствий экспансии кустарников также указывает на положительную обратную связь с наблюдаемым трендом на потепление (Bonfils et al., 2012). Улучшение роста кустарников способствует стабилизации многолетнемерзлых пород (Blok et al., 2010).

4.4.4.2. Прогнозные оценки состояния углеродного баланса и продуктивности растительных экосистем

Модель цикла углерода суши, SLAVE показала, что NPP в северных широтах будет расти (+11% к 2100 г.), а в тропиках – падать (Berthelot et al., 2002) (рис. 4.4.10). McGuire et al. (2009) отмечают, что запас углерода в лесах северных широт будет снижаться по мере замещения бореальных хвойных пород бореальными лиственными, поскольку в последних запас углерода меньше. Аналогично, динамика запаса углерода в расти-

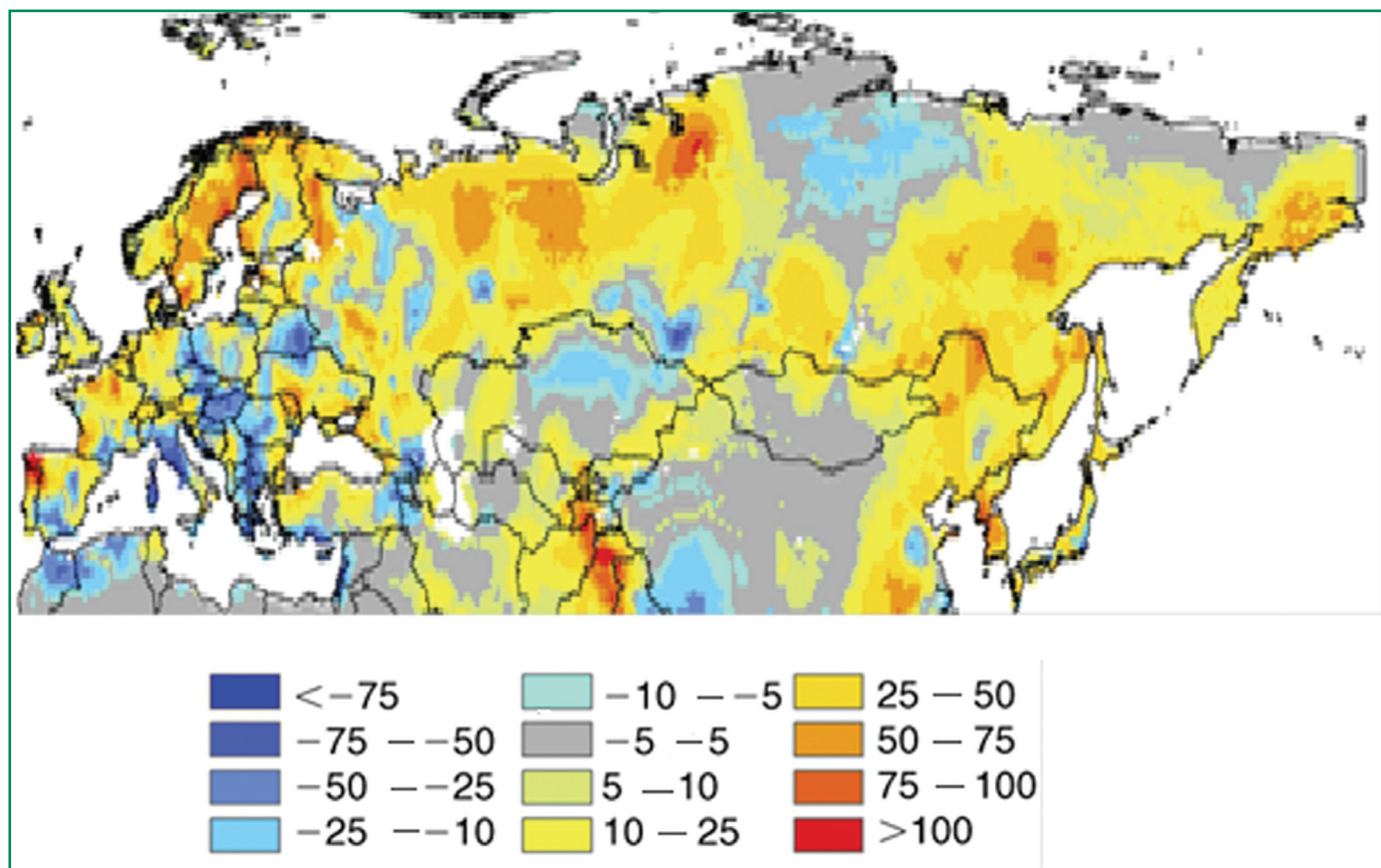


Рис. 4.4.9. Абсолютное изменение полной продуктивности NPP, г С м⁻² год⁻¹, за 1901–2000 гг., найденное обработкой данных наблюдений (Grosso et al., 2008).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

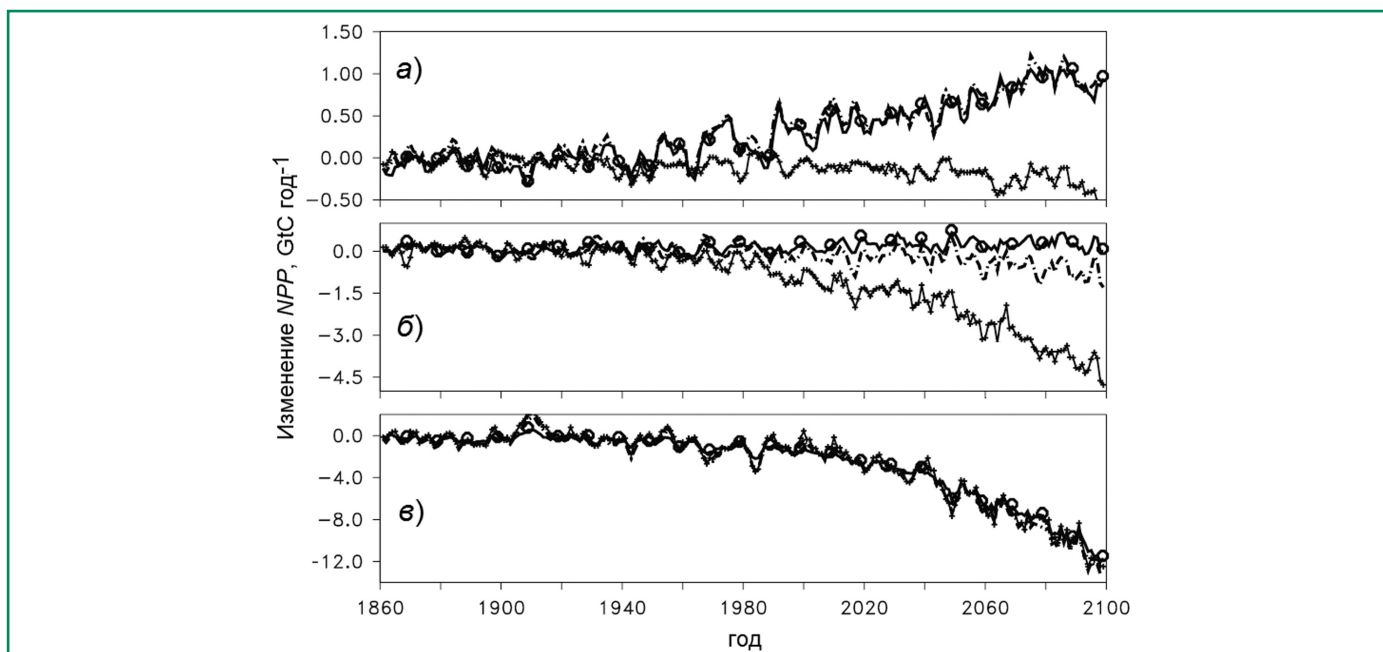


Рис. 4.4.10. Прогнозируемое изменение величины *NPP* (Гт С/год) для различных широтных зон при сценарии МГЭИК – А2 (Berthelot et al., 2002), с выделением влияния разных факторов: (а) тундра и бореальный лес (тайга), (б) посевы, степь, листопадный лес, (в) тропический лес и саванна. о — о — о — все климатические факторы, • — • — • — только температура, + — + — + — только влажность почвы

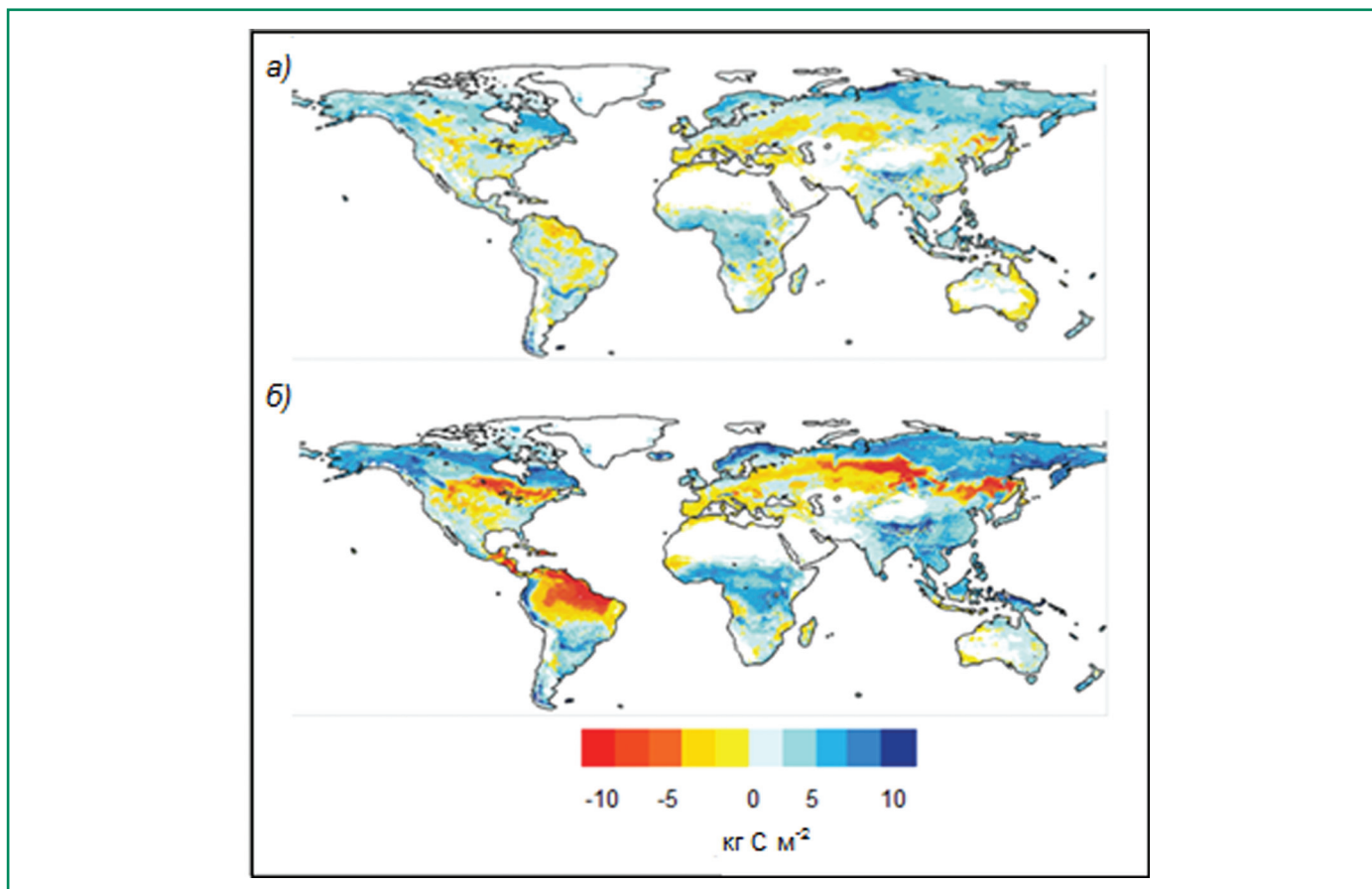


Рис. 4.4.11. Изменение содержания углерода в растительности между 2000 и 2100 гг. для двух сценариев МГЭИК: В1 (а) и А2 (б), согласно глобальной модели растительности LPJ (Lucht et al., 2006).

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

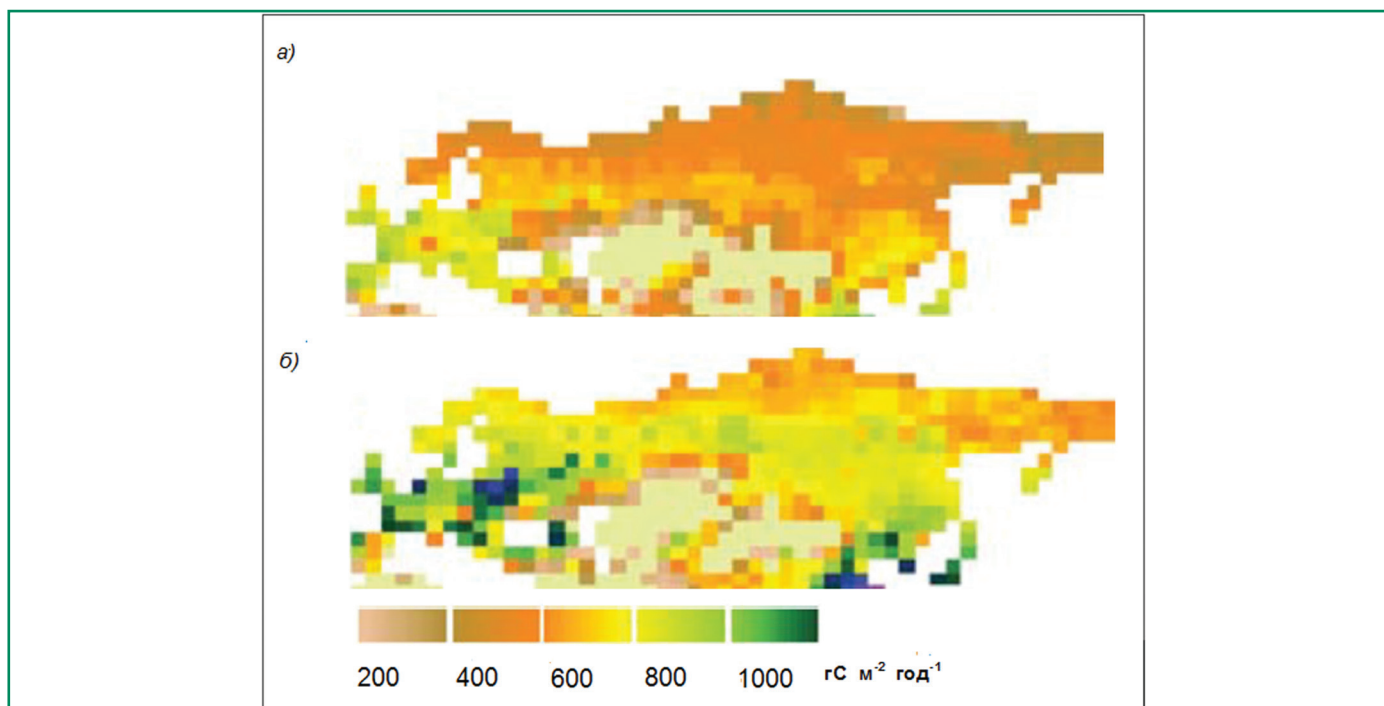


Рис. 4.4.12. Значения *NPP* для Евразии. (а) – базовые (для климата 2000 г.), и (б) – для климата 2100 г. при сценарии МГЭИК А2: концентрация CO_2 достигает 800 млн^{-1} , средняя глобальная температура воздуха увеличивается на 3.5°C относительно уровня температуры 2000 г. (часть глобальной карты из Woodward, Lomas, 2004). Использована климатическая модель HadCM3.

тельности была найдена по модели LPJ (Lucht et al., 2006) (рис. 4.4.11). Прогноз нетто-продуктивности растительности к концу XXI был выполнен авторами (Woodward, Lomas, 2004; рис. 4.4.12).

4.4.5. Границы растительных зон на равнине и в горах

4.4.5.1. Наблюдаемые изменения

4.4.5.1.1. Общая характеристика наблюдаемых изменений

В недавно проведенных исследованиях показано, что изменение климатических характеристик приводит к изменению ареалов видов, в основном, двух типов (Climate Change 2014a, 2014): (1) смещению ареалов вверх в горных местностях (Soja et al., 2007; Kharuk et al., 2010; Moiseev et al., 2010 и др.) и (2) смещению ареалов на север (Инсаров, 2010; Climate Change 2014b, 2014; и др.). Изменение ареалов доминирующих видов растений, например, лесообразующих пород деревьев, может привести к изменению границ биомов и растительных поясов в горах – в результате продвижения деревьев и кустарников в тундру, степь или альпийские

луга из прилежащих биомов или растительных зон. Положение границы между бореальным лесом и тундрой, в основном, контролируется температурой в течение вегетационного периода и годовыми осадками, при этом важную роль играют лесные пожары (Soja et al., 2007). Расположение экотона “лес–степь” зависит от таких факторов, как влажность почвы и свет, а также от конкуренции между деревьями и травянистыми растениями и от пожаров (Soja et al., 2007; Dulamsuren et al., 2010).

Важным объектом являются лиственничные леса, занимающие около половины площади Сибири. В течение последних тридцати лет наблюдается продвижение темнохвойной тайги (ель, кедр, пихта, береза, осина) на территории, занимаемые лиственничниками (Osawa et al., 2010), что объясняется ростом температуры и осадков. В то же время, в результате изменения климата в последние десятилетия происходит постепенное смыкание крон в лиственничниках паркового типа и продвижение лиственничников в тундру со скоростью $3\text{--}10 \text{ м/год}$ (Kharuk et al., 2006). На границе “лес–арктическая тундра” также происходит продвижение полярного кустарника в тундру в результате усиленного роста кустарников. Кустар-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ники заполняют имеющиеся поляны, и граница тундры и кустарника продвигается на север. Это еще один механизм изменений экотона “лес–тундра”, который объясняют изменением климата (Blok et al., 2011).

Вызванные изменением климата процессы в экотоне “лес – степь” изучались на южной границе лиственных лесов в горах Хэнтэй. Горы охватывают часть Северной Монголии и южную часть Забайкальского края, исследование проведено на западе монгольской части гор. Установлено, что, начиная с 1961 года экотон подвержен влиянию роста летних температур и уменьшения летних осадков. Анализ годовых колец деревьев лиственницы сибирской выявил сильное уменьшение годового прироста начиная с 40-х гг. XX в. (Dulamsuren et al., 2010). Также заметно ухудшилось возобновление лиственницы, что позволяет предполагать уменьшение лесопокрытой площади в будущем.

4.4.4.1.2. Климатогенная динамика северных и верхних границ древесной растительности и лесотундровых экотонов на территории РФ

Под лесотундровым экотонем понимается полоса растительности между двумя границами – сомкнутых лесов и отдельно растущих деревьев в тундре. В экотоне “лес–тундра” древесная расти-

тельность произрастает в экстремальных почвенно-климатических условиях, поэтому четко реагирует на изменение климатических условий (Шиятов и др., 2005).

Для оценки реакции лесотундровых сообществ на изменения климата наиболее пригодны горные районы, в которых градиенты условий среды более резкие по сравнению с равнинными территориями. Вертикальный градиент летних температур на Полярном Урале составляет 0.7°C на 100 м высоты; на севере Западной Сибири такое изменение имеет место на расстоянии около 110 км. В горных районах наблюдается лучшая обеспеченность семенами безлесных участков, что приводит к более быстрому смещению границ древесной растительности в благоприятные по климатическим условиям периоды.

На состав, структуру и пространственное положение лесных и лесотундровых сообществ, произрастающих в равнинном и горном экотонах, оказывают влияние, в основном, внутривековые и вековые изменения климата. При этом расселение или отмирание древесной растительности происходит медленнее по сравнению со сдвигом климатических границ (Kirdyanov et al., 2011). При потеплении климата образуется зона относительно безлесия тундры, в которой может произрастать древесная растительность, но процесс ее расселения сдерживается в связи со слабым пло-

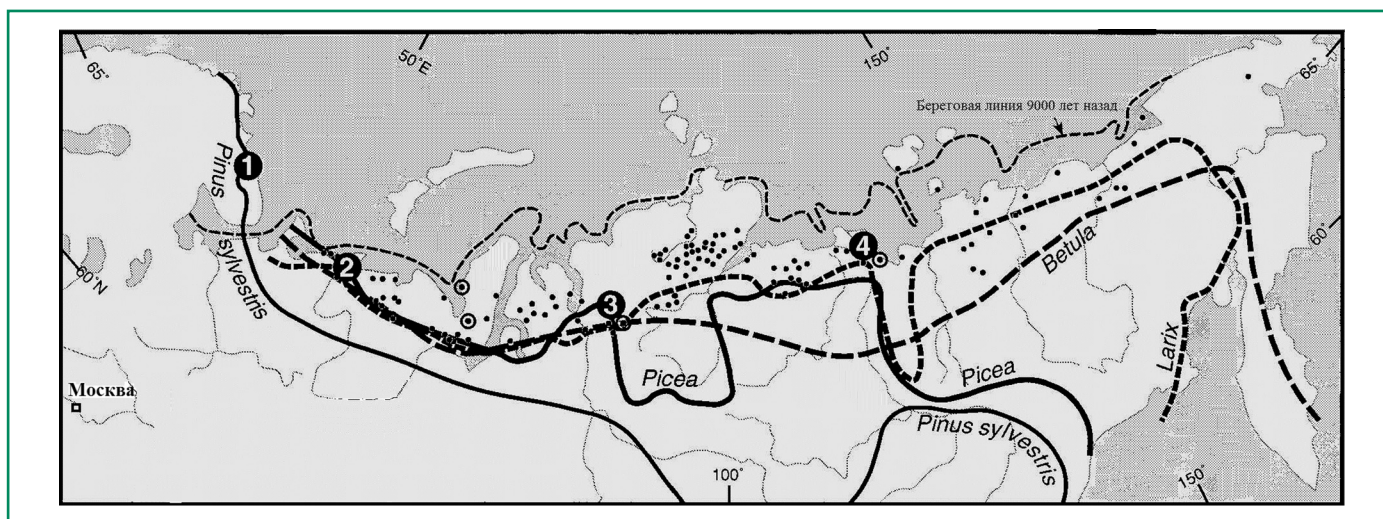


Рис. 4.4.13. Современные северные границы распространения различных видов древесных растений на территории России. Верхняя прерывистая кривая показывает положение береговой линии 9000 лет тому назад (MacDonald et al., 2000). Местонахождения датированных радиоуглеродом остатков древесины: ... – образцы, собранные в ходе регулярных измерений, 1 – 4 – новые (относительно регулярных) районы интенсивного сбора образцов, 5 – районы новых дополнительных сборов образцов.

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

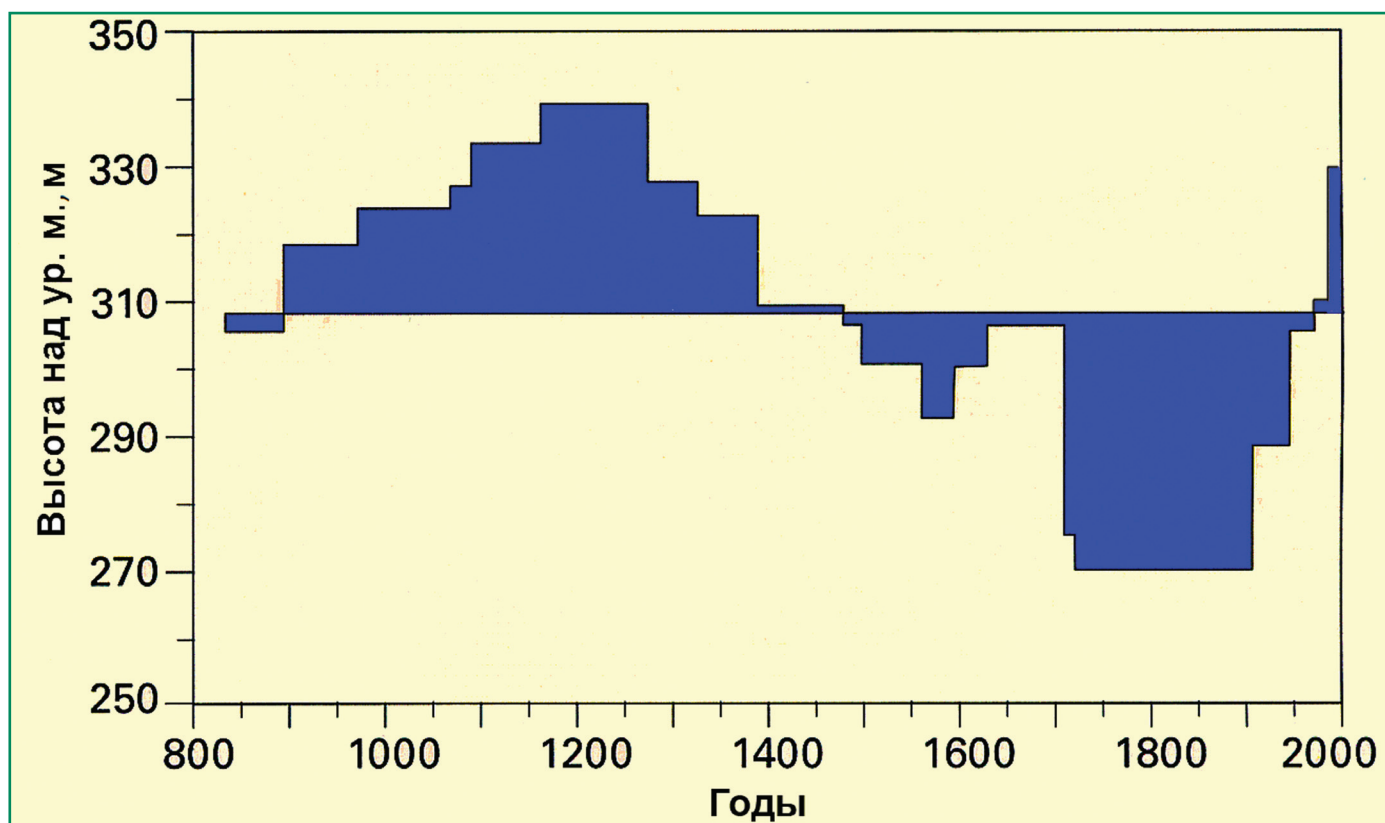


Рис. 4.4.14. Климатогенная динамика верхней границы произрастания лиственных редколесий за последние 1200 лет на Полярном Урале (Shiyatov, 2003).

доношением и низким качеством семян, а также неблагоприятными условиями для распространения семян и выживания подроста. В холодные периоды климатическая граница может опуститься южнее и ниже границ произрастания древесной растительности, в результате чего она медленно или быстро отмирает в зависимости от интенсивности похолодания. В наиболее благоприятных местообитаниях (песчаные грунты, долины рек, защищенные от ветров местообитания) островки редины и редколесий, появившиеся в теплый период, могут сохраняться еще длительное время.

На рис. 4.4.13 показаны современные северные границы произрастания различных видов древесных растений и местонахождений остатков древесины на территории России, датированных радиоуглеродным методом. Как видно, в прошлом границы распространения древесных видов находились намного севернее по сравнению с их современными границами. Наиболее древние древесные остатки принадлежат лиственнице (16000 лет) и березе (11000 лет). Продвижение ели сибирской и сосны обыкновенной севернее их сов-

ременных границ произошло позднее (9000 и 6700 лет соответственно) (MacDonald et al., 2000). Наиболее интенсивное облесение тундровых территорий происходило 9000–8000 лет назад, затем она снизилась до современных широт 4000–3000 лет назад.

На Ямале потепление климата в XX в. не привело к заметному сдвигу полярной границы лиственных редколесий на север в связи с кратковременностью благоприятного для древесной растительности периода (около 100 лет), трудностями распространения семян и значительным увеличением антропогенных нагрузок (прогон и выпас северного домашнего оленя, рубка крайних деревьев для хозяйственных нужд). Произошло лишь увеличение густоты и продуктивности ранее существовавших древостоев и расселение древесных растений из речных долин на прилегающие плакоры.

Детальные исследования динамики верхней границы редколесий и лесотундровых древостоев проведены в высокогорьях Урала. На рис. 4.4.14 показаны результаты реконструкции динамики

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

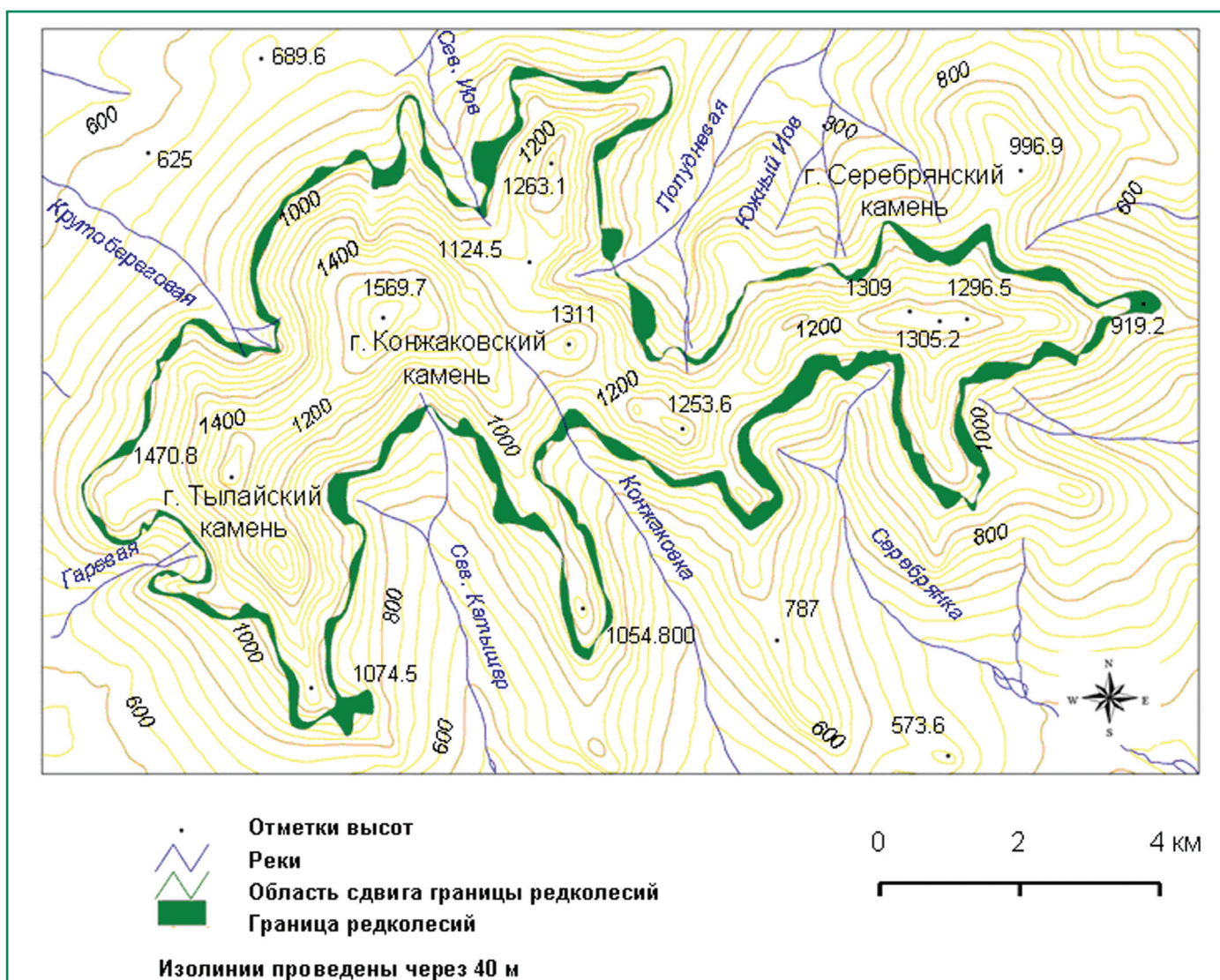


Рис. 4.4.15. Картограмма сдвига выше в горы верхней границы мелколесий (зеленая заливка) на Тылайско-Конжаковско-Серебрянском массиве (Северный Урал) с 1956 по 2005 гг. (Капралов и др., 2006).

верхней границы лиственных редколесий за последние 1200 лет на массиве Рай-Из (Полярный Урал). Как видно, с начала IX до конца XIII в. происходило поднятие верхней границы редколесий с 300 до 340 м над у. м., приуроченное к средневековому теплему периоду. В самом конце XIII в. начался малый ледниковый период, который закончился на Полярном Урале лишь в начале XX в. В это время происходило массовое усыхание древостоев и снижение верхней границы редколесий. Самым холодным был XIX в., когда верхняя граница редколесий снизилась до 270 м над у. м. Современное потепление климата остановило процесс деградации древесной растительности. В течение XX в. климатические условия летнего и зимнего периодов были благоприятными для лесовозобно-

вления, в результате чего верхняя граница редколесий продвинулась выше в горы до 310 м над у. м., а молодого подростка – до 330 м. Однако верхняя граница редколесий еще не достигла тех высотных уровней, которые она занимала в XIII в. из-за кратковременности благоприятного климатического периода и слабой обеспеченности семенами безлесных участков, удаленных от плодоносящих деревьев более чем на 40–60 м (Shiyatov, 2003; Mazepa et al., 2011).

По данным (Шиятов и др., 2005; Mazepa et al., 2011) для Полярного Урала за период времени с начала 1910-х по 2000-х гг. площадь тундр с одиночными деревьями сократилась с 4399 до 3306 га, площадь редины увеличилась с 662 до 775 га, площадь редколесий увеличилась с 640 до 1066 га, а

площадь сомкнутых лесов увеличилась с 69 до 623 га. Существенно возросли густота и продуктивность древостоев, а также сомкнутость крон. Лесопокрытая площадь увеличилась в два раза, а верхняя граница произрастания редколесий и сомкнутых лесов поднялась выше в среднем на 35 м.

Спутниковые изображения Landsat зимнего периода были недавно использованы для анализа динамики предгорных и горных лесов за 1988–2006 гг. на западном макросклоне Приполярного Урала. Установлено увеличение сомкнутости крон лиственных редколесий в экотонной полосе “лес–тундра” со скоростью до 1–2% в год (Елсаков, Марущак, 2011).

Граница лиственных редин на восточном склоне Полярного Урала в 1910–2000 гг. поднималась со скоростью 5.8 м/год (Шиятов, 2009). По-

ложительная динамика прироста наблюдается также вдоль всей северной границы бореальных лесов. Изменения обусловлены потеплением и увлажнением климата, которые происходили во второй половине XX в.

Например, на рис. 4.4.15 для лесотундрового экотона в Тылайско-Кондаковско-Серебрянском массиве (Северный Урал) показана величина высотного сдвига верхней границы мелколесий за 50 лет (Moiseev et al., 2010). В экотоне верхней границы древесной растительности на горе Серебрянский Камень (Северный Урал) с конца XVIII в. до настоящего времени верхняя граница мелколесий сместилась выше в горы примерно на 100 м (Моисеев и др., 2008).

Экспансия древесной растительности в тундровые сообщества за последние 40–110 лет видна

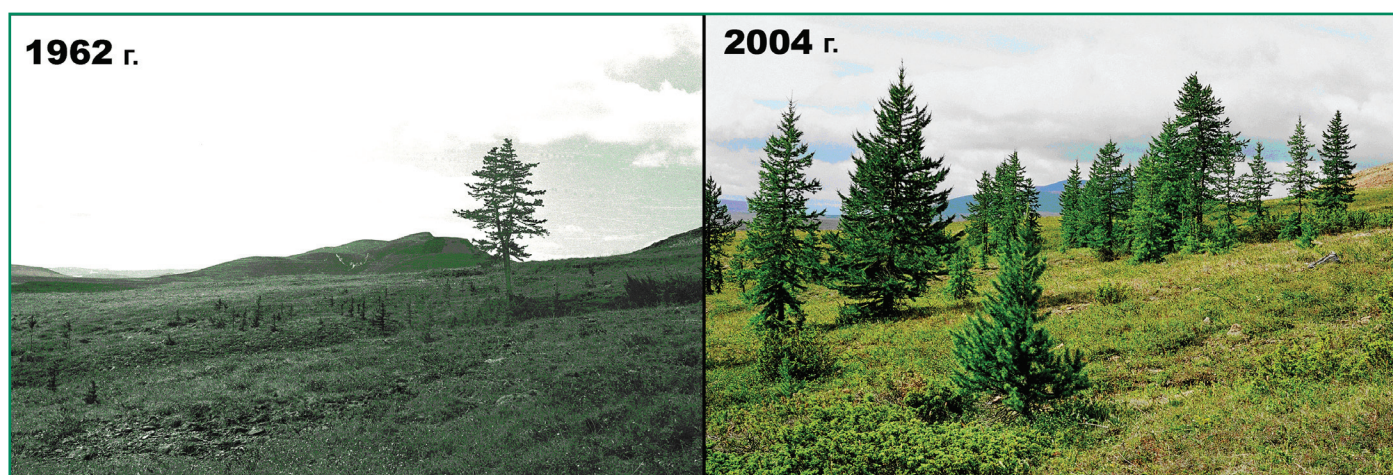


Рис. 4.4.16. Экспансия лиственничного редколесья в горную тундру на юго-восточном склоне массива Рай-Из (Полярный Урал). Фото С. Г. Шиятова.

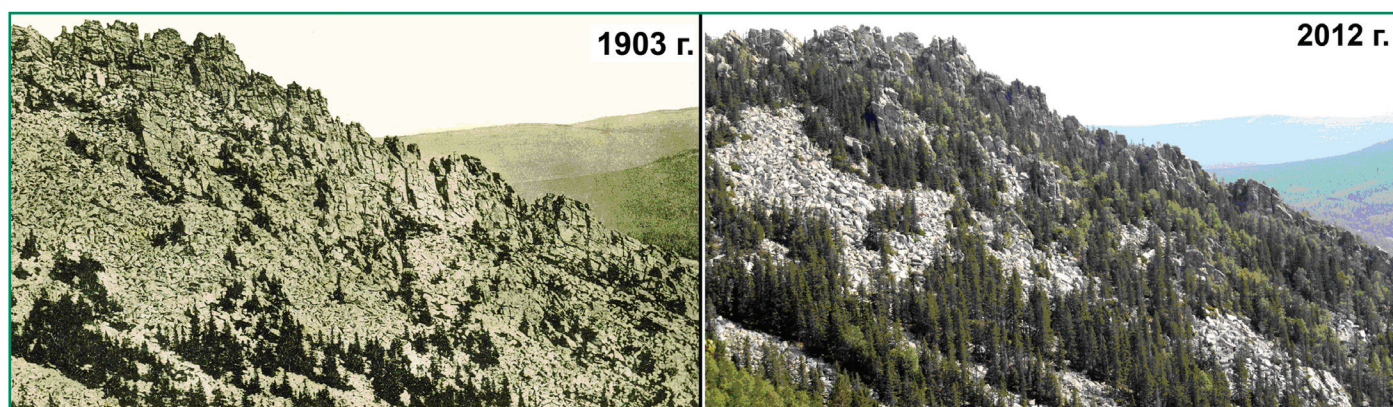


Рис. 4.4.17 Продвижение выше в горы верхней границы березово-елового редколесья на южном каменистом склоне северной вершины горы Двуглавой (хребет Большой Таганай, Южный Урал). Фото 1903 г. – В. Л. Метенкова, 2012 г. – А. А. Григорьева.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

на повторных ландшафтных фотоснимках, сделанных во всех высокогорных провинциях Урала (Шиятов, 2009; Mazera et al., 2011). На повторных снимках (рис. 4.4.16) изображен юго-восточный склон массива Рай-Из; как видно, к 2004 г. здесь сформировалось типичное лиственничное редколесье, верхняя граница которого поднялась на 30–40 м. На второй паре снимков (рис. 4.4.17), изображен склон горы Двуглавой (южная оконечность хребта Большой Таганай, Южный Урал). Верхняя граница березово-еловых редколесий поднялась по южному склону от 950 м до вершины горы (1041 м).

В северной части плато Путорана верхняя граница древесной растительности в течение последних 100 лет поднялась выше в горы на 30–50 м. (Kirdyanov et al., 2011). Экспансия древесной растительности в горные тундры отчетливо выражена также в горах Западного Саяна (Kharuk et al., 2010).

Вслед за изменением границы леса происходит продвижение границы зоны произрастания вечнозеленых хвойных лесов (Soja et al., 2007). Этому во многом способствуют пожарные воздействия, приводящие к быстрым изменениям предшествующего типа экосистем.

4.4.5.2. Ожидаемые изменения в расположении биомов суши

Распределение растительности в значительной степени контролируется климатом, особенно сезонными температурой и осадками (Whittaker, 1975). Это распределение модифицируется свойствами почвы, многолетней мерзлоты, рельефом и разнообразными воздействиями антропогенного характера. Результаты моделирования климата показывают, что следующие 100 лет на территории России климат будет теплеть, при этом величина потепления будет меняться по территории, по сезонам и по периодам XXI века; изменение осадков в будущем менее определено (Оценочный доклад..., 2008а). Эти изменения климата, скорее всего, приведут к значительным и долгосрочным изменениям в распределении растительности (Инсаров и др., 2012), при этом распределение на промежуточных этапах менее предсказуемо, чем финальное.

Прогноз в изменении расположения биомов суши осуществляется применением тех или иных количественных моделей (Методы оценки..., 2012). В отечественной литературе для этих целей используют, преимущественно, палеогеографические и стационарные биоклиматические модели, которые предсказывают установившееся равновесное расположение биомов для данного климата, но ничего не говорят о времени установления равновесия. Модели группы DGVM (Dynamic Global Vegetation Models), используемые зарубежными авторами, “динамичны” в описании физических процессов (например, гидрологического цикла), но фактически “стационарны” в отношении растительности, т. к. предсказывают ту потенциальную (равновесную) растительность, которая соответствует заданному климату, игнорируя процесс выхода растительности на это стационарное состояние (частичным исключением является SDGVM – Woodward, Lomas, 2004). Характерные времена этих процессов зависят от механизма смены растительности. Например, смена леса на степь может происходить со скоростью вымирания деревьев и заселения территории травами, т. е. буквально за годы; при смене доминирования со светло- на темнохвойную тайгу (лиственница уступает доминирование ели или пихте) характерное время – это время лесной сукцессии ($\sim 10^1$ – 10^2 лет); при заселении тундры деревьями – это время миграции на заданное расстояние (ее скорость $\sim 10^1$ – 10^2 м/поколение, Удра, 1988). В экологической литературе общепринятыми являются оценки характерных времен замещения пород за 50–100 лет (McGuire et al., 2009). Отметим явно завышенные оценки скоростей миграции деревьев $\sim 10^2$ м/год в работе (Методы оценки..., 2012, табл. 1.2), полученные с помощью палеоклиматических реконструкций.

Ниже, при высказывании “распределение растительности (расположение биомов), соответствующее климату 2100 г.” имеется в виду ее предельное равновесное состояние.

4.4.5.2.1. Стационарные модели

В типичной работе этого типа (Krankina et al., 1997) и при использовании классификации растительности (Holdridge, 1967) был выполнен прогноз изменения площади лесов для России при

климатическом сценарии, соответствующем удвоению $[CO_2]$ к 2100 г. (рис. 4.4.18).

Работа (Коломьц, Шарая, 2011) дает пример локального прогноза (размеры территории ~ 1 км) в состоянии высокогорных лугов и лесов в Приэльбрусье для климата 2100 г. Растительный покров представлен 12 типами фитоценозов; предсказывается распространение вверх сосновых редколесий на склонах, и сравнительная устойчивость фитоценозов на теневых.

В работе (Yue et al., 2011) на основе данных по температуре, осадкам и вычисленной потенциальной испаряемости с 2766 метеостанций по всему миру с помощью модели (Holdridge, 1967) для 34 типов потенциальной растительности для северной Евразии прогнозируется почти полное облесение тундры, замещение еловой бореальной и лиственничной тайги смешанным листопадным лесом, и сдвиг к северу зоны степей.

Отечественная разработка (Анисимов и др., 2011) предлагает эффективный алгоритм описания границ биомов суши с помощью трех стандартных климатических индексов (GDD – сумма активных температур (с порогом $5^\circ C$), NDD – сумма отрица-

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

тельных температур, $AMI = GDD / P$ – индекс сухости, P – годовые осадки). После адекватного воспроизведения расположения 15 биомов на территории России был сделан прогноз их изменения для климатического эмиссионного сценария МГЭИК-A2 (Climate Change 2001, 2001), дающего удвоение $[CO_2]$ к 2100 г. (рис. 4.4.19).

В работах (Kaplan et al., 2003; Kaplan, New, 2006) модель BIOME4 применена к анализу палео- и современной растительности в северных широтах, и к прогнозам при нескольких сценариях климата. Качество моделирования проверялось соответствием модельного и наблюдаемого распределений, и оказалось весьма высоким. Изменения в расположении биомов в Арктике (рис. 4.4.20), в основном, сводятся к следующему:

- сильно сокращаются площадь тундры (на 42%) и ареал лиственницы; для последнего остается заметная центральная часть, остальное займут, в основном, еловые леса;

- на ЕТР и в Скандинавии смешанный лес распространяется на большие области севернее 60° с.ш.; на юге восточной Сибири появляется степь в некоторых местах до 60° с.ш.

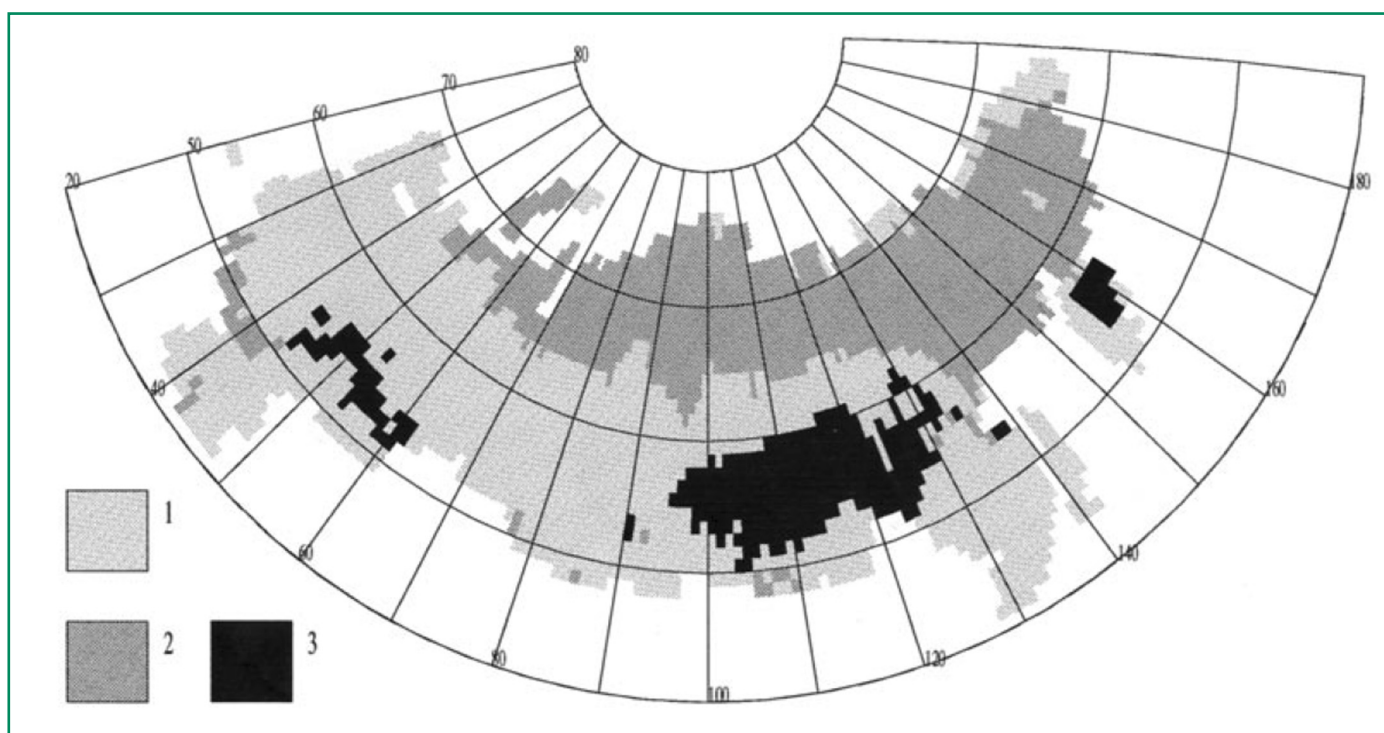


Рис. 4.4.18. Предсказываемые изменения в стационарном распределении лесов на территории России при климатическом сценарии, соответствующем удвоению $[CO_2]$ к 2100 г. (Krankina et al., 1997): 1 – отсутствие изменений, 2 – области распространения лесов, 3 – области исчезновения лесов.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

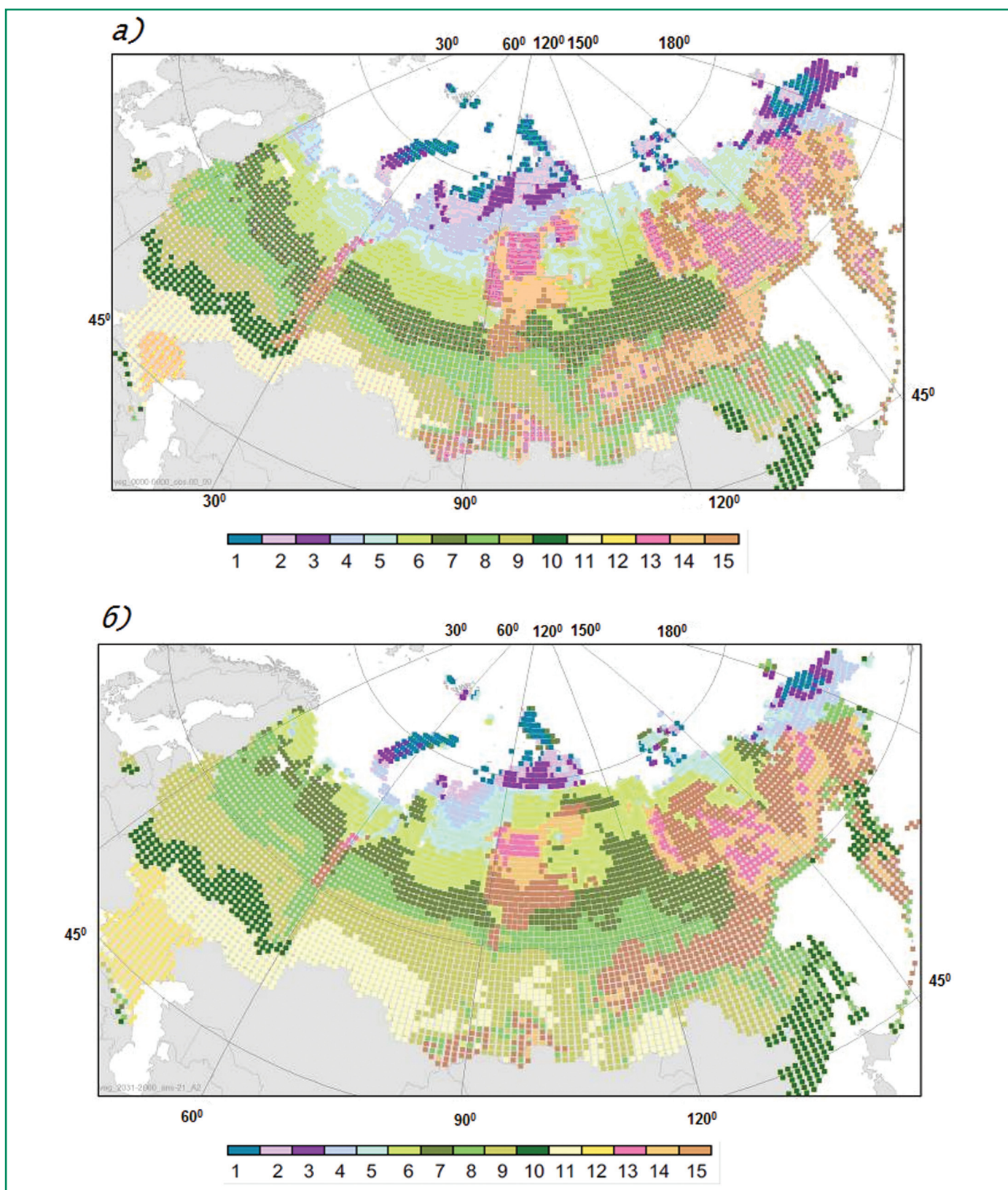


Рис. 4.4.19. Современное (а) распределение сухопутных биомов России, и (б) стационарное распределение при глобальном потеплении на 2°C к 2031–2060 гг. по биогеографической модели (Анисимов и др., 2011). 1 – бесплодные земли, 2 – граминоидная (разнотравно-злаковая) тундра, 3 – кустарничковая тундра, 4 – кустарниковая тундра, 5 – лесотундра, 6 – северная тайга, 7 – средняя тайга, 8 – южная тайга, 9 – смешанный лес, 10 – широколиственный лес, 11 – степи, 12 – полупустыни, 13 – альпийская тундра, 14 – субгольцы, 15 – горная тайга.

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

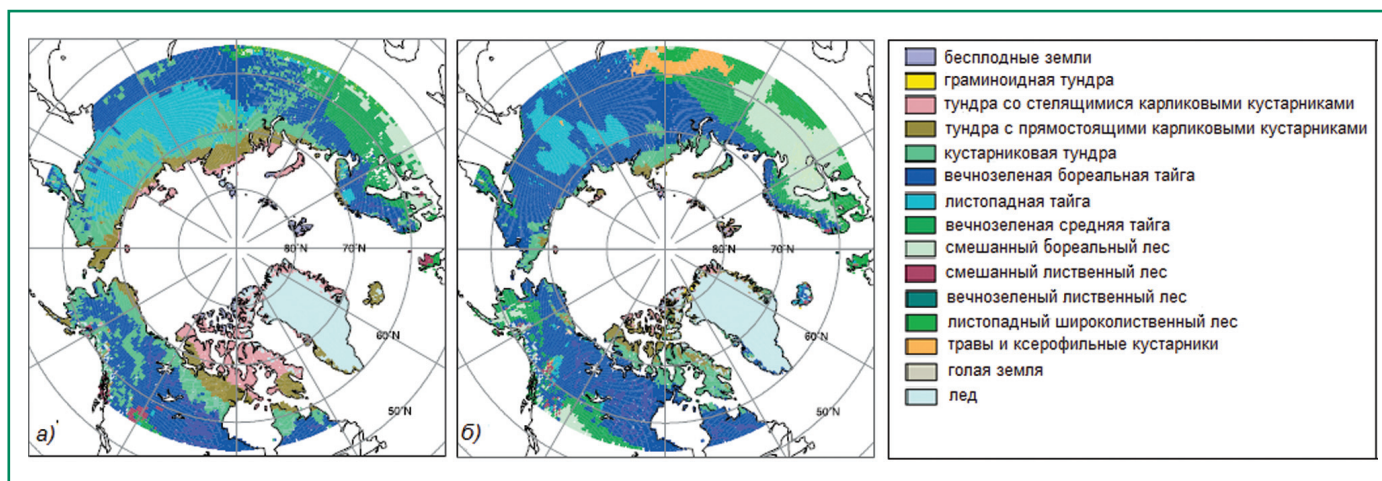


Рис. 4.4.20. Распределение растительности в Арктике: (а) современное согласно базе данных CAVM/GLC2000, и (б) найденное по модели BIOME4 при глобальном потеплении на 2°C (Kaplan et al., 2003).

Согласно модели SiBCLiM (Siberian Bioclimatic model) (Tchebakova et al., 2009), при равновесном распределении растительности, соответствующем климату 2100 г., 93–100% площади тундры будет покрыто бореальным лесом (то есть тундра практически исчезнет и лес достигнет побережья Северного Ледовитого океана), а площадь степи увеличится на 27% (Tchebakova et al., 2010) – единственная из аналогичных работ, предсказывающая столь радикальное изменение. Сохранению доминирования светлехвойной тайги все же будут способствовать мерзлотная и пожарная динамика. По оценке же (Golubyatnikov, Denisenko, 2007) 97% площади тундры останется без изменений, а площадь степи уменьшится на 65%. Направление и

скорость изменений растительности на границе “лес–степь” явно менее определены, частично из-за неопределенности в прогнозируемом изменении осадков. Различия в результатах можно отнести за счет различия моделей и горизонтов прогнозирования, а также из-за использования различных классификаций растительности.

4.4.5.2.2. Динамические модели

В работе (Sitch et al., 2008) для прогноза распределения растительности применены пять известных DGVM при сценариях МГЭИК-A1FI, A2, B1, B2 (Climate Change 2001, 2001). Сделан прогноз распределения для древесной и травянистой растительности по модели LPJ (рис. 4.4.21)

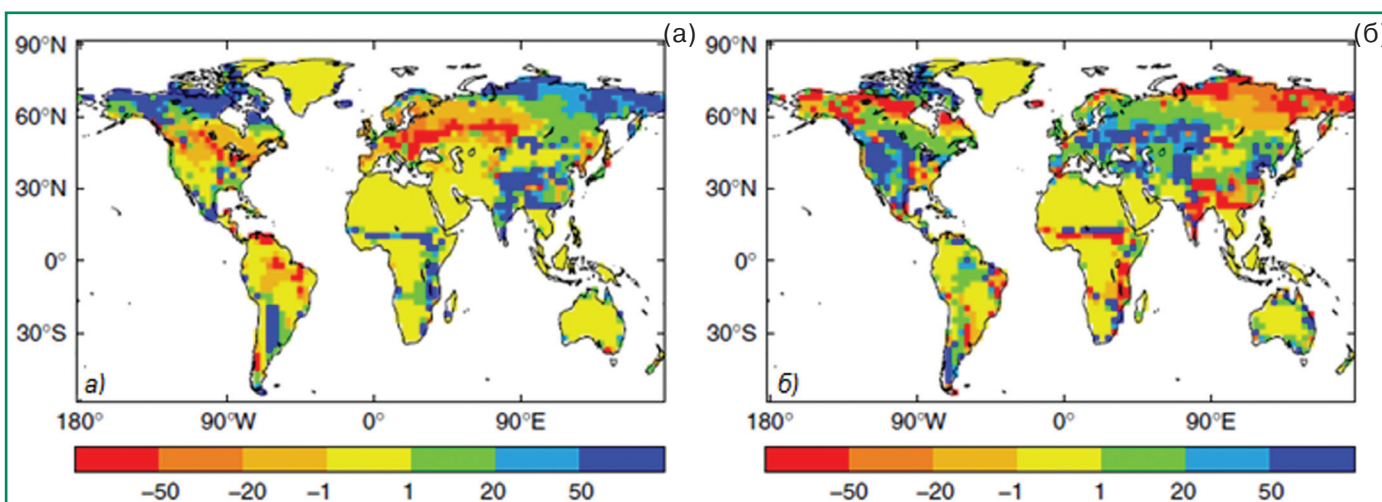


Рис. 4.4.21. Изменения в равновесном покрытии растительностью для климата 2100 г. (в % относительно 1860 г.) рассчитанные с помощью модели LPJ: (а) древесная растительность, (б) травянистая растительность (Sitch et al., 2008). Сценарий МГЭИК – A1FI (Climate Change 2001, 2001).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

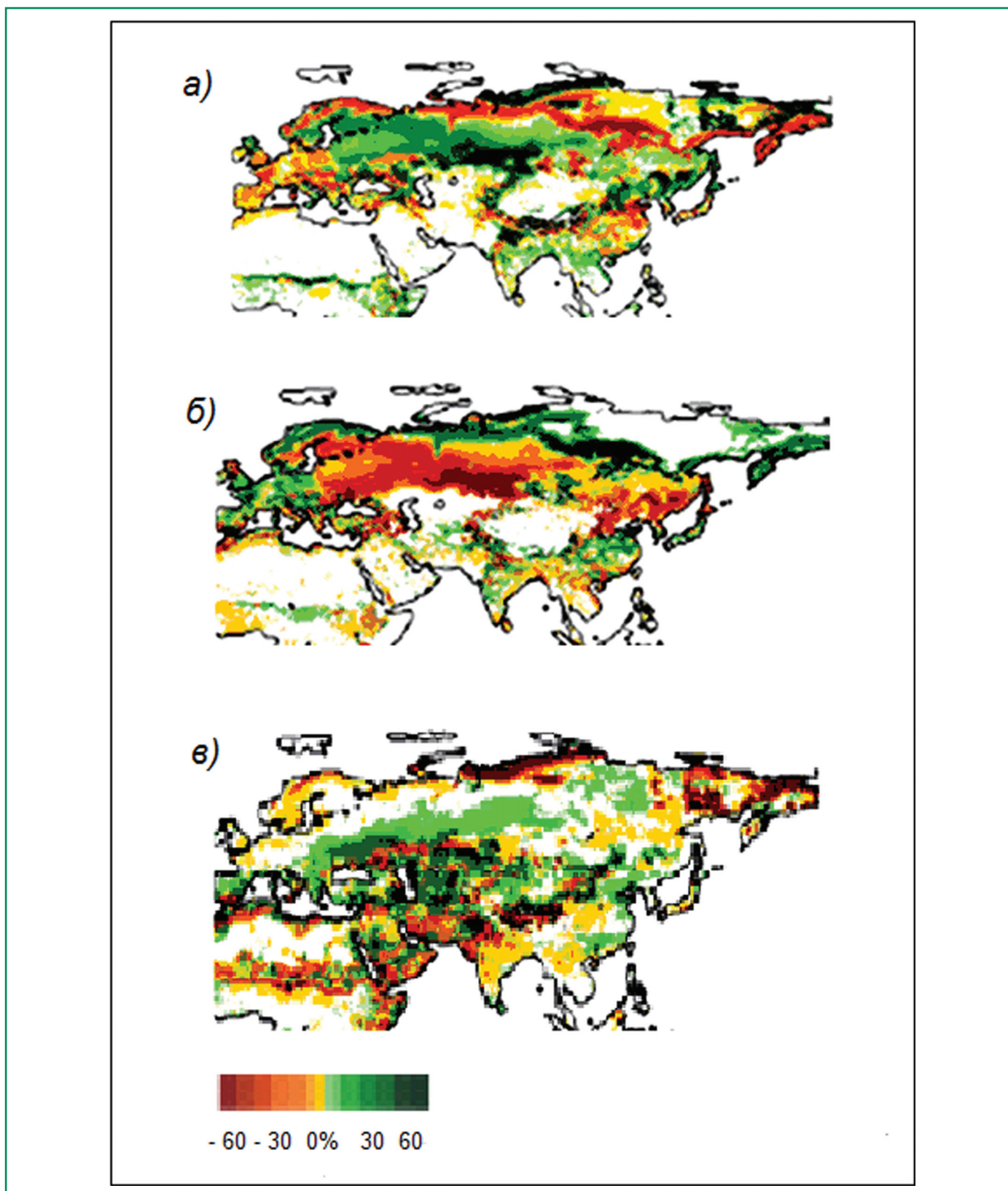


Рис. 4.4.22. Изменения в равновесном распределении растительности для климата 2100 г., рассчитанные с помощью модели LPJ, для трех важнейших типов растительности (Lucht et al., 2006). Показан % изменения относительно площадей, занятых ими в 2000 г.: а) листопадный лес, б) вечнозеленый лес, в) травы и кустарники. Использован умеренный сценарий изменения климата B1 (Climate Change 2001, 2001), при котором увеличение средней глобальной температуры к 2100 г. составляет 1.8°C, средней температуры суши 2.9°C, а $[CO_2] = 550$ млн⁻¹.

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

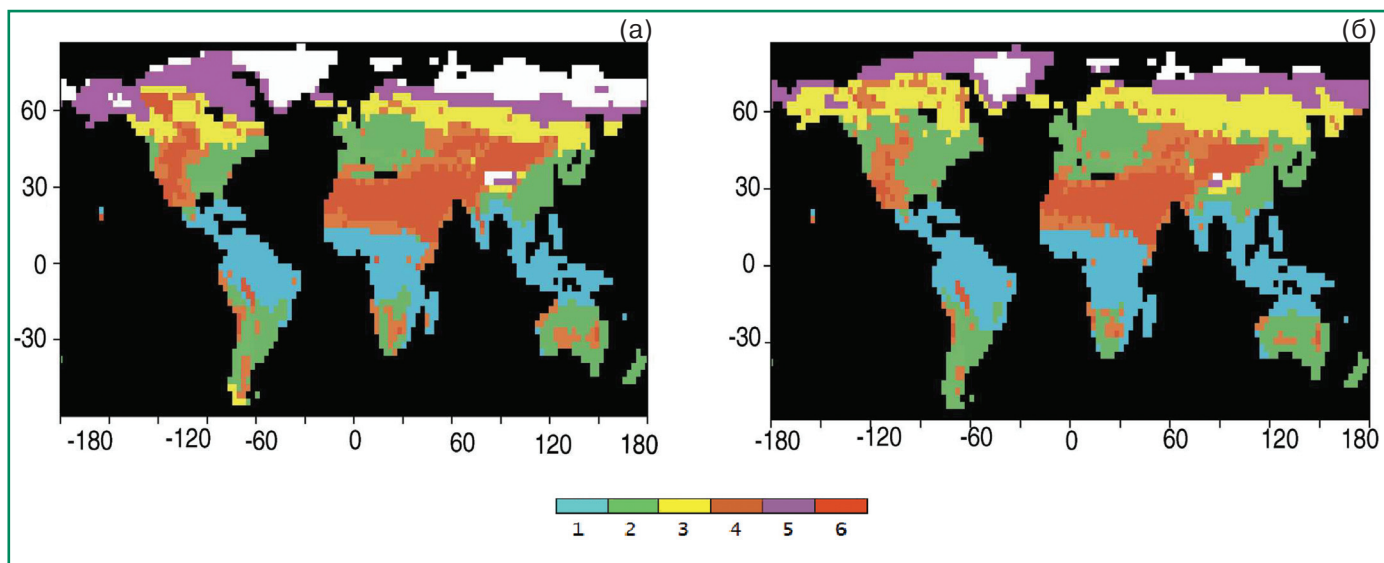


Рис. 4.4.23. Прогнозируемое равновесное распределение растительности к концу XXI в. (Bala et al., 2005): а) базовый период (климат 1971–2000 гг.), б) прогнозный период (2071–2100 гг.), климат соответствует сценарию МГЭИК А2 (Climate Change 2001; 2001). 1 – тропический лес, 2 – лес умеренного климата, 3 – бореальный лес, 4 – степь и саванна, 5 – тундра, 6 – пустыня.

В работе (Lucht et al., 2006) дан прогноз расположения основных биомов с помощью модели LPJ. Рассчитаны изменения для климата 2100 г. (рис. 4.4.22). Для территории России предсказывается продвижение на север и на восток лиственных лесов, хвойных лесов, сокращение ареала лиственницы, а также рост покрытия травами и кустарниками в центральной области ЕЧР и в Сибири.

Модель совместной динамики климата и баланса углерода INCCA (Govindasamy et al., 2005) с разрешением $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ была применена к прогнозу распределения глобальной растительности, представленной 6 категориями (Bala et al., 2005). Изменения (для климата конца XXI в.) касаются почти исключительно средних и высоких широт северного полушария (рис. 4.4.23).

Наблюдаемые изменения климата должны отражаться на видовом составе лесов. Например, Замолодчиков (2011) нашел корреляционную связь динамики площадей, занятых основными древесными породами по данным Гослесфонда за 1988–2009 гг. на территории России с изменением среднегодовой температуры воздуха. Установлена достоверная связь для ели и дуба, при темпе уменьшения их площадей $\tau = 0.0035 \text{ год}^{-1}$.

Модельный анализ реакции сибирских лиственных лесов на изменение климата проведен

в работе (Zhang et al., 2011) применением имитационной модели растительности FAREAST (Shuman et al., 2011; Yan, Shugart, 2005), дополненной модулем, описывающим взаимодействие лиственницы с многолетней мерзлотой. Показано, что эти два компонента взаимно поддерживают устойчивое сосуществование друг друга, которое становится невозможным при повышении температуры на 2°C и более. При дальнейшем потеплении лиственница будет вытесняться елью, пихтой и бореальными листопадными видами.

Общий вывод таков, что в течение XXI века бореальный лес будет продвигаться на север и на восток, при этом площадь тундры будет сокращаться (Анисимов и др., 2011; Корзухин, Цельникер, 2010; Golubyatnikov, Denisenko, 2007; Lucht et al., 2006; Sitch et al., 2003, 2008; Tchebakova et al., 2010; Woodward, Lomas, 2004). Ввиду того, что разные модели биомов в качестве входной информации используют разную структуру и классификацию биомов, разный будущий климат в соответствии с разными сценариями и будущими уровнями CO_2 и другие характеристики, оценки в изменении площади леса значительно варьируют для различных моделей (см. детальные сравнения пяти DGVM в Sitch et al., 2008).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

4.4.6. Изменение видового разнообразия и ареалов растений и животных

4.4.6.1. Растения и лишайники высокогорий

Поскольку в горах при потеплении климата ареалы растений смещаются по градиенту вверх, некоторые виды высших растений и лишайников, местообитания которых приурочены к вершинам невысоких гор, могут исчезнуть (Climate Change and Biodiversity, 2002). Для мониторинга высших растений, обитающих на вершинах гор и находящихся в условиях изменения климата, была учреждена Глобальная программа наблюдений и исследований в альпийской зоне (Global Observation Research Initiative in Alpine Environments) (GLORIA, 2013). В России работы по этой программе начаты на Урале и в Алтае-Саянском экорегионе. Для долговременного мониторинга лишайников высокогорий разработана методология градиентных исследований (Insarov, 2002; Инсаров, 2002), работы проводятся на Алтае.

Алтае-Саянский экорегион (АСЭ) занимает площадь 1 065 000 км² и расположен на территории четырех государств: России (62% площади АСЭ), Монголии, Казахстана и Китая. В АСЭ преобладают горные ландшафты, которые заняты экосистемами тундр, лесов, степей и пустынь (Изменение климата..., 2011). В горах АСЭ, при изменении климата к 2080 году по сценариям HadCM3 A2 и B1, предсказывается сокращение площади горных тундр на 10–23% (Чебакова и др., 2011). Высокогорные виды, произрастающие на отдельных вершинах, лишены возможности миграции, при вертикальном смещении растительных поясов они могут быть вытеснены видами нижележащих поясов растительности. При этом широко распространенные виды будут иметь возможность сохраниться на других, более высоких вершинах и хребтах в пределах региона или других горных систем, в то время как локальные эндемики будут подвергаться серьезной угрозе полного исчезновения.

На основании литературных источников и анализа гербарных образцов, с учетом распространения видов, составлен аннотированный пе-

речень эндемичных высокогорных видов растений, для которых существует потенциальная угроза исчезновения с территории АСЭ в связи с климатическими изменениями (Бляхарчук и др., 2013). В перечень вошел 21 вид, среди них – включенные в Красную книгу РФ и/или региональные Красные книги.

Экспедиционные обследования Алтайской горной страны (Инсаров, 2010; Давыдов и др., 2013) выявили 8 видов эпилитных лишайников, преобладающих в верхней полосе высокогорий, выше 2300 м. над у. м. При изменении климата можно ожидать изменений в высотном распределении этих видов и в их проективном покрытии, они впоследствии могут исчезнуть с территории Алтая.

4.4.6.2. Животные

4.4.6.2.1. Млекопитающие

Для сибирского северного оленя в АСЭ характерно сезонное обитание в высокогорных тундрах вблизи ледников и снежников, где животные находят защиту в летний период от кровососущих и паразитирующих насекомых, влияющих на их здоровье, состояние популяции и численность. Сокращение площади и количества ледников и снеговых полей при изменении климата в последнее десятилетие (2001–2011 гг.) повлияло на микроклимат высокогорной части АСЭ, вызвав увеличение численности и площади распространения кровососущих насекомых в местах обитания северного оленя, что негативно отразилось на его популяциях (Шишкин и др., 2013).

Современный ареал алтайского горного барана – аргали (*Ovis ammon ammon* Linnaeus, 1758) практически полностью ограничен АСЭ. Аргали внесен в Список угрожаемых видов Международного Союза Охраны Природы, в РФ имеет статус редкого, особо охраняемого подвида, находящегося под угрозой исчезновения (Красная книга РФ, 2001). В трансграничной зоне России и Монголии обитает порядка 1100–1200 особей аргали (26–27% от общей численности) (Шишкин и др., 2013). Одним из самых значимых природных факторов, влияющих на их численность и распространение, является высота снежного покрова. При высоте снежного покрова более 40 см в зна-

чительной степени затрудняется передвижение аргали, корма становятся практически полностью недоступными. Засухи также оказывают негативное влияние на группировки аргали, уменьшая продуктивность пастбищ. Прогнозируемые в дальнейшем климатические изменения – повышение температуры воздуха, имевшее место последние 50 лет (Ранькова, Груза, 2012; Мандыч и др., 2012), аридизация территории АСЭ, увеличение продолжительности засух (Мандыч и др., 2012) – приведут к тому, что к 2090 г. граница леса в АСЭ поднимется вверх в среднем на 50–100 м, а граница субальпийских кустарников (ерников) – на 100–200 м (Шишкин и др., 2013). Увеличение площади лесов и кустарников в высокогорье может сократить современную область распространения аргали в трансграничной зоне России и Монголии. Глубина снежного покрова в ерниковых кустарниках заметно выше, чем на открытых склонах, и расширение их площадей может сделать непроходимыми для аргали отдельные территории в зимнее время. Выделено пять основных рефугиумов, важных для сохранения аргали в трансграничной зоне России и Монголии в условиях изменения климата. Для сохранения этих рефугиумов и выживания вида необходимо сохранение миграционных коридоров как между ними, так и с основным ядром популяции аргали в Западной Монголии (Шишкин и др., 2013).

Для волка на Алтае изменения снежного режима (образование наста) оказались благоприятными (Бондарев и др., 2010). В связи с определенными климатическими изменениями (сокращение температурных амплитуд, увеличение повторяемости экстремальных и катастрофических явлений, таких как засухи, ураганы, интенсивные дожди, поздние весенние заморозки), которые способствовали разрушению и последующей динамике лесных экосистем, в природных комплексах Центрально-Лесного заповедника (Тверская область) в последние годы значительно возросла роль пионерных ("преходящих") видов мелких млекопитающих, таких как рыжая полевка, полевка-экономка и др., заселяющих ранние стадии лесных сукцессий (Истомин, 2007). В Москве в ООПТ Природный парк "Битцевский лес" отмечено исчезновение локальных субпопуляций обыкновенного тритона после аномально жарко-

го и сухого лета 2010 г., а в Калужской области достоверно отмечено снижение численности гадюки обыкновенной и веретеницы ломкой в 2011 году (Пчелкин, Пчелкина, 2012). В Ильменском заповеднике (Челябинская область) в годы с ранней и теплой весной у насекомых раньше появляются первые особи, весенняя погода является ключевым фактором, определяющим сроки появления перелетных птиц в Ильменском заповеднике (Соколов, Гордиенко, 2008). В Архангельской области некоторые виды птиц (погоныш, коростель, чибис, большой веретенник, малая чайка) проникают севернее своего обычного ареала и гнездятся, что связывается с потеплением климата (Амосов и др., 2006).

Аридизация климата в Даурии за последнее столетие привела к продвижению на север степей и, как следствие, миграции степных видов млекопитающих, в том числе зобастой антилопы (*Procapra gutturosa*) и птиц, в том числе степного орла (*Aquila rapax*) (Галанин, Роевко, 2008). Для снижения отрицательных последствий при изменении путей миграции предлагается создавать экологические коридоры между российскими, монгольскими и китайскими особо охраняемыми природными территориями в районе границы Монголии и России.

Особо охраняемым природным территориям, в том числе заповедникам, принадлежит важная роль при изучении откликов биоты на климатические изменения. Именно в заповедниках имеются многолетние ряды регулярных наблюдений за динамикой различных природных параметров в девственных или мало трансформированных (фоновых) экосистемах. Эти данные получены при выполнении многолетней программы "Летопись природы". Для заповедников, расположенных в разных районах РФ, эта динамика различна. Для Воронежского заповедника показано, что весенний прилет на места гнездования у певчего дрозда и зяблика достоверно связан со средней температурой марта: в теплые весны птицы прилетают гораздо раньше, чем в холодные, однако, достоверный убывающий тренд дат прилета у обоих видов не обнаружен. Установлено, что начало размножения, регистрируемое по дате откладки первого яйца, тесно связано с суммой положительных температур в период, предшествующий гнездованию. В теплые весны, доля которых уве-

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

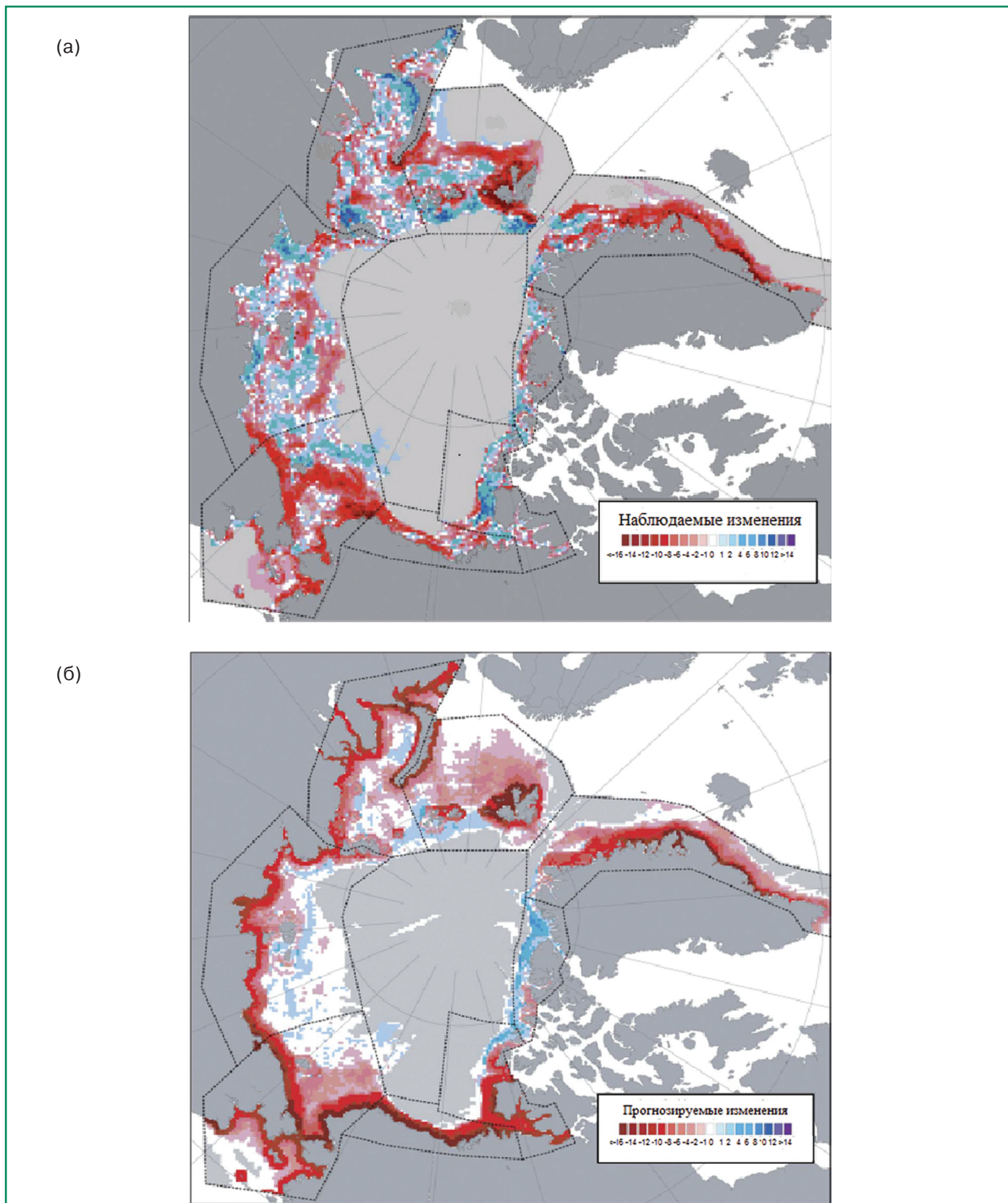


Рис. 4.4.24. Изменения в пространственном распределении оптимального местообитания белого медведя: (а) за период с 1985–1995 по 1996–2006 гг., (б) прогнозируемое с 2001 по 2041–2050 гг. Градациями цвета показано число месяцев за 10 лет, на которое длительность реализации оптимального местообитания уменьшилась (красный) или увеличилась (синий). В серой (центральной) области оптимальное местообитание не достигалось никогда (Durner et al., 2009).

личилась в последние 30 лет, оба вида раньше приступают к откладке яиц, быстро формируется пик размножения, увеличивается его продолжительность, часть популяции производит 2 или 3 выводка (Венгеров, 2011).

Особый интерес представляют прогнозы для популяции белого медведя (*Ursus maritimus*). Белый медведь не может полностью перейти на диету, не включающую морскую пищу, для добывания которой ему необходимо пребывание на морском льду или вблизи него. Сокращение покрытой морским льдом поверхности связано с такими изменениями, как замедление роста, уменьшение выносливости и выживаемости особей белого медведя. В работе (Durner et al., 2009) приведены данные об изменении ареала белого медведя за 1985–2006 гг. (рис. 4.4.24а) и об ожидаемом его изменении при прогнозируемом изменении климата в период 2001–2050 гг. согласно климатическому сценарию МГЭИК – А1В (рис. 4.4.24б). Как видно, прогноз неблагоприятен для всей прибрежной зоны Северного Ледовитого океана, а наибольшие потери оптимальных местообитаний в Российской Арктике прогнозируются для Баренцева и Чукотского морей. Отмечается, что хотя уменьшение площади оптимальных местообитаний, скорее всего, приведет к сокращению популяции, соотношение между этим уменьшением и численностью популяции в точности неизвестно, в частности, из-за смены медведем стратегии миграций.

Связь коэффициента размножения белого медведя с длительностью ледового периода установлена в работе (Hunter et al., 2010), где построена демографическая модель *U. maritimus*, параметры которой найдены по данным, полученным в южной части моря Бофорта. Показано, что для выживаемости популяции (коэффициент размножения $\lambda \geq 1$) критическим является наличие за год по крайней мере 125 дней ледяного покрытия.

Сокращение площади морского льда в летний период на континентальном шельфе Чукотского моря (гл. 5.1 наст. Доклада) в последние годы привело к изменениям в популяции тихоокеанского моржа (Grebmeier, 2012). Количество животных на лежбищах выросло на порядок по сравнению с 2000 г. Таяние морского льда летом и осенью 2007 и 2009 гг. привело к увеличению чис-

ленности моржей на мысе Сердце-Камень на северном побережье Чукотки с десятков тысяч до 120 тысяч в октябре 2010 г. С другой стороны, это приводит к гибели сотен и тысяч животных, в основном, молодняка (MacCracken, 2012; Jay et al., 2010). Необычно большое количество моржей и их высокая смертность наблюдались также на острове Врангеля (Jay et al., 2010). Изменения в состоянии морского льда в Беринговом и Чукотском морях влияет на сезонные миграции тихоокеанских моржей: весенние миграции на север начинаются на месяц раньше, чем в предыдущие десятилетия, проходят быстрее и, в том числе, по другим маршрутам. Осенние миграции также начинаются на месяц раньше (MacCracken, 2012).

4.4.6.2.2. Насекомые

Пример прогноза поведения хозяйственно значимого вида насекомых при изменении климата дан в работах (Титкина и др., 2013; Ясюкевич и др., 2013). Речь идет о непарном шелкопряде (*Lymantria dispar* L.), существенно повреждающем многие древесные породы, преимущественно лиственные, особенно в годы вспышек массового размножения. Среднегодовая площадь очагов составляет 726 тыс. га; однако в отдельные годы она превышает 1 млн га (1977, 1978, 1991, 1994, 1996 и 1997 гг., по данным: Обзор санитарного и лесопатологического состояния лесов..., 2010).

Ареал рассчитывался по биогеографической модели, использующей в качестве предиктора значения температуры воздуха (Семенов и др., 2006).

На рис. 4.4.25 показан максимально возможный модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда и его изменения за 1981–2010 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. Как видно, за этот период границы вида существенно сдвинулись к северу и востоку. Кроме того, в Восточной Сибири в районе Алданского нагорья и севернее Байкала до 60-й параллели появились новые участки, пригодные для существования вида по климатическим показателям, но не связанные с основным ареалом. Сокращения ареала не произошло. Полученные оценки подтверждаются данными наблюдений.

Прогнозный ареал непарного шелкопряда был найден для двух вариантов будущего климата.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ



Рис. 4.4.25. Модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда: изменения за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. (Титкина и др., 2013). Обозначения: 1 – в ареал не входит; 2 – расширение ареала; 3 – изменения ареала не произошло.



Рис. 4.4.26. Модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда: изменения при глобальном уровне потепления на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. (Титкина и др., 2013). Обозначения см. на рис. 4.4.25.

А. Был взят климат на территории России при глобальном уровне потепления 1.5°C по сравнению с базовым периодом 1981–2000 гг.; климат находился по климатической модели, разработанной в ИГКЭ (Семенов и др., 2013). На рис. 4.4.26 показан полученный прогнозный ареал вида; как видно, ареал существенно расширяется в северном и восточном направлениях на ЕЧР, в Байкальском регионе, Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Б. Был взят климат на территории России согласно расчетам (Катцов, Говоркова, 2013), где использовался ансамбль из 31 глобальной климатической модели проекта CMIP5 (АН_31) в условиях двух сценариев – RCP4.5 (“умеренного”) и RCP8.5 (“жесткого”), для четырех временных интервалов XXI в. Результат прогноза ареала приведен на рис. 4.4.27 (интервалы указаны в подписи).

Из представленных рисунков видно, что воздействие на ареал непарного шелкопряда изменений климата в первой половине XXI века будет протекать примерно одинаково как по “умеренному” сценарию антропогенного воздействия на климатическую систему – RCP4.5, так и по “экстремальному” – RCP8.5. Различия будут проявляться только во второй половине XXI века (более существенное расширение ареала по сценарию RCP8.5).

4.4.7. Болотные экосистемы

Обладая торфяной залежью, болота играют особую роль в глобальных процессах связывания углерода, регулирования газового состава атмосферы, водного баланса. Они удерживают многократно больше углерода, чем экосистемы на минеральных почвах. В то же время, они – источник метана и, в некоторых случаях, закиси азота, однако с учетом различия времени пребывания CO₂, CH₄ и N₂O в атмосфере, в долговременном плане признана позитивная роль болот в смягчении парникового эффекта (Assessment ..., 2008).

Болота способны фиксировать одновременно историю своего развития и происходящие изменения окружающей среды. Сохраняемые в торфяной залежи спорово-пыльцевые спектры отражают изменения растительности и палеоклимата региона, а ботанический состав, степень разложе-

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

ния и другие характеристики торфа – растительный покров и водный режим самого болота. Это позволяет оценить реакцию болот на прошлые изменения климата и на их основании сделать прогноз относительно будущих. В целом для болот Северной Евразии выявлен более активный рост болот в холодные межвековые периоды и его ослабление в более теплые (Климанов, Сирин, 1997).

Для большинства болот характерна способность возвращаться к исходному состоянию после кратковременного воздействия и приспосабливаться к длительным изменениям. Реакция конкретных болот на изменение климатических условий будет существенно зависеть от их природы и, прежде всего, условий водного питания, географического положения и степени антропогенной нарушенности. Отмечаются типы болот, наиболее уязвимые при изменении климата (Assessment ..., 2008), многие из них характерны для нашей страны.

Увеличение сезонного таяния мерзлоты в северных широтах воздействует на гидрологический и термический режим мерзлых болот (Minayeva, Sirin, 2010), которые встречаются в АЧР вплоть до южных границ страны. Изменение режима речного стока может повлиять на состояние и свойства пойменных болот. В лесотундре и лесной зоне возможно усиление облесения болот. Вероятны трансформации растительного покрова степных и лесостепных болот, горных болот. Ухудшение условий увлажнения и смена растительного покрова изменяют баланс органического вещества, могут способствовать деструкции торфа, водной и ветровой эрозии, особенно в условиях усиления нестабильности климата.

Наибольшую опасность представляет нестабильность климата и связанное с ней усиление вероятности экстремальных явлений: засух, ливневых осадков, сильных паводков и половодий. Возрастет вероятность торфяных пожаров в таежной и других природных зонах. В экстремально сухие годы огонь может повреждать даже сильно увлажненные верховые болота, оставляя нетронутыми только мочажины и озерки (Сирин и др., 2011). Наименее устойчивы заболоченные местообитания и мелкозалежные болота, которые могут высыхать и выгорать практически полно-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

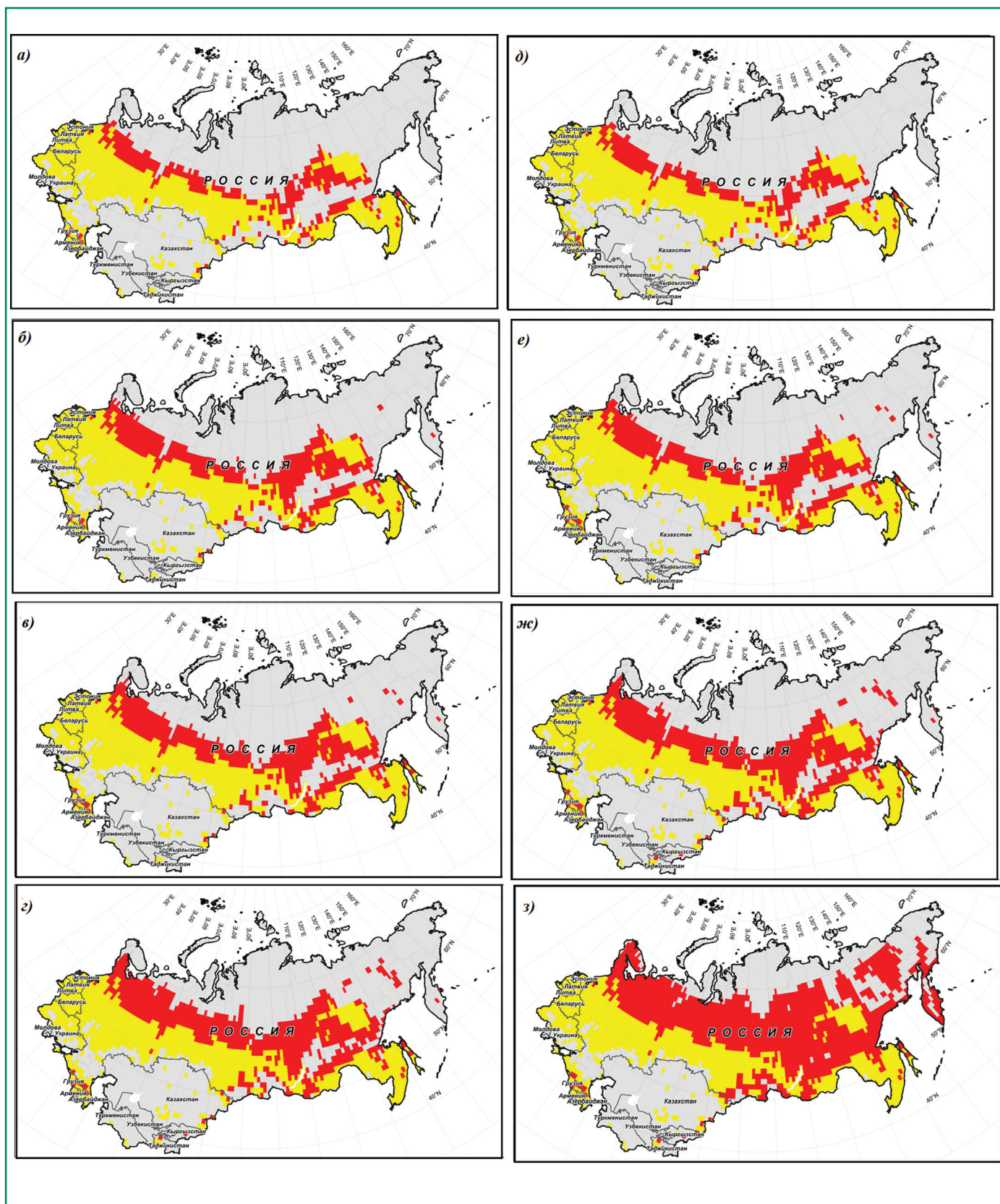


Рис. 4.4.27. Модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда в соответствии с прогнозными сценариями климата RCP4.5 (а-г) и RCP8.5 (д-з): а, д) для периода 2011–2030 гг.; б, е) при глобальном уровне потепления на 2°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг.: по сценарию RCP4.5 – в 2034–2053 гг. (б), по сценарию RCP8.5 – в 2028–2047 гг. (е); в, ж) для периода 2041–2060 гг., г, з) для периода 2080–2099 гг. (Титкина и др., 2013). Обозначения см. на рис. 4.4.25.

стью, восстанавливаясь затем при благоприятных условиях.

Существенно снижается устойчивость болот к изменению климата при антропогенных воздействиях. Особенно сказываются нарушения растительного покрова, защищающего торфяную залежь, и водного режима. Так, нарушения растительного покрова временными дорогами, включая зимники, ослабляют устойчивость болот к изменению климата, изменяют их гидрологический режим, способствуют таянию мерзлоты и эрозии торфа, усиливают эмиссию метана.

Наиболее вероятны торфяные пожары на осушенных и неиспользуемых болотах: брошенных без рекультивации площадях фрезерной добычи торфа, на неиспользуемых осушенных сельскохозяйственных землях (Сирин и др., 2011). Для адаптации таких экосистем к условиям меняющегося климата рекомендуется применять обводнение неиспользуемых осушенных и освоенных ранее торфяников, которое обеспечит появление болотной растительности, восстановление торфообразовательного процесса, снизит опасность торфяных пожаров и усилит устойчивость этих земель к дальнейшим климатическим изменениям.

4.4.8. Изменения режимов природных нарушений в экосистемах

4.4.8.1. Общая характеристика

Основные типы природных нарушений в естественных экосистемах России включают в себя природные пожары, биогенные нарушения (главным образом, вспышки массового размножения вредных насекомых и болезней) и последствия климатических экстремальных явлений (высоких температур летом, засух, наводнений, сильных ветров). На региональном уровне основные типы нарушений складываются в достаточно устойчивые сочетания, которые характеризуются такими показателями, как распространенность (по площади), интенсивность и частота ведущих типов нарушений, характер взаимосвязей между ними. Режимы нарушений определяют сукцессионную динамику экосистем, их продуктивность и жизнеспособность. Наиболее существенно влияние нарушений на экосистемы с многолетними растения-

ми, особенно на леса. Из четырех основных классов динамики лесов два (демутационный и дигрессионный) практически полностью определяются режимами нарушений.

4.4.8.2. Природные пожары

4.4.8.2.1. Наблюдаемые явления в связи с изменением климата

В последние десятилетия существенно возросла изменчивость погоды на протяжении вегетационного периода, выражающаяся в чередовании ливневых осадков и длительных теплых и сухих периодов, часто с аномальной жарой, что приводит к изменению режимов природных нарушений на территории России, среди которых главенствующее место занимают природные пожары, особенно лесные. Так, в таежной зоне однопроцентное увеличение горимости лесов в среднем ведет к уменьшению покрытых лесом земель на 8.4% (Шейнгауз, 2001). Пожарные режимы в основном определяются погодой/климатом, количеством и состоянием горючих материалов и наличием источников огня. Пожарная опасность увеличивается с ростом температуры и сокращением количества осадков. Прогрессирующая динамика этого показателя установлена для бореальных лесов Сибири и Дальнего Востока (Groisman et al., 2007). На долю лесных пожаров в этих регионах приходится более 78% площади всех пожаров в России за 1992–2011 гг. (Potapov et al., 2011). Тренд увеличения площади пожаров в 1997–2003 гг. составлял 8000 км²/год (Sukhinin et al., 2004). Горимость хвойных лесов выше, чем листопадных; пожары в бореальных хвойных лесах способствуют увеличению площадей, занятых листопадными породами, что, как ожидается, приведет к смягчению пожарной опасности (Terrier et al., 2013).

Относительно надежные документированные оценки площадей природных пожаров в России существуют с середины 1990-х годов, когда несколько спутниковых центров в России и за границей начали представлять систематические данные о площадях, пройденных пожарами (со спутников Spot VGT, Terra-MODIS и NOAA-AVHRR). Швиденко и др. (2011), используя данные радиометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) с вы-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

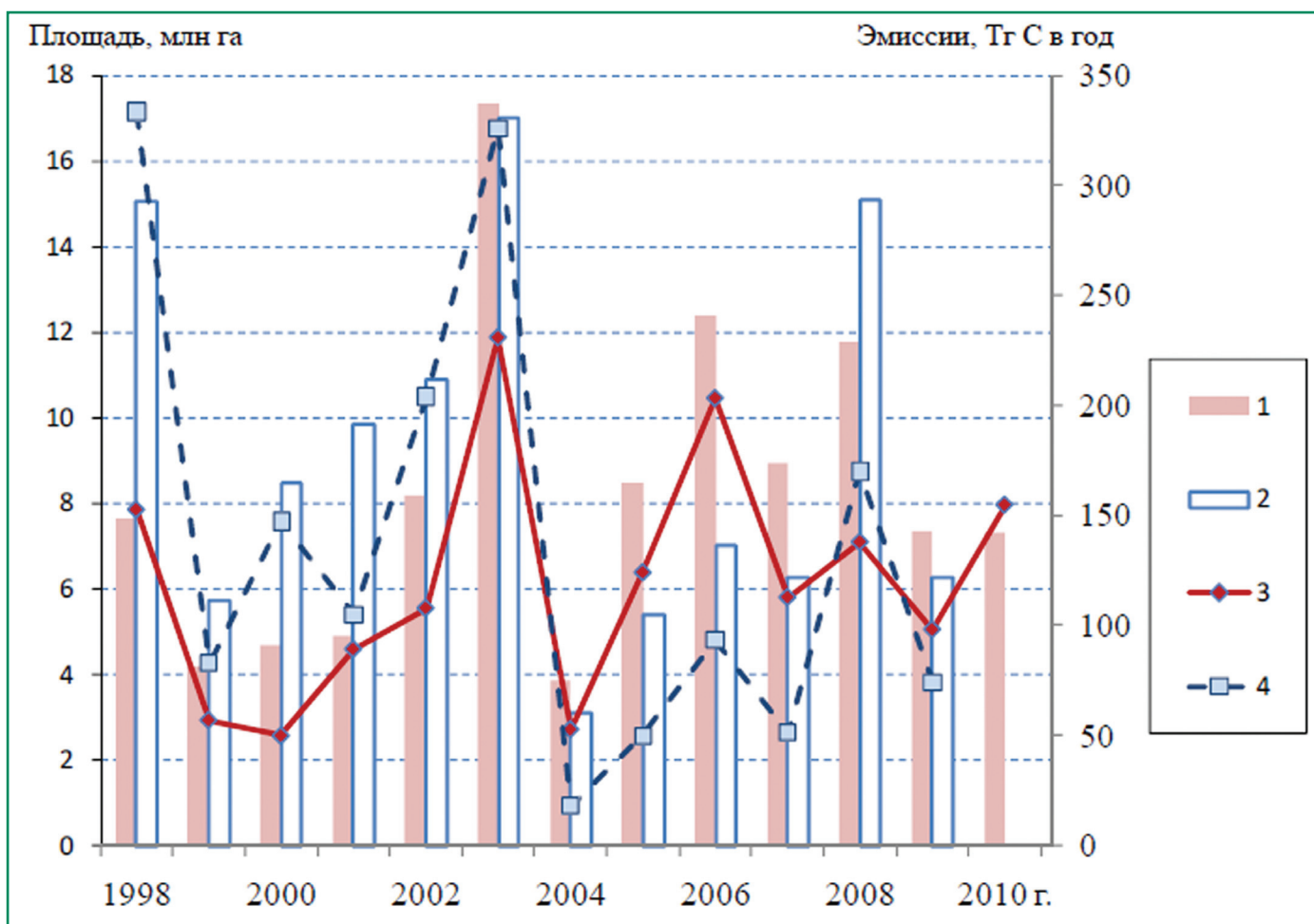


Рис. 4.4.28. Площади растительных пожаров и пожарные эмиссии углерода на территории России в 1998–2010 гг., по GFED3 (Global Fire Emissions Data, ver. 3 – глобальная база данных по пожарной эмиссии углерода, Giglio et al., 2010) (Швиденко и др., 2011): 1 – площади растительных пожаров (наша оценка), 2 – площади растительных пожаров по GFED3, 3 – эмиссии углерода (наша оценка), 4 – эмиссии углерода по GFED3.

борочным использованием данных Landsat и наземной корректировкой результатов, оценили общую площадь пожаров в 1998–2010 гг. в $8.2 \cdot 10^6$ га/год с большой межсезонной изменчивостью – от 4.2 в 2004 г. до $17.3 \cdot 10^6$ га в 2003 г. (рис. 4.4.28, 4.4.29). Официальная статистика ограничена только т. н. “лесными пожарами на активно охраняемой территории”, которые ниже фактических площадей пожаров на территории лесного фонда в среднем в 5–7 раз.

Существует статистически значимая корреляция между температурными аномалиями и числом пожаров (подробно см. главу 6.8 Доклада). Показано, что за последние десятилетия интервал времени между пожарами уменьшился более чем на одну треть в северной тайге и почти наполовину – в средней тайге центральной Сибири (Kharuk

et al., 2011). Сходные тенденции отмечены в Эвенкии, Хабаровском крае, на крайнем Северо-Востоке России.

Заметной чертой изменяющихся пожарных режимов становится широкое распространение т. н. катастрофических пожаров (Efremov, Shvidenko, 2004). На протяжении последних двух десятилетий, катастрофические пожарные ситуации в различных регионах России, как правило, на АЧР, наблюдаются почти ежегодно (Рубцов и др., 2010). Метеорологические условия в восточной части России, которые способствовали возникновению катастрофических пожаров, наблюдались в 1954, 1968, 1976, 1988, 1998 и 2003 гг. в бассейне реки Амур, в 1979, 1985, 1996, 1998, 2002, 2003, 2008 и 2010 гг. – в различных районах восточной Сибири и т. д. (Shvidenko et al., 2012).

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

Катастрофические пожары охватывают большие площади (> 20000 га), отличаются высокоинтенсивным горением, выходят из-под контроля и распространяются в обычно негорючие влажные местообитания, например, болота. Их экологические последствия особенно значительны в лесных экосистемах. Они приводят к глубинной деградации экосистем и обеднению биоразнообразия, создают особое состояние атмосферы и сезонной погоды на огромных площадях, наносят значительный вред экономике и инфраструктуре, а также крайне негативно влияют на условия жизни и здоровье населения в регионах своего распространения.

В таежной зоне, особенно в ее экотонах, катастрофические пожары являются основной причиной т.н. зеленого опустынивания (возникновения пустошей). Около трети лесных площадей, пройденных такими пожарами, превращаются в лесонепригодные территории (болота, редины и т. п.), на которых естественное восстановление лесов не происходит в течение 2–3 циклов развития основных лесообразователей (т. е. за 300–600 лет) (Efremov, Shvidenko 2004).

При величине площади распространения пожаров, соразмерной с размером барических систем (от 350000–400000 км²), над этими территориями практически в течение всего пожароопасного периода устанавливаются летние антициклоны (чего не наблюдалось ранее), приводящие к сохранению высокой пожарной обстановки в течение длительного времени (Соколова, Тетерятникова, 2004).

Пожарные режимы оказывают значительное влияние на основные биогеохимические циклы, в частности, углеродный и азотный, и, следовательно, на климатическую систему планеты. Детальное эмпирическое исследование (Швиденко и др., 2011) оценило средние углеродные эмиссии в 1998–2010 гг. в 121.0 ± 28 Мт С/год, из которых С–CO₂ составил 84.6%, С–CO – 8.2%, С–CH₄ – 1.1%, С–NMHC (неметановые углеводороды) – 1.2%, органический углерод – 1.2% и элементарный углерод – 0.1%. Твердые частицы составили 3.5%. Самое высокое содержание CH₄ и CO в продуктах горения отмечено в экосистемах с наличием торфа.

Приведенные данные относятся к прямым пожарным эмиссиям. Существенные послепожар-

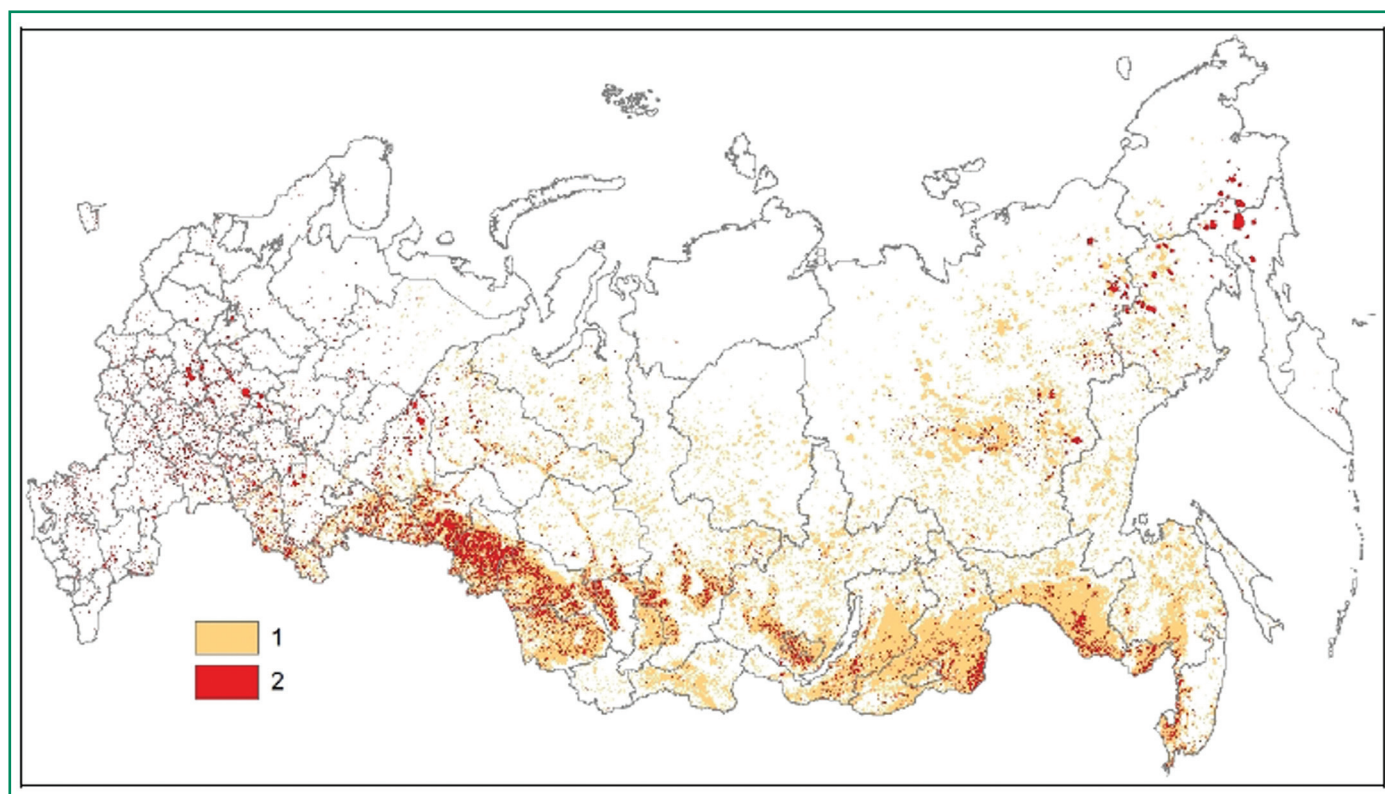


Рис. 4.4.29. Распространение площадей, пройденных пожарами в 1998–2009 гг. (1) и 2010 гг. (2), по GFED3 (см. рис. 4.4.28) (Швиденко и др., 2011).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ные эмиссии наблюдаются в лесах вследствие гибели значительного количества деревьев, особенно после верховых и торфяных пожаров, а также устойчивых низовых пожаров на многолетней мерзлоте. Исследования показывают, что в среднем в лесной зоне послепожарный отпад деревьев составляет около трети запаса древесины до пожара, а эмиссии вследствие разложения накопленной мертвой древесины составляют величину, сопоставимую с размером прямых эмиссий. В итоге, природные пожары последнего десятилетия являлись источником углеродных эмиссий порядка 250 Мт С/год, что составляет около 50% промышленных углеродных эмиссий страны.

Все четче проявляется связь между катастрофическими пожарами и климатическими аномалиями континентального масштаба (2003 год – пожары на российском Дальнем Востоке и наводнение в Китае, 2010 год – пожары в ЕЧР и наводнения в Пакистане и Индии) (Ваганов, Швиденко, 2013). Высоко вероятно, что таяние многолетней мерзлоты и последующая аридизация ландшафтов на многолетней мерзлоте будет вести к широкому распространению зеленого опустынивания.

Для большей части территории России можно ожидать наличие сильной обратной связи между потеплением и эскалацией пожарных режимов: увеличение концентрации CO_2 в атмосфере приводит к увеличению длительных сухих периодов, которые способствуют росту площади и интенсивности пожаров и существенному увеличению эмиссий парниковых газов. В свою очередь, рост углеродных эмиссий ведет к дестабилизации климатической системы, что провоцирует усиление угрозы пожаров (Soja et al., 2007; Shvidenko et al., 2012). Пожары 2010 года в ЕЧР четко продемонстрировали те угрозы, которые создают природные пожары в условиях меняющегося климата.

4.4.8.2.2. Прогноз пожарной ситуации в условиях дальнейших климатических изменений

Современные модельные работы, прогнозирующие пожарные режимы второй половины нынешнего столетия, предсказывают для большей части территории России: 1) удвоение площади пожаров к концу нынешнего века; 2) возрастание количества катастрофических пожаров и

пожаров, охватывающих большие территории и выходящих из-под контроля; 3) рост частоты пожаров на 50%; 4) возрастание количества и изменения газового состава пожарных эмиссий вследствие усиления почвенного горения и 5) возрастание деструктивных послепожарных воздействий на лесные экосистемы и ландшафты (Flannigan et al., 2009; Tchebakova et al., 2009; Швиденко и др., 2011). В некоторых регионах пожарная опасность несколько уменьшится вследствие увеличения количества осадков. Примеры модельных прогнозов пожаров см. в главе 6.8 этого доклада.

4.4.8.3. Биотические повреждения в условиях изменения климата

Из многочисленных групп биотических повреждений наиболее опасными являются вспышки массового размножения вредителей и патогенов в лесах. По мнению экспертов, вред, наносимый биотическими нарушениями, сопоставим с вредом от пожаров (Исаев, 1997). В очагах распространения вредителей частично или полностью гибнут деревья, существенно снижается продуктивность и жизненность лесов и накапливается значительное количество мертвой древесины, что увеличивает пожароопасность и горимость лесов и интенсивность пожаров.

Практически единственным источником информации о распространении и динамике биотических нарушений являются данные официальной статистики. Основные площади массового размножения лесных вредителей находятся в южных районах лесной зоны, в основном охваченных лесопатологическим мониторингом. По данным статистики, в последние десятилетия увеличилась площадь очагов размножения вредных насекомых и болезней в лесах. Так, средняя площадь очагов (определенная как покрытые лесной растительностью земли, на которых патологический отпад деревьев превышает естественный более, чем в два раза) в лесах России, управляемых государственными органами лесного хозяйства, составила $2.73 \cdot 10^6$ га за 1973–1987 гг., $1.55 \cdot 10^6$ га за 1988–1997 и $5.48 \cdot 10^6$ га за 1998–2010 гг., с максимумом $10.4 \cdot 10^6$ га в 2001 г. (Обзор санитарного..., 2010). Вспышки происходят обычно после аномально теплых и сухих летних периодов, пе-

ремежающихся с мягкими зимами на протяжении нескольких лет, что сокращает продолжительность циклов развития насекомых и ускоряет нарастание их численности.

Наиболее опасную группу лесных вредителей представляют хвое- и листогрызущие насекомые. Вспышки их массового размножения инициируются погодными условиями и структурой лесных ландшафтов и имеют ясно выраженный циклический характер. Как правило, теплая и сухая погода благоприятствует их массовому размножению. Так, после ряда теплых и сухих лет, вспышка сибирского шелкопряда в Восточной Сибири в 1993–1997 гг. охватила около $1.0 \cdot 10^6$ га с потерями $\sim 50 \cdot 10^6$ м³ древесины в высоко продуктивных темнохвойных лесах (Исаев, 1997). Более теплая, чем обычно, погода на протяжении последних трех лет XX столетия спровоцировала в 2001 г. вспышку сибирского шелкопряда в лиственничных лесах северной части Восточной Сибири на общей площади почти $10 \cdot 10^6$ га, где этот вредитель раньше массового размножения не имел.

В то время как повышенные температуры воздействуют на насекомых-вредителей непосредственно, сопутствующий водный стресс может снижать выживаемость деревьев и их чувствительность к повреждению насекомыми и иными патогенами (Garrett et al., 2006). Прогнозы утверждают, что ожидаемые климатические изменения в бореальной зоне увеличат частоту и интенсивность массовых вспышек размножения вредителей и болезней, как вследствие непосредственных воздействий изменений климата, так и вследствие уменьшения устойчивости экосистем и разрушения устоявшихся взаимодействий между отдельными компонентами биогеоценозов.

4.4.8.4. Воздействие климатических изменений на лесные экосистемы

Если увеличение среднегодовой температуры воздуха к концу XXI столетия достигнет +4°C, что весьма возможно, принимая во внимание возрастающий уровень эмиссии парниковых газов и наиболее реалистичные сценарии развития мировой экономики и энергетики, то высока вероятность того, что бореальные леса проявят скачкообразный нелинейный отклик на изменения внеш-

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

ней среды (Lenton, 2012). Механизм этого процесса заключается в достижении критического уровня водного стресса при повышенных температурах. Согласно многим исследованиям, изменения количества и режима поступления осадков являются наиболее важным фактором при оценке влияния изменений климата на растительные экосистемы, поскольку продолжительные засухи имеют для них намного более серьезные отрицательные последствия, чем трендовые изменения основных климатических показателей. Это вызывает массовое усыхание деревьев (особенно темнохвойных пород) и коренные изменения экосистемы бореальных лесов. Если порог устойчивости будет перейден, то трансформация бореальных лесов может произойти за период не более 50 лет.

В последние годы процессы массового усыхания наблюдаются в еловых лесах ЕЧР и в кедровых лесах Сибири. Несколько “волн” усыхания наблюдалось в елово-пихтовых лесах Дальнего Востока (Манько, Гладкова, 2001), что приводило к отпаду сотен миллионов кубометров древесины. Повышенный отпад уже наблюдается практически во всех частях бореального пояса (Allen et al., 2010). Предполагается, что ожидаемые изменения климата существенно интенсифицируют этот процесс в лесах России.

Неблагоприятные погодные условия, приводящие к повреждению ветром и снегом, также оказывают возрастающее негативное влияние на лесные экосистемы на значительных площадях. Хотя в целом следует ожидать усиления воздействия этих факторов в силу возрастания нестабильности погоды, модельные прогнозы не предсказывают критического воздействия на состояние лесных массивов на территории страны.

4.4.8.5. Меры по адаптации природных экосистем в условиях наблюдаемых и прогнозируемых климатических изменений

В целом, климатические изменения последних десятилетий существенным образом сказываются на акселерации режимов природных нарушений в естественных экосистемах России, особенно в лесах. Вероятно, что ожидаемые изменения климата критически усилят риск крупномас-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

штабных воздействий на экосистемы, что может привести к невосполнимым экономическим, экологическим и социальным потерям. Страна нуждается в срочной разработке стратегии адаптации экосистем, особенно лесов, к новым климатическим условиям. Предупреждение природных нарушений и борьба с ними являются одним из краеугольных основ такой стратегии.

Для территории России, леса которой на 90% представлены бореальными лесами высокой пожарной опасности, неотложной государственной задачей является коренное усовершенствование системы охраны лесов от пожаров. Эта комплексная проблема включает: 1) системный анализ нынешних и будущих региональных пожарных режимов и требований к рациональной системе охраны лесов от пожаров; 2) разработку новой доктрины охраны лесов от пожаров; 3) разработку и внедрение стратегии предотвращения широкомасштабных нарушений в лесах, в т. ч. адаптацию структуры лесных ландшафтов к будущему климату; 4) внедрение эффективной системы лесного мониторинга; 5) выделение необходимых ресурсов; 6) разработку нового и усовершенствование существующего законодательства и институциональных структур лесоправления, ориентированных на вызовы меняющегося климата; 7) целесообразную международную кооперацию. В настоящее время эффективная реализация всех перечисленных выше задач пока не начата.

Следует также отметить, что загрязнения воздуха, воды и почв, особенно широко распространенные в районах промышленного освоения северных территорий, существенно усиливают негативные воздействия как природных нарушений, так и нежелательных климатических изменений в целом. Это делает особенно актуальной необходимость разработки и внедрения экологически безопасных технологий в промышленное развитие, особенно в районах с ожидаемыми драматическими изменениями климата.

4.4.9. Заключение

Основные результаты главы суммированы в таблице 4.4.2.

Следует отметить, что изменение климата влияет на экосистемы и виды растений и живот-

ных в комплексе с другими природными и антропогенными факторами. Сложная динамика природных систем, как правило, изучена недостаточно для количественного описания и прогноза их состояния. Имеются значительные методологические пробелы в системе наблюдений, оценки и прогноза экосистем, находящихся в условиях изменения климата. Улучшение качества прогнозов изменения растительности и границ растительных зон напрямую зависит от увеличения точности и пространственного разрешения прогноза климатических характеристик, в особенности осадков.

Изучение воздействия климатических изменений на экосистемы и биоразнообразие в России лимитируется качеством экологической информации и ее доступностью. Инвентаризация флоры и фауны в масштабе страны проведена не полностью (исключениями являются хозяйственно значимые виды – породы лесных деревьев, промысловые животные), количественная информация (обилие, встречаемость, плотность популяций и т. д.) для многих видов отсутствует или фрагментарна. Эта информация необходима для выявления долговременных трендов характеристик биоты, вызванных изменением климата и другими факторами. Особенно важно иметь такую информацию по особо охраняемым природным территориям, где воздействие других факторов, отличных от климатического стресса, минимально. К сожалению, информация, собираемая по программам ведения Летописи природы в заповедниках, обычно не является количественной. Имеющиеся и вновь собираемые данные (климатические и по биоразнообразию) следует переводить в цифровой формат и делать доступными всем пользователям бесплатно и в режиме “онлайн”.

Динамика бореальных лесов определяется сложным взаимодействием таких факторов, как повышение температуры и концентрации CO₂, таяние многолетней мерзлоты, лесные пожары и вспышки массового размножения лесных вредителей и патогенов. Требуются долгосрочные наблюдения за биоразнообразием, ареалами видов, более глубокое понимание биологии видов, дальнейшее развитие моделирования экологических процессов. Особенно важны регулярные долгосрочные наблюдения на границах биомов и вы-

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

сотных поясов растительности ввиду изменения их границ. Для удаленных и труднодоступных районов нашей страны следует использовать данные со спутников Земли (общедоступны начиная с 1978 года), а также данные аэрофото-съемки, производящейся с более раннего времени, но доступные весьма ограниченно. Надо так-

же учитывать, что имеются различия в оценках состояния растительности, сделанных по данным дистанционного зондирования, на основании полевых наблюдений или с помощью моделей (Xu et al., 2012), поэтому необходима интеркалибровка методов наблюдения и обработки данных.

Таблица 4.4.2. Наблюдаемые и прогнозируемые изменения наиболее важных компонент сухопутных экосистем на территории России

Раздел	Изменения наблюдаемые (в среднем, за последние 30–40 лет)	Изменения прогнозируемые
4.4.3. Состояние растений	1. Продолжительность вегетационного периода для Евразии растет на 0.40 сут/год и до 1.0 сут/год для ЕЧР. 2. Ускорение роста растений за 1980–2010 гг. на ~6%, в частности, рост индексов прироста ширины годичных колец деревьев.	Прирост биомассы растений в глобальном масштабе будет происходить в основном из-за прямой стимуляции роста увеличением концентрации CO ₂ .
4.4.4. Углеродный бюджет и продуктивность растительных экосистем	Положительный тренд изменения <i>NPP</i> для пан-арктических регионов за 1982–2000 гг. Рост <i>NPP</i> на 5–50 гС/м ² за 1901–2000 гг. для бореальной зоны России.	Рост <i>NPP</i> до 2100 г.
4.4.5. Границы растительных зон на равнине и в горах	1. Продвижение темнохвойной тайги на территории, занимаемые лиственничниками.	Ожидается продолжение указанных тенденций. Для северной Евразии прогнозируется дальнейшее облесение тундры, замещение еловой бореальной и лиственничной тайги смешанным листопадным лесом и сдвиг к северу зоны степей.
2. Продвижение лиственницы и кустарников	3. Уменьшение годичного прироста лиственницы на юге Восточной Сибири, начиная с 1940-х гг. 4. Увеличение сомкнутости крон лиственничных редколесий в экотоне “лес–тундра” на 1–2 % в год (Приполярный Урал).	
4.4.6. Изменение видового разнообразия и ареалов растений и животных	1. Смещение ареалов на север и изменение путей миграции крупных млекопитающих и птиц в связи с аридизацией климата (юг Восточной Сибири). 2. Сокращение ареала популяции белого медведя почти во всей Арктике. 3. Повышенная смертность и изменение сроков сезонных миграций тихоокеанского моржа. 4. Расширение к северу и востоку ареала непарного шелкопряда.	Ожидается продолжение указанных тенденций. Существует потенциальная угроза исчезновения с территории Алтае-Саянского экорегиона (АСЭ) ряда обитающих в высокогорье видов растений и лишайников. Ожидается сокращение современной области распространения алтайского горного барана и сокращение численности сибирского северного оленя в АСЭ.
4.4.7. Болотные экосистемы	Для болот Северной Евразии выявлен более активный рост болот в холодные межвековые периоды и его ослабление в более теплые.	Ожидается уменьшение скорости роста болот, усиление облесения болот, рост частоты торфяных пожаров.
4.4.8. Изменения режимов природных нарушений в экосистемах	1. Уменьшение интервала времени между лесными пожарами в тайге на 30–50%. 2. Увеличение площадей очагов размножения вредных насекомых и патогенов в лесах.	Ожидается эскалация пожарных режимов; ускорение размножения и развития насекомых-вредителей; усыхание лесов на больших площадях.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

4.4.10. Литература

- Амосов П. Н., Брагин А. В., Добрынин Д. А., 2006.** Влияние изменений климата на фауну птиц европейского севера России, Известия РАН, серия геогр., № 5, с. 30–35.
- Анисимов О. А., Жильцова Е. Л., Ренева С. А., 2011.** Оценка критических уровней воздействия изменения климата на природные экосистемы суши на территории России, Метеорология и гидрология, № 12, с. 31–41.
- Бляхарчук Т. А., Куприянов А. Н., Артемов И. А., Кнорре А. А., 2013.** Климатическая обусловленность разнообразия флоры и растительного покрова Алтае-Саянского экорегиона, в кн.: Изменение климата и биоразнообразие российской части Алтае-Саянского экорегиона, под ред. Н.Н. Михайлова, Красноярск, с. 161–200.
- Бондарев А. Я., Фролов А. А., Токарев В. И., 2010.** О проникновении волка в Северо-Восточный Алтай, Вестник Алтайского государственного аграрного университета, вып. 65, № 3, с. 56–62.
- Ваганов Е. А., Шашкин А. В., 2000.** Рост и структура годовых колец хвойных, Новосибирск, Наука, 232 с.
- Ваганов Е. А., Швиденко А. З., 2013.** Оценка вклада сибирских регионов в глобальный экологический баланс (на примере вклада сибирских лесов в круговорот углерода), в кн.: Макрорегион Сибирь: проблемы и перспективы развития, Красноярск, СФУ, с. 39–49.
- Венгеров П. Д., 2011.** Влияние изменений климата на сроки прилета и размножение певчего дрозда (*Turdus philomelos*) и зяблика (*Fringilla coelebs*) в Воронежском заповеднике, Успехи современной биологии, т. 131, № 4, с. 416–424.
- Галанин А. В., Роевко Е. Н., 2008.** Конференция “Ритмы и катастрофы в растительном покрове 2. Опустынивание Даурии”, Бюллетень Ботанического сада-института ДВО РАН, № 2, с. 63–71.
- Галанин А. В., Долгалева Л. М., 2009.** Динамика древостоя кедрово-широколиственного леса в верхнем лесном поясе Сохондинского биосферного заповедника, Бюллетень Ботанического сада-института ДВО РАН, № 4, с. 50–53.
- Гитарский М. Л., Карабань Р. Т., Филипчук А. Н., Назаров И. М., Коротков В. Н., Романовская А. А., 2002.** Расчетная оценка стока углерода в лесах России за последнее десятилетие, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XVIII, СПб, Гидрометеиздат, с. 261–275.
- Гордиенко Н. С., Соколов Л. В., 2009.** Анализ долговременных изменений сроков сезонных явлений у растений и насекомых Ильменского заповедника в связи с климатическими факторами, Экология, № 2, с. 96–102.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012.** Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха, Москва, ИГКЭ, 193 с.
- Давыдов Е. А., Инсаров Г. Э., Сундетпаев А. К., 2013.** Мониторинг лишайников в связи с изменениями климата в Катон-Карагайском национальном природном парке (Восточный Казахстан), в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXV, М., ИГКЭ, с. 428–441.
- Елисеев А. В., 2011.** Оценка изменений характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты, Известия РАН, серия физика атмосферы и океана, т. 47, № 2, с. 147–170.
- Елсаков В. В., Марущак И. О., 2011.** Спектроскопические спутниковые изображения в выявлении трендов климатических изменений лесных фитоценозов западных склонов Приполярного Урала, Компьютерная оптика, т. 35, № 2, с. 281–286.
- Замолодчиков Д. Г., 2011.** Оценка климатогенных изменений разнообразия древесных пород по данным учетов лесного фонда, Успехи современной биологии, т. 131, № 4, с. 382–392.
- Замолодчиков Д. Г., 2012.** Динамика углеродного баланса лесов России и ее вклад в изменение атмосферной концентрации углекислого газа, Бюллетень “Использование и охрана природных ресурсов в России”, № 5, с. 31–38.
- Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Краев Г. Н., 2011.** Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия, Лесоведение, № 6, с. 16–28.
- Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Корovin Г. Н., Гитарский М. Л., Блинов В. Г.,**

Дмитриев В. В., Курц В. А., 2013. Бюджет углерода управляемых лесов Российской Федерации в 1990-2050 гг.: ретроспективная оценка и прогноз, Метеорология и гидрология, № 10, с. 75–103.

Изменение климата и его воздействие на экосистемы, население и хозяйство российской части Алтае-Саянского экорегиона: оценочный доклад, 2011. А. О. Кокорин (ред.), Всемирный фонд дикой природы (WWF России), М., 168 с.

Инсаров Г. Э., 2002. Лишайники в условиях глобального изменения климата, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, СПб, Гидрометеиздат, т. XVIII, с. 109–141.

Инсаров Г. Э., 2010. Мониторинг лишайников в горных заповедниках в контексте глобальных изменений, в кн.: Изменение климата и непрерывное сохранение биоразнообразия в Алтае-Саянском экорегионе, Усть-Кокса – Барнаул, с. 117–127.

Инсаров Г. Э., Борисова О. К., Корзухин М. Д., Кудеяров В. Н., Минин А. А., Ольчев А. В., Семенов С. М., Сирин А. А., Харук В. И., 2012. Природные экосистемы суши, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, с. 190–265.

Исаев А. С. (ред.), 1997. Прогноз использования и воспроизводства лесных ресурсов по экономическим районам СССР, М., 508 с.

Истомин А. В., 2007. Климатические флуктуации и популяционная динамика ценообразующих видов в эталонных лесных экосистемах Главного Русского водораздела, Вестник Псковского государственного педагогического университета, сер. Естественные и физико-математические науки, № 2, с. 45–60.

Капралов Д. С., Шиятов С. Г., Моисеев П. А., Фомин В. В., 2006. Изменения в составе, структуре и высотном положении мелколесий на верхнем пределе их произрастания в горах Северного Урала, Экология, № 6, с. 403–409.

Карелин Д. В., Замолотчиков Д. Г., 2008. Углеродный обмен в криогенных экосистемах, М., Наука, 344 с.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха,

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (СМIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, т. 569, с. 76–98.

Климанов В. А., Сирин А. А., 1997. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3 000 лет, Доклады Академии Наук, т. 354, № 5, с. 683–686.

Коломыц Э. Г., Шарая Л. С., 2011. Высокогорные экосистемы в условиях предстоящего глобального потепления (прогнозирование и эмпирико-статистическое моделирование), Успехи современной биологии, т. 131, № 6, с. 587–605.

Корзухин М. Д., Цельникер Ю. Л., 2010. Модельный анализ ареалов древесных пород России и их вариации при возможных изменениях климата, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIII, М., ИГКЭ, с. 249–268.

Красная книга Российской Федерации: Животные, 2001. М., Астрель, 860 с.

Кудеяров В. Н., Заварзин Г. А., Благодатский С. А., Борисов А. В., Воронин П. Ю., Демкин В. А., Демкина Т. С., Евдокимов И. В., Замолотчиков Д. Г., Карелин Д. В., Комаров А. С., Курганова И. Н., Ларионова А. А., Лопес де Гереню В. О., Уткин А. И., Чертов О. Г., 2007. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России, М., Наука, 315 с.

Мандыч А. Ф., Яшина Т. В., Артемов И. А., Дёкенов В. В., Инсаров Г. Э., Останин О. В., Ротанова И. Н., Сухова М. Г., Харламова Н. Ф., Шишкин А. С., Шмакин А. Б., 2012. Сохранение биоразнообразия в российской части Алтае-Саянского экорегиона в условиях изменения климата, Стратегия адаптации, Красноярск, 62 с.

Манько Ю. И., Гладкова Г. А., 2001. Усыхание ели в свете глобального ухудшения темнохвойных лесов, Владивосток, Дальнаука, 228 с.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. 2012. С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, 512 с.

Моисеев Б. Н., Алябина И. О., 2007. Оценка и картографирование составляющих углеродного и азотного балансов в основных биомех

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- России, Известия РАН, серия геогр., № 5, с. 1–12.
- Моисеев П. А., Бартыш А. А., Горяева А. В., Кошкина Н. Б., Нагимов З. Я., Галако В. А., 2008.** Динамика подгольцовых древостоев на склонах Серебрянского Камня (Северный Урал) в последние столетия, Хвойные бореальной зоны, т. XXV, № 1–2, с. 17–23.
- Национальный доклад Российской Федерации о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов не регулируемых Монреальским протоколом за 1990–2010 гг., 2012,** ч. 1, М., 386 с.
- Обзор санитарного и лесопатологического состояния лесов на землях лесного фонда Российской Федерации за 2009 год, 2010.** Пущино, ФГУ “Российский центр защиты леса”, 179 с.
- Овчинникова Т. М., Фомина В. А., Андреева Е. Б., Должковая Н. П., Суховольский В. Г., 2011.** Анализ изменений сроков сезонных явлений у древесных растений заповедника “Столбы” в связи с климатическими факторами, Хвойные бореальной зоны, т. XXVIII, № 1–2, с. 54–59.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008а.** т. I. Изменения климата, М., Росгидромет, 227 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008б.** т. II. Последствия изменений климата, М., Росгидромет, 288 с.
- Пчелкин А. В., Пчелкина Т. А., 2012.** Влияние загрязняющих веществ и климатических аномалий на фауну рептилий и земноводных в Московском регионе. Раздел 4.1.5. в сб.: Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2011 год, Ю. А. Израэль, Г. М. Черногаева, В. И. Егоров, Ю. В. Пешков, М. Г. Котляков (ред.), Министерство природных ресурсов и экологии РФ, М., Росгидромет, с. 190–192.
- Рубцов А. В., Сухинин А. И., Ваганов Е. А., 2010.** Классификация территории Сибири по фактической горимости с использованием спутниковых данных, Журнал Сибирского федерального университета, серия биол., т. 3, № 1, с. 30–39.
- Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С., 2006.** Выявление климатогенных изменений, М., Изд. центр “Метеорология и гидрология”, 324 с.
- Семенов С. М., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Попов И. О., Титкина С. Н., 2013.** Распределение приповерхностной температуры на территории России и соседних стран при заданном уровне глобального потепления, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ, т. XXV, с. 29–41.
- Сирин А. А., Минаева Т. Ю., Возбранная А., Барталев С., 2011.** Как избежать торфяных пожаров? Наука в России, № 2, с. 13–21.
- Соколов Л. В., Гордиенко Н. С., 2008.** Повлияло ли современное потепление климата на сроки прилета птиц в Ильменском заповеднике на южном Урале? Экология, № 1, с. 58–64.
- Соколова Г. А., Тетервятникова Е. П., 2004.** Исследование эволюции и роли крупных лесных пожаров региона Восточная Сибирь – Дальний Восток в развитии атмосферных процессов, Управление лесными пожарами на экорегиональном уровне, М., Всемирный Банк, с. 151–155.
- Титкина С. Н., Попов И. О., Семенов С. М., Ясюкевич В. В., 2013.** Изменение распространения в России и соседних странах непарного шелкопряда и шелкопряда-монашенки (*Lymantria dispar* L. и *Lymantria monacha* L., *Lymantriidae*, *Lepidoptera*) под влиянием наблюдаемого и ожидаемого в XXI веке изменения климата, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ, т. XXV, с. 375–394.
- Удра И. Ф., 1988.** Расселение растений и вопросы палео- и биогеографии, Киев, Наукова думка, 197 с.
- Чебакова Н. М., Парфенова Е. И., Бляхарчук Т. А., 2011.** Экосистемы и виды, в кн.: Изменение климата и его воздействие на экосистемы, население и хозяйство российской части Алтае-Саянского экорегиона, Оценочный доклад, под ред. А.О. Кокорина, Всемирный фонд дикой природы (WWF России), М., с. 80–99.
- Швиденко А. З., Щепашенко Д. Г., Ваганов Е. А., Сухинин А. И., Максютлов Ш. Ш., МкКаллум И., Лакида И. П., 2011.** Влияние природ-

- ных пожаров в России 1998–2010 гг. на экосистемы и глобальный углеродный бюджет, Доклады Академии Наук, т. 441, № 4, с. 544–548.
- Шейнгауз А. С., 2001.** Лесной комплекс Хабаровского края, Хабаровск, РИОТИП, 103 с.
- Шишкин А. С., Виноградов В. В., Тимошкин В. Б., Гуров А. В., Васильченко А. А., Смирнов М. Н., Карякин И. В., Пальцин М. Ю., 2013.** Влияние изменений климата на биоразнообразие животного мира Алтае-Саянского экорегиона, в кн.: Изменение климата и биоразнообразие российской части Алтае-Саянского экорегиона, Н. Н. Михайлов (ред.), Красноярск, с. 201–251.
- Шиятов С. Г., 2009.** Динамика древесной и кустарниковой растительности в горах Полярного Урала под влиянием современных изменений климата, Екатеринбург, ИЭРиЖ УрО РАН, 215 с.
- Шиятов С. Г., Терентьев М. М., Фомин В. В., 2005.** Пространственно-временная динамика лесотундровых сообществ на Полярном Урале, Экология, № 2, с. 1–8.
- Ясюкевич В. В., Титкина С. Н., Давидович Е. А., Ясюкевич Н. В., 2013.** Изменения границ ареалов непарного шелкопряда и шелкопряда-монашенки (*Lymantria dispar* и *Lymantria monacha*, Lymantriidae, Lepidoptera), обусловленные глобальным потеплением: модельный подход, Зоологический журнал, т. 92, № 11, с. 1377–1382.
- Agafonov L. I., Kukarskikh V. V., 2008.** Climate changes in the past century and radial increment of pine in the southern Ural steppe, Russian Journal of Ecology, vol. 39, no. 3, pp. 160–167.
- Allen C. D., Macalady A. K., Chenchouni H., Bachelet D., McDowell N., Vennetier M., Kitzberger T., Rigling A., Breshears D. D., Hogg E. H. (Ted), Gonzalez P., Fensham R., Zhang Z., Castro J., Demidova N., Lim J.-H., Allard G., Running S.W., Semerci A., Cobb N., 2010.** A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests, Forest Ecology and Management, vol. 259, pp. 660–684.
- Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report, 2008.** Parish F., Sirin A., Charman D., Joosten H., Minayeva T., Silvius M., Stringer L. (eds.), Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen, 179 p. <http://www.peat-portal.net/index.cfm?&menuid=123&parentid=113>
- Bala G., Caldeira K., Mirin A., Wickett M., Delire C., 2005.** Multicentury changes to the global climate and carbon cycle: results from a coupled climate and carbon cycle model, Journal of Climate, vol. 18, no. 21, pp. 4531–4544.
- Barbeito I., Dawes M. A., Rixen C., Senn J., Bebi P., 2012.** Factors driving mortality and growth at treeline: a 30-year experiment of 92 000 conifers, Ecology, vol. 93, no. 2, pp. 389–401.
- Barichivich J., Briffa K. R., Osborn T. J., Melvin T. M., Caesar J., 2012.** Thermal growing season and timing of biospheric carbon uptake across the Northern Hemisphere, Global Biogeochemical Cycles, vol. 26, GB4015.
- Beck H. E., McVicar T. R., van Dijk A. I. J. M., Schellekens J., de Jeu R. A. M., Bruijnzeel L. A., 2011.** Global evaluation of four AVHRR-NDVI data sets: Intercomparison and assessment against Landsat imagery, Remote Sensing of Environment, vol. 115, pp. 2547–2563.
- Berthelot M., Friedlingstein P., Ciais P., Monfray P., Dufresne J. L., Le Treut H., Fairhead L., 2002.** Global response of the terrestrial biosphere to CO₂ and climate change using a coupled climate-carbon cycle model, Global Biogeochemical Cycles, vol. 16, no. 4, 1084.
- Blok D., Heijmans M. M. P. D., Schaepman-Strub G., Kononov A. V., Maximov T. C., Berendse F., 2010.** Shrub expansion may reduce summer permafrost thaw in Siberian tundra, Global Change Biology, vol. 16, pp. 1296–1305.
- Blok D., Sass-Klaassen U., Schaepman-Strub G., Heijmans M. M. P. D., Sauren P., Berendse F., 2011.** What are the main climate drivers for shrub growth in Northeastern Siberian tundra? Biogeosciences, vol. 8, no. 5, pp. 1169–1179.
- Boisvenue C., Running S. W., 2006.** Impacts of climate change on natural forest productivity - evidence since the middle of the 20th century, Global Change Biology, vol. 12, no. 5, pp. 862–882.
- Bonfils C. J. W., Phillips T. J., Lawrence D. M., Cameron-Smith P., Riley W. J., Subin Z. M., 2012.** On the influence of shrub height and expansion on northern high latitude climate, Environmental Research Letters, vol. 7, pp. 1–9.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Chevallier F., Ciais P., Conway T. J., Aalto T., Anderson B. E., Bousquet P., Brunke E. G., Ciattaglia L., Esaki Y., Frohlich M., Gomez A., Gomez-Pelaez A. J., Haszpra L., Krummel P. B., Langenfelds R. L., Leuenberger M., Machida T., Maignan F., Matsueda H., Morgui J. A., Mukai H., Nakazawa T., Peylin P., Ramonet M., Rivier L., Sawa Y., Schmidt M., Steele L. P., S. A. Vay, Vermeulen A. T., Wofsy S., Worthy D., 2010.** CO₂ surface fluxes at grid point scale estimated from a global 21 year reanalysis of atmospheric measurements, *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, D21307. doi:10.1029/2010JD013887.
- Ciais P., Canadell J. G., Luyssaert S., Chevallier F., Shvidenko A., Poussi Z., Jonas M., Peylin P., King A. W., Schulze E.-D., Piao S. L., Rodenbeck C., Peters W., Breon F. M., 2010.** Can we reconcile atmospheric estimates of Northern terrestrial carbon sink with land-based accounting? *Current Opinion in Environmental Sustainability*, vol. 2, pp. 225–230. doi:10.1016/j.cosust.2010.06.008.
- Circumpolar Active Layer Monitoring Network-CALM. 2012.** www.gwu.edu/~calm/
- Climate Change 2001, 2001.** The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change J. T. Houghton Y. Ding D. J. Griggs M. Noguer P. J. van der Linden X. Dai K. Maskell C. A. Johnson (eds.) Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 881 p.
- Climate Change 2014a, 2014.** Field, C. B., Barros V. R., Mach K. J., Mastrandrea M. D., van Aalst M., Adger W. N., Arent D. J., Barnett J., Betts R., Bilir T. E., Birkmann J., Carmin J., Chadee D. D., Challinor A. J., Chatterjee M., Cramer W., Davidson D. J., Estrada Y. O., Gattuso J.-P., Hijioka Y., Hoegh-Guldberg O., Huang H. Q., Insarov G. E., Jones R. N., Kovats R. S., Romero Lankao P., Larsen J. N., Losada I. J., Marengo J. A., McLean R. F., Mearns L. O., Mechler R., Morton J. F., Niang I., Oki T., Olwoch J. M., Opondo M., Poloczanska E. S., Portner H.-O., Redsteer M. H., Reisinger A., Revi A., Schmidt D. N., Shaw M. R., Solecki W., Stone D. A., Stone J. M. R., Strzepek K. M., Suarez A. G., Tschakert P., Valentini R., Vicuna S., Villamizar A., Vincent K. E., Warren R., White L. L., Wilbanks T. J., Wong P. P., Yohe G. W., 2014: Technical Summary. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Field, C. B., Barros V. R., Dokken D. J., Mach K. J., Mastrandrea M. D., Bilir T. E., Chatterjee M., Ebi K. L., Estrada Y. O., Genova R. C., Girma B., Kissel E. S., Levy A. N., MacCracken S., Mastrandrea P. R., White L. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 35–94.
- Climate Change 2014b, 2014.** Hijioka, Y., Lin E., Pereira J. J., Corlett R. T., Cui X., Insarov G. E., Lasco R. D., Lindgren E., Surjan A., Asia. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Barros, V. R., Field C. B., Dokken D. J., Mastrandrea M. D., Mach K. J., Bilir T. E., Chatterjee M., Ebi K. L., Estrada Y. O., Genova R. C., Girma B., Kissel E. S., Levy A. N., MacCracken S., Mastrandrea P. R., White L. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1327–1370.
- Climate Change and Biodiversity. 2002.** Authors: Gitay H., Suarez A., Watson R., Anisimov O., Chapin F. S., Cruz R., Finlayson M., Hohenstein W., Insarov G., Kundzewicz Z., Leemans R., Magadza C., Noble I., Nurse L., Price J., Ravindranath N. H., Root T., Scholes B., Villamizar A., Rumei, Published by Intergovernmental Panel on Climate Change, 77 pp.
- Delbart N., Toan T. L., Kergoat L., Fedotova V., 2006.** Remote sensing of spring phenology in boreal regions: A free of snow effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982–2004), *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, pp. 52–62.
- Delbart N., Picard G., Toan T. L., Kergoat L., Quegan S., Woodward I., Dye D., Fedotova V., 2008.** Spring phenology in boreal Eurasia over a

- nearly century time scale, *Global Change Biology*, vol. 14, pp. 603–614.
- Dolman A. J., Shvidenko A., Schepaschenko D., Ciais P., Tchebakova N., Chen T., van der Molen M. K., Beileli Marchesini L., Maximov T. C., Maksyutov S., Schulze E.-D., 2012.** An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion method, *Biogeosciences*, vol. 9, pp. 5323–5340. doi:10.5194/bg-9-5323-2012.
- Dulamsuren C., Hauck M., Leuschner C., 2010.** Recent drought stress leads to growth reductions in *Larix sibirica* in the western Khentey, Mongolia, *Global Change Biology*, vol. 16, no. 11, pp. 3024–3035.
- Durner G. M., Douglas D. C., Nielson R. M., Amstrup S. C., McDonald T. L., Stirling I., Mauritzen M., Born E.W., Wiig O., DeWeaver E., Serreze M. C., Belikov S. E., Holland M. M., Maslanik J., Aars J., Bailey D. A., Derocher A. E., 2009.** Predicting 21st-century polar bear habitat distribution from global climate models, *Ecological Monographs*, vol. 79, no. 1, pp. 25–58.
- Efremov D. F., Shvidenko A. Z., 2004.** Long-period ecological consequences of catastrophic fires in forests of the Russian Far East and their contribution in global processes, *International Forest Fire News*, no. 32, pp. 43–49.
- Flannigan M., Stocks B., Turetsky M., Wotton M., 2009.** Impacts of climate change on fire activity and fire management in the circumpolar boreal forest, *Global Change Biology*, vol. 15, no. 15, pp. 549–560.
- Franks P. J., Adams M. A., Amthor J. S., Barbour M. M., Berry J. A., Ellsworth D. S., Farquhar G. D., Ghannoum O., Lloyd J., McDowell N., Norby R. J., Tissue D. T., von Caemmerer S., 2013.** Sensitivity of plants to changing atmospheric CO₂ concentration: from the geological past to the next century, *New Phytologist*, vol. 197, no. 4, pp. 1077–1094.
- Garrett K. A., Dendy S. P., Frank E. E., Rouse M. N., Travers S. E., 2006.** Climate change effects on plant disease: genomes to ecosystems, *Annual Review of Phytopathology*, vol. 44, pp. 489–509.
- Gedalof Z., Berg A. A., 2010.** Tree ring evidence for limited direct CO₂ fertilization of forests over the 20th century, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 24, GB3027.
- GLORIA, 2013.** Global Observation Research Initiative in Alpine Environments. <http://www.gloria.ac.at/> (последний просмотр 13.12.2013).
- Golubyatnikov L. L., Denisenko E. A., 2007.** Model estimates of climate change impact on habitats of zonal vegetation for the plain territories of Russia, *Biology Bulletin*, vol. 34, no. 2, pp. 170–184.
- Govindasamy B., Thompson S., Mirin A., Wickett M., Caldeira K., Delire C., 2005.** Increase of carbon cycle feedback with climate sensitivity: Results from a coupled climate and carbon cycle model, *Tellus*, vol. 57B, pp. 153–163.
- Grebmeier J. M., 2012.** Shifting patterns of life in the Pacific Arctic and Sub-Arctic seas, *Annual Review of Marine Science*, vol. 4, no. 1, pp. 63–78.
- Grissino-Mayer H. D., Fritts H. C., 1997.** The international tree-ring data bank: an enhanced global database serving the global scientific community, *Holocene*, vol. 7, pp. 235–238, doi:10.1177/095968369700700212.
- Groisman P. Ya., Sherstyukov B. G., Razuvaev V. N., Knight R. W., Enloe J. G., Stroumentova N. S., Whitfield P. H., Forland E., Hannsen-Bauer I., Tuomenvirta H., Aleksandersson H., Mescherskaya A. V., Karl T. R., 2007.** Potential forest fire danger over Northern Eurasia: Changes during the 20th century, *Global and Planetary Change*, vol. 56, no. 3–4, pp. 371–386.
- Grosso S. D., Parton W., Stohlgren T., Zheng D., Bachelet D., Prince S., Hibbard K., Olson R., 2008.** Global potential net primary production predicted from vegetation class, precipitation, and temperature, *Ecology*, vol. 89, no. 8, pp. 2117–2126.
- Gunderson C. A., Edwards N. T., Walker A. V., O'Hara K. H., Campion C. M., Hanson P. J., 2012.** Forest phenology and a warmer climate – growing season extension in relation to climatic provenance, *Global Change Biology*, vol. 18, no. 6, pp. 2008–2025.
- Hantemirov R. M., Shiyatov S. G., Gorlanova L. A., 2011.** Dendroclimatic study of Siberian juniper

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- (*Juniperus sibirica* Burgsd), *Dendrochronologia*, vol. 29, no. 2, pp. 119–122. doi: 10.1016/j.dendro.2010.05.001.
- Holdridge L. R., 1967.** Life Zone Ecology, San Jose, Tropical Science Center, 149 p.
- Hunter C. M., Caswell H., Runge M. C., Regehr E. V., Amstrup S. C., Stirling I., 2010.** Climate change threatens polar bear populations: a stochastic demographic analysis, *Ecology*, vol. 91, no. 10, pp. 2883–2897.
- Insarov G., 2002.** A method for detecting large-scale environmental change with lichens, Chapter 42 in: *Monitoring with Lichens – Monitoring Lichens*, Nimis, P. L., Scheidegger, C., Wolseley, P. A. (eds.), The Hague, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, pp. 399–403.
- Jay C. V., Marcot B. G., Douglas D. C., 2010.** Projected status of the Pacific walrus (*Odobenus rosmarus divergens*) in the 21st century, Administrative Report Submitted to the U.S. Fish and Wildlife Service, U.S. Geological Survey, 90 pp.
- Jeong S.-J., Ho C.-H. I., Gim H.-J.U., Brown M. E., 2011.** Phenology shifts at start vs. end of growing season in temperate vegetation over the Northern Hemisphere for the period 1982–2008, *Global Change Biology*, vol. 17, no. 7, pp. 2385–2399.
- Kaplan J. O., Bigelow N. H., Prentice I. C., Harrison S. P., Bartlein P. J. et al., 2003.** Climate change and Arctic ecosystems: 2. Modeling, paleodata-model comparisons, and future projections, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. D19, 8171, doi:10.1029/2002JD002559.
- Kaplan J. O., New M., 2006.** Arctic climate change with a 2°C global warming: Timing, climate patterns and vegetation change, *Climatic Change*, vol. 79, no. 3/4, pp. 213–241.
- Kharuk V. I., Ranson K. J., Im S. T., Naurzbaev M. M., 2006.** Forest-tundra larch forests and climatic trends, *Russian Journal of Ecology*, vol. 37, no. 5, pp. 291–298.
- Kharuk V. I., Im S. T., Dvinskaya M. L., 2010.** Forest-tundra ecotone response to climate change in the Western Sayan Mountains, Siberia, *Scandinavian Journal of Forest Research*, vol. 25, no. 3, pp. 224–233.
- Kharuk V. I., Ranson K. J., Dvinskaya M. L., Im S., 2011.** Wildfires in northern Siberian larch dominated communities, *Environmental Research Letter*, no. 6, 045208, doi: 10.1088/1748-9326/6/4/045208.
- Kim Y., Kimball J. S., Zhang K., McDonald K. C., 2012.** Satellite detection of increasing Northern Hemisphere non-frozen seasons from 1979 to 2008: Implications for regional vegetation growth, *Remote Sensing of Environment*, vol. 121, pp. 472–487.
- Kimball J. S., Zhao M., McDonald K. C., Running S. W., 2006.** Satellite remote sensing of terrestrial net primary production for the pan-Arctic basin and Alaska, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, vol. 11, no. 4, pp. 783–804.
- Kirdyanov A. V., Hagedorn F., Knorre A. A., Fedotova E. V., Vaganov E. A., Naurzbaev M. M., Moiseev P. A., Rigling A., 2011.** 20th century tree-line advance and vegetation changes along an altitudinal transect in the Putorana Mountains, northern Siberia, *Boreas*, vol. 41, pp. 56–67. doi:10.1111/j.1502-3885.2011.00214.x.
- Krankina O. N., Dixon R. K., Kirilenko A. P., Kobak K. I., 1997.** Global climate change adaptation: Examples from Russian boreal forests, *Climatic Change*, vol. 36, no. 1–2, pp. 197–216.
- Kurganova I. N., Kudeyarov V. N., Lopes de Gerenyu V. O., 2010.** Updated estimate of carbon balance on Russian territory, *Tellus*, vol. 62B, pp. 497–505.
- Lenton T. M., 2012.** Arctic climate tipping points, *Ambio*, vol. 41, pp. 10–22.
- Lloyd J., Farquhar G. D., 1996.** The CO₂ dependence of photosynthesis, plant growth responses to elevated atmospheric CO₂ concentrations, and their interaction with soil nutrient status. I. General principles and forest ecosystems, *Functional Ecology*, vol. 10, no. 1, pp. 4–32.
- Lloyd A. H., Bunn A. G., 2007.** Responses of the circumpolar boreal forest to 20th century climate variability, *Environmental Research Letters*, vol. 2, pp. 1–13.
- Lucht W., Schaphoff S., Erbrecht T., Heyder U., Cramer W., 2006.** Terrestrial vegetation redistribution and carbon balance under climate change, *Carbon Balance and Management*, vol. 1, pp. 1–7.

4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

- MacCracken J. G., 2012.** Pacific walrus and climate change: observations and predictions, *Ecology and Evolution*, vol. 2, no. 8, pp. 2072–2090.
- MacDonald G. M., Velichko A. A., Kremenetski C. V., Borisova O. K., Goleva A. A., Andreev A. A., Cwynar L. C., Riding R. T., Forman S. L., Edwards T. W. D., Aravena R., Hammarlund D., Szeicz J. M., Gattaulin V. N., 2000.** Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia, *Quaternary Research*, vol. 53, no. 3, pp. 302–311. Doi: 10.1006/qres.1999.2123
- Mazepa V., Shiyatov S., Devi N., 2011.** Climate-driven change of the stand age structure in the Polar Ural Mountains, *Climate Change—Geophysical Foundations and Ecological Effects*, Croatia: In Tech. pp. 377–402.
- McGuire A. D., Anderson L. G., Christensen T. R., Dallimore S., Guo L., Hayes D. J., Heinmann M., Lorenson T. D., Macdonald R. W., Roulet N., 2009.** Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change, *Ecological Monographs*, vol. 79, no. 4, pp. 523–555.
- Minayeva T., Sirin A., 2010.** Arctic peatlands, in: *Arctic Biodiversity Trends – Selected indicators of change*, CAFF International Secretariat, Akureyri, Iceland, May 2010, pp. 71–74.
- Minin A. A., 2012.** Some aspects of interrelations between terrestrial ecosystems and the changing climate, *Biology Bulletin Reviews*, vol. 2, no. 2, pp. 176–182.
- Moiseev P. A., Bartysh A. A., Nagimov Z. Y., 2010.** Climate changes and tree stand dynamics at the upper limit of their growth in the North Ural mountains, *Russian Journal of Ecology*, vol. 41, no. 6, pp. 486–497.
- Nikolaev A. N., Isaev A. P., Fedorov P. P., 2011.** Radial Increment of Larch and Pine in Central Yakutia as Dependent on Climate Change over the Past 120 Years, *Russian Journal of Ecology*, vol. 42, no. 4, pp. 263–269.
- Nilsson S., Shvidenko A., Stolbovoi V., Gluck V., Mattias J., Obersteiner M., 2000.** Full carbon account for Russia, IIASA Interim Report, no. 1R-00-021, Luxemburg: IIASA, 181 p.
- Nowak R. S., Ellsworth D. S., Smith S. D., 2004.** Tansley review: Functional responses of plants to elevated atmospheric CO₂ - Do photosynthetic and productivity data from FACE experiments support early predictions? *New Phytologist*, vol. 162, no. 2, pp. 253–280.
- Osawa A., Matsuura Y., Kajimoto T., 2010.** Characteristics of permafrost forests in Siberia and potential responses to warming climate, in: *Permafrost Ecosystems: Siberian Larch Forests* Osawa, A., Zyryanova O. A., Matsuura Y., Kajimoto T., Wein R. W. (eds.), Springer, Berlin, pp. 459–481.
- Pan Y., Birdsey R. A., Fang J., Houghton R., Kauppi P. E., Kurz W. A., Phillips O. L., Shvidenko A., Lewis S. L., Canadell J. G., Ciais P., Jackson R. B., Pacala S. W., McGuire A. D., Piao S., Rautiainen A., Sitch S., Hayes D., 2011.** A large and persistent carbon sink in the world's forests, *Science*, vol. 333, pp. 988–993.
- Pau S., Wolkovich E. M., Cook B. I., Davies J. T., Kraft N. J. B., Bolmgren K., Betancourt J. L., Cleland E. E., 2011.** Predicting phenology by integrating ecology, evolution and climate science, *Global Change Biology*, vol. 17, no. 12, pp. 3633–3643.
- Picard G., Quegan S., Delbart N., Lomas M. R., Le Toan T., Woodward F. I., 2005.** Bud-burst modelling in Siberia and its impact on quantifying the carbon budget, *Global Change Biology*, vol. 11, no. 12, pp. 2164–2176.
- Potapov P., Turubanova S., Hansen M. C., 2011.** Regional-scale boreal forest cover and change mapping using Landsat data composites for European Russia, *Remote Sensing of Environment*, vol. 115, no. 2, pp. 548–561.
- Richardson A. D., Anderson R. S., Arain M. A., Barr A. G., Bohrer G., Chen G., Chen J. M., Ciais P., Davis K. J., Desai A. R., Dietze M. C., Dragoni D., Garrity S. R., Gough C. M., Grant R., Hollinger D. Y., Margolis H. A., McCaughey H., Migliavacca M., Monson R. K., Munge J. W., Poulter B., Raczka B. M., Ricciuto D. M., Sahoo A. K., Schaefer K., Tian H., Vargas R., Verbeeck H., Xiao J., Xue Y., 2012.** Terrestrial biosphere models need better representation of vegetation phenology: results from the North American Carbon Program Site Synthesis, *Global Change Biology*, vol. 18, no. 2, pp. 566–584.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Sala A., Piper F., Hoch G., 2010.** Physiological mechanisms of drought-induced tree mortality are far from being resolved, *New Phytologist*, vol. 186, pp. 274–281.
- Schwartz M. D., Ahas R., Aasa A., 2006.** Onset of spring starting earlier across the Northern Hemisphere, *Global Change Biology*, vol. 12, no. 2, pp. 343–351.
- Shiyatov S. G., 2003.** Rates of change in the upper treeline ecotone in the Polar Ural Mountains, *PAGES News*, vol. 11, no. 1, pp. 8–10.
- Shuman J. K., Shugart H. H., O'Halloran T. L., 2011.** Sensitivity of Siberian larch forests to climate change, *Global Change Biology*, vol. 17, no. 7, pp. 2370–2384.
- Shvidenko A. Z., Gustafson E., McGuire A. D., Kharuk V. I., Schepaschenko D. G., Shugart H. H., Tchebakova N. N., Vygodskaya A. A., Onuchin D. J., Hayes I., McCallum S., Maksyutov L. N., Mukhortova M. V., Soja A. J., Belelli-Marchesini L., Kurbatova J. A., Oltchev A. V., Parfenova E. I. Shuman J. K., 2012.** Terrestrial Ecosystems and Their Change, Chapter 6 in: P. Ya. Groisman and G. Gutman (eds.), *Regional environmental changes in Siberia and their global consequences*, Springer, pp. 171–249.
- Silva L. C. R., Anand M., 2013.** Probing for the influence of atmospheric CO₂ and climate change on forest ecosystems across biomes, *Global Ecology and Biogeography*, vol. 22, no. 1, pp. 83–92.
- Sitch S., Smith B., Prentice I. C., Arneth A., Bondeau A., Cramer W., Kaplan J. O., Levis S., Lucht W., Sykes M. T., Thonicke K., Venevsky S., 2003.** Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, *Global Change Biology*, vol. 9, no. 2, pp. 161–185.
- Sitch S., McGuire A. D., Kimball J., Gedney N., Gamon J., Engstrom R., Wolf A., Zhuang Q., Clein J., McDonald K.C., 2007.** Assessing the carbon balance of circumpolar Arctic tundra using remote sensing and process modeling, *Ecological Applications*, vol. 17, no. 1, pp. 213–234.
- Sitch S., Huntingford C., Gedney N., Levy P. E., Lomas M., Piao S. L., Betts R., Ciais P., Cox P., Friedlingstein P., Jones C. D., Prentice I. C., Woodward F. I., 2008.** Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs), *Global Change Biology*, vol. 14, no. 9, pp. 2015–2039.
- Soja A. J., Tchebakova N. M., French N. H. F., Flannigan M. D., Shugart H. H., Stocks B. J., Sukhinin A. I., Parfenova E. I., Chapin III F. S., Stackhouse P. W., 2007.** Climate-induced boreal forest change: Predictions versus current observations, *Global and Planetary Change*, vol. 56, no. 3–4, pp. 274–296.
- Stockli R., Rutishauser T., Baker I., Liniger M. A., Denning A. S., 2011.** A global reanalysis of vegetation phenology, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, vol. 116, Iss. G3, G03020.
- Sukhinin A. I., French N. H. F., Kasischke E. S., Hewson J. H., Soja A. J., Csiszar I. A., Hyer E. J., Loboda T., Conard S. G., Romasko V. I., Pavlichenko E. A., Miskiv S. I., Slinkina O. A., 2004.** AVHRR-based mapping of fires in Russia: new products for fire management and carbon cycle studies, *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, no. 4, pp. 546–564.
- Tchebakova N. M., Parfenova E. I., Soja A. J., 2009.** Effects of climate, permafrost and fire on vegetation change in Siberia in a changing climate, *Environmental Research Letters*, vol. 4, 045013.
- Tchebakova N. M., Rehfeldt G. E., Parfenova E. I., 2010.** From vegetation zones to climatypes: effects of climate warming on Siberian ecosystems, in: *Permafrost Ecosystems*, Osawa, A., Zyryanova O. A., Matsuura Y., Kajimoto T., Wein R. W. (eds.), Springer, pp. 427–446.
- Terrier A., Girardin M. P., Perie C., Legendre P., Bergeron Y., 2013.** Potential changes in forest composition could reduce impacts of climate change on boreal wildfires, *Ecological Applications*, vol. 23, no. 1, pp. 21–35.
- Woodward F. I. Lomas M. R., 2004.** Vegetation dynamics – simulating responses to climatic change, *Biological Reviews*, vol. 79, no. 3, pp. 643–670.
- Xu C., Li Y., Hu J., Yang X., Sheng S., Liu M., 2012.** Evaluating the difference between the nor-

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

malized difference vegetation index and net primary productivity as the indicators of vegetation vigor assessment at landscape scale, *Environmental Monitoring and Assessment*, vol. 184, pp. 1275–1286.

Yan X. D., Shugart H. H., 2005. FAREAST: a forest gap model to simulate dynamics and patterns of eastern Eurasian forests, *Journal of Biogeography*, vol. 32, pp. 1641–58.

Yue T.-X., Fan Z.-M., Chen C.-F., Sun X.-F., Li B.-L., 2011. Surface modelling of global terrestrial ecosystems under three climate change scenarios, *Ecological Modelling*, vol. 222, no. 14, pp. 2342–2361.

Zhang N., Yasunari T., Ohta T., 2011. Dynamics of the larch taiga–permafrost coupled system in Siberia under climate change, *Environmental Research Letters*, vol. 6, 024003.

ГЛАВА 4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

А. А. Романовская

О. А. Анисимов, И. Н. Курганова, А. С. Комаров, Л. В. Мухортова, Л. А. Поздняков, В. А. Романенков, А. А. Сирин, А. Л. Степанов, Н. В. Хабаров, А. З. Швиденко, Д. Г. Щепаченко

4.5.1. Введение

Обширные территории Северной Евразии аккумулировали на протяжении веков огромное количество почвенного углерода. Пул почвенного углерода, включая торфяные залежи, на территории РФ составляет 298–342 Гт С для слоя 0–100 см или 18–23% мировых запасов углерода в педосфере. С учетом слоя 100–200 см, пул педогенного углерода на территории России может быть увеличен в среднем на 64 Гт С (до 384 Гт С), а его доля в мировых запасах – до 25% (рис. 4.5.1), (Yu et al., 2011). Время нахождения углерода в почве составляет от года до десятков лет (для растительных остатков) и от сотен до тысяч лет (для гумуса почвы). Поэтому особенности поведения и стабильность почвенного углерода в контексте климатических изменений имеют огромное значение для всей нашей планеты.

Изменения в состоянии атмосферы, происходящие, в том числе и за счет разложения почвенного органического вещества (soil organic matter – SOM) и вызванной этим эмиссии диоксида углерода, способны вызвать целый каскад процессов, связанных между собой по механизмам положительных и отрицательных обратных связей. Наиболее очевидные и изученные явле-

ния – это, с одной стороны, усиление минерализации SOM при потеплении климата (т. е. увеличение гетеротрофного дыхания почвы), а с другой, – стимулирование роста растительности, как вследствие повышения температуры, так и благодаря росту концентрации атмосферного CO₂. Понимание баланса между этими процессами имеет первостепенную важность, поскольку он определяет ответную реакцию почвы и биосферы в целом на глобальное потепление – положительную или отрицательную.

Стимулирование продуктивности растительности при изменении климата может происходить в результате повышения концентрации атмосферного CO₂ и под влиянием увеличения доступности почвенного азота для растений. Поскольку в лесных экосистемах азот является лимитирующим фактором, то следует ожидать усиления фотосинтетической активности и поглощения CO₂ за счет усиления азотного питания при повышении температуры именно в этих типах экосистем (Melillo et al., 2002). Перераспределение запасов углерода и азота в системе почва – растение при повышении температуры было подтверждено результатами моделирования для лесных экосистем в работе (Shanin et al., 2011).

При прогнозировании изменений микробной минерализации почвенного органического вещества нельзя ограничиваться лишь одним фактором, и, изучая влияние температуры, необходимо учитывать изменения влажности и других параметров. Считается, что глобальное потепление вызовет ускорение круговорота воды, то есть усиление как испарения, так и количества осадков примерно на 3.4% на 1°C в целом по земному

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

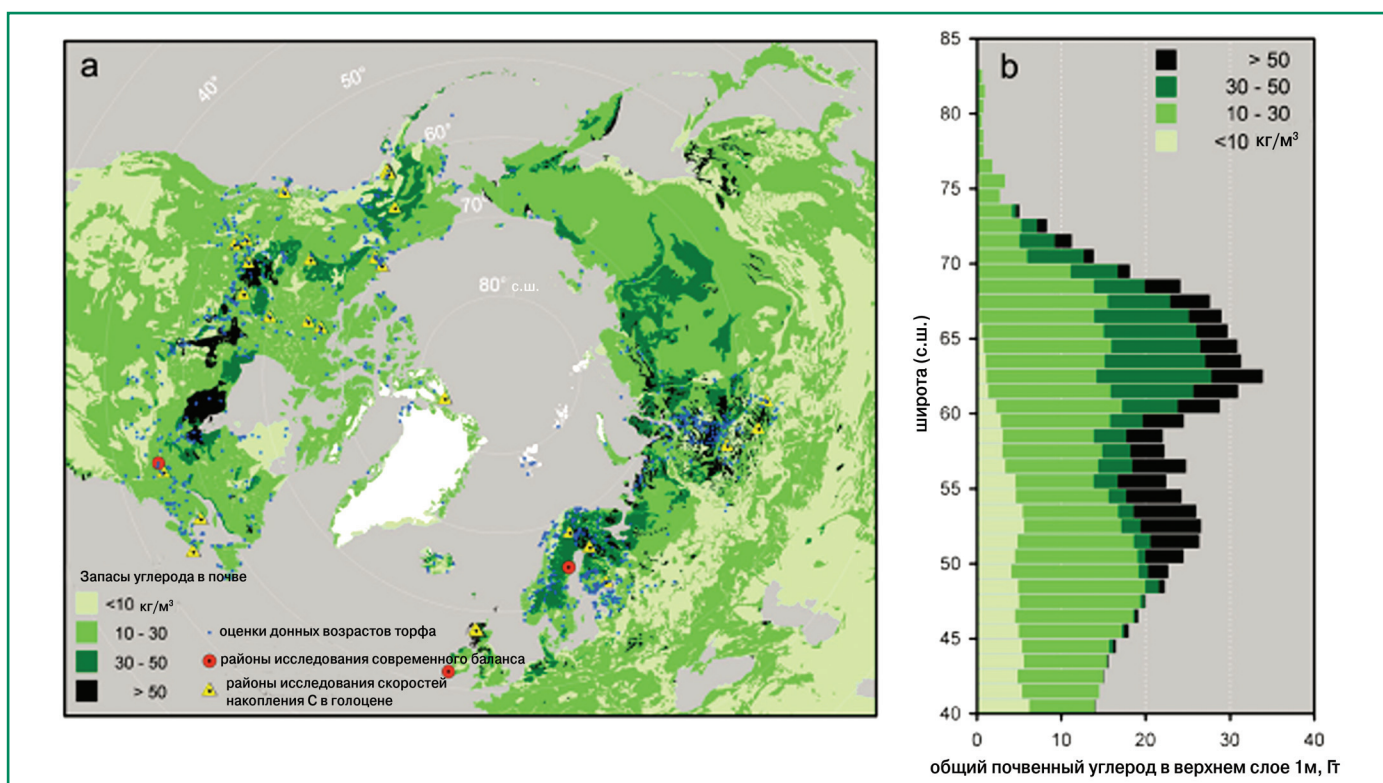


Рис. 4.5.1. Распределение запасов углерода почв и торфяных залежей в околополярной области Арктики: а) карта расположения торфяников, для которых получены оценки донных возрастов и рассчитаны скорости накопления углерода в течение 12 000 лет (голоцен), кг С/м². В ячейках сетки преобладают торфяники с запасом более чем 30 кг С/м² в верхнем метровом слое почвы; б) широтное распределение общего почвенного углерода с различной плотностью, Гт С (по: Yu et al., 2011).

шару (Huntington, 2006). В среднем по России количество осадков увеличится (Robock et al., 2000). При этом в районах центральной и европейской частей России (ЦЧР и ЕЧР соответственно) прогнозируется некоторое перераспределение их выпадения между сезонами: сокращение количества осадков в летние месяцы (до -0.2 мм/сут К) и увеличение в течение других сезонов (Sitch et al., 2008) (подробнее см. главу 3.4 настоящего доклада). В южных регионах центральной России может повыситься вероятность засух (Sitch et al., 2008), что, по данным (Schindlbache et al., 2012; Курганова и др., 2011), значительно снижает эмиссию CO_2 почвами как в течение засушливого периода, так и после него, несмотря на увеличение температуры. Моделирование динамики запасов углерода SOM в течение XXI века на территории России показало, что только в ответ на прогнозируемое изменение влажности почвы, без учета других факторов (температуры, поступления углерода растительных остатков), запасы почвенного углерода могут увеличиться от $+1$ до $+3$ кг С/м² (Falloon et al., 2011).

Повышение влажности почвы может вызвать более широкое распространение анаэробных условий, а в сочетании с увеличением поступления углерода в почву в виде опада и корневых выделений – росту интенсивности метаногенеза (т. е. потенциально эмиссии CH_4) и денитрификации (эмиссии N_2O) (Groenigen et al., 2011).

По мнению специалистов, главной неопределенностью при прогнозировании изменений баланса почвенного углерода экосистем, а также дальнейшего изменения концентрации атмосферного CO_2 является определение устойчивости SOM в условиях глобального потепления (Knorr et al., 2005). И эта неопределенность обусловлена в значительной степени сложностью состава органического вещества почв, представляющего собой совокупность различных по доступности к разложению пулов. Рассматриваются пулы SOM разной устойчивости, включающие “лабильные” фракции и “инертный” углерод. Повышение температуры, как правило, приводит к увеличению

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

эмиссии CO_2 за счет ускорения минерализации лабильного пула углерода (Melillo et al., 2002; Zhou et al., 2009). При глобальном потеплении по мере исчерпания запасов лабильной фракции SOM величина возросших выбросов CO_2 из почвы постепенно может вернуться к первоначальному уровню и положительная обратная связь, усиливающая потепление, перестанет функционировать (Knorr et al., 2005; Fang et al., 2005). Максимальные потери углерода и в абсолютном, и в относительном выражении предполагаются для почв бореальной и арктической зон, наиболее богатых запасами лабильного углерода.

Независимо от чувствительности инертного пула SOM к повышению температуры, почвенная эмиссия CO_2 при его разложении также увеличится, но в других временных масштабах, в течение десятилетий, после того, как исчезнет эффект разложения лабильной фракции SOM (Davidson, Janssens, 2006; Conant et al., 2011). Кроме того, в будущем может стать более заметна роль минерализации углерода не только поверхностного слоя, но и глубоких слоев бореальных почв (Fan et al., 2008).

В целом характерно, что прогревание дает значительный прирост эмиссии CO_2 в лесных почвах, со временем снижающийся, и вызывает незначительный прирост или даже подавление эмиссии в степных, тундровых почвах или почвах альпийских лугов (Melillo et al., 2002; Luo et al., 2001; Rustad et al., 2001). В отличие от минеральных почв, прогрев сфагновых болот дает устойчивое увеличение эмиссии CO_2 из почвы на 50–60% (Dorrepaal et al., 2009).

Оценки наблюдаемого и прогнозируемого изменения интенсивности фотосинтеза, запасов углерода биомассы природных экосистем и, соответственно, объемов поступления углерода в почвы с опадом даны в главе 4.4 настоящего доклада. В данной главе основное внимание уделено оценкам гетеротрофного дыхания почв (микробной минерализации SOM), а также изменениям запасов почвенного органического углерода различных экосистем.

4.5.2. Краткое изложение материалов ОД_РФ-1

Данные, приведенные в первом Оценочном докладе (2008а, б), свидетельствуют, что измене-

ния климата способствовали увеличению потенциальных значений первичной продуктивности экосистем и содержания органического углерода в почве на большей части территории бывшего СССР в 1975–2004 гг. (Сиротенко, Абашина, 2008). Уменьшение потенциального содержания гумуса характерно в основном для тундровой зоны Сибири и пустынь Приаралья. Остальные очаги возможного уменьшения содержания гумуса – на юге Украины, Северном Кавказе и в Прикаспийской низменности – занимают небольшие площади. Практически на всей ЕЧР сложились условия, способствующие накоплению органического углерода в почве, но самые благоприятные для этого климатические условия сформировались в Азиатской части России (АЧР) южнее 60° с.ш. от Урала до побережья на Дальнем Востоке.

Сделан прогноз, что в будущем при дальнейших изменениях климатических условий на территории России потенциально возможно как увеличение поглощения CO_2 экосистемами суши, так и повышение интенсивности разложения мертвого органического вещества, содержащегося в почве, что может превратить экосистемы суши в источник CO_2 (Алексеев и др., 1999; МГЭИК, 2007).

Увеличение продолжительности периода биологической активности почв в календарном году в результате потепления климата в среднем на 1°C по всем природным зонам на территории России приведет к некоторому увеличению запасов гумуса на большей ее части – в почвах северных регионов и в лесостепной зоне (Орлов, 1999). Для некоторых типов почв, например, дерново-подзолистых, это увеличение может составить до 30% от современных запасов. В почвах южных регионов может наблюдаться тенденция увеличения потерь почвенного органического углерода (до 15% современных запасов) из-за малой скорости гумусоаккумулятивного процесса и возможной аридизации климата.

Таким образом, ожидается, что при умеренном потеплении преобладающая часть почв России сможет накапливать углерод при сохранении достаточного уровня увлажненности почв. Сильное потепление и увеличение аридных площадей на юге страны могут сделать общий баланс почвенного углерода отрицательным.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

По результатам модельных расчетов, выполненных во ВНИИСХМ (Сиротенко и др., 2004; 2007), ожидаемые изменения климата приведут к трансформации пахотных почв Нечерноземной зоны из источника в сток атмосферного CO_2 . Ожидаемые изменения климатических условий на всей территории Нечерноземной зоны России будут способствовать увеличению приходной части углеродного баланса пахотных почв (в результате увеличения продуктивности агроэкосистем) и уменьшению расходной составляющей (в результате уменьшения влажности почвы и замедления процессов разложения органических веществ) (Оценочный доклад, 2008б, раздел 3.3.4).

Увеличение приповерхностной температуры воздуха повлияло и на состояние многолетнемерзлых пород на территории России. Отмечается сдвиг южной границы многолетней мерзлоты от $60\text{--}61^\circ$ с.ш. (по состоянию на конец 1970-х гг.) до 62° с.ш. к 2000 г. (Анисимов и др., 2002). К середине XXI века температура многолетней мерзлоты может увеличиться на $1\text{--}2^\circ\text{C}$, глубины сезонного протаивания – на $10\text{--}50\%$, а южная граница криолитозоны может сместиться к северу на $100\text{--}200$ км (Оценочный доклад, 2008б, раздел 3.7.2).

4.5.3. Оценка дыхания почв России

4.5.3.1. Наблюдаемое состояние дыхания почв России и его изменения в зависимости от меняющихся климатических факторов

Функции наземных экосистем в качестве источников или стоков CO_2 определяются балансом между его газообразными потерями в атмосферу в результате дыхания, ассимиляцией в процессе фотосинтеза, миграцией углерода с внутрипочвенным и эрозионным стоком и др. Разность между количеством углерода, ассимилированным растениями в процессе фотосинтеза (GPP) и углеродом, который в форме CO_2 выделяется при дыхании экосистемы (Rh), равна величине чистой экосистемной продукции (NEP) (1). Дисбаланс между продукцией и деструкцией органического углерода определяет то его количество, которое выводится из цикла органического углерода (C_{org}), закрепляясь в почве в виде гумусовых веществ, и

выражается в изменении концентрации CO_2 в атмосфере (Заварзин, 2004):

$$NEP = GPP - Rh \quad (1)$$

Дыхание экосистемы подразделяется на дыхание надземных органов растений (RAg) и дыхание почвы (RS), которое в свою очередь, разделяется на дыхание корней (RR) и дыхание микроорганизмов или гетеротрофное дыхание почвы (MR):

$$NEP = GPP - RAg - RS, \text{ где} \quad (2)$$

$$RS = RR + MR \quad (3)$$

Для естественных экосистем уравнение (1) может быть записано в следующем виде:

$$NEP = NPP - MR \quad (4)$$

где NPP – чистая первичная продукция, равная разнице валовой продукции органического вещества, ассимилированной растениями при фотосинтезе, и затратами этой энергии на дыхание, т. е.

$$NPP = GPP - RAg - RR \quad (5)$$

В экосистемах, где происходит отчуждение растительной продукции, приходная статья баланса углерода равна NPP за вычетом отчуждения с урожаем основной и побочной продукции. В пахотных почвах возможно дополнительное поступление углерода с органическими удобрениями.

Баланс углерода в почвах (BS) чаще всего оценивают по разности между поступлением в почву углерода растительных остатков (C_{plant}) в виде поверхностного и корневого опада и выделением CO_2 в результате процессов минерализации (разложения микроорганизмами) подстилки, опада и почвенного органического вещества, т. е. гетеротрофного дыхания почвы MR :

$$BS = C_{plant} - MR \quad (6)$$

Поток диоксида углерода из почвы в атмосферу (RS) является, пожалуй, наименее изученным показателем углеродного цикла. Он зависит от

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

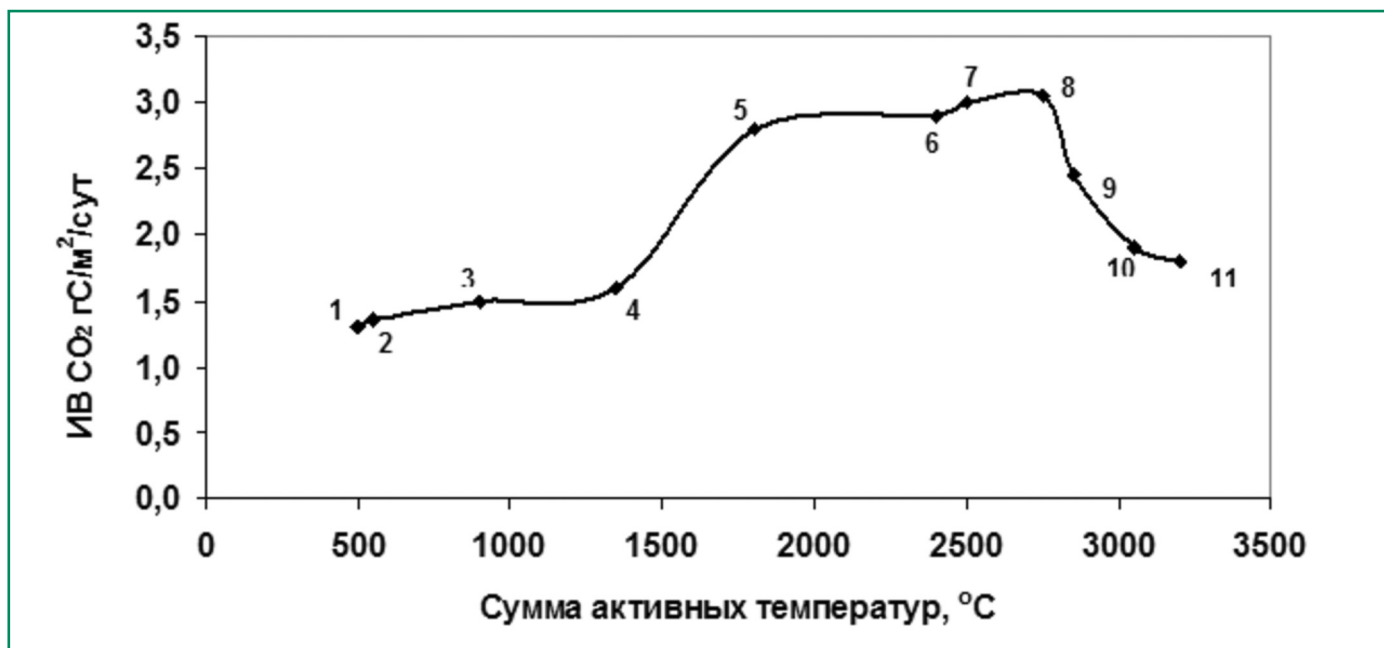


Рис. 4.5.2. Зависимость среднегодовой интенсивности выделения CO₂ из почв (ИБ) различных биоклиматических зон от суммы активных температур воздуха с порогом 10°C (Kudeyarov, Kurganova, 1998): 1 – аркто-тундровая; 2 – тундровая; 3 – лесотундровая; 4 – северотаежная; 5 – среднетаежная; 6 – южнотаежная; 7 – лесостепная (серые лесные почвы); 8 – лесостепная (черноземы выщелоченные); 9 – степная (черноземы обыкновенные); 10 – сухостепная (черноземы южные); 11 – сухостепная (темно- и светлокаштановые почвы).

многих факторов (типов почв и растительности, условия разложения органического вещества и пр.) и варьирует в пространстве и времени. Высокая трудоемкость измерения RS , особенно на протяжении длительных промежутков времени приводит к широкому диапазону оценок этого показателя для территории страны и сложности выполнения прогнозов.

В целом, современный суммарный годовой поток CO₂ из почв наземных экосистем нашей планеты, в соответствии с расчетами различных специалистов, оценивается в 50–77 Гт C/год (Schlesinger, 1977; 1999; Houghton, Woodwell, 1989; Houghton, 2003; Raich, Schlesinger, 1992; Raich et al., 2002), причем на долю Российской территории приходится всего 8–10% глобального почвенного потока CO₂. По оценкам Заварзина (2004) в России эмиссия CO₂ из почвы по меньшей мере в 8 раз превосходит эмиссию из промышленных источников.

Первые ориентировочные оценки потоков диоксида углерода из почв различных климатических зон России и стран СНГ были сделаны Н. И. Базилевич и Л. Е. Родиным (1971). В моно-

графии К. И. Кобак (1988) приводятся средние величины выделения CO₂ с поверхности почв мира (от 0,14–0,27 г C/(м² сут) в пустынных и горных почвах до 2,72–3,54 г C/(м² сут) в черноземах и черных тропических почвах). В работах (Кудеяров, 1994; Кудеяров и др., 1995) отмечается, что средняя скорость эмиссии диоксида углерода резко различными по своим свойствам почвами в течение вегетационного периода варьирует в очень небольших пределах 1,54–2,54 г C/(м² сут) Генеральное среднее из всей совокупности данных, включающих 154 объекта исследования и опирающееся на 63 литературных источника, составило 2,15 г C/(м² сут) (Кудеяров и др., 1995). Было показано (Kudeyarov, Kurganova, 1998), что в зональном ряду почв среднегодовая интенсивность RS зависела от суммы среднесуточных активных температур воздуха с порогом 10°C ($\Sigma T_{акт}$), увеличиваясь, при этом, только до определенной суммарной величины (≈ 2500 – 2800°C). Дальнейшее увеличение суммы активных температур сопровождалось резким снижением интенсивности RS из-за недостатка влаги, вызванного нарастанием аридности (рис. 4.5.2), что подтверждает необ-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Таблица 4.5.1. Сравнение оценок гетеротрофного дыхания (*MR*) почв России

<i>MR</i> всего по России, Гт С/год	<i>MR</i> среднее, г С/(м ² год)	Источник
3.20	196	Nilsson et al., 2000; Stolbovoi, 2003
2.78	171	Kurganova, 2003; Кудеяров, Курганова, 2005; Курганова, 2010
2.73	168	Golubyatnikov, Svirezhev, 2008; Golubyatnikov, 2011
3.40	211	Щепашенко и др., 2011; Mukhortova et al., 2011; 2015

Таблица 4.5.2. Средние значения *RS* для почвенных типов по материалам базы данных (Bond-Lamberty, Thomson, 2010; Mukhortova et al., 2011, 2015)

№	Типы почв	Среднее <i>RS</i> , г С/(м ² год) ± 1 ст. откл.
1	Криоземы	197 ± 118
2	Глееземы	540 ± 292
3	Подзолы	622 ± 266
4	Подбуры	413 ± 254
5	Текстурно-дифференцированные	785 ± 437
6	Торфянистые	577 ± 352
7	Торфяно-болотные	472 ± 274
8	Метаморфические	765 ± 399
9	Органо-аккумулятивные	582 ± 429
10	Аккумулятивно-гумусовые	723 ± 383
11	Вулканические	1114 ± 567
12	Аллювиальные	894 ± 650
13	Малогумусовые аккумулятивно-карбонатные	392 ± 233
14	Слаборазвитые	690 ± 447
15	Дерновые горные	367 ± 301

Примечание: *RS*– почвенное дыхание, определяемое как поток диоксида углерода из почвы в атмосферу.

ходимость многофакторного анализа при исследовании микробной минерализации SOM.

По оценкам, выполненным в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, величина общей эмиссии CO₂ (*RS*), а также микробное (*MR*) и корневое (*RR*) дыхание почв на территории РФ, по состоянию на 1990 г. составляли 5.67, 2.78 и 2.89 Гт С/год соответственно (Kurganova, 2003; Кудеяров, Курганова, 2005; Курганова 2010). В современной литературе имеется целый ряд оценок общего *MR* почв России (табл. 4.5.1).

Последняя из них выполнена в Международном Институте Прикладного Системного Анализа (IIASA, Австрия) на основе построенной модели *RS* в зависимости от группы почв, климатических параметров (среднегодовая температура, сумма активных температур воздуха, осадки, продолжительность безморозного периода, индекс

увлажнения), типа растительности, нарушений и уровня продуктивности растительного покрова (Mukhortova et al., 2011, 2015; Щепашенко и др., 2011). Моделирование учитывало детальную информацию о почвах РФ (Фридланд, 1988), растительности и землепользовании (Schepaschenko et al., 2011a), а также 3.5 тыс. серий измерений почвенного дыхания (Bond-Lamberty, Thomson, 2010; Mukhortova et al., 2015). Модельные оценки строились не на основании средних климатических показателей, но на характеристике погоды в год проведения полевых измерений *RS* (ECMWF, 2011). Использование глобальной базы данных *RS* позволило учесть даже те варианты климата, которые не встречаются в настоящее время на территории РФ, но присутствуют в сценариях изменения климата (Щепашенко и др., 2011). В таблице 4.5.2 приведены средние значения *RS* для почвенных групп.

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

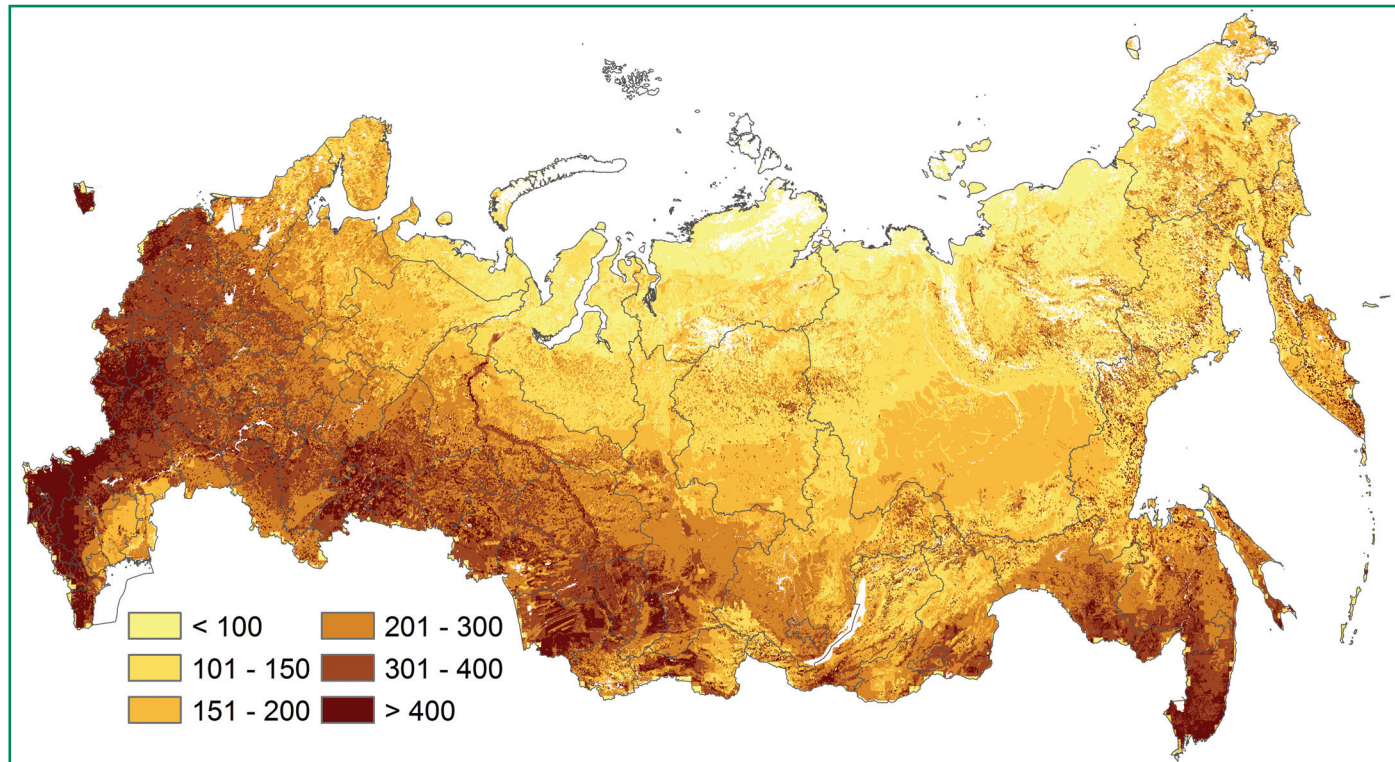


Рис. 4.5.3. Карта гетеротрофного дыхания почв России (г С/м² год) (Щепащенко и др., 2011).

Общее гетеротрофное почвенное дыхание *MR* для средних многолетних условий по данным (Щепащенко и др., 2011; Mukhortova et al., 2015) оценено в 3.4 Гт С/год или 211 т С/м² год. Полученное распределение *MR* по природным зонам и типам растительности представлено в таблице 4.5.3.

Пространственное распределение *MR* на территории страны представлено на рис. 4.5.3*.

Анализ динамики *MR* за период с 1996 по 2005 годы (рис. 4.5.4) показал, что в этот период *MR* превышало средние многолетние (1961–2008 гг.) значения на 4.4% в ЕЧР и на 2.1% в АЧР. Колебания *MR* в отдельные годы составляли от –6.8 до +13.9% относительно среднего многолетнего значения в ЕЧР и от –3.1 до +5.2% в АЧР. Рассматривая динамику *MR* в отдельных природных зонах можно отметить,

Таблица 4.5.3. Распределение средних величин интенсивности гетеротрофного почвенного дыхания по зонам природы и категориям земель (Щепащенко и др., 2011; Mukhortova et al., 2015)

Зона	Гетеротрофное дыхание, г С/(м² год) по категориям земель						
	лес	кустарники	травы	пахотные	прочие с/х земли	болота	Всего
Тундра	172	143	59	459	159	123	128
РТ & СТ	162	112	63	75	268	197	161
Ср. Т	194	170	162	267	311	280	197
Юж. Т	258	259	256	354	320	382	279
См. Л	315	227	416	320	354	516	337
Степь	290	242	267	334	332	769	334
ПП	213	118	217	154	185	407	200
Всего	204	151	143	333	311	237	211

Примечания. Зоны: “РТ & СТ” – редкостойная и северная тайга; “Ср. Т” – средняя тайга; “Юж. Т” – южная тайга; “См. Л” – смешанные леса; “ПП” – полупустыни и пустыни.

* Карта также доступна для просмотра в разрешении 1 км² по адресу <http://Russia.geo-wiki.org>.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Таблица 4.5.4. Изменение некоторых климатических показателей и гетеротрофного дыхания почв (*MR*) по сравнению с базовым периодом (1981–2000 гг.)

Период	Температура, °C		CAT (>10°C), °C		Осадки, мм/год		<i>MR</i> , г C/м ²	
	изменение	<i>S</i>	изменение	<i>S</i>	изменение	<i>S</i>	изменение	<i>S</i>
2011–2030	+0.9	0.47	+86	56	+20	13	+6	3.5
2041–2060	+2.4	0.52	+262	50	+54	22	+17	4.8

S – стандартное отклонение; CAT – сумма среднесуточных активных температур воздуха с порогом 10°C.

что максимальная вариабельность этого показателя на фоне повышения его значений наблюдается в лесостепной и степной зонах ЕЧР (от –16 до +22%, прирост +8% к среднему многолетнему). В зоне южной тайги Сибири наблюдается небольшое (–0.6%) снижение уровня *MR*.

4.5.3.2. Прогнозируемые изменения дыхания почв России под влиянием дальнейшего изменения климата

Для прогноза изменения интенсивности *MR* на территории России также использована модель почвенного дыхания (Mukhortova et al., 2011, 2015).

Климатические данные взяты из региональной климатической модели ГГО по сценарию МГЭИК А2 (Школьник и др., 2012). Проанализированы суточные данные с пространственным разрешением 0.25° в течение базового периода: 1981–2000 гг. и двух прогнозных: 2011–2030 и 2041–2060 гг. Прогноз изменения некоторых климатических параметров и *MR* представлен в таблице 4.5.4 (Schepaschenko et al., 2011b; Mukhortova et al., 2015).

Согласно полученным результатам, к 2020 году *MR* возрастет по сравнению с базовым периодом в среднем для страны на 6%, а к 2050 году на 17%, и может составить около 3.6 и 4.0 Гт C/год соответственно. Межгодовая вари-

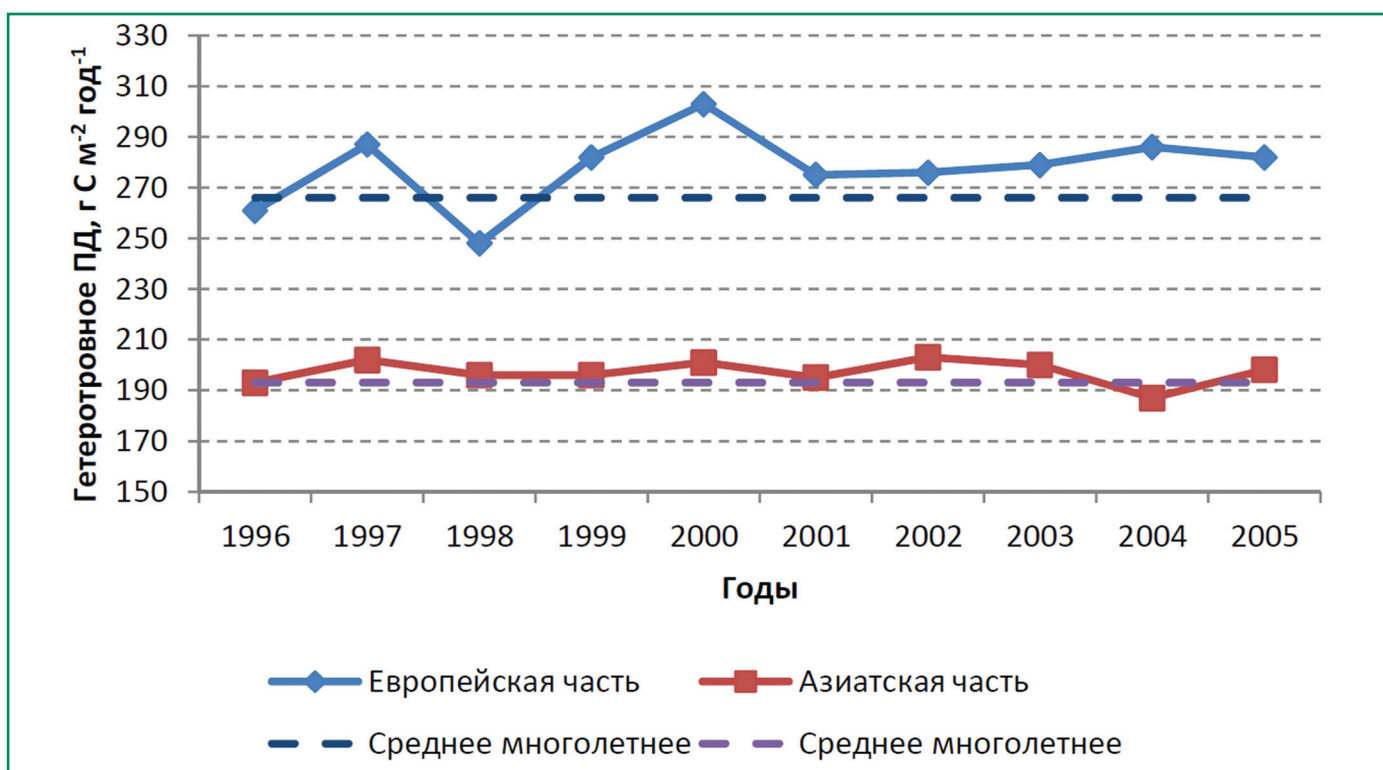


Рис. 4.5.4. Долговременные изменения гетеротрофного почвенного дыхания на территории России за период с 1996 по 2005 годы (Mukhortova et al., 2015).

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

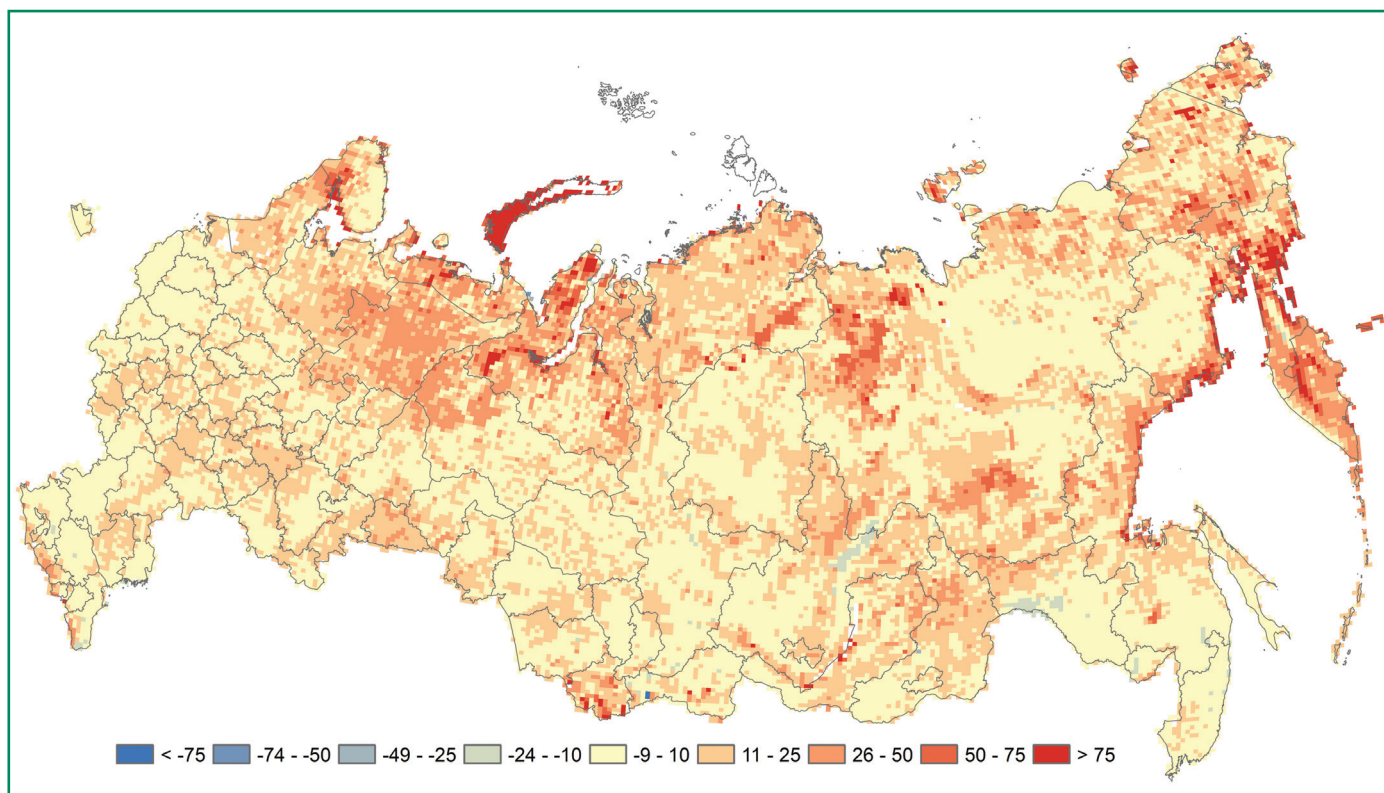


Рис. 4.5.5. Прогноз изменения гетеротрофного дыхания почв к 2050 году в процентах по сравнению с базовым периодом (1981–2000 гг.) (по: Schepaschenko et al., 2011b; Mukhortova et al., 2015).

ция *MR* со временем также растет. Таким образом, при увеличении суммы активных температур на 20% и осадков на 10% по сравнению с базовым периодом, дыхание почв, в среднем по стране, возрастает на 10%. Увеличение интенсивности *MR* и к 2020, и к 2050 году являются статистически значимыми. Пространственное распределение прогнозируемого изменения *MR* на территории страны представлено на рис. 4.5.5.

Географический анализ показывает, что, несмотря на общий тренд повышения дыхания, наблюдаются как зоны интенсивного роста, так и небольшие районы с понижением интенсивности дыхания. Такие понижения связаны с дефицитом осадков. Наиболее интенсивный рост почвенного дыхания наблюдается в зонах тундры и северной тайги, где температура является основным лимитирующим фактором и ее повышение дает существенный отклик.

4.5.4. Баланс углерода почв различных экосистем России

В настоящее время общий баланс углерода на территории России оценивается разными автора-

ми по разному: в размере 0.83 Гт С/год в 2000–2004 г. (Ciais et al., 2010), 0.49 Гт С/год в 2005 г. (Shvidenko et al., 2009), 0.5–0.7 Гт С/год (Shvidenko et al., 2011) или 0.5–1.0 Гт С/год для 2000–2010 гг. (Курганова, 2010; Kurganova et al., 2010). Однако все эти данные свидетельствуют в пользу того, что экосистемы России выступают абсолютным стоком CO_2 атмосферы. Возможное распределение стока углерода на территории России с учетом типа экосистем (рис. 4.5.6) показало, что в среднем в 2000–2004 гг. около 70% накопленного С располагалось в лесных экосистемах, а на остальные типы биотопов (тундра+кустарники, степи+полупустыни, реки, ненарушенные торфяники) приходилось от 4 до 10% аккумулированного С (Ciais et al., 2010).

Современный глобальный сток углерода в наземные экосистемы планеты, в соответствии с различными оценками, варьирует от 2.0 до 2.7 Гт С/год (Steffen et al., 1998; Ito, 2003; Global Carbon Project, 2011), причем большая его часть (≈ 1.7 Гт С/год) приходится на экосистемы северных умеренных широт (Ciais et al., 1995). Наземные экосистемы России обеспечивают в настоя-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

щее время не менее 1/5 части глобального стока CO_2 атмосферы, главным образом за счет лесных территорий и зарастающих сельскохозяйственных угодий (Курганова, Кудеяров, 2012; Pan et al., 2011; Dolman et al., 2012). Значительная часть углерода поступает как в чистую продукцию экосистем, так и в его почвенный резервуар. Изменения этих составляющих углеродного стока в ответ на изменения климата неодинаковы в различных природно-климатических зонах. Ниже приводятся данные по распределению запасов и балансу углерода в почвах различных экосистем России.

4.5.4.1. Баланс углерода почв лесных экосистем

На долю лесных экосистем в России приходится около 3/4 площади, поэтому именно леса в значительной степени определяют баланс углерода на территории нашей страны. Основные компоненты углеродного баланса лесов России представлены в таблице 4.5.5.

Чистая первичная продукция (NPP) и гетеротрофное почвенное дыхание (MR) представляют собой наиболее существенные компоненты угле-

родного бюджета лесных экосистем. В среднем для страны MR составляет 65% от NPP , притом, что только 23% NPP аккумулируется лесами (Mukhortova et al., 2015). Расчеты полного баланса углерода, проведенные в ИАСА, показали, что леса России являются безусловным стоком, который за период 2007–2009 гг. оценен величиной около 550 Мт С/год (Швиденко, Щепашенко, 2014). При этом сток в лесах ЕЧР составил 241 Мт С/год, что всего на 19% ниже накопления углерода в АЧР (304 Мт С/год), несмотря на разницу в чистой первичной продукции на этих территориях более 40% (760 и 1850 Мт С/год, соответственно). Это объясняется существенным различием в соотношении гетеротрофного дыхания почв к чистой первичной продукции (0.53 и 0.70 для ЕЧР и АЧР соответственно), а также значительными потерями углерода при лесных пожарах на АЧР, которые в среднем за рассматриваемый период составили около 4% от величины NPP , в то время как на Европейской части вклад пожаров не превышает 0.1% (табл. 4.5.5).

Общий запас углерода в лесных почвах, как правило, оценивается по накопленным базам данных (Замолотчиков и др., 2005; Честных, 1998; Честных и др., 1999), по картографической ин-

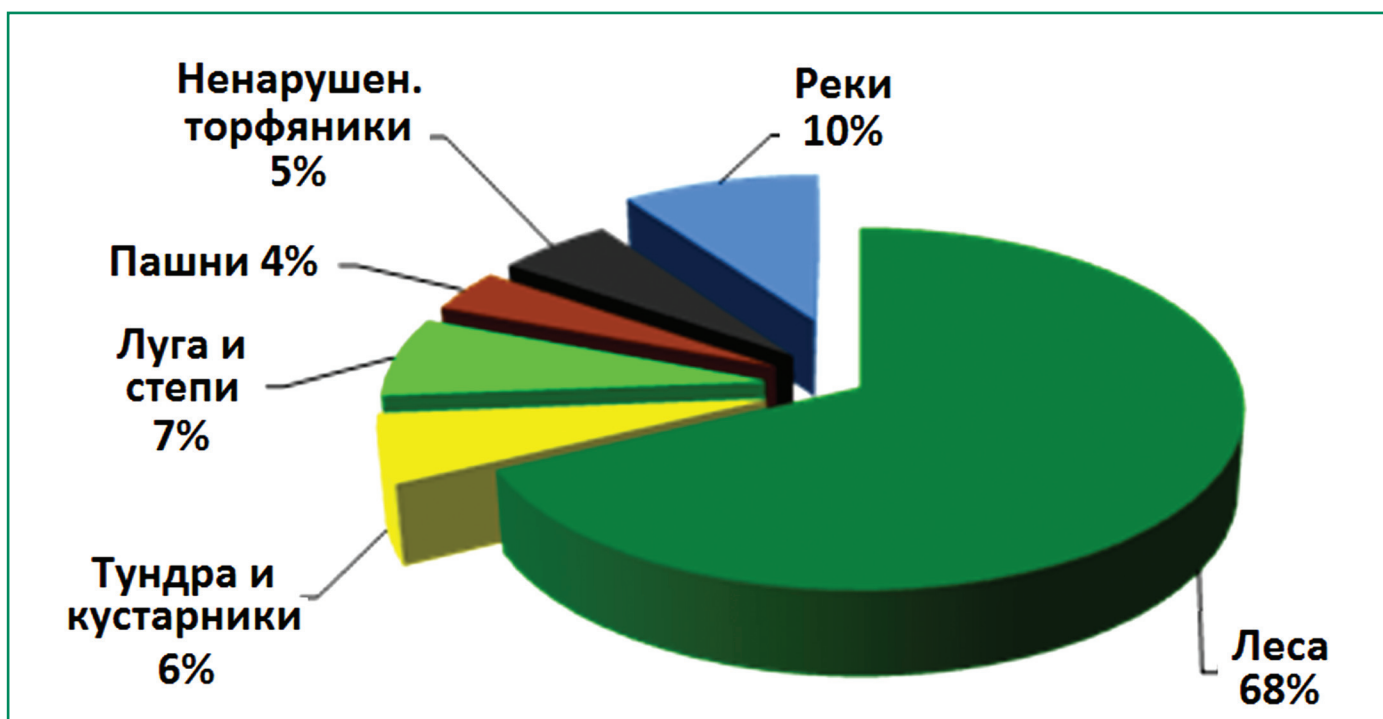


Рис. 4.5.6. Распределение стока углерода на территории России в 2000–2004 гг. в соответствии с типами экосистем (Ciais et al., 2010).

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Таблица 4.5.5. Углеродный баланс лесов России (среднее за 2007–2009 гг), Мт С/год (Швиденко, Щепаченко, 2014)

Зоны	Потоки углерода, Мт С/год								
	<i>NPP</i>	<i>MR</i>	<i>CWD</i>	<i>FF</i>	<i>BEF</i>	<i>LF</i>	<i>FHL</i>	<i>NECB</i>	<i>NECB</i> , г С/м ² год
ЕЧР									
Тундра	12.0	7.4	0.5	0.0	0.1	0.1	0.0	3.9	96
ЛТ, РТ, СТ	105.0	56.6	5.6	0.1	2.9	0.7	1.0	38.1	111
Ср. Т	229.8	128.2	20.3	0.1	7.1	5.2	2.2	66.7	117
ЮТ	303.5	152.8	26.5	0.7	6.0	11.9	2.2	103.4	185
СШЛ	76.7	34.1	5.6	0.0	7.1	4.4	0.7	24.8	211
Степь	32.0	20.1	1.6	0.0	2.3	3.8	0.1	4.1	81
ППП	1.4	0.9	0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1	34
Итого	760.4	400.1	60.2	0.9	25.7	26.2	6.2	241.1	143
АЧР									
Тундра	36.9	30.7	1.1	0.6	0.3	0.1	0.2	3.9	24
ЛТ, РТ, СТ	226.7	175.5	6.8	6.9	2.6	0.5	3.8	30.6	29
Ср. Т	1129.3	782.7	70.2	45.0	14.8	6.2	18.0	192.4	47
ЮТ	348.4	225.5	27.3	15.7	5.4	6.3	4.3	63.9	70
СШЛ	66.5	46.2	5.9	2.9	0.8	1.1	1.0	8.6	53
Степь	39.4	26.1	2.9	2.6	0.9	1.8	0.3	4.8	45
ППП	2.4	1.1	0.2	0.7	0.1	0.1	0.0	0.2	38
Итого	1849.6	1287.8	114.4	74.4	24.9	16.1	27.6	304.4	47
Россия в целом									
Тундра	48.9	38.1	1.6	0.6	0.4	0.2	0.2	7.8	38
ЛТ, РТ, СТ	331.7	232.1	12.4	7.0	5.5	1.2	4.8	68.7	49
Ср. Т	1359.1	910.9	90.5	45.1	21.9	18.2	20.2	259.1	55
ЮТ	651.9	378.3	53.8	16.4	11.4	11.3	6.5	167.3	114
СШЛ	143.2	80.3	11.5	2.9	7.9	5.5	1.7	33.4	119
Степь	71.4	46.2	4.5	2.6	3.2	5.6	0.4	8.9	55
ППП	3.8	2.0	0.3	0.7	0.3	0.3	0.0	0.3	37
Всего	2610.0	1687.9	174.6	75.3	50.6	42.3	33.8	545.5	66

Сокращения: зоны: ЛТ, РТ, СТ – лесотундра, редкостойная и северная тайга; Ср. Т – средняя тайга; ЮТ – южная тайга, СШЛ – зона смешанных и широколиственных лесов умеренного пояса; ППП – зона полупустынь и пустынь. Потоки: *NPP* – чистая первичная продукция; *MR* – гетеротрофное почвенное дыхание; *CWD* – поток вследствие разложения древесного детрита; *FF* – эмиссии вследствие пожаров; *BEF* – эмиссии вследствие биогенных повреждений и неблагоприятных условий внешней среды; *LF* – эмиссии вследствие лесозаготовок и использования лесных древесных продуктов; *FHL* – потоки в гидросферу и литосферу; *NECB* (Net Ecosystem Carbon Budget) – чистый углеродный бюджет лесных экосистем.

формации (Stolbovoi, 2002; 2003), по их сочетанию с элементами моделирования (Щепаченко и др., 2013), а также по данным немногочисленных специализированных почвенных служб, которые могут дать оценки почвенного углерода в масштабах страны: Великобритания (Bellami et al., 2005), Бельгия (Lettens et al., 2005) и Швеция (Stehl et al., 2004). Оценку изменений в запасах SOM на региональном и национальном уровне проводят, как правило, с помощью математических моделей, использующих описания основных

процессов и инициализирующий набор входных данных (Peltoniemi et al., 2007; Liski et al., 2006; Post et al., 2001; Lagergren et al., 2006). Обзоры некоторых моделей можно найти в работах (Комаров и др., 2007; Смагин и др., 2001; Чертов и др., 2007; Peltoniemi et al., 2007).

Для России разработано несколько математических моделей анализа древесной составляющей лесов с разной детализацией и разным уровнем применимости (Замолодчиков, 2011; 2012). Однако анализ динамики углерода лесных почв выпол-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

няется лишь с двумя моделями: CBM_CFS3, разработанной в Лесной службе Канады (Kurz et al., 2009) и системы моделей EFIMOD-ROMUL (Chertov et al., 2001; Komarov et al., 2003). Модель CBM_CFS3 применялась для оценки и прогноза углеродного бюджета лесов ряда российских регионов: Вологодской области, Северного Кавказа, Дальнего Востока (Бакаева и др., 2009; Замолдчиков и др., 2008; 2009). Система моделей EFIMOD-ROMUL (Комаров и др., 2007) разработана для анализа совместной динамики углерода почвы и растительности в лесных экосистемах России и ориентирована на структуры входных данных, которые могут быть получены из материалов российской лесной таксации и фрагментарных почвенных исследований в лесных экосистемах. В нее включены следующие составляющие: индивидуально-ориентированная модель древостоя, позволяющая моделировать динамику разновозрастных и смешанных древостоев; блок моделирования динамики органического вещества почвы ROMUL; статистический генератор температуры и влажности почвы SCLISS (Быховец, Комаров, 2002).

Одной из выходных переменных модели ROMUL является количество минерализованного гумуса, рассчитываемое как сумма всех потоков минерализации опада и SOM (Чертов и др., 2007). Значение этой выходной переменной может быть использовано для потенциальной оценки количества диоксида углерода, поступающего из почвы в атмосферу вследствие минерализации органического вещества почвы.

Система EFIMOD применялась для описания различных экологических процессов в лесных территориях локального или мелкорегионального масштаба: Данковского лесничества ОЛХ “Русский лес” (Комаров и др., 2006; Ханина и др., 2006), Мантуровского лесничества Костромской области (Шанин и др., 2010), Ленинградской области (Chertov et al., 2002), и ряда лесных территорий Голландии, Канады, Германии, Болгарии, Великобритании.

В качестве примера рассмотрим изменения компонентов почвы при изменениях климата для трех модельных территорий ЕЧР: 1 – Данковское лесничество (Московская область), 2 – Мантуровское лесничество (Костромская область),

3 – Железнодорожное лесничество (Республика Коми) (Шанин и др., 2010; Shanin et al., 2011; Komarov, Shanin, 2012). Авторами использовались два климатических сценария. Сценарий “стационарного климата” соответствует предположению, что в течение XXI века сохраняются климатические условия второй половины XX века. Для создания модельного сценария, учитывающего предполагаемые изменения климата на модельной территории, были использованы сценарии изменений глобального климата в XXI в., рассчитанные для сетки $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Mitchell et al., 2004). Был использован наиболее “экстремальный” вариант потепления, основанный на сценарии эмиссии парниковых газов A1FI (IPCC, 2000) и модели общей циркуляции атмосферы HadCM3 (Gordon et al., 2000). Данный сценарий предполагает для территории Мантуровского лесничества повышение среднегодовой температуры примерно на 7.2°C и количества осадков на 8% за следующие 100 лет. Для Железнодорожного лесничества среднегодовая температура повышается, согласно этому сценарию, на 7.5°C , а количество осадков – на 6%; для Данковского лесничества температура повышается на 7.5°C , а количество осадков падает на 1%. Такой экстремальный сценарий из рекомендованных для прогноза МГЭИК (2007) выбран не для конкретного прогноза, а для обнаружения тенденций изменений в динамике лесных экосистем при потеплении. При таком сценарии они выглядят наиболее определенно.

Для сравнения соотношения между чистой первичной продукцией (*NPP*) и эмиссией CO_2 из почвы (их разница демонстрирует закрепление углерода в экосистеме) была выбрана разница их средних годовичных сумм за весь период моделирования. Мантуровское лесничество было выбрано как опорный модельный объект. Можно отметить, что изменения климата оказывают существенное влияние на продуктивность леса – разница по данному показателю между двумя климатическими сценариями составляет примерно 11–12% (рис. 4.5.7). При изменении климата уровень эмиссии углекислого газа возрастает примерно на 15%, поскольку повышение температуры и увеличение влажности ведет к ускорению процессов минерализации органического вещества в почве. Лесные пожары приводят к прямой эмиссии дио-

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

ксида углерода вследствие сгорания органических соединений, а также к дополнительным послепожарным эмиссиям, вызванным разложением погибших деревьев. Как следствие, эмиссия углекислого газа в сценариях с пожарами существенно выше. Аналогичные показатели, рассчитанные для Данковского и Железнодорожного лесничеств, очень схожи с показателями для Мантуровского лесничества. В сценарии без рубок лесные экосистемы во всех трех районах функционируют как стоки, а во всех остальных сценариях являются источниками углерода (Шанин и др., 2010; Shanin et al., 2011; Komarov, Shanin, 2012).

При потеплении бюджет углерода во всех лесохозяйственных сценариях превышает по сво-

ему абсолютному значению аналогичный показатель для стационарного климата (Шанин и др., 2010). В первом сценарии это превышение идет в положительную сторону (повышение продуктивности древостоев за счет потепления перекрывает увеличение объемов эмиссии углекислого газа), а в трех других – в отрицательную (вследствие повышения продуктивности насаждений возрастает и количество древесины, изымаемой при рубках; также свою роль играет возросшая интенсивность лесных пожаров).

Следует учесть, что неопределенность модельных подходов значительна. Работы по применению различных ансамблей глобальных динамических моделей растительности (DGVM –

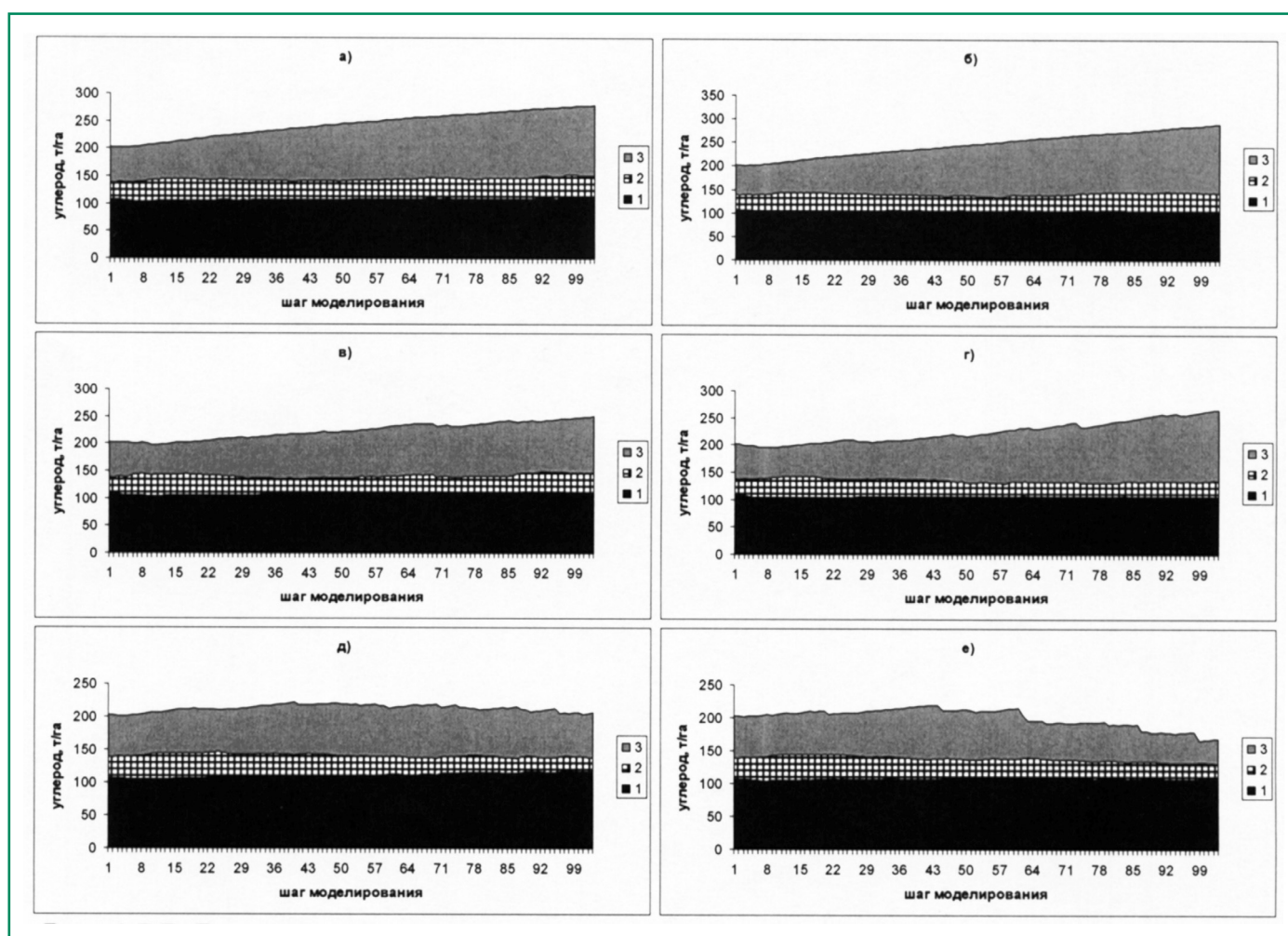


Рис. 4.5.7. Динамика запасов углерода в Мантуровском лесничестве на примере ельника черничного при различных сценариях лесопользования (Комаров и др., 2006): а) – без воздействий при стационарном климате, б) – без воздействий с изменением климата, в) – с пожарами при стационарном климате, г) – с пожарами при изменении климата, д) – с выборочными рубками при стационарном климате, е) – со сплошными рубками при стационарном климате. Временной шаг моделирования равен одному году. 1 – почва, 2 – сухостой и валеж, 3 – древостой.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Dynamic Global Vegetation Models) – 19 моделей для лесов России (Shvidenko et al., 2010), 2 модели для растительности Центральной Сибири (Quegan et al., 2011) и 8 моделей для всей растительности России (Dolman et al., 2012) дали оценки чистой первичной продукции очень близкие к эмпирическим оценкам, но занизили *NEP* (чистый экосистемный углеродный бюджет) практически вдвое. Такое различие объясняется тем, что в DGVM заложен механизм определенной взаимоувязки *NPP* и *MR*, который “не срабатывает” в экосистемах северных территорий, где одним из существенных факторов регулирования баланса *NPP* и *MR* являются лесные пожары и прочие нарушения.

4.5.4.2. Баланс углерода пахотных почв

Согласно данным национальной статистики, динамика баланса гумуса пахотных земель Нечерноземной зоны в конце XX в. имела положительную тенденцию, прерванную неблагоприятными изменениями в сельском хозяйстве после 1990 г. (Динамика баланса..., 1998). Максимальные приросты гумуса в Северо-Западном районе (0.47 т С/га год) и минимальные его потери в Центральном экономическом районе (–0.19 т С/га год) пришлось на период с 1986 по 1990 г., когда средняя урожайность зерновых культур достигла наивысших величин (1.6 т С/га).

Последние научные данные частично подтверждают выводы, сделанные в ОД_РФ-1 для некоторых областей Нечерноземной зоны об увеличении приходной части углеродного баланса пахотных почв и уменьшению его расходной составляющей, однако уточненные прогнозы по ЕЧР в целом свидетельствуют о возможности потерь углерода пахотными почвами при неизменной практике землепользования. Ожидаемая аридизация климата в более южных районах приведет к увеличению потерь углерода пахотных почв и снижению продуктивности агроэкосистем в целом. В частности, это показано для наиболее продуктивного в настоящее время Северо-Кавказского региона. Если в целом по России при изменении климата и заданном росте CO_2 к 2099 г. ожидается падение продуктивности пашни на 2% и падение урожайности зерновых культур на 12%, то на

Северном Кавказе это падение составит около 25% (Сиротенко, Грингоф, 2006).

Недавние изменения в системе землепользования в РФ, выразившиеся в практически полном распаде коллективной собственности на землю, повлекли за собой также и изменение баланса углерода в современных пахотных почвах. Так, после 1990 г. наряду с кардинальным уменьшением площадей пахотных угодий, значительно (более чем в 4 раза) сократилось применение минеральных и органических удобрений (Сельское хозяйство..., 2004; Росстат, 2005–2011). Это привело к снижению урожайности сельскохозяйственных культур, уменьшению количества пожнивных остатков, попадающих в почву, и как следствие вышеперечисленного – к ослаблению интенсивности общего почвенного дыхания *RS* вообще, и процессов минерализации *C_{орг}* в частности. И если до 1990 г. микробное дыхание *MR* пахотных угодий практически во всех биоклиматических зонах превышало таковое из идентичных почв в естественных бигеоценозах (Курганова, 2010), то в условиях современного земледелия наблюдается обратная тенденция. Так, по данным Кургановой (2010) соотношение между *MR* современных пахотных угодий, и луговых ценозов, приуроченных к тому же типу почв, составляло от 0.54 (данные мониторинговых наблюдений) до 0.14–0.45 (лабораторные опыты). Другие исследователи также отмечают, что на современном этапе дыхание пахотных почв заметно ниже эмиссии CO_2 из почв естественных экосистем (Ларионова и др., 2002; Израэль, Сиротенко, 2003).

При сравнительной оценке потенциала сельского хозяйства различных регионов мира по смягчению последствий изменения климата, в том числе за счет увеличения запасов органического углерода почвами, потенциал России оценивается как шестой среди 22 рассмотренных регионов (Smith et al, 2007а, б). Тем не менее, биологически достижимый потенциал увеличения запасов углерода в почвах в несколько раз выше реально возможного, прежде всего из-за экономических ограничений.

В совместном докладе центра Хэдли и ГГИ “Climate impacts in Russia: changes in carbon storage and exchange” (2010), обсуждается возможное снижение запасов углерода пахотными почва-

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

ми России при изменении климата. Основными факторами возможного длительного тренда снижения запасов углерода почвами, даже на фоне среднесрочного его повышения, являются возможное снижение урожайности при увеличении вероятности засух в 2020–2070 гг., прогнозируемых по модели HadCM3 (Alcamo et al., 2007; Falloon et al., 2009), а также увеличение потерь углерода почвы за счет интенсификации процессов выделения CO_2 из почв при потеплении. По расчетам Schwalm et al. (2012), последовательное повторение засух в течение нескольких лет снижает сток углерода в пахотные почвы за счет двух описанных выше процессов более чем вдвое. В докладе также приводятся оценки (Jones et al., 2005), полученные на основе глобальной климатической модели – HadCM3LC для России до 2100 г. в системе “погода–растения–почвенный углерод”. Они показывают некоторое снижение запасов углерода для естественной растительности ЕЧР.

Основной проблемой является неопределенность региональных оценок возможного изменения запасов органического углерода из-за отсутствия информации о локальных почвенных свойствах, невозможности достижения равновесного состояния для пахотных почв, а также влияния агротехнологических и экономических факторов.

Для пахотных почв ЕЧР проведен совместный учет прогнозных климатических, агроэкологических и экономических данных при создании сценариев будущих региональных систем сельскохозяйственного производства (Романенков и др., 2009; Smith et al., 2007б, в). Система расчетов базировалась на одновременной оценке изменения биоклиматического потенциала территории, урожайности сельскохозяйственных культур, запасов органического вещества почвы, экономических показателей земледелия и позволила устанавливать взаимосвязи между рентабельным ведением сельского хозяйства и устойчивым функционированием агроландшафтов. Изменения климата рассчитаны по модели HadCM3, при реализации четырех наиболее контрастных эмиссионных сценариев – A1FI, A2, B1, B2, характеризующих аридный тип потепления для территории России. В качестве входных климатических параметров использована база ежемесячных климатических

данных с разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Расчеты проведены для 200 контуров, имеющих единую экономическую базу и единые агрохимические характеристики при однородной сельскохозяйственной эксплуатации.

Учитывались возможные меры по адаптации к изменениям климата: изменения в специализации сельскохозяйственного производства при смене севооборотов и размещении культур, изменение сроков посева и уборки, изменение объемов внесения органических и минеральных удобрений, внедрение комплекса мер по созданию достаточной кормовой базы для животноводства.

Сравнительный анализ различных климатических сценариев до 2070 г. показывает, что при неизменном землепользовании большая часть почвенных контуров будет терять современные запасы органического углерода (Романенков и др., 2009). Наибольшие потери происходят при реализации климатического сценария МГЭИК A1FI, несколько меньшие – в условиях сценария A2. Возможные потери за 70 лет составляют от 9 до 12% от общего запаса углерода в пахотных почвах РФ в слое 0–20 см. Адаптационный сценарий позволяет снизить потери на 30–45% за этот же период, эффективность адаптации оказалась практически идентичной для климатических условий всех сценариев. Снижение потерь происходит как за счет уменьшения скорости потерь либо возрастания скорости накопления углерода, так и увеличения числа контуров, где прогнозируется увеличение запасов углерода. Такие контуры располагаются в Северо-Западном и Центральном ФО, а абсолютное накопление углерода в них максимально для сценария B2, минимально – при реализации сценария A1FI. Сценарий адаптации, который рассчитывался отдельно для Нечерноземной зоны ЕЧР, показывает возможность суммарного накопления до 2070 г. 13–122 млн т. углерода. Наиболее благоприятным оказывается для реализации адаптации климатический сценарий B2, прежде всего за счет абсолютного роста запасов углерода в Северо-Западном, Центральном и Приволжском ФО, наименее благоприятным – A1FI за счет увеличения более чем в 2.5 раза потерь С.

Абсолютная величина прироста показывает, что до 2050 г. происходит возрастание запасов углерода при реализации всех климатических сце-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

нариев, но после 2050 г. – соответствующего увеличения запасов не происходит. Климатические сценарии A2 и B1 оказались достаточно близки между собой, при этом наиболее благоприятный период для накопления углерода наблюдался в 2020–2050 гг., впоследствии происходит снижение запасов – наиболее резкое для сценария A1FI. Таким образом, запасы углерода в 2070 г., характеризуют климатически зависимую обратимость процессов накопления углерода почвами. Реализация сценария адаптации в эти же сроки показывает, что до 2050 г. обеспечивается последовательное возрастание запасов С почвы, сменяющееся равновесием либо некоторой потерей ранее накопленного углерода (Романенков и др., 2009).

Возможность управления запасами органического углерода почв в сельскохозяйственном секторе производства географически зависима. При неизменной системе хозяйствования к 2070 г. слабое (до 2 т С/га за 70 лет) накопление органического углерода подзолистыми почвами прогнозируется только в Смоленской, Тверской, Псковской, Новгородской, Калининградской областях в условиях климатического сценария A1FI. Для остальных областей в тот же период прогнозируется потеря исходных запасов углерода, до 8 т С/га для Пермской и юга Московской области. Осуществление оптимального экономического сценария адаптации позволяет расширить площадь почв, депонирующих углерод, весьма существенно – за счет включения Московской, Ярославской, Владимирской и Ивановской областей. При этом для северо-запада Нечерноземной зоны накопление углерода может составить 14–16 т С/га за 70 лет. Юго-восточная, континентальная часть Нечерноземной зоны при этом остается источником эмиссии углерода. Прогнозируемое накопление углерода почвами происходит не однонаправлено, достигая состояния насыщения либо обнаруживая точку перегиба. Такой характер динамики углерода характерен для всех четырех сравниваемых климатических сценариев – после 2030 г. происходит замедление или снижение темпов накопления органического вещества. Частично это может быть связано как с неравномерностью роста биоклиматического потенциала (достигающего, например, максимальных значений около 2040 г. по сценарию A1FI), что влияет на объем поступле-

ния углерода в почву с растительными остатками, так и с изменением условий для минерализации органического вещества (Романенков и др., 2009).

На рис. 4.5.8 сравнивается разница запасов органического углерода пахотных почв ЕЧР при ведении сельского хозяйства без адаптации в условиях различных климатических сценариев. При сравнении климатических сценариев A1FI и A2 значимые различия обнаруживаются только для зоны черноземов, теряющих дополнительно 2–4 т С/га за 70-летний период при реализации сценария A1FI. Сценарий B1 предполагает для той же зоны меньшие потери углерода, а B2 – еще и дополнительное накопление углерода почвами северо-запада по сравнению со сценарием A1FI. Различия между климатическими сценариями A2, B2, B1 менее выражены, при сценарии B2 возможно некоторое возрастание потерь углерода (не более чем на 2 т С/га) в Волгоградской, Ростовской, Саратовской, Оренбургской областях, Ставропольском крае по сравнению со сценарием B1.

Рис. 4.5.9 иллюстрирует различие в запасах органического углерода пахотных почв ЕЧР к 2070 г. при реализации экономических сценариев неизменного землепользования и адаптации. Из сравнения рисунков видно, что влияние адаптационных мер сильнее сказывается на изменении запасов углерода, чем влияние климата, но территория влияния ограничивается главным образом Нечерноземной зоной. Так, при реализации климатического сценария A1FI адаптация к изменению климата обеспечивает разницу в запасах С равную 12–14 т С/га в пахотных почвах Смоленской, Тверской, Московской, Орловской и Псковской областей и 10–12 т С/га в почвах Ярославской, Владимирской и Ивановской областей по сравнению с реализацией сценария без адаптации. На остальной территории, за исключением Ульяновской области, республики Татарстан и Мордовской республики различий при внедрении адаптационного сценария практически не наблюдается. При реализации адаптационных мер в условиях развития климатического сценария B2 в ряде почвенных контуров названных выше областей возможно накопление 8–12 т С/га, в условиях развития климатического сценария A2 эффективность адаптации несколько снижается.

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

При внедрении единой системы адаптационных мер в пределах одной области депонирование углерода эффективно обеспечивается только некоторыми контурами, в то время как в соседних контурах процесс потери С ослабляется, что связано как со степенью окультуренности почвы, так и с ее гранулометрическим составом. Эффективность управления запасами углерода при реализации адаптационных мероприятий гораздо выше для окультуренных почв тяжелого гранулометрического состава. В легких почвах рост запасов углерода происходит главным образом за счет нако-

пления легкотрансформируемой фракции углерода, устойчивость которой во времени определяется погодными условиями и может возрастать при увеличении аридности климата.

Установлено, что многолетние травы играют существенную роль в снижении затрат при реализации эколого-экономического сценария адаптации по сравнению с оптимальным экономическим. В областях Нечерноземной зоны, относящихся к ЦФО, за исключением Брянской, Рязанской и Московской областей, доля трав в севооборотах достаточна для обеспечения расширен-

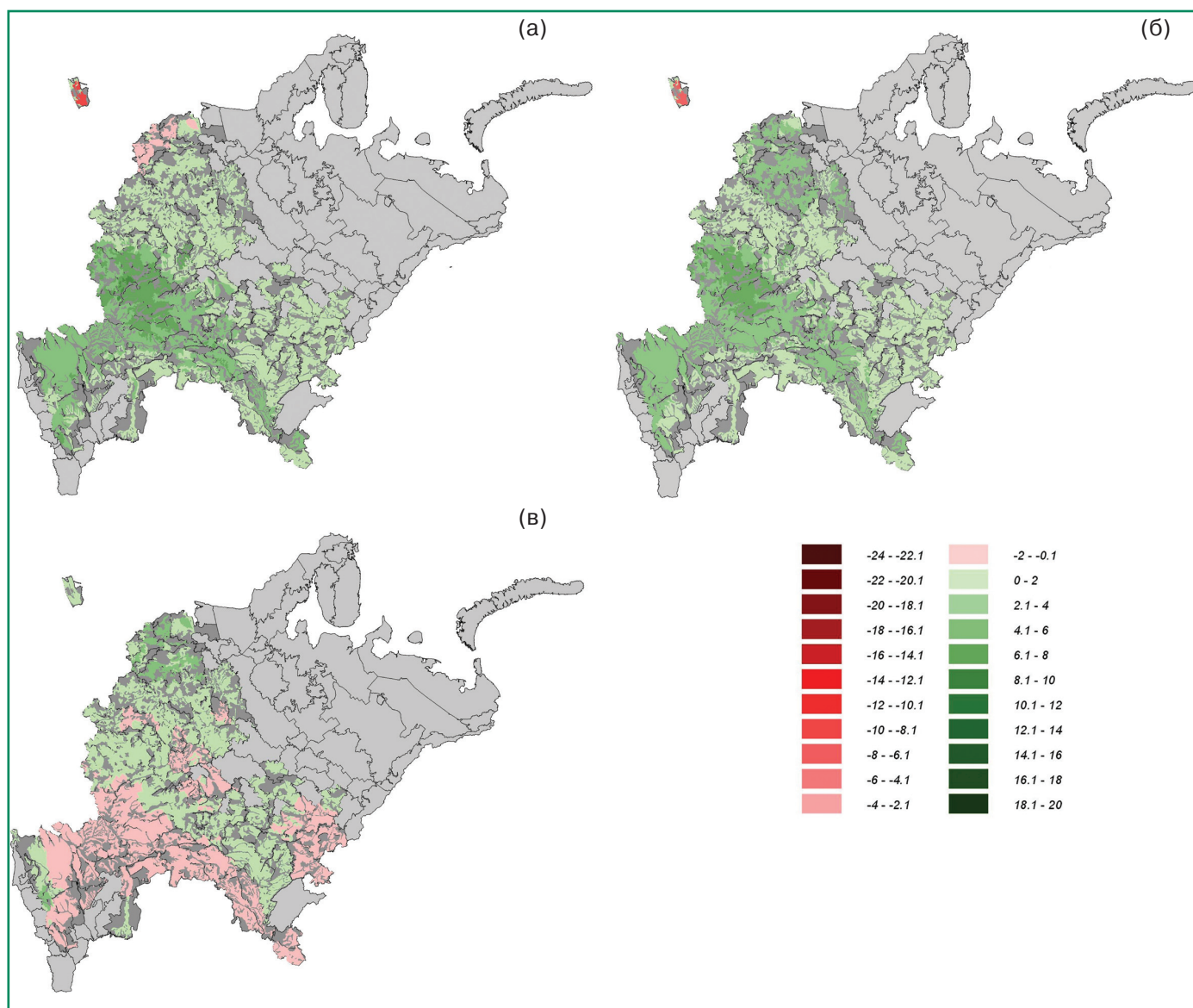


Рис. 4.5.8. Разница запасов органического углерода пахотных почв ЕЧР в 2069 г. при неизменном землепользовании (Романенков и др., 2009). (а) – при реализации климатического сценария В1 по сравнению со сценарием А1FI; (б) – сценария В2 по сравнению со сценарием А1FI и (в) – сценария В2 по сравнению со сценарием В1. Серым цветом обозначены территории, не включенные в расчеты, главным образом из-за их низкой распаханности.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ного воспроизводства почвенного плодородия и позволит поддерживать положительный баланс органического вещества в условиях 2050 г. В почвах Нечерноземной зоны ПФО доля трав в структуре севооборотов недостаточна для осуществления эколого-экономического устойчивого сценария, иногда значительно – дефицит доли трав в севооборотах может составлять 25–35%. Снижение затрат на поддержание запасов органического углерода почвы возможно за счет планируемых изменений в секторе животноводства, что требует более детального анализа на районном уровне,

а также за счет снижения доли пропашных культур в севооборотах. Одним из факторов, обеспечивающих поддержание бездефицитного баланса органического вещества, являются дозы применяемых органических удобрений, но органические удобрения оказывают значительно меньшее влияние по сравнению со структурой севооборота. Адаптационный сценарий в ЦФО может компенсировать 45–75% относительных потерь запасов углерода за 70-летний период, обеспечивая одновременно прирост продуктивности основных сельскохозяйственных культур в 2 и более раз.

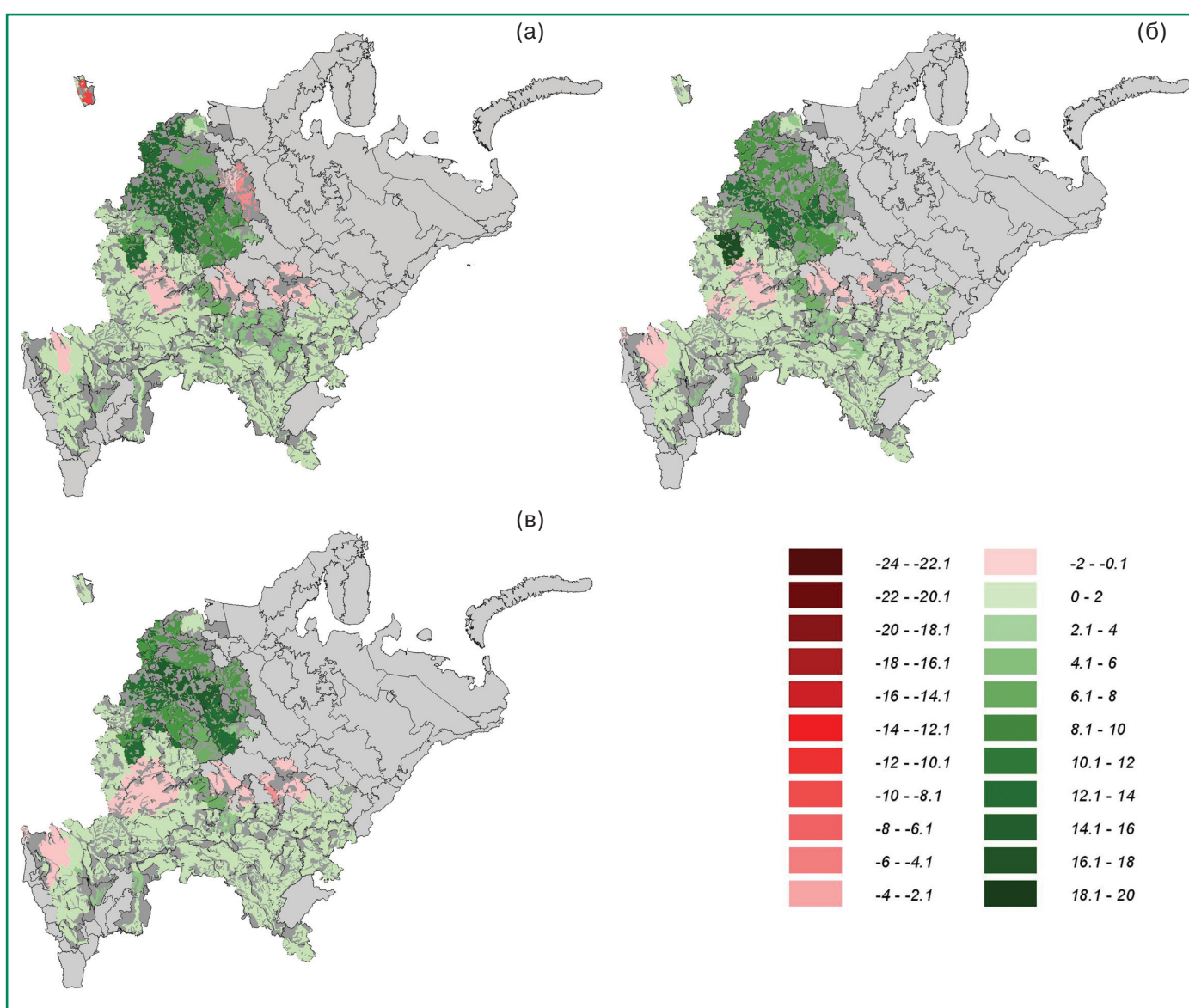


Рис. 4.5.9. Разница запасов органического углерода пахотных почв ЕЧР в 2069 г. при реализации экономических сценариев неизменного и оптимального экономического землепользования при климатических сценариях: (а) – A1FI, (б) – A2 и (в) – B2 (Романенков и др., 2009). Серым цветом обозначены территории, не включенные в расчеты, главным образом из-за их низкой распаханности.

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Экономически и экологически устойчивый сценарий адаптации позволяет обеспечить последовательное увеличение запасов С в 2000–2070 гг. (Романенков и др., 2009).

Для ПФО и ЮФО традиционные агротехнологии оказываются слишком затратными, что не обеспечивает в 2000–2070 гг. простое воспроизводство плодородия на фоне устойчиво некомпенсируемой минерализации гумуса. Система мер, заложенных в сценарии адаптации к изменению климата, рассчитанном на получение максимальной прибыли, оказывается неадекватной для долгосрочной устойчивости земледелия. Необходимо более серьезная модификация агротехнологий, нежели контроль за урожайностью, объемами внесения удобрений в экономически обоснованных дозах и удельного веса посевной площади многолетних трав.

Для ПФО на фоне возможного роста аридности, что снижает эффективность управления урожайностью при введении адаптационных сценариев за период 2010–2050 гг. примерно на 20–80%, должны быть предприняты дополнительные меры для повышения долгосрочной устойчивости земледелия.

Несмотря на то, что для ЮФО адаптационные технологии позволят до 2060 г. поддерживать стабильность производства зерна, данное обстоятельство не даст возможности обеспечить эффективное управление запасами органического углерода почвы. Снижение плодородия почвы и истощительное землепользование, которое происходит в настоящее время и прогнозируется на будущий период, требуют оптимизации структуры землепользования, изменения в секторах животноводства и кормопроизводства, внедрения ресурсосберегающих элементов агротехнологий: минимальной обработки почвы, сокращения числа технологических обработок, повышения эффективности использования соломы и растительных остатков (Романенков и др., 2009).

Таким образом, согласно оценке, выполненной большим международным коллективом авторов (Smith et al., 2007), при неизменном землепользовании следует ожидать уменьшения запасов углерода в пахотных почвах ЕЧР в XXI веке. Возможные потери за 70 лет могут составить от 9 до 12% от общего запаса С в пахотных почвах РФ

в слое 0–20 см. При неизменной системе хозяйствования к 2070 г. слабое (до 2 т С/га за 70 лет) накопление органического углерода подзолистыми почвами прогнозируется только в Смоленской, Тверской, Псковской, Новгородской, Калининградской областях в условиях реализации климатического сценария A1FI. Для остальных областей в тот же период прогнозируется потеря исходных запасов углерода, до 8 т С/га для Пермской и юга Московской области. Внедрение комплекса адаптационных мер позволит за этот же период снизить потери на 30–45%.

4.5.4.3. Баланс углерода почв залежных экосистем

Резкое сокращение площадей обрабатываемых угодий в РФ в 90-х годах прошлого столетия обусловило появление дополнительного стока атмосферного CO₂ в результате аккумуляции углерода как в почвах залежных земель, так и в растениях, которые на них развиваются (Vesterdal et al., 2002; Poulton et al., 2003). В соответствии с оценками разных специалистов, общая площадь пахотных угодий, выведенных из сельскохозяйственного использования за последние 10–15 лет, сильно варьирует: от 9.3 млн га за период 1990–2003 гг. (ФАО, <http://faostat.fao.org/site/418/default.aspx>) до 34 млн га за 1990–1995 гг. (Панкова, Новикова, 2000). Согласно данным последней Всероссийской сельскохозяйственной переписи 2006 г. (Регионы России..., 2006), площадь всех сельскохозяйственных угодий после 1990 г. сократилась на 48.4 млн га, а площадь пашни – на 30.2 млн га (рис. 4.5.10). После 2006 г. площадь залежных земель существенно не увеличивалась, составляя на 2011 г. около 30 млн га. Значительные территории были выведены из пашни в ЦФО, СЗФО, в Поволжье, в УФО и ДФО. Наименьшая удельная площадь брошенных пахотных угодий наблюдается в Центрально-Черноземном и южных районах РФ с благоприятными для сельского хозяйства климатическими и почвенными условиями.

Содержание углерода в бывших пахотных почвах (пост-агрогенных экосистемах) постепенно восстанавливается за счет прекращения отчуждения растительного материала, возобновления многолетней растительности и возрастания коли-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

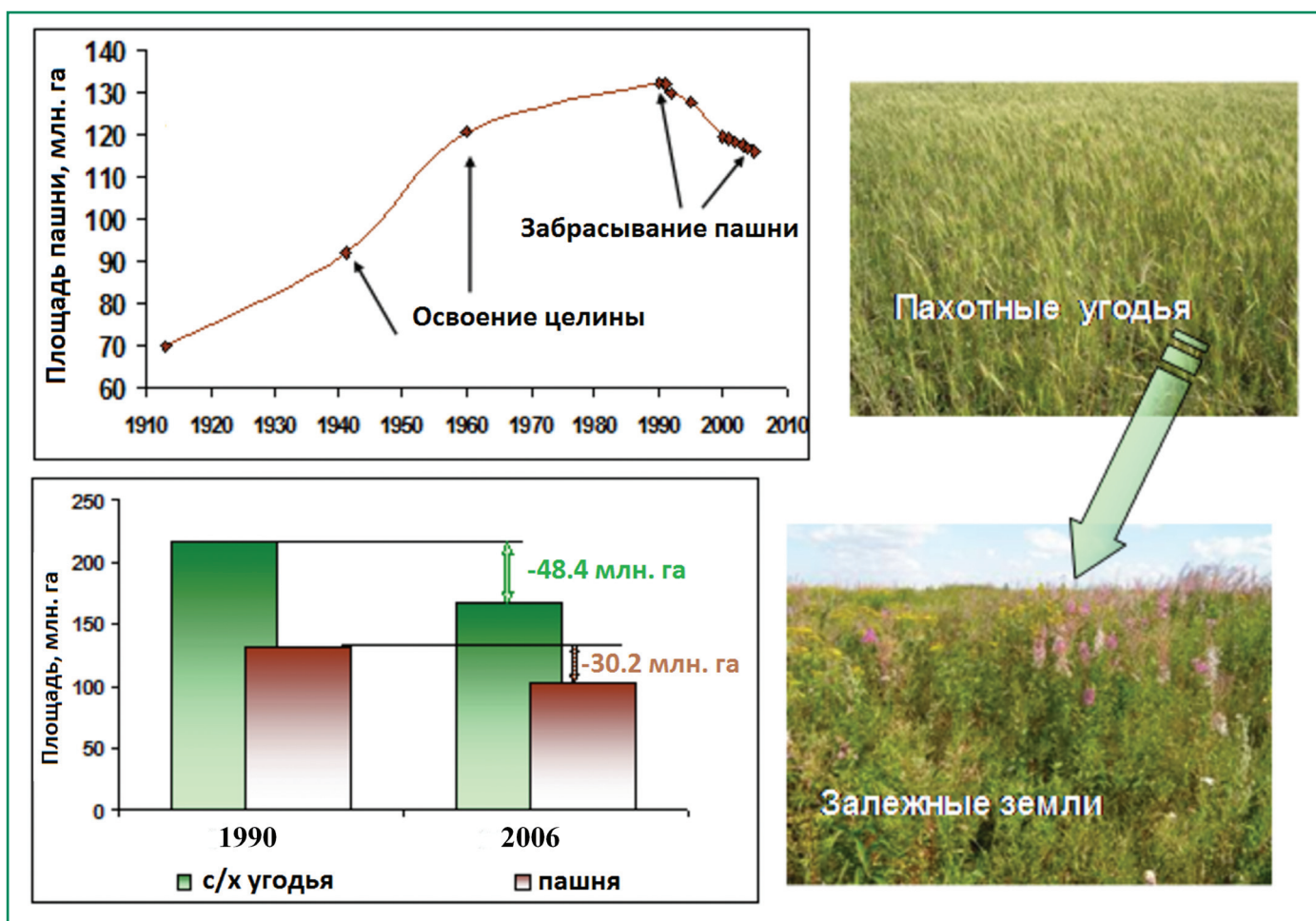


Рис. 4.5.10. Динамика площади пашни в России по данным (Регионы России..., 2006; Курганова, 2010).

чества поступающего в почву органического материала (Люри и др., 2008). При этом происходит также обогащение органическим материалом более глубоких слоев почвы вследствие увеличения подземной фитомассы и более активного перемешивания ее почвенной фауной. Особенности изменений свойств почв и растительности в постагрогенных экосистемах, образованных в течение последних двух десятилетий на месте стихийно заброшенных сельхозугодий на территории России или бывшего СССР, нашли детальное отражение в работах многих авторов.

Согласно оценкам (Larionova et al., 2003) общее накопление углерода в почвах РФ в результате изменения землепользования составляет 660 Мт С для площади 34 млн га за период с 1990 по 2002 год. Согласно расчетам, проведенным с использованием модели ORCHIDEE (Vuichard et al., 2008), величина аккумуляции С в почвах СССР оценивается величиной 64 Мт С за период

с 1993 по 2000 год (площадь 21.5 млн га) и 214 Мт С за последующие 10 лет (площадь 22.8 млн га) (Vuichard et al., 2006, 2008). Оценки изменения запасов углерода в бывших пахотных почвах России, полученные при помощи модели RothC, показывают накопление в размере 248 Мт С за период с 1990 по 2005 год (Романовская, 2008б).

По данным полевых исследований, выполненных в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (Курганова, 2010), залежные экосистемы России, образованные на месте агроэкосистем 4–28 лет назад, в настоящее время служат устойчивым стоком углерода с величиной чистой экосистемной продукции *NEP* от +116 до +778 г С/(м² год). В этих экосистемах потери углерода на дыхание полностью покрываются за счет его ассимиляции растениями в процессе фотосинтеза. Парующие пахотные почвы представляют собой источник CO₂ в атмо-

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

сферу ($NEP \approx -175$ г С/(м² год)), а однолетние залежи имеют углеродный баланс, близкий к нулю ($NEP \approx +32$ г С/(м² год)), и в зависимости от погодных условий года могут выступать как источником, так и стоком CO₂. Баланс углерода на старосеянном лугу (залежи 25–28 лет) составлял от +116 до +181 г С/(м² год) и был в 2–2.5 раз ниже величины, полученной на том же луговом ценозе в 1992 году после 12-летнего залужения пахотной почвы (+387 г С/(м² год)) (Larionova et al., 1998).

Предварительные расчеты, сделанные на основе этих исследований и немногочисленных литературных данных (Belleli Marchezini, 2007), показали, что средняя величина стока углерода в залежных экосистемах России в первые 15 лет восстановления составляла 245 ± 73 г С/(м² год). В пересчете на всю территорию РФ дополнительное связывание углерода атмосферы в залежных экосистемах в 1990–2006 годах оценивается в 1093 ± 326 Мт С (для площади 30.2 млн га (Регионы России..., 2006)) или 74 ± 22 Мт С/год (Курганова, 2010). Таким образом, дополнительный сток углерода, обусловленный изменениями в сельском хозяйстве России после 1990 г., способен компенсировать около 70% современного уровня эмиссии CO₂ в сельскохозяйственном секторе нашей страны (108 Мт С/год) и около 20% – в индустриальном (409 Мт С/год).

Согласно временной динамике накопления почвами углерода, залежные земли после 10–15

лет зарастания постепенно снижают интенсивность накопления и к 30–50 годам могут приблизиться к новому стабильному состоянию SOM (Люри и др., 2010). Максимум ежегодного накопления, как правило, приходится на земли, оставленные от 3 до 7 лет назад, из чего можно заключить, что наиболее интенсивное поглощение углерода приходилось на 1995–1998 годы (рис. 4.5.11) (Романовская, 2008б). Учитывая, что в последнее время (после 2002–2003 гг.) значительного сокращения площадей пахотных земель не происходило, в будущем следует ожидать уменьшения ежегодного поглощения атмосферного углерода залежными землями на территории России.

С помощью откалиброванной версии модели RothC (Романовская, 2008а, б) были выполнены прогнозные оценки влияния дальнейших изменений климата на величину этого стока для отдельных областей России (Romanovskaya, 2014) (рис. 4.5.12). При этом использовали климатические данные, предоставленные ГГО им. А. И. Воейкова, для двух периодов: для базового периода (1981–2000 гг.) – по температуре (Rienecker et al., 2011) и осадкам (Xie, Arkin, 1998 updated) – и для периода, когда средняя глобальная температура воздуха превысит 2°C по сравнению с доиндустриальным уровнем согласно сценарию антропогенного воздействия на климат RCP4.5 (2034–2053 гг.) (Катцов, Говоркова, 2013). Ре-

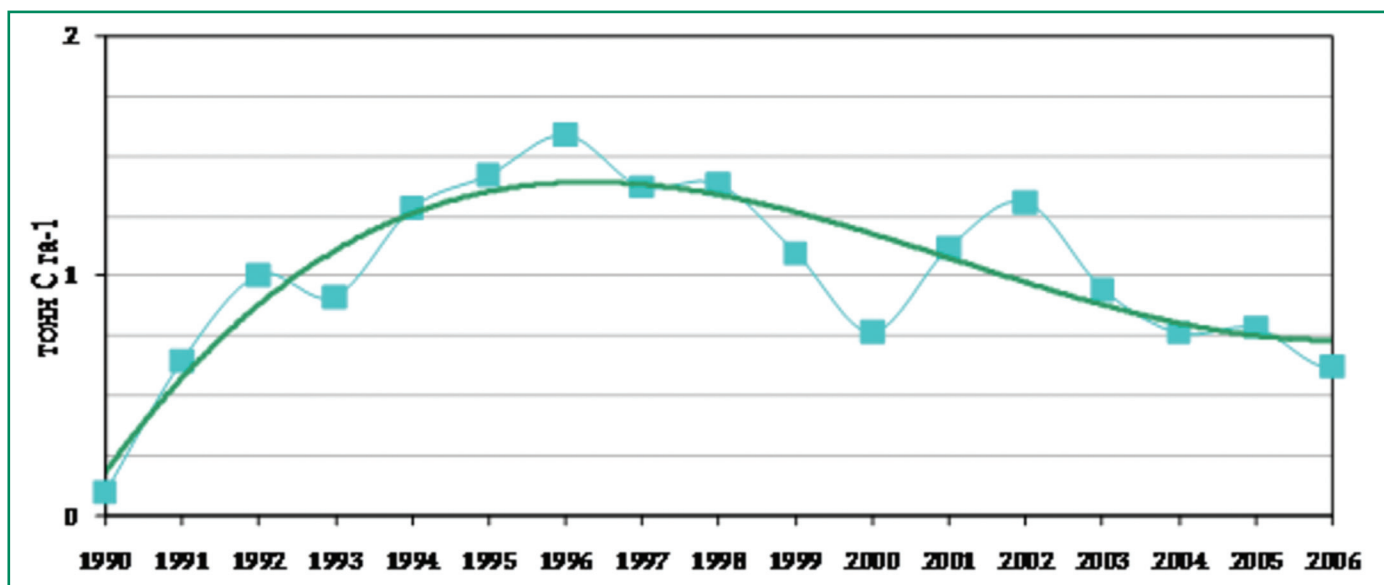


Рис. 4.5.11. Динамика накопления углерода почвами залежных земель РФ (Романовская, 2008б).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

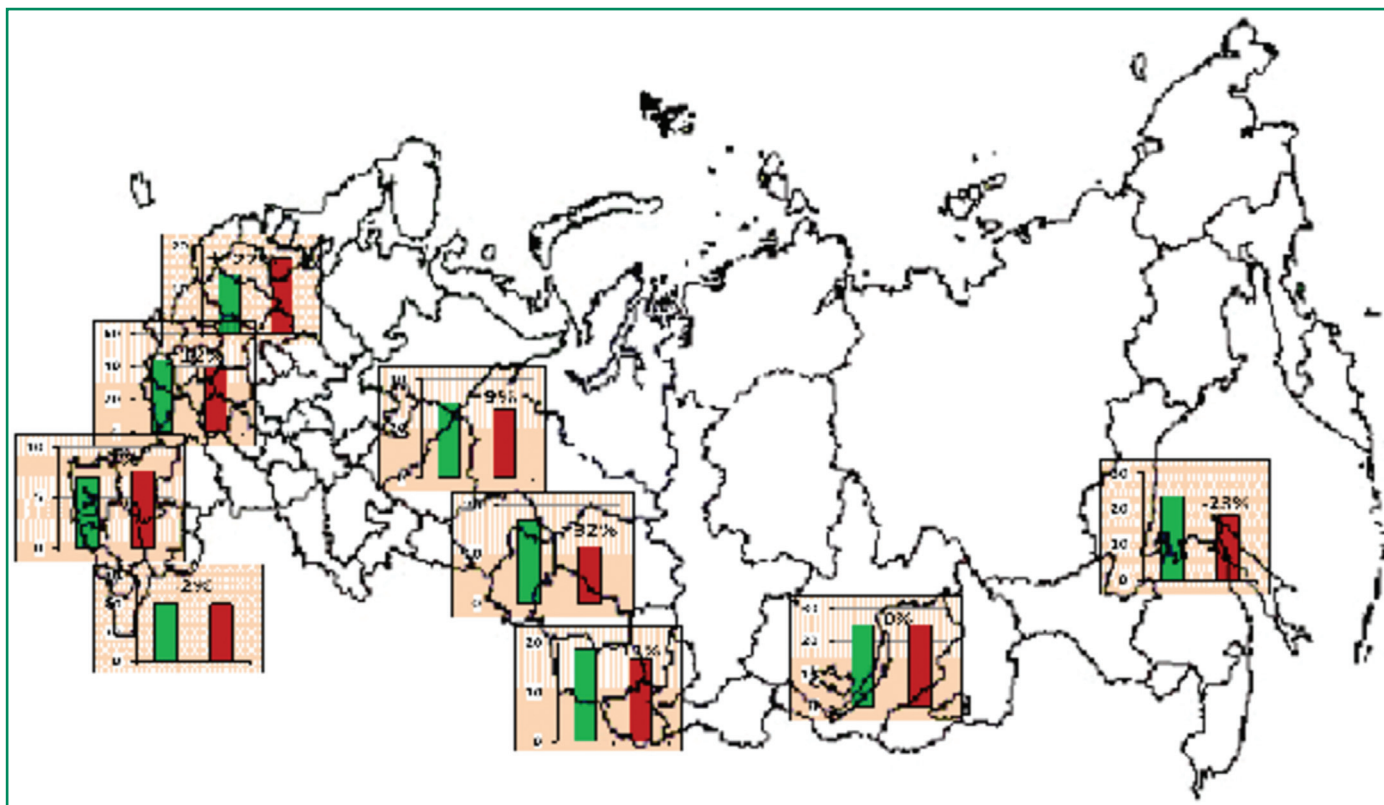


Рис. 4.5.12. Прогнозируемое накопление углерода почвами залежных земель (т С/га, разница в %) при современном климате (зеленый) и при увеличении средней глобальной температуры воздуха на 2°С по сравнению с доиндустриальным уровнем в условиях потепления климата в соответствии со сценарием RCP4.5 (красный) (Romanovskaya, 2014).

результаты расчетов показывают, что закономерности, выявленные для пахотных почв (см. раздел 4.5.4), в значительной мере справедливы для ожидаемых изменений запасов SOM и интенсивности накопления углерода в почвах залежных земель ЕЧР. В СЗФО и ЦФО зарастающие дерново-подзолистые почвы могут поглотить в среднем на 27% больше углерода в новых климатических условиях (на примере Московской области – рис. 4.5.12) (Romanovskaya, 2014). Залежи на типичных черноземах в зоне луговых степей Центрально-Черноземной области РФ будут характеризоваться меньшими темпами накопления углерода и более низким стационарным уровнем запасов SOM (–12%) по сравнению с условиями климата 1981–2000 гг. В ЮФО в зоне каштановых почв значимая разница в накоплении углерода не обнаружена, а в зоне черноземов (Ставропольский край) увеличение аккумуляции углерода незначительно и составляет не более 5–7% в целом за модельный период. АЧР характеризуется потерями в темпах и общей величине погло-

щенного углерода в связи с увеличением температур, продолжительностью биологической активности почв, а также усилением увлажненности при изменении климата. Так, на Урале накопление углерода подзолистыми суглинистыми почвами снизится на 9% (Свердловская обл.), в Алтайском крае подзолистыми супесчаными почвами – на 11%, в Сибири серыми оподзоленными почвами – на 32% (Новосибирская обл.) и на Дальнем Востоке подзолистыми суглинистыми почвами – на 23% (Хабаровский край). Исключение составляет южная часть Восточной Сибири, в которой не обнаружена разница в накоплении углерода залежными подзолистыми почвами (Иркутская обл.). По-видимому, наибольшие потенциальные потери наблюдаются в районах, где температура является лимитирующим фактором интенсивности дыхания почв (см. раздел 4.5.2). Следует отметить, что представленные результаты не включают оценку воздействия изменений климата на продуктивность луговой растительности.

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

4.5.4.4. Баланс углерода болотных почв

Торфяно-болотные почвы играют особую роль в накоплении и запасах углерода, благодаря наличию слоя торфа – продукта неполного разложения растительного опада в условиях избыточного увлажнения. Для всех природных зон России удельные запасы углерода в торфяно-болотных почвах многократно выше, чем в почвах с гумусовым горизонтом. В них сосредоточено более половины почвенного углерода России (Орлов и др., 1996), что в 3 раза превышает запас углерода фитомассы страны (Вомперский и др., 1999). Для конкретных условий средней тайги центра ЕЧР запас углерода почв с гумусовым горизонтом (дерново-подзолистой, подзолистой, бурозема) не превысил 60 т С/га, заболоченных оторфованных (торфяно-подзолистых и торфяно-глеевых) почв был выше на порядок, превышая более 500 т С/га, а для болотных торфяных почв мог достигать и даже превышать 1000 т С/га, возрастая в зависимости от мощности и уплотненности торфяной залежи (Минаева и др., 2008). При одинаковой

мощности слоя торфа запас углерода в нем возрастает в ряду торфяных почв от верховых к переходным и далее к низинным: увеличение объемного веса перекрывает рост зольности.

Торфяно-болотные почвы – одни из наиболее распространенных почв на территории страны, занимающие ключевые позиции в таежной зоне, в тундре и лесотундре (рис. 4.5.13). Они доминируют в Западной Сибири, на севере и северо-западе ЕЧР, в ряде регионов Дальнего Востока. Болота и заболоченные (мелкооторфованные земли), разделяемые по мощности торфа в 30 см (Торфяные..., 2001), занимают, соответственно, 139 и 230 млн га, а в совокупности – 21.6% территории страны (Вомперский и др., 1999). Более половины заболоченных мелкооторфованных земель являются безлесными, остальные, соответственно, 23 и 24% – леса и редколесья (Вомперский и др., 2011). В целом 73% торфяно-болотных почв расположено в областях развития вечной мерзлоты (Вомперский и др., 1999). Углерод постоянно мерзлых горизонтов торфа практически выведен из круговорота.

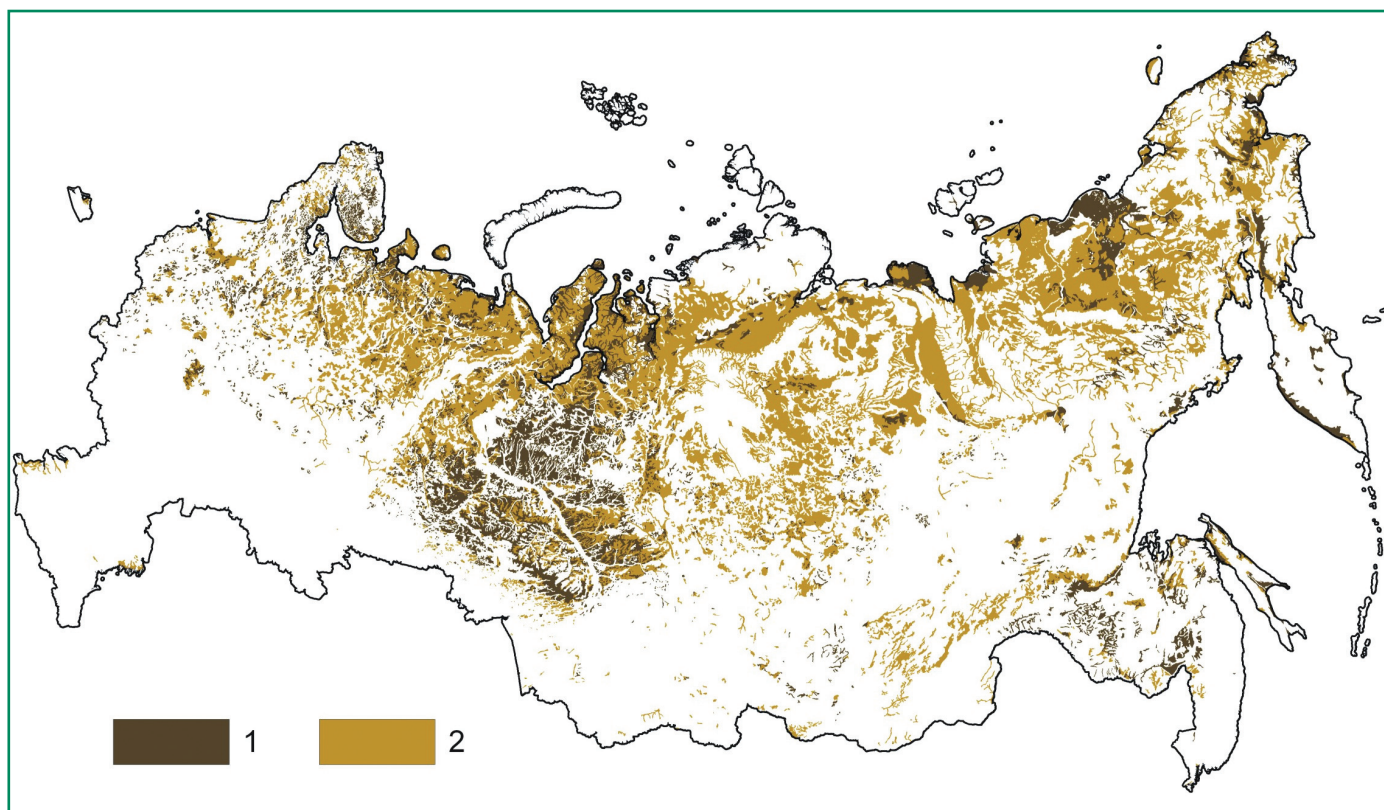


Рис. 4.5.13. Распределение торфяных почв болот (слой торфа > 30 см) (1) и заболоченных (мелкооторфованных) земель (слой торфа < 30 см) (2) на территории России (Вомперский и др., 2011).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

В среднем для российских болот (слой торфа > 30 см) мощность торфяных отложений составляет 1.72 м (Вомперский и др., 1999), а в таежной и других зонах торфяная залежь часто достигает мощности 5 м и более. Все слои торфа в той или иной степени связаны процессами энерго-массообмена, поэтому для корректной оценки влияния на газообмен с атмосферой углерод торфа необходимо рассматривать в пределах всей его мощности до подстилающих минеральных отложений.

Оценки текущего накопления углерода торфяно-болотными почвами немногочисленны и неоднозначны, что объясняется разнообразием изучаемых объектов и крайней сложностью учета всех составляющих его баланса. Преобладают оценки долговременного накопления углерода болотами, основанные на датировках преимущественно донных, реже менее глубоких, слоев залежи. Для болот Северной Евразии выявлен более активный рост болот в холодные межвековые периоды последних трех тысячелетий и ослабление в более теплые (Климанов, Сирин, 1997). Измерения текущего углеродного баланса методом микровихревых пульсаций (eddy covariance) показали межгодовое изменение баланса обмена углерода торфяно-болотных с атмосферой. Даже участки сильно увлажненных центральных частей верховых болот могут становиться источником выделения диоксида углерода в атмосферу при повышении температуры и падении уровней болотных вод (Kurbatova et al. 2009). По интегральным (для всей залежи) оценкам накопления углерода, наиболее высокие значения его связывания отмечаются для мелкоотторфованных земель и мелкозалежных болот. Так, для условий средней тайги скорость накопления углерода почвами с гумусовым горизонтом составила порядка 200–300 кг С/(га год). Для болот она редко достигала этих значений, находясь в диапазоне 100–200 кг С/(га год), и превышала их только в краевых – вероятно растущих, частях болотных массивов. Для торфяно-глеевых почв скорость накопления углерода составляла от 570 до 1620, а для торфяно-подзолистых достигала 3240 кг С/(га год). Можно предположить, что мелкоотторфованные почвы наиболее подвержены изменению климата и, как следствие, водного режима, что, однако, в благоприятных условиях восполняется более ин-

тенсивным торфонакоплением (Минаева и др. 2008). Небольшие мелкозалежные болота и заболоченные местообитания наиболее уязвимы к засухам и к торфяным пожарам, в результате которых может выгорать значительная часть торфа с соответствующим выбросом CO_2 в атмосферу. Пожары – естественный фактор для многих торфяно-болотных почв от тундры до степей. В экстремально сухие годы могут гореть даже сильно увлажненные верховые болота. Огонь оставляет нетронутыми только мочажины и озерки (Минаева, Сирин, 2002; Сирин и др., 2011a).

Торфяно-болотные почвы отличаются от минеральных почв меньшей устойчивостью к внешним воздействиям. При нарушении растительного покрова происходит не только потеря источника материала для образования торфа, но и резко возрастает уязвимость последнего к водной и ветровой эрозии, деструкции и разложению, физическому воздействию техники, скота и пр. Это особенно опасно при изменении климата: увеличении температур и сокращении осадков, росте вероятности неблагоприятных погодных явлений (засух, ливневых осадков, сильных ветров и др.).

Изменение климата может оказать воздействие на торфяно-болотные почвы всех регионов (Assessment ..., 2008; Экосистемы болот, 2004). Усиление таяния мерзлоты в северных широтах приведет к изменению гидрологического и термического режимов полигональных и бугристых болот, заболоченных тундр (Minaeva, Sirin, 2010). Это затронет и более южные районы АЧР, где реликтовые мерзлые торфяно-болотные почвы встречаются до южных границ страны. С увеличением частоты засух возрастет и опасность торфяных пожаров. Усилятся водная и ветровая эрозии, деградация торфяных почв в горах, в степных и лесостепных районах. Растущая засушливость климата и снижение продуктивности пастбищ может сместить скот на более влажные местообитания с менее устойчивыми к физическому воздействию торфяными почвами (Минаева, Сирин, 2011).

Воздействие изменений климата дополняется антропогенным фактором. Значительная часть торфяно-болотных почв в центре и на северо-западе ЕЧР, на юге Западной Сибири и Приморья была осушена для сельского (включая гидро-

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

морфные почвы до 5 млн га) и лесного (более 3 млн га) хозяйства, до 1.5 млн га болот были освоены для добычи торфа (Minayeva et al., 2009). В наибольшей степени от воздействия человека пострадали пойменные комплексы, а в зональном плане – болота лесостепной и степной зон. Для многих регионов осушенные и освоенные торфяно-болотные почвы стали характерным элементом ландшафтной структуры территории. С 1990-х годов многие из них перестали использоваться, что увеличило вероятность торфяных пожаров (Сирин и др., 2011а), способствовало усилению разложения торфа, водной и ветровой эрозии, эмиссии CO_2 в атмосферу. Осушенные торфяные почвы отличаются значительной эмиссией диоксида углерода в атмосферу (Peatlands ..., 2008; Sirin, Laine, 2008; и др.), которая может дополнительно усилиться при изменении климата (Sirin et al., 2010; Сирин и др., 2011б). При этом осушение не прекращает полностью эмиссию метана из торфяных почв (Чистотин и др., 2006; Глаголев и др., 2008), которая, видимо, может происходить при их периодическом увлажнении, что подтверждают вегетационные опыты (Суворов и др., 2010). И конечно, большие потоки CH_4 в атмосферу наблюдаются для осушительных каналов (Сирин и др., 2012), где формируются особые микробные сообщества цикла метана (Кизилова и др., 2011). Эти потоки могут возрасти при изменении климата по аналогии с существующими прогнозами увеличения эмиссии метана из других болот (Shindell et al., 2004; Groenigen et al., 2011). Обводнение неиспользуемых осушенных торфяно-болотных почв будет способствовать появлению болотной растительности, началу торфообразования и восстановлению углероддепонирующей функции торфяно-болотных почв. Конечно, это может увеличить эмиссии метана, однако с учетом его выделения и до обводнения результирующий рост не всегда будет столь велик, как принято считать.

4.5.4.5. Баланс углерода и эмиссия метана многолетнемерзлых грунтов

Важной проблемой является возможное усиление поступления метана в атмосферу из арктического региона России при таянии многолетне-

мерзлых грунтов. Она имеет две составляющие – эмиссия метана с суши и шельфа арктических морей. Большое внимание привлекает шельф морей восточной Арктики (МВА), где в последнее время наблюдаются повышенные по сравнению со среднеширотными концентрации метана в атмосфере, что, очевидно, связано с локальными источниками (Shakhova et al., 2010). Независимо от того, рассматривается ли континентальная или субаквальная криолитозона, можно выделить три самостоятельные задачи: оценка имеющихся запасов углерода; расчет потоков в атмосферу за счет декомпозиции углеродосодержащего субстрата или высвобождения уже имеющихся парниковых газов; расчет изменения концентрации этих газов в атмосфере, их радиационного воздействия и влияния на глобальный климат.

В части накопления запасов углерода в осадках можно провести аналогию между шельфом и континентом, где они изучены более детально, приняв во внимание, что в периоды океанической регрессии шельф МВА был обнажен и составлял единое целое с Восточно-Сибирской низменностью. Обзор основных полученных для суши данных о запасах углерода дан в публикации Анисимова и Реневой (2011).

Обобщая результаты ряда исследований (Walter et al., 2006; Zimov et al., 2006а, б; Schuur et al., 2008), можно сказать, что около 1000 Гт С содержится в арктических почвах в слое до 25 метров вне болот, от 200 до 450 Гт С в болотах и от 200 до 400 Гт С в едоме (лессовые отложения) на территории Сибири. Таким образом, суммарное содержание углерода во всех арктических почвах до глубины 25 метров оценивается в 1400–1850 Гт. Распределение почвенного органического углерода на глубине от 0 до 100 см в северной приполярной области в зоне вечной мерзлоты приведено на рисунке 4.5.14 (Kuhry et al., 2013).

Переходя к шельфу МВА, необходимо отметить, что его изученность определяется главным образом основополагающими работами российских ученых из МГУ под руководством Н. Н. Романовского совместно с немецкими исследователями под руководством Г. Хубертена, а также группы исследователей из Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отделения РАН, в последнее десятилетие работав-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ших совместно с Международным центром арктических исследования США в Фэрбенксе, лидерами которых являются Н. Е. Шахова и И. П. Семилетов. В этих работах была изучена история шельфа МВА, построена концептуальная модель и проведены оценочные расчеты его эволюции в ходе регрессионно-трансгрессионных океанических изменений, охватывающих четыре крупных климатических цикла за последние 400 тыс. лет (Romanovskii, Hubberten, 2001; Romanovskii et al., 2005; Шахова и др., 2008). Однако для понимания сути возникших в последние годы различий точек

зрения на ряд вопросов целесообразно обратиться к исходным публикациям.

В публикации Шаховой и др. (2008) проведена прямая аналогия между современными запасами углерода в многолетнемерзлых грунтах Восточно-Сибирской низменности и шельфа МВА. Авторы осуществили сильно упрощенный расчет, опираясь на качественные соображения. В этой работе, также как и в последующих публикациях, современная эмиссия метана с шельфа МВА оценивается равной приблизительно 8 млн т в год. В ряде недавних публикаций (Shakhova et al., 2010;

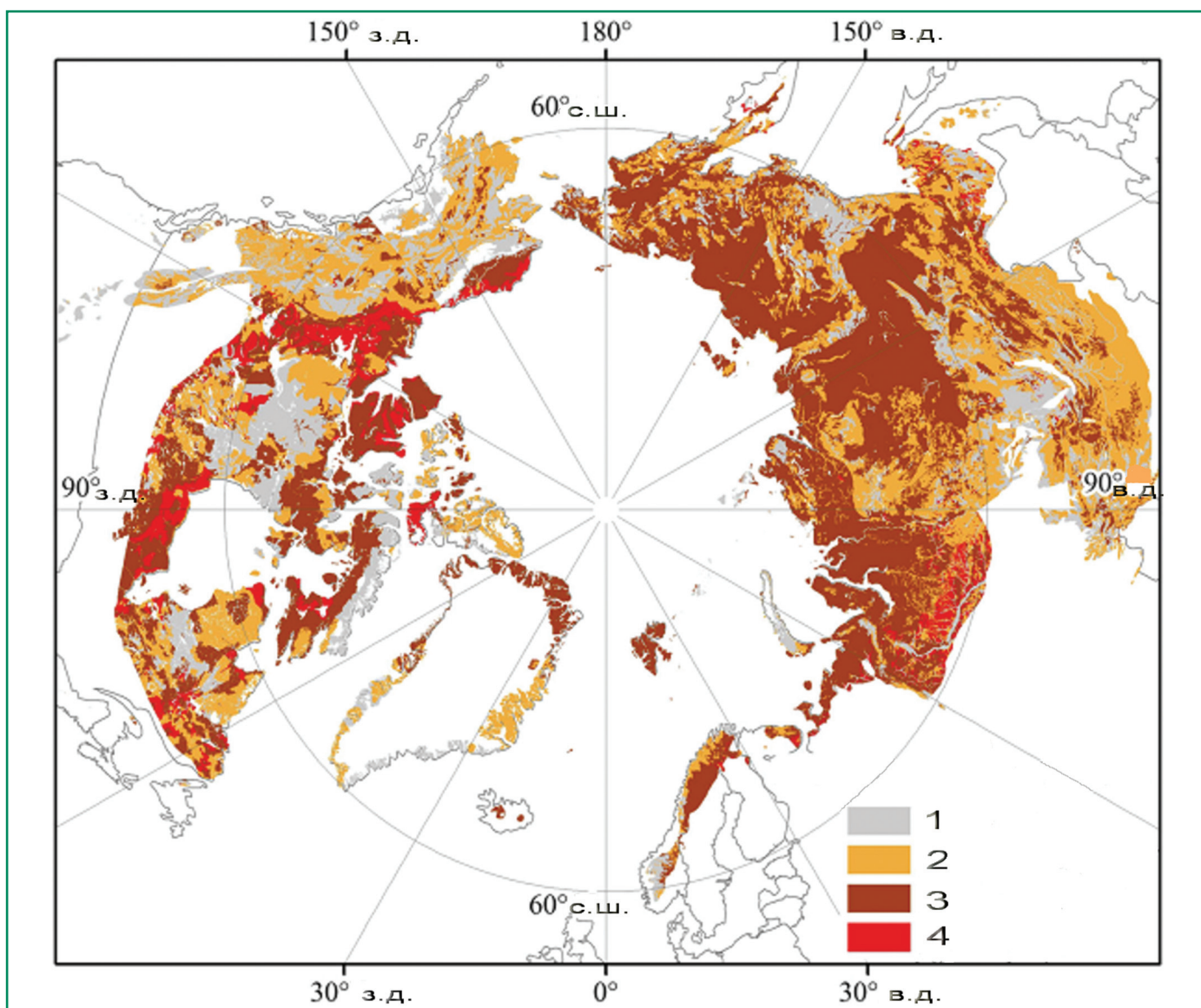


Рис. 4.5.14. Содержание почвенного органического углерода в северной приполярной области в зоне вечной мерзлоты на глубине от 0 до 100 см (по: Kuhry et al., 2013): 1 – 0–10 кг/м²; 2 – 10–25 кг/м²; 3 – 25–50 кг/м²; 4 – 50–100 кг/м².

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

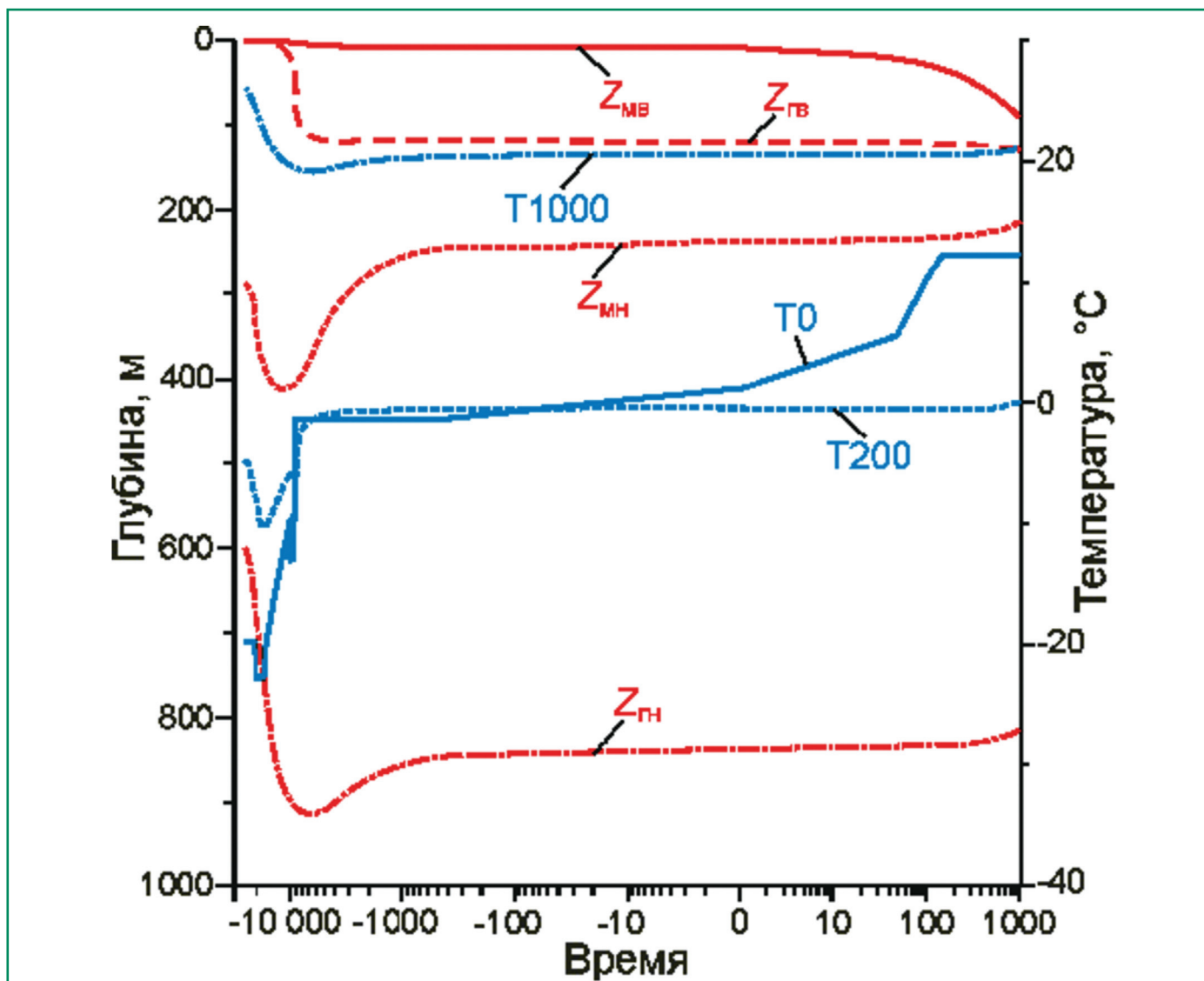


Рис. 4.5.15. Изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна (T_0), на глубинах 200 м (T_{200}) и 1000 м (T_{1000}) под ней), положения границ мерзлоты верхней (Z_{MB}) и нижней (Z_{MH}) и зоны устойчивого состояния гидратов (Z_{GH}). Время указано в годах, отмеченных по шкале в двойном логарифмическом масштабе, 0–2000 г. (Анисимов и др., 2012).

Шахова и др., 2009а, б), была выдвинута гипотеза об усилении транспорта в атмосферу высвобождающегося из шельфовых гидратов метана за счет увеличения газовой проницаемости многолетнемерзлых донных отложений и образования сквозных таликов, в том числе обусловленных современным потеплением.

Эта гипотеза вызывает большие споры у специалистов, многие из которых считают ее маловероятной. Так, в публикации (Анисимов и др., 2012), на основе синтеза данных наблюдений и результатов моделирования было показано, что современный вклад в среднегодовую глобальную

температуру воздуха за счет повышенной эмиссии метана на шельфе МВА составляет около 0.01°C . Даже для климатического сценария, в котором завышается возможный диапазон увеличения температуры придонных вод, к концу 3000 г. мощность верхнего оттаявшего слоя донных отложений будет порядка 90 м и не достигнет верхней границы зоны распространения гидратов, находящейся на уровне 100–140 м под дном шельфа. Таким образом, моделирование не подтверждает высказанный в работах Шаховой и Семилетова тезис об увеличении газовой проницаемости шельфа за счет таяния многолетне-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

мерзлых грунтов. Над глубинным слоем газовых гидратов на протяжении последующих нескольких столетий будет располагаться газонепроницаемая многолетняя мерзлота. Эти результаты иллюстрирует рисунок 4.5.15 (Анисимов и др., 2012), на котором показаны изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна и на глубинах 200 м и 1000 м под ней) и положения границ мерзлоты и зоны устойчивого состояния гидратов. Выводы этой работы не подтверждают широко обсуждаемую гипотезу о возможности “метановой катастрофы” на шельфе МВА.

Отсутствие в настоящее время данных наблюдений, которые позволили бы надежно оценить возможность значительного усиления эмиссии метана при таянии субаквальной вечной мерзлоты на шельфе МВА, приводит к тому, что эта проблема становится объектом многочисленных спекуляций, в том числе имеющих геополитический аспект. Можно привести аналогию с недавним прошлым в отношении предполагаемого усиления эмиссии метана при таянии болот криолитозоны Сибири, которое в ряде публикаций также называли “метановой бомбой”. Это совпало с пиком международных переговоров об учете и ограничении национальных выбросов парниковых газов и о торговле их квотами, в которых Россия занимала сильную позицию как страна, бореальные леса которой поглощают огромное количество атмосферного углерода, превосходящее национальный антропогенный выброс. Ряд государств попытались обыграть концепцию “метановой бомбы”, сместив акценты на переговорах таким образом, чтобы Россия по итоговому балансу радиационного воздействия парниковых газов перешла в разряд стран, усиливающих глобальное потепление. Это послужило мотивацией детального исследования, результаты которого приведены в публикациях (Анисимов и др., 2005; Анисимов, Ренева, 2011; Anisimov, 2007). Авторами была построена пространственно-распределенная математическая модель, учтены расположение и площадь многолетнемерзлых болот на территории России, рассчитаны изменения интенсивности эмиссии метана в меняющихся мерзлотно-климатических условиях и дана оценка радиационного воздействия. Результаты позволили

установить, что связанное с таянием многолетнемерзлых болот увеличение эмиссии метана к середине столетия составит дополнительно примерно 8–10 Тг в год, даже для наиболее радикального климатического сценария. Примечательно, что оценка современной эмиссии метана с шельфа МВА, по данным работы (Shakhova et al., 2010), составляет 7.9 Тг в год, т. е. практически совпадает с этой величиной. Такая эмиссия вызывает рост атмосферной концентрации метана примерно на 100 Тг или на 0.04 ppm, что увеличивает среднегодовую глобальную температуру приблизительно на 0.012°C. Эти результаты получили признание многих специалистов, что позволило снять сенсационный характер проблемы и создало условия для ее планомерного и глубокого научного изучения.

4.5.5. Последствия ожидаемых климатических изменений для баланса углерода почв России

Влияние ожидаемых климатических изменений на баланс углерода почв России было оценено с помощью различных модельных данных.

Анализ общей динамики запасов углерода всех почв России при изменении климата с учетом изменений в первичной продуктивности экосистем проводился только в контексте глобальных оценок. Так, в работе Елисеева (2011) показано, что средний глобальный запас углерода почв монотонно возрастает от доантропогенного значения 1849 ± 6 Гт С до 1916 ± 20 Гт С к 1961–1990 гг., далее до 1949 ± 31 Гт С к 2035–2065 гг. и до 1970 ± 65 Гт С к 2071–2100 гг. Однако изменение этой величины в XXI веке статистически незначимо. Основное накопление углерода отмечается в почвах тропиков и субтропиков, в то время как в более высоких широтах выявляются как регионы увеличения запасов углерода, так и его уменьшения, что характерно также для территории России (рис. 4.5.16).

При использовании сценариев выбросов парниковых газов A2, A1B и B1 (Nakicenovic et al., 2000), модельные расчеты показали, что общая пространственная структура изменений баланса углерода почв России при изменении климата в условиях различных сценариев будет достаточно

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

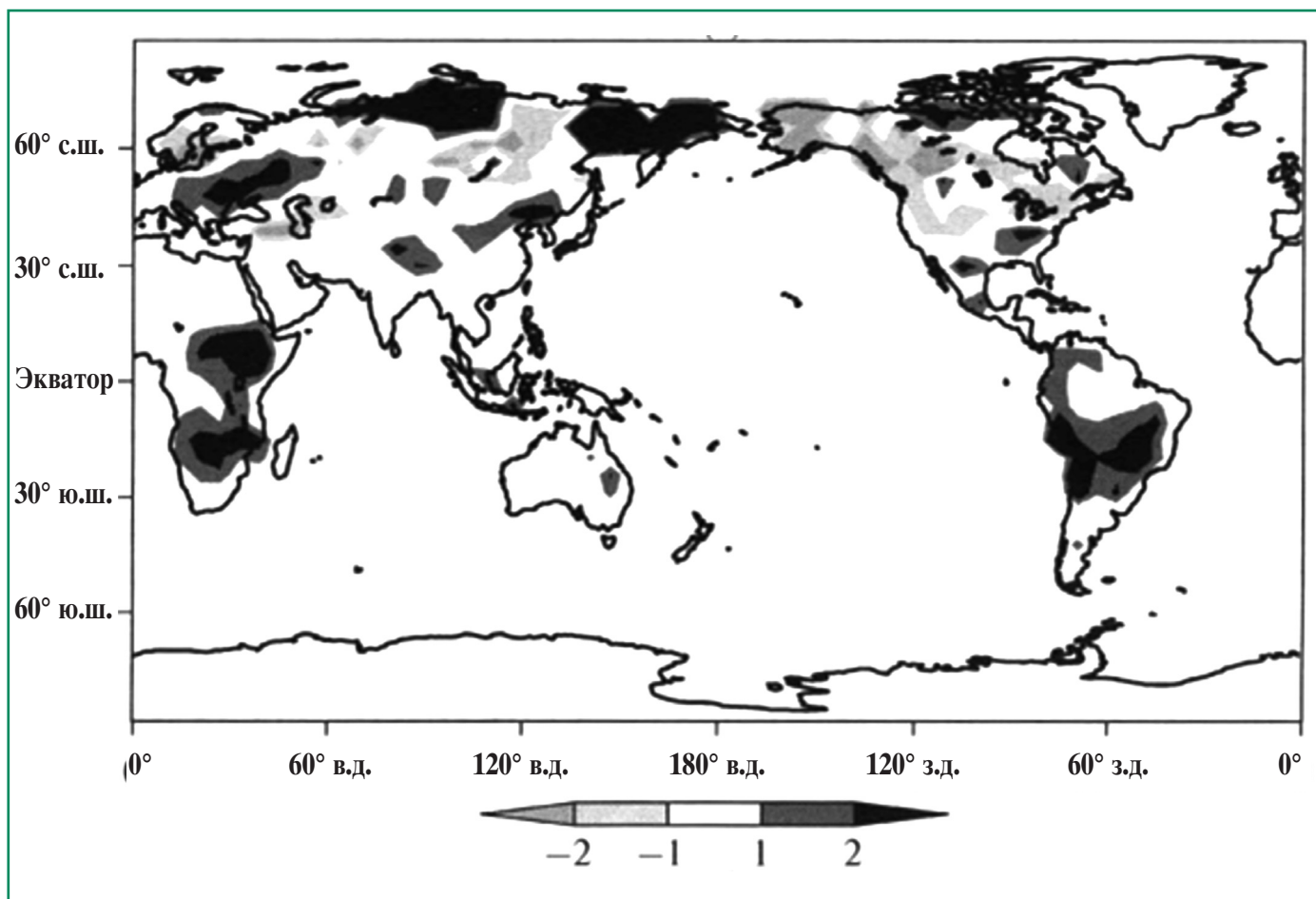


Рис. 4.5.16. Байесово среднее значение изменения запаса углерода в почве (кг С/м^2) в ансамблевых численных экспериментах между периодами 1961–1990 гг. и 2071–2100 гг. при сценарии антропогенного воздействия A1B (Елисеев, 2011).

сходна. Однако наблюдается большая разница в абсолютных значениях этих изменений в регионах. Наибольшее уменьшение запасов углерода почв произойдет при развитии сценария A2 (от -1 до $-5 \text{ кг С/м}^2 \text{ год}$). В меньшей степени запасы углерода почв снизятся в условиях сценария A1B и, особенно, сценария B1 (Уменьшения запасов почвенного углерода для последних двух сценариев составят от -0.5 до $2 \text{ кг С/м}^2 \text{ год}$) (Елисеев, 2011).

Применение ансамбля из 5 моделей для оценки изменений запасов углерода экосистем при изменении климата согласно сценарию A1B (Sitch et al., 2008) показало неоднозначность прогнозов изменений углерода почв (рис. 4.5.17). Так модели ORCHIDEE и TRIFFID (Cox et al., 2000) предсказывают значительное увеличение запасов почвенного углерода в высоких широтах северного полушария к 2099 г., в то время как Sheffield и HyLand модели дают не-

значительные величины накопления, а согласно расчетам по модели Lund-Potsdam-Jena запасы углерода почв северных широт сильно сократятся. При этом в прогнозе изменений углерода биомассы экосистем таких значимых расхождений между моделями не получено (Sitch et al., 2008). Следует учесть, что практически все модели этого типа или совсем не учитывают природных нарушений (в частности пожаров), или делают это очень приближенно, имеют ограниченное количество типов растительности и часто рассматривают “потенциальную растительность”.

Современный глобальный сток углерода в наземные экосистемы планеты, в соответствии с различными оценками, варьирует от 2.0 до 2.7 Гт С/год (Steffen et al., 1998; Ito, 2003; Global Carbon Project, 2011), причем практически весь он обусловлен лесами (Pan et al., 2011), а большая

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

В:

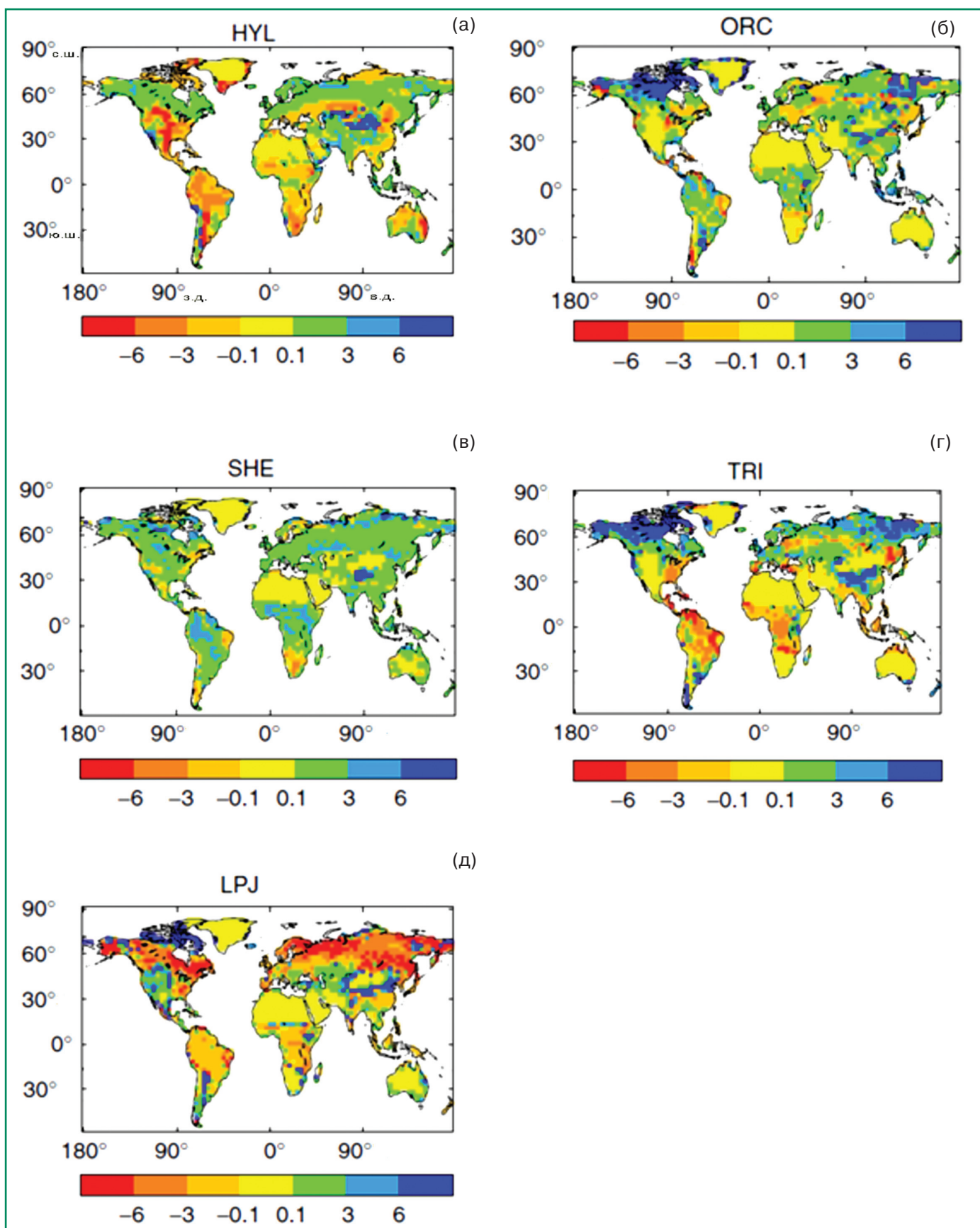


Рис. 4.5.17. Изменения запасов углерода почв, Гт С, между 1860 и 2099 гг. при сценарии антропогенного воздействия A1B по данным моделей: (а) HyLand (HYL), (б) ORCHIDEE (ORC), (в) Sheffield (SHE), (г) TRIFFID (TRI) и (д) Lund-Potsdam-Jena (LPJ) (по: Sitch et al., 2008).

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

его часть (≈ 1.7 Гт С/год) приходится на экосистемы северных умеренных широт (Ciais et al., 1995). Наземные экосистемы России обеспечивают в настоящее время не менее 1/5 части глобального стока CO_2 атмосферы (500–700 Гт С/год), главным образом за счет лесных территорий (90–95% общего стока), включая возобновившиеся лесом сельскохозяйственные угодья (Курганова, Кудеяров, 2012; Швиденко, Щепаченко, 2014). Значительная часть углерода поступает как в чистую продукцию экосистем, так и в его почвенный резервуар. Изменения этих составляющих углеродного стока в ответ на изменения климата неодинаковы в различных природно-климатических зонах России. Следует ожидать также перераспределения запасов углерода между резервуарами биомассы, почвы и подстилки в ответ на изменения климата. Согласно глобальным прогнозам (Елисеев, 2011; Sitch et al., 2008) общий бюджет углерода экосистем на территории России возрастет в первой половине XXI века, а затем начнет сокращаться. Расчеты трех моделей из пяти в работе (Sitch et al., 2008) свидетельствуют о вероятном сокращении стока углерода в наземные экосистемы России после 2050 г. (при сценарии A1B) по сравнению с доантропогенным уровнем. В XXI веке устойчивое поглощение CO_2 из атмосферы получено лишь для наземных экосистем внетропических широт Евразии, в первую очередь – сибирской тайги (Елисеев, 2011). Однако существующие модели не рассматривают возможные критические ситуации, когда региональное потепление порядка $+6-7^\circ\text{C}$ вызывает риск превращения бореальных лесов в “элемент переключения» (typing element) с последующей гибелью древесных пород, обладающих меньшей буферной способностью.

4.5.6. Адаптационные мероприятия по снижению воздействия изменения климата на баланс углерода почв России

Возможные меры по адаптации к изменениям климата в сельском хозяйстве включают: изменения в специализации сельскохозяйственного производства при смене севооборотов и размещении культур, изменение сроков посева и уборки, изменение объемов внесения органических и мине-

ральных удобрений, внедрение комплекса мер по созданию достаточной кормовой базы для животноводства. В этом случае есть возможность осуществления “лабильных” решений, позволяющих оперативно расширять, либо уменьшать площади земель под зерновыми, пропашными культурами и многолетними травами, вводить более скороспелые сорта, осуществлять замену культур, вводя более засухоустойчивые или теплолюбивые, промежуточные и подсевные культуры, оптимизировать сроки обработок почвы и внесения удобрений с учетом экономической целесообразности всех перечисленных выше мер. Применение адаптационных мер позволяет снизить эмиссию CO_2 пахотными почвами на 30–45% (Романенков и др., 2009).

Расчеты для Северо-Западного и Центрального ФО показывают, что в период до 2070 г. комплекс адаптационных мер обеспечивает рост урожайности при расширенном воспроизводстве плодородия почв, что позволяет получить максимальную прибыль региональной системы ведения хозяйства. Установлено, что для Нечерноземной зоны влияние климата проявляется в большей степени в растениеводческом секторе по сравнению с сектором животноводства. Данные регионы можно рассматривать как наиболее перспективные для осуществления адаптационных мер, которые могут иметь существенный выигрыш от изменения климата, но должна быть обеспечена адекватность во времени адаптационных программ, поскольку их реализация, включая дополнительное депонирование углерода, максимальна около 2015–2040 гг. Увеличение площади потенциальных потерь ранее накопленного углерода происходит в 2050–2060 гг., прежде всего за счет ожидаемой потери углерода на слабокультуренных почвах (Романенков и др., 2009).

В лесных почвах доступный для растений азот является лимитирующим фактором, поэтому усиление азотного питания при повышении температуры в этих типах экосистем приведет к увеличению фотосинтетической активности и поглощения CO_2 . Однако повышение доступности азота при глобальном потеплении может оказаться кратковременным, пока запасы лабильного органического вещества не будут ис-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

черпаны, и весь минерализованный азот не перейдет в биомассу высших растений (Luo et al., 2004). Кроме того, интенсивность фотосинтеза может лимитироваться недостатком иных элементов. Таким образом, для реализации эффекта стимулирования фотосинтеза, смягчающего глобальное потепление, необходимо увеличение применения удобрений, в особенности азотных (Langley, Megonigal, 2010).

Леса должны адаптироваться не только к трендовым климатическим изменениям, но также к увеличивающейся изменчивости климата, наряду с возрастанием рисков, связанных с экстремальными погодными явлениями и высоко вероятным критическим возрастанием частоты и интенсивности природных нарушений. Разработка стратегии и комплексной программы адаптации лесов России к глобальным изменениям, включающая систему генетических, лесоводственных, институциональных, социальных и прочих мероприятий, является срочной сегодняшней задачей (Швиденко, Щепашенко, 2013). Одной из важнейших задач такой стратегии является управление углеродным бюджетом лесных экосистем, где почва играет определяющую роль.

Адаптационные меры для торфяных почв, прежде всего, относятся к мероприятиям по обводнению и восстановлению ранее осушенных торфяных болот. Повышение уровня грунтовых вод приводит к значительному сокращению эмиссии CO_2 из торфяных почв, превращая их при оптимальных условиях в перспективе в поглотителя диоксида углерода. Прекращается, если имела место, эмиссия N_2O . В большинстве случаев увеличивается эмиссия CH_4 . Однако результирующий баланс парниковых газов из торфяных почв после обводнения зависит от многих факторов, в том числе типа болотных угодий, практики управления, глубины грунтовых вод, типа растительности, количества осадков, температуры и др. (Fenner, Freeman, 2011). В среднем оценивается, что совокупный выброс CO_2 и N_2O (в эквиваленте CO_2) от осушенных торфяников, как правило, больше, чем совокупные выбросы CH_4 , CO_2 и N_2O (в эквиваленте CO_2) от обводненных почв (Couwenberg et al., 2011). Таким образом, меры по восстановлению уровня грунтовых

вод болотных экосистем не только уменьшают выбросы парниковых газов в атмосферу, но и сокращают суммарные потери почвенного углерода.

На эксплуатируемых осушенных торфяниках целесообразно проводить адаптационные мероприятия по поддержке увлажненности почв, культивации многолетних культур, устойчивых к повышенной влажности, минимизации вспашки (Jauhiainen et al., 2012), противопожарной защите, уменьшению доз вносимых удобрений (Assessment..., 2008).

В целом, общепринятые меры по защите почв от деградации следует также отнести к адаптационным при изменении климата, т. к. они позволяют сократить потери и сохранить запасы почвенного органического вещества. Эти меры включают: защиту против ветровой и водной эрозии почв, противопожарные мероприятия, рекультивацию нарушенного почвенного покрова, целесообразное использование земель, защиту почв от загрязнения и др.

4.5.7. Заключение

Суммируя оценки баланса и запасов углерода, сделанные для почв различных типов экосистем России, можно заключить, что в долгосрочной перспективе при изменении климата на большей части территории страны будут складываться условия для увеличения эмиссии CO_2 почвами и сокращения запасов почвенного углерода. При этом географическое распределение изменений неоднородно: выделяются регионы, теряющие углерод, и также обнаруживаются области интенсивной аккумуляции углерода в почвах. Сделать однозначный вывод о величине ожидаемых изменений запасов почвенного углерода и даже о знаке результирующей по территории страны в настоящее время сложно. Необходимо учитывать также величину и продолжительность вероятного изменения величины первичной продукции различных экосистем. Предположения, представленные в тексте первого Оценочного доклада (2008а, б), по будущим благоприятным изменениям климатических условий, способствующих накоплению органического углерода в почвах на большей территории

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

ЕЧР, а также в АЧР южнее 60° с.ш. от Урала до побережья на Дальнем Востоке, могут оправдаться только частично и, по-видимому, только в краткосрочной перспективе.

Согласно полученным результатам по моделированию изменений дыхания почв России (эмиссия CO_2 в результате минерализации органического вещества), к 2020 году почвенное дыхание возрастет по сравнению с базовым периодом 1981–2000 гг. в среднем для страны на 6%, а к 2050 году на 17%, и может составить около 3.6 и 4.0 Гт С/год соответственно. При этом наблюдаются как зоны интенсивного роста, так и небольшие районы с понижением интенсивности дыхания. Такие понижения связаны с дефицитом осадков. Наиболее интенсивный рост почвенного дыхания наблюдается в зонах тундры и северной тайги, где температура является основным лимитирующим фактором и ее повышение дает существенный отклик.

Ожидаемое повышение влажности почв на преобладающей территории России может привести к усилению метаногенеза и интенсивности денитрификации, то есть, в конечном счете, к росту эмиссий CH_4 и N_2O .

В лесных экосистемах можно ожидать перераспределения запасов углерода и азота в системе почва–растение, т. е. уменьшению запасов в почве и дополнительному накоплению в биомассе. При изменении климата уровень эмиссии CO_2 почвами лесных экосистем возрастает примерно на 15%, однако повышение продуктивности древостоев перекрывает это увеличение. С учетом возрастающего количества древесины, изымаемого при рубках, и увеличения площадей и интенсивности лесных пожаров, следует ожидать, что общий бюджет углерода лесных экосистем будет уменьшаться (Комаров и др., 2006; FAO, 2012).

В почвах пахотных земель ЕЧР при неизменном землепользовании следует ожидать уменьшения запасов углерода в XXI веке. Возможные потери за 70 лет могут составить от 9 до 12% от общего запаса С в пахотных почвах РФ в слое 0–20 см. При неизменной системе хозяйствования к 2070 г. слабое (до 2 т С/га за 70 лет) накопление органического С подзолистыми почвами

прогнозируется только в Смоленской, Тверской, Псковской, Новгородской, Калининградской областях для климатического сценария A1FI. Для остальных областей в тот же период прогнозируется потеря исходных запасов углерода до 8 т С/га для Пермской и юга Московской области. Внедрение комплекса адаптационных мер позволит за этот же период снизить потери на 30–45% (Романенков и др., 2009).

Резкое сокращение площадей обрабатываемых угодий в РФ в 1990-х гг. обусловило появление дополнительного стока атмосферного CO_2 в результате аккумуляции углерода почвами залежных земель, которое оценивается около 74 ± 22 Мт С/год (Курганова, 2010). В будущем следует ожидать уменьшения ежегодного поглощения атмосферного углерода залежными землями на территории России даже при стационарном климате (Романовская, 2008б). Воздействие прогнозируемых изменений температуры и влажности на аккумуляцию углерода почвами залежных земель неоднородно. Так, сокращение аккумуляции вероятно на большей территории АЧР и Центрально-Черноземной зоны (от –11 до –32%), увеличение – в СЗФО и ЦФО (до +27%). В южных районах ЕЧР и Восточной Сибири значимая разница в накоплении углерода залежными землями при стабильном климате и при его изменении не обнаружена.

Торфяно-болотные почвы могут увеличивать эмиссию CO_2 в атмосферу при повышении температуры и падении уровней болотных вод (Kurbatova et al., 2009). Изменение климата может оказать воздействие на торфяно-болотные почвы всех регионов, среди которых отмечаются наиболее уязвимые объекты (Assessment..., 2008; Экосистемы болот, 2004). Самые высокие значения связывания углерода отмечаются для мелкоотторфованных земель и мелкозалежных болот, которые, однако, наиболее подвержены изменению климата. При увеличении температур и сокращении осадков, росте вероятности неблагоприятных погодных явлений (засух, ливневых осадков, сильных ветров и др.) может происходить нарушение растительного покрова, в результате прекращается образование торфа, резко возрастает его уязвимость к водной и ветровой эрозии, деструкции и разложению, механическо-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

му воздействию техники, скота и пр. Увеличение частоты засух повышает опасность торфяных пожаров в лесной и других природных зонах. Может усиливаться водная и ветровая эрозия, деградация торфяных почв в горах, в степных и лесостепных районах. Растущая засушливость климата, как в ряде регионов Центральной Азии (Lu et al., 2009), и снижение продуктивности пастбищ может сместить скот на более влажные местообитания с менее устойчивыми к механическому воздействию торфяными почвами (Минаева, Сирин, 2011).

Усиление таяния мерзлоты в северных широтах приведет к изменению гидрологического и термического режимов полигональных и бугристых болот, заболоченных тундр (Minayeva, Sirin, 2010). Это затронет и более южные районы АЧР, где реликтовые мерзлые торфяно-болотные почвы встречаются до южных границ страны.

В зоне многолетнемерзлых болот на территории России, возможное таяние приведет к увеличению эмиссии CH_4 к середине XXI столетия дополнительно примерно на 8–10 Тг в год, даже для наиболее радикального климатического сценария. Такая эмиссия вызовет рост атмосферной концентрации CH_4 примерно на 100 Тг или на 0.04 ppm, что увеличивает среднегодовую глобальную температуру приблизительно на 0.012°C. Показано, что современный вклад в среднегодовую глобальную температуру воздуха за счет повышенной эмиссии CH_4 на шельфе морей восточной Арктики составляет около 0.01°C. Даже для климатического сценария, в котором завышается возможный диапазон увеличения температуры придонных вод, к концу 3000 г. мощность верхнего оттаявшего слоя донных отложений будет порядка 90 м и не достигнет верхней границы зоны распространения гидратов, находящейся на уровне 100–140 м под дном шельфа (Анисимов и др., 2012).

В результате изменения климата следует ожидать перераспределения запасов углерода между резервуарами биомассы, почвы и подстилки. Согласно глобальным прогнозам (Елисеев, 2011; Sitch et al., 2008) общий бюджет углерода экосистем на территории России возрастет в первой половине XXI века, а затем начнет

сокращаться. В XXI веке устойчивое поглощение CO_2 из атмосферы получено лишь для наземных экосистем внетропических широт Евразии, в первую очередь – сибирской тайги (Елисеев, 2011).

4.5.8. Литература

- Алексеев В. В., Киселева С. В., Чернова Н. И., 1999.** Рост концентрации CO_2 в атмосфере — всеобщее благо?, *Природа*, № 9, с. 3–13.
- Анисимов О. А., Борзенкова И. И., Лавров С. А., Стрельченко Ю. Г., 2012.** Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики в контексте прошлых и будущих изменений климата, *Лед и Снег*, т. 118, № 2, с. 97–105.
- Анисимов О. А., Величко А. А., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Мохов И. И., Нечаев В. П., 2002.** Влияние изменений климата на вечную мерзлоту в прошлом, настоящем и будущем, *Известия РАН, Физика атмосферы и океана*, т. 38, № 1, с. 25–39.
- Анисимов О. А., Лавров С. А., Ренева С. А., 2005.** Эмиссия метана из многолетнемерзлых болот России в условиях изменения климата, в кн.: *Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем*, СПб, Гидрометеоиздат, т. XX, с. 124–142.
- Анисимов О. А., Ренева, С. А., 2011.** Углеродный баланс в криолитозоне России и глобальный климат: современное состояние и прогноз, основанный на моделировании, в кн.: *Полярная криосфера и воды суши. Вклад России в Международный полярный год 2007/08*, М., СПб., Paulsen Editions.
- Базилевич Н. И., Родин Л. Е., 1971.** Продуктивность и круговорот элементов в естественных и культурных фитоценозах, в кн.: *Биологическая продуктивность и круговорот химических элементов в растительных сообществах*, Л., Наука, с. 5–32.
- Бакаева З. М., Замоладчиков Д. Г., Грабовский В. И., 2009.** Прогноз углеродного бюджета лесов Северного Кавказа по модели CBM_CFS, *Проблемы региональной экологии*, № 1, с. 51–56.

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

- Быховец С. С., Комаров А. С., 2002.** Простой статистический имитатор климата почвы с месячным шагом, Почвоведение, № 4, с. 443–452.
- Вомперский С. Э., Сирин А. А., Сальников А. А., Цыганова О. П., Валяева Н. А., 2011.** Оценка площади болотных и заболоченных лесов России, Лесоведение, № 5, с. 1–9.
- Вомперский С. Э., Цыганова О. П., Ковалев А. Г., Глухова Т. В., Валяева Н. А., 1999.** Заболоченность территории России как фактор связывания атмосферного углерода, в кн.: Глобальная эволюция биосферы. Антропогенный вклад, М., Научный Совет НТП “Глобальные изменения природной среды и климата”, с. 124–144.
- Глаголев М. В., Чистотин М. В., Шнырев Н. А., Сирин А. А., 2008.** Летне-осенняя эмиссия диоксида углерода и метана осушенными торфяниками, измененными при хозяйственном использовании, и естественными болотами (на примере участка Томской области), Агрохимия, № 5, с. 56–68.
- Динамика баланса гумуса на пахотных землях Российской Федерации, 1998.** Госкомзем России, М., РосНИИземпроект, 49 с.
- Елисеев А. В., 2011.** Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты, Известия РАН, Физика атмосферы и океана, № 47 (2), с. 147–170.
- Заварзин Г. А., 2004.** Лекции по природоведческой биологии, М.: Наука, 348 с.
- Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Коровин Г. Н., 2009.** Управление бюджетом углерода лесов Дальнего Востока России: прогнозный анализ по модели CBM_CFS, Лесная таксация и лесоустройство, вып. 1 (41), с. 98–103.
- Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Коровин Г. Н., Курц В., 2008.** Оценка и прогноз углеродного бюджета лесов Вологодской области при помощи канадской модели CBM_CFS, Лесоведение, № 6, с. 3–14.
- Замолодчиков Д. Г., 2011.** Системы оценки и прогноза запасов углерода в лесных экосистемах. 1, Устойчивое лесопользование, № 4 (29), с. 15–22.
- Замолодчиков Д. Г., 2012.** Системы оценки и прогноза запасов углерода в лесных экосистемах. 2, Устойчивое лесопользование, № 1 (30), с. 41–49.
- Замолодчиков Д. Г., Коровин Г. Н., Уткин А. И., Честных О. В., Сонген Б., 2005.** Углерод в лесном фонде и сельскохозяйственных угодьях России, М., Товарищество научных изданий КМК, 200 с.
- Израэль Ю. А., Сиротенко О. Д., 2003.** Моделирование влияния изменений климата на продуктивность сельского хозяйства в России, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–17.
- Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013.** Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 569, с. 76–98.
- Кизилова А. К., Сирин А. А., Кравченко И. К., 2011.** Микроорганизмы цикла метана в естественных торфяных почвах и гидрологических элементах осушенных торфяников, Известия Самарского научного центра Российской академии наук, т. 13, № 1(5), с. 1204–1207.
- Климанов В. А., Сирин А. А., 1997.** Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3 000 лет, Доклады Академии Наук, т. 354, № 5, с. 683–686.
- Кобак К. И., 1988.** Биотические компоненты углеродного цикла, Л., Гидрометеиздат, 248 с.
- Комаров А., Припутина И., Михайлов А., Чертов О., 2006.** Биогеохимический цикл углерода в лесных экосистемах центра Европейской России и его техногенные изменения, в кн.: Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв, М., Наука, с. 362–377.
- Комаров А. С., Чертов О. Г., Михайлов А. В., Надпорожская М. А., Припутина И. В., Быховец С. С., Ларионова А. А., Грабарник П. Я., Зудин С. Л., Зубкова Е. В., Зудина Е. В., Шанин В. Н., Андриенко Г., Андриенко Н., Мартынкин А. В., Морен Ф., Абакумов Е. В.,**

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Лукьянов А. М., Кубасова Т. С., Бхатти Дж., Шоу С., Аппс М., Бобровский М. В., Ханина Л. Г., Смирнов В. Э., Глухова Е. М., 2007. Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах, М., Наука, 380 с.
- Кудеяров В. Н., 1994. Выделение углекислого газа почвенным покровом России, Природа, № 7, с. 37–43.
- Кудеяров В. Н., Курганова И. Н., 2005. Дыхание почв России: анализ базы данных, многолетний мониторинг, общие оценки, Почвоведение, № 9, с. 1112–1121.
- Кудеяров В. Н., Хакимов Ф. И., Деева Н. Ф., Ильина А. А., Кузнецова Т. В., Тимченко А. В., 1995. Оценка дыхания почв России, Почвоведение, № 1, с. 33–42.
- Курганова И. Н., 2010. Эмиссия и баланс диоксида углерода в наземных экосистемах России, Автореферат диссертации доктора биологических наук, М., 50 с.
- Курганова И. Н., Кудеяров В. Н., 2012. Экосистемы России и глобальный бюджет углерода, Наука в России, № 5, с. 25–33.
- Курганова И. Н., Лопес де Гереню В. О., Петров А. С., Мякшина Т. Н., Сапронов Д. В., Аблеева В. А., Кудеяров В. Н., 2011. Влияние наблюдаемых климатических изменений и экстремальных погодных явлений на эмиссионную составляющую углеродного цикла в различных экосистемах южно-таежной зоны, Доклады РАН, т. 441, № 6, с. 845–849.
- Ларионова А. А., Розанова Л. Н., Евдокимов И. В., Ермолаев А. М., 2002. Баланс углерода в естественных и антропогенных экосистемах на серых лесных почвах, Почвоведение, № 2, с. 177–185.
- Люри Д. И., Горячкин С. В., Караваева Н. А., Денисенко Е. А., Нефедова Т. Г., 2010. Динамика сельскохозяйственных земель в России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв, М., Геос, 416 с.
- Люри Д. И., Горячкин С. В., Караваева Н. А., Денисенко Е. А., 2008. Закономерности вывода из оборота сельскохозяйственных земель в России и мире и процессы постагрогенного развития залежей, в кн.: Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного оборота, М., ФГНУ Росинфорагротех, с. 45–71.
- МГЭИК, 2007. Изменения климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата, под ред. Пачаури Р. К., Райзингер А. и основной группы авторов, МГЭИК, Женева, Швейцария, 104 с.
- Минаева Т. Ю., Сирин А. А., 2002. Торфяные пожары – причины и пути предотвращения, Наука и промышленность России, № 9, с. 3–8.
- Минаева Т. Ю., Сирин А. А., 2011. Биологическое разнообразие болот и изменение климата, Успехи современной биологии, т. 131, № 4, с. 393–406.
- Минаева Т. Ю., Трофимов С. Я., Чичагова О. А., Дорофеева Е. И., Сирин А. А., Глушков И. В., Михайлов Д. Н., Кромер Б., 2008. Накопление углерода в почвах лесных и болотных экосистем Южного Валдая в Голоцене, Изв. РАН, серия Биологическая, № 5, с. 607–616.
- Орлов Д. С., Бирюкова О. Н., Суханова Н. И., 1996. Органическое вещество почв Российской Федерации, М., Наука, 256 с.
- Орлов Д. С., 1999. Запасы, поступление и круговорот органического углерода в почвах России, в кн.: Глобальные изменения природной среды и климата, Круговорот углерода на территории России, М., Министерство общего и профессионального образования Российской Федерации, с. 271–299.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации., 2008а. т. I. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации., 2008б. т. II. Последствия изменений климата. М., Росгидромет, 288 с.
- Панкова Е. И., Новикова А. Ф., 2000. Деграционные почвенные процессы на сельскохозяйственных землях России, Почвоведение, № 3, с. 366–379.

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

- Регионы России: социально-экономические показатели, 2006.** М., Росстат, 984 с.
- Романенков В. А., Сиротенко О. Д., Рухович Д. И., Романенко И. А., Шевцова Л. К., Королева П. В., 2009.** Прогноз динамики запасов органического углерода пахотных земель Европейской территории России, М., ВНИИА, 96 с.
- Романовская А. А., 2008а.** Запасы почвенного органического углерода залежных земель, в кн.: Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного оборота, М., ФГНУ Росинфорагротех, с. 354–357.
- Романовская А. А., 2008б.** Основы мониторинга антропогенных эмиссий и стоков парниковых газов (CO_2 , N_2O , CH_4) в животноводстве, при сельскохозяйственном землепользовании и изменении землепользования в России, Автореферат диссертации доктора биологических наук, М., 40 с.
- Росстат, 2005–2011.** Российский статистический ежегодник, Статистический сборник, М., Росстат РФ.
- Сельское хозяйство, охота и лесоводство в России, 2004.** Статистический сборник, М., Росстат, 478 с.
- Сирин А., Минаева Т., Возбранная А., Барталев С., 2011а.** Как избежать торфяных пожаров? Наука в России, № 2, с. 13–21.
- Сирин А. А., Суворов Г. Г., Глаголев М. В., Чистотин М. В., Минаева Т. Ю., 2011б.** Антропогенные изменения торфяных болот в России: возможные последствия для эмиссии и поглощения парниковых газов, материалы Третьего Международного полевого симпозиума (Ханты-Мансийск, 27.06–5.07.2011), акад. С. Э. Вомперский (ред.), Новосибирск, с. 200–201.
- Сирин А. А., Суворов Г. Г., Чистотин М. В., Глаголев М. В., 2012.** О значениях эмиссии метана из осушительных каналов, Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, т. 3. № 2 (6), EDCCrар0005, с. 1–10.
- Сиротенко О. Д., Абашина Е. В., 2008.** Современные климатические изменения продуктивности биосферы России и сопредельных стран, Метеорология и гидрология, № 4, с. 101–107.
- Сиротенко О. Д., Клещенко А. Д., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2004.** Моделирование влияния изменений климата на агроклиматические ресурсы, биоклиматический потенциал и продуктивность региональных экосистем на примере Калужской области, в кн.: Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук, вып. 6, Калуга, Полиграф-Информ, с. 446–455.
- Сиротенко О. Д., Грингоф И. Г., 2006.** Оценки влияния ожидаемых изменений климата на сельское хозяйство Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 8, с. 92–101.
- Сиротенко О. Д., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2007.** Современные климатические изменения теплообеспеченности, увлажненности и продуктивности агроферы России, Метеорология и гидрология, № 8, с. 90–103.
- Смагин А. В., Садовникова Н. Б., Смагина М. В., Глаголев М. В., Шевченко Е. М., Хайдапова Д. Д., Губер А. К., 2001.** Моделирование динамики органического вещества почв, М., Изд-во МГУ, 120 с.
- Суворов Г. Г., Чистотин М. В., Сирин А. А., 2010.** Влияние растительности и режима увлажнения на эмиссию метана из осушенной торфяной почвы, Агрохимия, № 12, с. 37–45.
- Торфяные болота России: к анализу отраслевой информации, 2001.** Сирин А. А., Минаева Т. Ю. (ред.), М., Изд-во Геос, 190 с.
- Фридланд, В. М. (ред.), 1988.** Почвенная карта РСФСР масштаба 1:2500000, М., ГУГК.
- Ханина Л. Г., Бобровский М. В., Комаров А. С., Михайлов А. В., Быховец С. С., Лукьянов А. М., 2006.** Моделирование динамики разнообразия лесного напочвенного покрова, Лесоведение, № 1, с. 70–80.
- Чертов О. Г., Комаров А. С., Надпорожская М. А., Михайлов А. В., Быховец С. С., Зудин С. Л., Зубкова Е. В., 2007.** Динамическое моделирование процессов трансформации органического вещества почв. Имитационная модель ROMUL, СПб, Изд-во Санкт-Петербургского университета, 96 с.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Честных О. В., 1998.** Почвы Северной Евразии. Компьютерная база данных, М., ЦЭПЛ РАН, МГУ.
- Честных О. В., Замолотчиков Д. Г., Уткин А. И., Коровин Г. Н., 1999.** Распределение запасов органического углерода в почвах лесов России, Лесоведение, № 2, с. 13–21.
- Чистотин М. В., Сиринов А. А., Дулов Л. Е., 2006.** Сезонная динамика эмиссии углекислого газа и метана при осушении болота в Московской области для добычи торфа и сельскохозяйственного использования, Агрохимия, № 6, с. 54–62.
- Чудинова С. М., Быховец С. С., Сорокинов В. А., Барри Р., Жанг Т., Гиличинский Д. А. и др., 2003.** Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата, Криосфера Земли, т. 7, № 3, с. 23–30.
- Шанин В. Н., Михайлов А. В., Быховец С. С., Комаров А. С., 2010.** Глобальные изменения климата и баланс углерода в лесных экосистемах бореальной зоны: имитационное моделирование как инструмент прогноза, Изв. РАН, серия биол., № 6, с. 719–730.
- Шахова, Н. Е., Юсупов В. А., Салюк А. Н., Космач Д. А., Семилетов И. П., 2009а.** Антропогенный фактор и эмиссия метана на Восточно-Сибирском шельфе, Доклады Академии Наук, № 3, с. 398–401.
- Шахова, Н. Е., Сергиенко В. И., Семилетов И. П., 2009б.** Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана, Вестник РАН, № 6, с. 507–518.
- Шахова, Н. Е., Семилетов И. П., Сергиенко В. И., Салюк А. Н., Бельчева Н. Н., Космач Д. А., 2008.** Состояние вопроса о роли Восточно-Сибирского шельфа в современном цикле метана, в кн.: Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы, В. М. Котляков (ред.), М., с. 164–176.
- Швиденко А. З., Щепашенко Д. Г., 2013.** Климатические изменения и лесные пожары в России, Лесоведение, № 5, с. 50–61.
- Швиденко А. З., Щепашенко Д. Г., 2014.** Углеродный бюджет лесов России, Сибирский лесной журнал, № 1, с. 69–92.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н., 2012.** Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине XXI века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–23.
- Щепашенко Д. Г., Швиденко А. З., Мухортова Л. В., Щепашенко М. В., 2011.** Почва в оценке биосферной роли наземных экосистем России, в сб.: Материалы Международной научной конференции “Ресурсный потенциал почв – основа продовольственной и экологической безопасности России”, Санкт-Петербург 1–4 Марта 2011 г., СПб., СПбГУ, ISBN 978-5-288-05155-5, с. 511–512.
- Щепашенко Д. Г., Мухортова Л. В., Швиденко А. З., Ведрова Э. Ф., 2013.** Запасы органического вещества в почвах России, Почвоведение, № 2, с. 123–132.
- Экосистемы болот., 2004.** В кн.: Состояние биоразнообразия природных экосистем России, Орлов В. А., Тишков А. А. (ред.), М., НИИ-Природа, с. 103–113.
- Alcamo J., Dronin N., Endejan M., Golubev G., Kirilenko A., 2007.** A new assessment of climate change impacts on food production shortfalls and water availability in Russia, Global Environmental Change, vol. 17, pp. 429–444.
- Anisimov O., 2007.** Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission, Environmental Research Letters, vol. 2, no. 4, 045016, doi:10.1088/1748-9326/2/4/045016.
- Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report., 2008.** Parish F., Sirin A., Charman D., Joosten H., Minayeva T., Silvius M., Stringer L. (eds.), Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen, 179 p. http://www.imcg.net/media/download_gallery/books/assessment_peatland.pdf
- Belelli Marchezini L., 2007.** Analyses of the carbon cycle of steppe and old field ecosystems of Central Asia, PhD thesis, 227 pp. (available at <http://www.unitus.it>).
- Bellamy P. H., Loveland P. J., Bradley R. I., Lark R. M., Kirk G. J. D., 2005.** Carbon loss-

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

- es from all soils across England and Wales 1978–2003, *Nature*, no. 437 (8), pp. 245–248.
- Bond-Lamberty B., Thomson, A., 2010.** Temperature-associated increases in the global soil respiration record, *Nature*, no. 464, pp. 579–583.
- Chertov O. G., Komarov A. S., Nadporozhskaya M. A., Bykhovets S. S., Zudin S. L., 2001.** ROMUL – a model of forest soil organic matter dynamics as a substantial tool for forest ecosystem modeling, *Ecological Modelling*, no. 138, pp. 289–308.
- Chertov O. G., Komarov A. S., Bykhovets S. S., Kobak K. I., 2002.** Simulated soil organic matter dynamics in forests of the Leningrad administrative area, North-western Russia, *Forest Ecology and Management*, vol. 169, pp. 29–34.
- Ciais P., Canadell J., Luyssaert S., Chevallier F., Shvidenko A., Poussi Z., Jonas M., Peylin P., King A., Schulze E. D., Piao S., Rodenbeck C., Peters W., Breon F. M., 2010.** Can we reconcile atmospheric estimates of the Northern terrestrial carbon sink with land-based accounting? *Current Opinion in Environmental Sustainability*, no. 2, pp. 225–230.
- Ciais P., Tans P. P., Trolier M., White J. W. C., Francey R. J., 1995.** A large northern hemisphere terrestrial CO₂ sink indicated by the 13C/12C ratio of atmospheric CO₂, *Science*, vol. 269, pp. 1098–1102.
- Climate impacts in Russia: changes in carbon storage and exchange., 2010.** Report prepared by Rutger Dankers, Oleg Anisimov, Pete Falloon, Jemma Gornall, Svetlana Reneva, Andy Wiltshire, October 2010, met Office Hadley Centre, Exeter, United Kingdom, State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia, 118 p.
- Conant R. T., Ryan M. G., Agren G. I., Birge H. E., Davidson E. A., Eliasson, Evans S. E., Frey S. D., Giardina C. P., Hopkins F. M., Hyvonen R., Kirschbaum M. F., Lavallee J. M., Leifeld J., Parton W. J., Steinweg L. M., Wallenstein M. D., Wetterstedt M., Bradford M. A., 2011.** Temperature and soil organic matter decomposition rates—synthesis of current knowledge and a way forward, *Global Change Biology*, vol. 17, pp. 3392–3404, doi: 10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x
- Couwenberg J., Thiele A., Tanneberger F., Augustin J., Barisch S., Dubovik D., Liashchynskaya N., Michaelis D., Minke M., Skuratovich A., Joosten H., 2011.** Assessing greenhouse gas emissions from peatlands using vegetation as a proxy, *Hydrobiologia*, no. 674, pp. 67–89.
- Cox P. M., Betts R. A., Jones C. D., Spall S. A., Totterdel I. J., 2000.** Acceleration of global warming due to carbon due to carbon cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, no. 408, pp. 184–187.
- Davidson E. A., Janssens I. A., 2006.** Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change, *Nature*, no. 440, pp. 165–173.
- Dolman A. J., Shvidenko A., Schepaschenko D., Ciais P., Tchebakova N., Chen T., van der Molen M. K., Beletti Marchsini L., Maximov T. C., Maksyutov S. and Schulze E.-D., 2012.** An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory based, eddy covariance and inversion methods, *Biogeosciences*, no. 9, pp. 5323–5340.
- Dorrepaal E., Toet S., Logtestijn R. S. P., Swart E., van de Weg M. J., Callaghan T. V. Aerts R., 2009.** Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic, *Nature*, no. 460, pp. 616–620.
- ECMWF, 2011.** Global atmospheric reanalysis. 2011, available from: <http://mars.jrc.ec.europa.eu/mars/About-us/FOODSEC/Data-Distribution>.
- Falloon P., Jones C. D., Ades M., Paul K., 2011.** Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty, *Global Biogeochemical Cycles*, no. 25, GB3010, doi:10.1029/2010GB003938.
- Falloon P., Smith P., Betts R., Jones C. D., Smith J., Hemming D., Challinor A., 2009.** Carbon sequestration and greenhouse gas fluxes in cropland soils – climate opportunities and threats, in: Singh S.N.(Ed.): *Climate Change and Crops*, Berlin, Springer, Chapter 5, pp. 81–111.
- FAO, 2012.** The Russian Federation forest sector. Outlook study to 2030, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 78 pp.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Fan Z., Neff J. C., Harden J. W., Wickland K. P., 2008.** Boreal soil carbon dynamics under a changing climate: A model inversion approach, *Journal of Geophysical Research*, no. 113, G04016, doi:10.1029/2008JG000723.
- Fang C., Smith P., Smith J. U., 2005.** Is resistant soil organic matter more sensitive to temperature than the labile organic matter? *Biogeosci. Discuss*, no. 2, pp. 725–735.
- Fenner T., Freeman C., 2011.** Drought-induced carbon loss in peatlands, *Nature Geoscience*, no. 4, pp. 895–900. doi: 555 10.1038/ngeo1323.
- Global Carbon Project., 2011.** Carbon budget and trends 2010, available at <http://www.globalcarbonproject.org/carbonbudget>
- Golubyatnikov L. L., 2011.** Model estimation of carbon flux from soil: Russia case study, EGU 2011.
- Golubyatnikov L. L., Svirezhev Yu. M., 2008.** Life-cycle model of terrestrial carbon exchange. *Ecological Modelling*, vol. 213, no. 2, pp. 202–208.
- Gordon C., Cooper C., Senior C. A., Banks H., Gregory J. M., Johns T. C., Mitchell J. F. B., Wood R. A., 2000.** The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Climate Dynamics*, no. 16, pp. 147–168.
- Groenigen K. J., Osenberg C. W., Hungate B. A., 2011.** Increased soil emissions of potent greenhouse gases under increased atmospheric CO₂, *Nature*, no. 475, pp. 214–218.
- Houghton R. A., 2003.** Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850–2000, *Tellus*, no. 55B, pp. 378–390.
- Houghton R. A., Woodwell G. M., 1989.** Global climatic change, *Scientific American*, vol. 260, pp. 36–44.
- Huntington T. G., 2006.** Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis, *Journal of Hydrology*, no. 319, pp. 83–95.
- IPCC., 2000.** Special Report on Emission Scenarios. CUP, Cambridge, UK.
- Ito A., 2003.** A global scale simulation of the CO₂ exchange between the atmosphere and the terrestrial biosphere with a mechanistic model including stable carbon isotopes, 1953–1999, *Tellus B*, vol. 55, pp. 596–612.
- Jauhainen J., Hooijer A., Page S. E., 2012.** Carbon dioxide fluxes in an Acacia plantation on tropical peatland, *Biogeosciences*, no. 9, pp. 617–630.
- Jones C., McConnell C., Coleman K., Cox P., Falloon P., Jenkinson D., Powlson D., 2005.** Global climate change and soil carbon stocks; predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil, *Global Change Biology*, vol. 11, pp. 154–166.
- Knorr W., Prentice I. C., House J. I., Holland E. A., 2005.** Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming, *Nature*, no. 433, pp. 298–301.
- Komarov A. S., Chertov O. G., Zudin S. L., Nadporozhskaya M. A., Mikhailov A. V., Bykhovets S. S., Zudina E. V., Zoubkova E. V., 2003.** EFIMOD 2 — a model of growth and cycling of elements in boreal forest ecosystems, *Ecological Modelling*, no. 2–3, vol. 170, pp. 373–392.
- Komarov A. S., Shanin V. N., 2012.** Comparative analysis of the influence of climate change and nitrogen deposition on carbon sequestration in forest ecosystems in European Russia: simulation modelling approach, *Biogeosciences*, no. 9, pp. 1–14.
- Kudeyarov V. N., Kurganova I. N., 1998.** Carbon dioxide emission and net primary production of Russian terrestrial ecosystems, *Biology and Fertility of Soils*, vol. 27, pp. 246–250.
- Kuhry P., Grosse G., Harden J. W., Hugelius G., Koven C. D., Ping C-L., Schirrmeister L., Tarnocai C., 2013.** Characterisation of the permafrost carbon pool, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 24, pp. 146–155, doi: 10.1002/ppp.1782.
- Kurbatova J., Li C., Tatarinov F., Varlagin A., Shalukhina N., Olchev A., 2009.** Modeling of the carbon dioxide fluxes in European Russia peat bogs, *Environmental Research Letters*, no. 4, doi:10.1088/1748-9326/4/4/045022.
- Kurganova I. N., 2003.** Carbon dioxide emission from soils of Russian terrestrial ecosystems, Interim Report, IR-02-070, IIASA, Laxenburg, Austria, (www.iiasa.ac.at) 64 p.

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

- Kurganova I. N., Kudeyarov V. N., Lopes de Gerenyu V. O., 2010.** Updated estimate of carbon balance on Russian Territory, *Tellus*, vol. 62B, pp. 497–505.
- Kurz W. A., Dymond C. C., White T. M., Stinson G., Shaw C. H., Rampley G. J., Smyth C. E., Simpson B. N., Neilson E. T., Trofymow J. A., Metsaranta J. M., and Apps M. J., 2009.** CBM_CFS3: a model of carbon dynamics in forestry and land use change implementing IPCC standards, *Ecological Modelling*, vol. 220, no. 4, pp. 480–504.
- Lagergren F., Grelle A., Lankreijer H., Molder M., Lindroth A., 2006.** Current carbon balance of the forested area in Sweden and its sensitivity to global change as simulated by Biome-BGC, *Ecosystems*, vol. 9, no. 6, pp. 894–908.
- Langley J. A., Megonigal J. P., 2010.** Ecosystem response to elevated CO₂ levels limited by nitrogen-induced plant species shift, *Nature*, no. 466, pp. 96–99.
- Larionova A. A., Rozonova L. N., Yevdokimov I. V., Yermolayev A. M., Kurganova I. N., Blagodatsky S. A., 2003.** Land-use change and management effects on carbon sequestration in soils of Russia's South Taiga zone, *Tellus B*, vol. 55, pp. 331–337.
- Larionova A. A., Yermolaev A. M., Blagodatsky S. A., Rozanova L. N., Yevdokimov I. V., Orlinsky D. B., 1998.** Soil respiration and carbon balance of gray forest soils as affected by land use, *Biology and Fertility of Soils*, vol. 27, pp. 251–257.
- Lettens S., Van Orshoven J., Van Wesemael B., Muys B., Perrin D., 2005.** Soil organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990, *Global Change Biology*, no. 11 (12), pp. 2128–2140.
- Liski J., Lehtonen A., Palosuo T., Peltoniemi M., Muukkonen P., Eggers T., Makipaa R., 2006.** Carbon accumulation in Finland's forests 1922–2004 – an estimate obtained by combination of forest inventory data with modelling of biomass, litter and soil, *Annales of Forest Science*, vol. 63, no. 7, pp. 687–697.
- Lu Y., Zhuang Q., Zhou G., Sirin A., Melillo J., Kicklighter D., 2009.** Possible decline of the carbon sink in the Mongolian Plateau during the 21st century, *Environmental Research Letters*, no. 4, 045023, p. 8, doi:10.1088/1748-9326/4/4/045023.
- Luo Y., Su B., Currie W. S., Dukes J. S., Finzi A., Hartwig U., Hungate B., McMurtrie R. E., Oren R., Parton W. J., Pataki D. E., Shaw M. R., Zak D. R., Field C. B., 2004.** Progressive nitrogen limitation of ecosystem responses to rising atmospheric carbon dioxide, *BioScience*, vol. 54, no. 8, pp. 731–739.
- Luo Y., Wan S., Hui D., Wallace L. L., 2001.** Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie, *Nature*, no. 622, pp. 622–625.
- Melillo J. M., Steudler P. A., Aber J. D., Newkirk K., Lux H., Bowles F. P., Catricala C., Magill A., Ahrens T., Morrisseau S., 2002.** Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system, *Science*, vol. 298, pp. 2173–2175.
- Minayeva T., Sirin A., 2010.** Arctic peatlands, in: *Arctic biodiversity trends – selected indicators of change*, CAFF Intern. Secretariat, Akureyri, Iceland, May 2010, pp. 71–74, available at http://www.arcticbiodiversity.is/images/stories/report/pdf/Arctic_Biodiversity_Trends_Report_2010.pdf
- Minayeva, T., Sirin, A., Bragg, O. (eds.), 2009.** A Quick Scan of Peatlands in Central and Eastern Europe, Wageningen, The Netherlands, Wetlands International, 132 pp., available at <http://www.wetlands.org/LinkClick.aspx?fileticket=Az8K7KVj%2bkh%3d&tabid=56>
- Mitchell T. D., Carter T. R., Jones P. D., Hulme M., New M., 2004.** A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100), Tyndall Centre for Climate Change Research, working paper no. 55, Norwich, 25 p.
- Mukhortova L., Schepaschenko D., Shvidenko A., McCallum I., 2011.** A system for heterotrophic soil respiration assessment of Russian land, in: *Boreal Forests in a Changing World: Challenges and Needs for Action*, Proc. int. conf. IBFRA, August 15–21, 2011, Krasnoyarsk, Russia, pp. 86–90.
- Mukhortova L., Schepaschenko D., Shvidenko A., McCallum I., Kraxner F., 2015.** Soil contribution to carbon budget of Russian forest, *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 200, pp. 97–108. DOI: 10.1016/j.agrformet.2014.09.017. Available at <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192314002287>

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., et al. (eds.), 2000.** Emissions Scenarios: A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, Cambridge University Press, 599 p.
- Nilsson S., Shvidenko A., Stolbovoi V., Gluck M., Jonas M., Obersteiner M., 2000.** Full carbon account for Russia, Interim report IR-00-021, Laxenburg, Austria, International Institute for Applied Systems Analysis, 180 p., available at: <http://www.iiasa.ac.at/Publications/Documents/IR-00-021.pdf>.
- Pan Y., Birdsey R. A., Fang J., Houghton R., Kauppi P. E., Kurz W. A., Phillips O. L., Shvidenko A., Lewis S. I., Canadell J. P., Ciais P., Jackson R. B., Pacala S. W., McGuire A. D., Piao S., Rautiainen A., Sitch S., Hayes D., 2011.** A large and persistent carbon sink in the world's forests, *Science*, vol. 333, pp. 988–993.
- Peatlands and Climate Change, 2008.** Strack M. (ed.), Finland, International Peat Society, Saarijarven Offset Oy, Saarijarvi, 223 p.
- Peltoniemi M., Thurig E., Ogle S., Palosuo T., Shrumph M., Wutzler T., Butterbach-Bahl K., Chertov O., Komarov A., Mikhailov A., Gardenas A., Perry C., Liski J., Smith P., Makkipaa R., 2007.** Models in country scale carbon accounting of forest soils, *Silva Fennica*, vol. 41, no. 3, pp. 575–602.
- Post W. M., Izaurralde R. C., Mann L. K., Bliss N., 2001.** Monitoring and verifying changes of organic carbon in soil, *Climatic Change*, vol. 51, no. 1, pp. 73–99.
- Poulton P. R., Pye E., Hargreaves P. R., Jenkinson D. S., 2003.** Accumulation of carbon and nitrogen by old arable land reverting to woodland, *Global Change Biology*, vol. 9, pp. 942–955.
- Quegan S., Beer C., Shvidenko A., McCallum I., Handoh I. C., Peylin P., Roedenbeck C., Lucht W., Schmullius C., 2011.** Estimating the carbon balance of central Siberia using a landscape-ecosystem approach, atmospheric inversion and Dynamic Global Vegetation Models, *Global Change Biology*, vol. 17(1), pp. 351–365.
- Raich J. W., Potter C. S., Bhagavatti D., 2002.** Interannual variability in global soil respiration, 1980–94, *Global Change Biology*, vol. 8, pp. 800–812.
- Raich J. W., Schlesinger W. H., 1992.** The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate, *Tellus*, vol. 44B, pp. 81–89.
- Rienecker, M. M., Suarez M. J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M. G., Schubert S. D., Takacs L., Kim G.-K., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A., Gu W., Joiner J., Koster R. D., Lucchesi R., Molod A., Owens T., Pawson S., Pegion P., Redder C. R., Reichle R., Robertson F. R., Ruddick A. G., Sienkiewicz M., Woollen J., 2011.** MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications, *Journal of Climate*, vol. 24, no. 14, pp. 3624–3648.
- Robock A., Vinnikov K. Y., Srinivasan G., Entin J. K., Hollinger S. E., Speranskaya N. A., Liu S., Namkhai N., 2000.** The global soil moisture data bank, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 81, no. 6, pp. 1281–1299.
- Romanovskaya A. A., 2014.** Projections of carbon accumulation intensity by abandoned lands in Russia under possible climate change, in: Abstracts of 4th iLEAPS science conference “Terrestrial ecosystems, atmosphere and people in Earth system”, Nanjing, China, 12–16 May 2014.
- Romanovskii N. N., Hubberten H.-W., 2001.** Results of permafrost modeling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea Region, Russia, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 12, no. 2, pp. 191–202.
- Romanovskii N. N., Hubberten H.-W., Gavrillov A. V., Eliseeva A. A., Tipenko G. S., 2005.** Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas, *Geo-marine Letters*, no. 25, pp. 167–182.
- Rustad L. E., Campbell J. L., Marion G. M., Norby R. J., Mitchell M. J., Hartley A. E., Cornelissen J. H. C., Gurevitch J., 2001.** A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming, *Oecologia*, vol. 126, pp. 543–562.
- Schepaschenko D., McCallum I., Shvidenko A., Fritz S., Kraxner F., Obersteiner M., 2011a.**

4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

- A new hybrid land cover dataset for Russia: a methodology for integrating statistics, remote sensing and in-situ information, *Journal of Land Use Science*, vol. 6, no. 4, pp. 245–259.
- Schepaschenko D., Mukhortova L., Shvidenko A., McCallum I., 2011b.** Heterotrophic soil respiration in Russia, in: Abstracts of 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 5–9 Dec., No. GC41C-0821.
- Schindbache A. R., Wunderlich S., Borken W., Kitzler B., Ziegmeister-Boltenstern S., Jandl R., 2012.** Soil respiration under climate change: prolonged summer drought offsets soil warming effects, *Global Change Biology*, vol. 18, pp. 2270–2279. doi: 10.1111/j.1365-2486.2012.02696.x
- Schlesinger W. H., 1977.** Carbon balance in terrestrial detritus, *Annual Review of Ecological and Systematics*, vol. 8, pp. 51–81.
- Schlesinger W. H., 1999.** Carbon sequestration in soils, *Science*, vol. 284, p. 2095.
- Schuur E. A. G., Bockenheim J., Canadell J. P., Euskirchen E., Field C. B., Goryachkin S. V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P. M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F. E., Rinke A., Romanovsky V. E., Shiklomanov N., Tarnocai C., Venevsky S., Vogel J. G., Zimov S. A., 2008.** Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle, *Bioscience*, no. 58, pp. 701–714, doi: 10.1641/B580807.
- Schwalm C. R., Williams C. A., Schaefer K., Baldocchi D., Black N. A., Goldstein A. H., Law B. E., Oechel W. C., Paw K. T., Scott R. L., 2012.** Reduction in carbon uptake during turn of the century drought in western North America, *Nature Geoscience*, vol. 5, pp. 551–556.
- Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov, V. Kosmach, D., Gustafsson O., 2010.** Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf, *Science*, vol. 327, pp. 1246–1250.
- Shanin V. N., Komarov A. S., Mikhailov A. V., Bykhovets S. S., 2011.** Modelling carbon and nitrogen dynamics in forest ecosystems of Central Russia under different climate change scenarios and forest management regimes, *Ecological Modelling*, vol. 222, pp. 2262–2275.
- Shindell D. T., Walter B. P., Faluvegi G., 2004.** Impacts of climate change on methane emissions from wetlands, *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L21202.
- Shvidenko A., Schepachenko D., Dolman H., 2011.** Full carbon account for Russia, in: Abstract booklet of GEO-Carbon Conference “Carbon in a changing world”, Rome, Italy, 24–26 October 2011, p. 17.
- Shvidenko A., Schepachenko D., McCallum I., Kraxner F., Nilsson S., Maksyutov S., 2009.** Terrestrial ecosystems full carbon account for Russia: a reanalysis, in: Abstracts of 8-th International CO₂ Conference, Jena, Germany.
- Shvidenko A., Schepaschenko D., McCallum I., Nilsson S., 2010.** Can the uncertainty of full carbon accounting of forest ecosystems be made acceptable to policy makers? *Climatic Change*, vol. 103, pp. 137–157.
- Sirin A., Chistotin M., Suvorov G., Glagolev M., Kravchenko I., Minaeva T., 2010.** Drained peatlands used for extraction and agriculture: biogeochemical status with special attention to greenhouse gas fluxes and rewetting, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 12, EGU General Assembly 2010 (Vienna, Austria), p. 11623.
- Sirin A., Laine J., 2008.** Peatlands and greenhouse gases, in: Assessment on peatlands, biodiversity and climate change, main report, Parish F., Sirin A., Charman D., et al. (eds.), Wageningen, Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, pp. 118–138.
- Sitch S., Huntingford C., Gedney N., Levy P. E., Lomas M., Piao S.L., Betts R., Ciais P., Cox P., Friedlingstein P., Jones C. D., Prentice I. C., Woodward F. I., 2008.** Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs), *Global Change Biology*, vol. 14, no. 9, pp. 2015–2039.
- Smith J. U., Smith P., Wattenbach M., Gottschalk P., Romanenkov V. A., Shevtsova L. K., Sirotenko O. D., Rukhovich D. I., Koroleva P. V., Romanenko I. A., Lisovoi N. V., 2007.** Projected changes in cropland soil organic carbon stocks in

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- European Russia and the Ukraine, 1990–2070, *Global Change Biology*, vol. 13, pp. 342–356.
- Smith P., Martino D., Cai Z., Gwary D., Janzen H. H., Kumar P., McCarl B., Ogle S., O'Mara F., Rice C., Scholes R. J., Sirotenko O., Howden M., McAllister T., Pan G., Romanenkov V., Schneider U., Towprayoon S., Wattenbach M., Smith J.U., 2007a.** Greenhouse gas mitigation in agriculture, *Philosophical Transactions of the Royal Society, B*, vol. 363, pp. 789–813.
- Smith P., Martino D., Cai Z., Gwary D., Janzen H. H., Kumar P., McCarl B., Ogle S., O'Mara F., Rice C., Scholes R. J., Sirotenko O., 2007b.** Agriculture. In: Metz B., Davidson O. R., Bosch P. R., Dave R., Meyer L. A. (eds): *Climate Change 2007: Mitigation, Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapter 8. Cambridge, Cambridge University Press.
- Smith P., Smith J. U., Franko U., Kuka K., Romanenkov V. A., Shevtsova L. K., Wattenbach M., Gottschalk P., Sirotenko O. D., Rukhovich D. I., Koroleva P. V., Romanenko I. A., Lisovoi, N. V., 2007b.** Changes in soil organic carbon stocks in the croplands of European Russia and the Ukraine, 1990–2070; comparison of three models and implications for climate mitigation, *Regional Environmental Change*, vol. 7, pp. 105–119.
- Steffen W., Noble J., Canadell J., Apps M., Schulze E-D., Jarvis P.G., Baldocchi D., Ciais P., Cramer W., Ehleringer J., Farguhar G., Field C. B., Ghazi A., Gifford R., Heimann M., Houghton R., Kabat P., Korner C., Lambin E., Linder S., Mooney H.A., Murdiyarso D., Post W. M., Prentice I.C., Raupach M. R., Schimel D. S., Shvidenko A., Valentini R., 1998.** The terrestrial carbon cycle; implication for the Kyoto protocol, *Science*, vol. 280, pp. 1393–1394.
- Stolbovoi V., 2002.** Carbon in Russia soils, *Climatic Change*, vol. 55, no. 1–2, pp. 131–156.
- Stolbovoi V., 2003.** Soil respiration and its role in Russia's terrestrial C flux balance for the Kyoto baseline year, *Tellus, series B, Chemical and Physical Meteorology*, no. 55 (2), pp. 258–269.
- Stehl G., Bostrum B., Lindqvist H., Lindroth A., Nilsson J., Olsson M., 2004.** Methodological options for quantifying changes in carbon pools in Swedish forests, *Studia Forestalia Suecica*, vol. 214, pp. 1–46.
- Vesterdal L., Ritter E., Gundersen P., 2002.** Change in soil organic carbon following afforestation of former arable land, *Forest Ecology and Management*, vol. 169, pp. 137–147.
- Vuichard N., Belleli Marchesini L., Phillipe C., Valentini R., 2006.** Carbon sequestration due to the abandonment of croplands in the former USSR since 1990, in: *Abstracts of Open Science Conference on The GHG cycle in Northern Hemisphere*, November 14–18, Sissi-Lassithi, Crete, pp. 228.
- Vuichard N., Ciais P., Belleli L., Smith P., Valentini R., 2008.** Carbon sequestration due to the abandonment of agriculture in the former USSR since 1990, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 22, no. 4, GB4018, doi:10.1029/2008GB003212.
- Walter K. M., Zimov S. A., Chanton J. P., Verbyla D., Chapin F. S., 2006.** Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming, *Nature*, no. 443, pp. 71–75.
- Xie P., Arkin P. A., 1998.** Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation, *Journal of Climate*, no. 11, pp. 137–164.
- Yu Z., Beilman D. W., Frohking S., MacDonald G. M., Roulet N. T., Camill P., Charman D. J., 2011.** Peatlands and their role in the global carbon cycle, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, vol. 92, no. 12, pp. 97–108.
- Zhou T., Shi P., Hui D., Luo Y., 2009.** Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q₁₀) and its implications for carbon-climate feedback, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, G02016, doi:10.1029/2008JG000850.
- Zimov S. A., Schuur E. A. G., Chapin F. S., 2006a.** Permafrost and the global carbon budget, *Science*, vol. 312, no. 5780, pp. 1612–1613.
- Zimov S. A., Davydov S. P., Zimova G. M., Davydova A. I., Schuur E. A. G., Dutta K., Chapin F.S., 2006b.** Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool, *Geophysical Research Letters*, vol. 33, no. 20, L 20502, doi:10.1029/2006GL027484.

ГЛАВА 4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

А. Н. Золотокрылин

В. В. Виноградова, А. В. Мещерская,
А. И. Страшная, Е. А. Черенкова

4.6.1. Введение

Засухи и опустынивание – природные бедствия, наносящие огромный ущерб человеку. Засуху можно считать результатом взаимодействия между природными процессами, вызывающими дефицит влаги вследствие климатической изменчивости разных временных масштабов, и потребностью воды для систем жизнеобеспечения. Засухи могут наблюдаться в природных зонах как с высоким, так и низким уровнем осадков. На территориях с низким уровнем осадков и высокой испаряемостью (засушливые земли, drylands) длительные засухи становятся одним из факторов их аридизации – комплекса процессов в приповерхностных слоях, ведущего к увеличению сухости климата и последующей деградации земель. Таким образом, аридизация представляет собой естественный обратимый процесс расширения пустынных территорий вблизи существующих пустынь и является начальной стадией опустынивания. Чаще всего аридизацию отождествляют с климатической составляющей опустынивания. Другая составляющая опустынивания – антропогенная, обусловлена деградацией засушливых земель в результате деятельности человека. В этом случае возрастает чувствительность антропогенно деградированных земель к засухам. Если эти составляющие действуют одновременно, последствия опустынивания становятся катастрофическими. Борьба с опустыниванием эффективна там, где возможно устранение основных причин, вызывающих антропогенную деградацию земель.

4.6.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

Наблюдаемые изменения климата на южной половине ЕЧР за последние 30 лет более соответствовали гумидному (сопровожаемому увеличением увлажнения) типу потепления, чем аридно-

му (сопровожаемому уменьшением увлажнения). Увеличение увлажнения отмечалось в западных зернопроизводящих районах Западной Сибири, а уменьшение – на территории Алтайского края. В сельскохозяйственных районах Восточной Сибири и Дальнего Востока наблюдалось слабое уменьшение увлажнения.

Четкой выраженной периодичности засух или определенной однонаправленной тенденции в повторяемости и интенсивности засух на территории России в XX в. не было выявлено. Тенденция к увеличению повторяемости засух проявилась лишь в некоторых регионах.

К середине XXI в. на юге России возможно местами как аридное, так и гумидное потепление.

Дальнейшее ослабление аридности следует ожидать только в восточной части степных и лесостепных районов ЕЧР. На остальной территории ЕЧР изменения аридности будут незначительными за исключением степных районов Краснодарского края, где усиление аридности наиболее вероятно.

На территории России засушливые земли, затронутые опустыниванием, оказались в этом состоянии по антропогенным причинам. Это – чрезмерный перевыпас на юго-востоке ЕЧР и потеря плодородия почвы в результате распашки целинных и залежных земель в Сибири.

На ранее находившихся в состоянии опустынивания засушливых землях России, с конца 1980-х годов наблюдалось восстановление растительного покрова. Оно было вызвано вначале увеличением увлажнения, а затем поддержано ослаблением антропогенной нагрузки на землю.

Засушливые земли России подвержены преимущественно антропогенному опустыниванию. Так как они не входят в область климатического опустынивания, их аридизация лишь эпизодически усиливается в годы опасных засух. Процесс восстановления растительного покрова на деградированных засушливых землях ЕЧР в результате благоприятных изменений климата может быть нарушен наметившимся увеличением хозяйственной нагрузки в начале XXI в.

Площадь опасной атмосферной засухи несколько сократится к середине XXI в. Изменение повто-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ряемости опасных засух будет носить локальный характер. Изменения ареала и повторяемости опасной почвенной засухи будут минимальными к середине XXI в. Чрезмерное усиление хозяйственной нагрузки на засушливые земли в условиях меняющегося климата может создать предпосылки для катастрофического локального опустынивания.

4.6.3. Засухи

4.6.3.1. Общая характеристика

Засуха – комплексное природное явление с сильнейшими региональными аномалиями температуры и влажности (осадков, влагосодержания почвы) (Гидрометеорологические опасности, 2001). В общих чертах засуха означает временное понижение влажности окружающей среды по отношению к ее среднему состоянию. Ввиду сложной природы засухи обычно ограничиваются изучением одной из ее сторон, проявляющейся или в атмосфере, или в почве.

Засуха возникает, если количество осадков за некоторый период уменьшается по отношению к среднему уровню. Она относится к периоду времени, когда баланс между осадками и эвапотранспирацией на территориях становится меньше доступной для жизни воды, чем количество, отмечаемое как норма. Значение засухи заключается в ее последствиях, которые часто осложняются расширяющейся деятельностью человека, требующей увеличения на местах локальных и региональных запасов воды и других природных ресурсов. История засух показывает, что население и экономика во всех регионах мира остаются уязвимыми к ним. Особенно страдает сельское хозяйство. Засуха 2010 г. на ЕЧР привела к падению производства сельхозпродукции (по данным Росстата урожай зерна в РФ в 2010 году упал на 37%, до 60.9 млн т), росту цен и инфляции в стране. Засухи в России, США и других регионах в 2012 г. привели к значительной корректировке мировых цен на зерно.

В российской классификации выделяют следующие типы засух: атмосферная, почвенная, атмосферно-почвенная. Этим российская классификация, учитывающая среду проявления засухи, отличается от американской, ориентированной

более на ее последствия (Wilhite, 2004), поэтому российская классификация более полезна в понимании физической природы засух. Например, по данным исследования (Садоков и др., 2002) атмосферно-почвенная засуха чаще образуется вследствие длительной атмосферной засухи и усиливается почвенной. Наблюдались годы, когда почвенная засуха усиливалась атмосферной, а атмосферно-почвенная засуха характеризуется сочетанием почвенной и атмосферной засух.

4.6.3.2. Причины возникновения засух

Обширные засухи ассоциируются с крупномасштабными стационарными антициклонами. В начале 1980-х годов была разработана концепция атмосферных блокирующих образований (блокингов), объясняющая корреляцию явлений блокирования и засух в средних широтах, в частности в зерновом поясе России (Обухов и др., 1984). Концепция подчеркивала, что адекватное изучение генезиса засух невозможно без понимания условий формирования и эволюции атмосферных блокингов (Агаян, Мохов, 1989; Груза, Коровкина, 1991а, б; Мохов, Петухов, 1989; 1997; Mokhov, Tikhonova, 2000; Мохов, 2006; 2011; Оценочный доклад..., 2008а; Рочева, 2012; Barriopedro et al., 2006; 2011; Climate Change 2007; 2007а, b; Tyrlis, Hoskins, 2008; Schneidereit et al., 2012; Wiedemann et al., 2002). Проблема атмосферного блокирования еще далеко не может считаться решенной, хотя наметился прогресс в климатологии блокирующих антициклонов.

Основные результаты разных работ по атмосферным блокинкам согласуются в качественном отношении. Так, в Северном полушарии максимум повторяемости блокирования был получен над Восточной Атлантикой и Европой, вторичный максимум – над центральной и восточной частями Тихого океана. Годовой ход характеристик блокирования сложен, межгодовая изменчивость высока. Максимум интенсивности над Европой отмечен зимой и осенью. В Северном полушарии обнаружены долговременные тренды блокингов, мониторинг которых ведется с 1948 г. (Неушкин и др., 2012). В Европееко-Азиатском секторе Северного полушария (20–140° в.д.) линейный тренд числа блокингов за период май–август 1948–2010 гг. достоверно от-

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

рицательный, хотя количество блоков возрастало в интервалы 1950–1960-х и 1979–1986-х годов.

Получены результаты, указывающие на связь интенсивности и локализации блокирующих антициклонов с такими режимами общей циркуляции атмосферы, как квазидвухлетнее Северо-Атлантические колебания и событие Эль-Ниньо (Мохов, 2006; Wiedemann et al., 2002).

Отмечена повышенная повторяемость блокингов в годы Ла-Нинья в сравнении с Эль-Ниньо в Северном полушарии. В Атлантико-Европейском секторе проявляется увеличение общей длительности блокингов (блоко-дней) и в годы Эль-Ниньо, и в годы Ла-Нинья относительно обычных лет. Особенно заметное увеличение общей длительности блокингов отмечено в годы Эль-Ниньо, в которые повышена и средняя продолжительность отдельных блокингов (Mokhov, Tikhonova, 2000; Мохов, 2006). Риск формирования засух в мае–июле на европейской территории России в год формирования достаточно сильного Ла-Нинья с максимальным индексом засушливости (в частности, в 2010 г.) значительно возрастает, а в последующем году (в частности, в 2011 г.) существенно понижается (Мохов, 2006; 2011).

Различные моды изменений индексов засух, от циклов с периодом несколько десятков лет до квазидвухлетней цикличности, выявлены с помощью спектрального и вейвлетного анализов. При этом отмечены существенные различия между европейскими и азиатскими регионами России (Mokhov et al., 2004). Значительные внутри- и междесятилетние региональные вариации климата связаны, в частности с квазидвухлетней цикличностью, явлениями Эль-Ниньо/Ла-Нинья, Северо-Атлантическим и Арктическим колебаниями (Mokhov, Smirnov, 2006). В связи с этими явлениями изменяется зональный перенос с соответствующими изменениями влагопереноса с Атлантики вглубь Евразии и осадков, в частности в ЕЧР. При этом выявлены нелинейные эффекты влияния событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

4.6.3.3. Индексы засух

Подходы к идентификации засухи развивались от простых индексов, рассматривающих этот феномен как следствие недостатка осадков и

дефицита почвенной влаги, к сложным, учитывающим составляющие водного баланса, влагоперенос в почве и, в итоге, количественно оценивающим влажность окружающей среды и ее отклонение от нормы (Steila, 2008). В России в качестве индексов засух чаще всего используются индикаторы увлажнения (Золотокрылин, 2013; Дроздов, 1980; Логинов и др., 1976; Раунер, 1981). Например, в системе агрометеорологического мониторинга засух применяются гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова и запасы продуктивной влаги в пахотном и метровом слое почвы (Зоидзе, 2004; Зоидзе и др., 2012; Мещерская и др., 1978; 1982; Страшная, Богомолова, 2004; Страшная и др., 2011; Уланова, Страшная, 2000). В последнее десятилетие наряду с абсолютным значением ГТК оценивается его отрицательная аномалия, нормированная на среднеквадратическое отклонение (Золотокрылин и др., 2007, Золотокрылин, Черенкова, 2012). Сохраняет свое значение подход к мониторингу условий увлажнения (в частности засух), основанный на анализе аномалий месячных значений температуры воздуха и осадков и оценке площади их распространения (Мещерская, Блажевич, 1977; Мещерская и др., 2000; 2011). Часто при оценке и мониторинге засух обращаются к индексу Педя (Мещерская и др., 2011; Оганесян, 2011; Педь, 1975; Страшная, 1993; Садоков и др., 2008; Черенкова, 2013а). Эти индексы обладают заметным недостатком, так как с их помощью можно определить начало и конец засухи только с точностью до месяца (декады). Но они полезны в оценке повторяемости, интенсивности и площади распространения засух и оценке их влияния на урожайность сельскохозяйственных культур (Оценочный доклад..., 2008б).

Список перечисленных выше индексов дополняется опасной атмосферной засухой (Гидрометеорологические опасности, 2001). Известны два способа для ее оценки: как число суток с суточной суммой осадков менее 5 мм при максимальной температуре воздуха: а) более 25°C в районах умеренных и северных широт и б) более 30°C – в южных (Семенов и др., 2012а) или как период в сутках, в течение которого не менее 30 дней подряд при максимальной температуре воздуха 25°C (в южных районах РФ – выше 30 °C) осадки не превышают 5 мм в сутки (Черенкова, 2007; 2012).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Доступность глобальных данных индекса суховости засухи Палмера (Palmer Drought Severity Index, PDSI) с разрешением $2.5 \times 2.5^\circ$ (Palmer, 1965) открыла возможность его использования в России (Золотокрылин, Черенкова, 2012; Черенкова, 2013а; Хлебникова и др., 2012;). Другие известные индексы, как например, стандартизованный индекс осадков (Standardized Precipitation Index, SPI) (Heim, 2002) и индекс SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index) (Vicente-Serrano et al., 2010) пока не анализировались в России.

Важен вопрос сравнимости между собой различных индексов засух. Между средними областными индексами Педя и ГТК коэффициент корреляции достаточно высокий ($r = -0.92$) (Мещерская и др., 1981). В то же время индекс Педя теснее связан с аномалиями средней областной урожайности, чем ГТК. В работах (Страшная, 1991; 1993) показано, что их влияние на формирование урожайности зерновых и зернобобовых культур почти одинаково, но противоположно по знаку. В работе (Черенкова, 2013а) наибольшая теснота связи установлена между рядами индекса нормированной аномалии ГТК и индексом Палмера (коэффициенты корреляции 0.81 для слабой, 0.83 умеренной и 0.76 сильной засухи). Годы с атмосферными засухами, выявленными с мая по август в период 1936–2010 гг. на основе анализа значений нормированной аномалии ГТК и индекса Педя, согласуются уже хуже (коэффициенты корреляции 0.69 для слабой, 0.76 умеренной и 0.77 сильной засухи). Наименьшее соответствие за аналогичный период обнаружено между значениями индекса Педя и индексом Палмера (коэффициенты корреляции: 0.57 – для слабой, 0.70 – умеренной и 0.62 – сильной засух).

Со второй половины 1980-х годов в мировой практике мониторинга засух стали использоваться индексы, рассчитанные на основе спутниковой информации. Опыт применения спутниковых биофизических параметров накапливался в основном для идентификации засух в региональном и глобальном масштабах: это индекс вегетационных условий (Vegetation Condition Index, VCI), как функция вегетационного индекса (Normalized Differences Vegetation Index, NDVI); индекс температурных условий (Temperature Condition

Index, TCI), как функция температуры поверхности; и, наконец, комбинация VCI и TCI – индекс состояния (здоровья) вегетации (Vegetation Health Index, VHI) (Kogan, 1990; 1995; Remote..., 2012).

Позднее были предложены другие индексы засухи, построенные на комбинации: температуры поверхности и NDVI (Щербенко, 2007а, б; Karnieli, Dall’Olmo, 2003; Karnieli et al., 2010; Prihodko, Goward, 1997); альbedo и NDVI (Vegetation Condition Albedo Drought Index, VCADI) (Ghulam et al., 2004; 2007); альbedo, NDVI, температуры поверхности, названный как *n*-размерный индекс сухости (n-Dimensional Dryness Index, NDDI) (Ghulam et al., 2011). Кроме того, по соотношению отражения в ближней инфракрасной области спектра и отражения в красной (MODIS-данные) разработан еще один индекс засухи (Perpendicular Drought Index, PDI) (Qin et al., 2008).

Применительно к изучению экстремумов увлажнения засушливых земель известен спутниковый индекс климатических экстремумов (Satellite Climatic Extremes Index, SCEI) (Золотокрылин, Титкова, 2012; Золотокрылин и др., 2012). Он вычисляется как алгебраическая сумма нормированных на среднеквадратическое отклонение аномалий альbedo, температуры поверхности, NDVI и влажности почвы (SWI, Soil Water Index). Отрицательное значение SCEI определяет засуху, а положительное – переувлажнение. Показатель *MD* (Moisture-Drought), представляющий собой разность площадей с положительным (*M*) и отрицательным значениями (*D*) SCEI, полезен для оценки тенденции увлажнения засушливых земель. Верификация SCEI проводится по данным альbedo, температуры поверхности, NDVI спектральной камеры MODIS (the MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) спутников Terra (Aqua) и влажности почвы по данным SWI из архива Технологического университета Вены. Данные MODIS накапливаются с 2000 г. При отсутствии данных о почве SCEI вычисляется только по MODIS-данным.

В последние годы изучение распространения засух на засушливых землях России проводилось с помощью VCI (Золотокрылин, Виноградова, 2010). Эффективным показал себя метод изуче-

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

ния последствия засухи 2010 г. для культурной и естественной растительности ЕЧР по отклонениям NDVI MODIS от их среднего сезонного хода за период 2000–2010 гг. (Савин и др., 2011).

4.6.3.4. Наблюдаемые климатические изменения увлажнения, индексов засух на территории России

Климатические изменения индексов засух необходимо сопоставить с меняющимся увлажнением территории в годовом и сезонном масштабах. Применительно к территории СНГ и, в частности к зерновому поясу России, оценки изменений годового увлажнения представлены в нескольких работах (Золотокрылин, Черенкова, 2011; 2013; Титкина и др., 2011; Черенкова, Золотокрылин, 2010). В одной из них (Титкина и др., 2011) сравнивалось изменение увлажнения территории России и сопредельных государств в период 1976–2005 гг. по сравнению с 1946–1975 гг. Годовое увлажнение оценивалось с помощью упрощенного индекса сухости Будыко (Будыко, 1948). Авторы констатировали увеличение годо-

вого увлажнения во второй период во всех зерносеющих районах России, кроме Алтайского края, где оно уменьшилось.

В работах (Черенкова, Золотокрылин, 2010; Золотокрылин, Черенкова, 2011) детально анализировалось изменение коэффициента годового увлажнения зернового пояса России и примыкающих к нему с юга засушливых земель за период 1936–2006 гг., а в работе (Золотокрылин, Черенкова, 2013) – за период 1936–2011 гг. В них коэффициент увлажнения определялся как отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости, рассчитанной по методу К. Торнтвейта (Thorntwaite, 1948). Выявленный положительный коэффициент линейного тренда увлажнения почти на всей территории в 1936–2006 гг., за исключением Алтайского края, можно рассматривать как независимое подтверждение результата выше цитированной работы (Титкина и др., 2011). Наибольшая скорость изменения увлажнения была в северной части зернового пояса Европейской России. Кластеризация территории на районы с однородными колебаниями коэффициента увлажнения (рис. 4.6.1) показала,

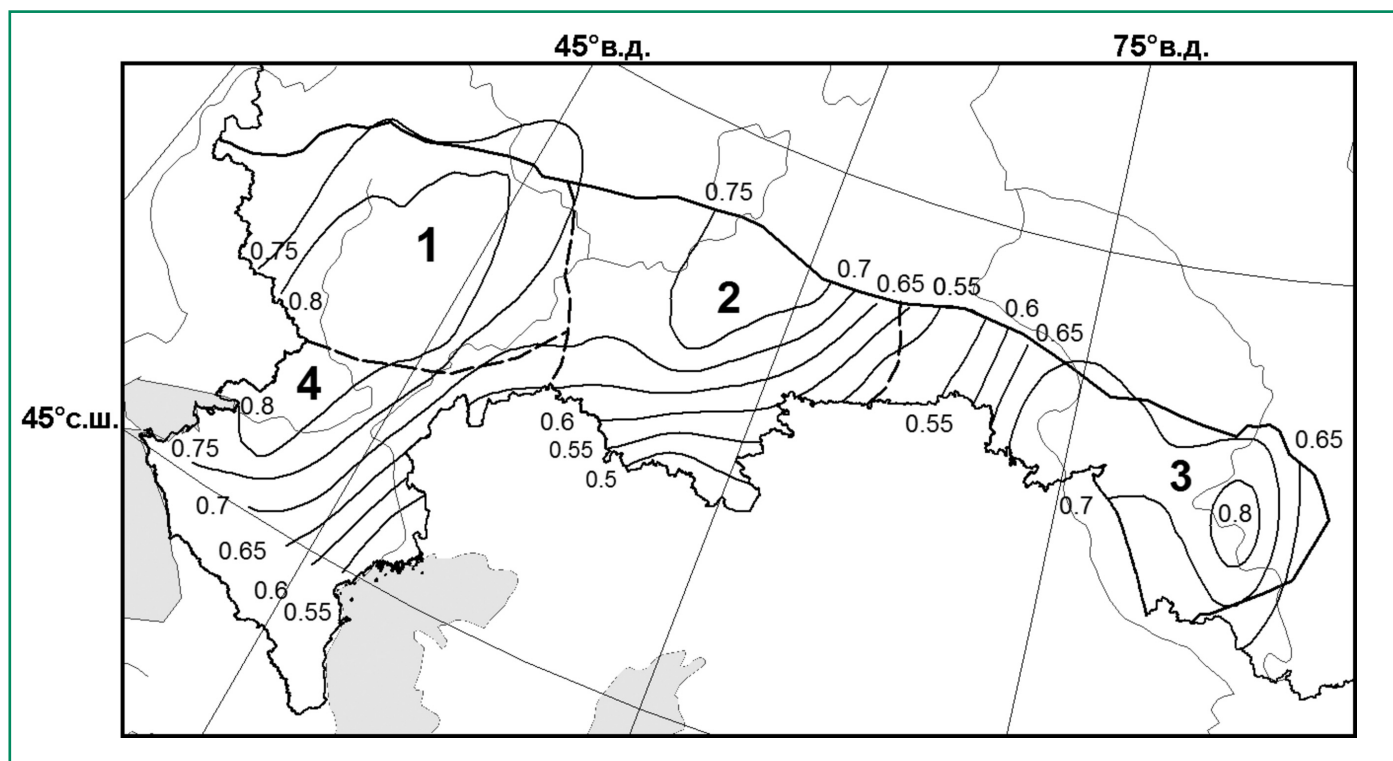


Рис. 4.6.1. Границы районов 1, 2, 3, 4 с однородными изменениями коэффициента увлажнения в период 1936–2011 гг. (пунктирная линия). Сплошными линиями показано затухание коэффициентов корреляции увлажнения от центра районов к периферии (Золотокрылин, Черенкова, 2013).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

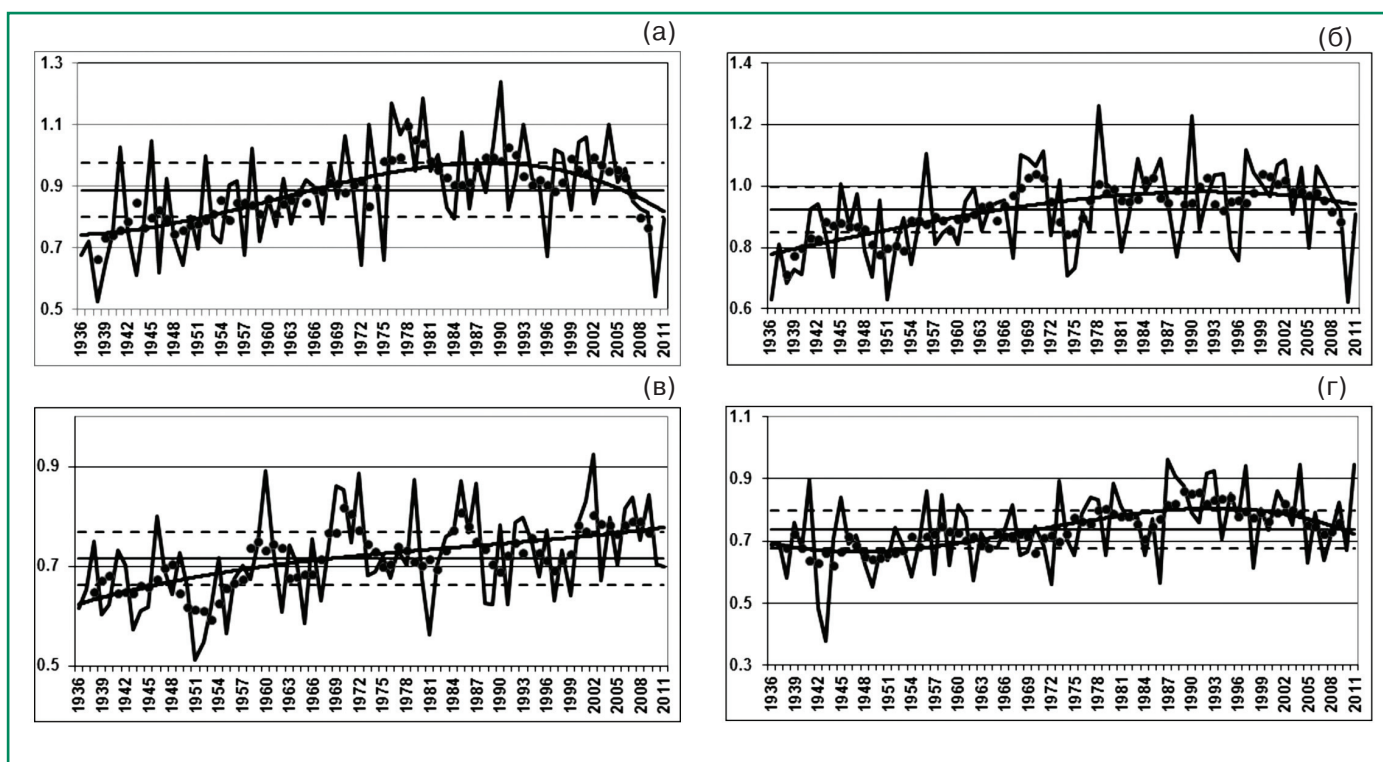


Рис. 4.6.2. Изменения коэффициента увлажнения, осредненного по районам однородных колебаний: (а) 1-му, (б) 2-му, (в) 3-му и (г) 4-му в период 1936–2011 гг. и нелинейные тренды в районах. Точками показаны средние за 5 лет значения коэффициента увлажнения, сплошной прямой линией и пунктирными линиями отмечены среднее значение и диапазон среднеквадратического отклонения, вычисленные по средним коэффициентам увлажнения за пятилетие (Золотокрылин, Черенкова, 2013).

что гумидная составляющая доминировала в период 1936–1990 гг.

Расчеты коэффициента увлажнения по данным нескольких длиннорядных станций свидетельствуют о минимальных значениях увлажнения в декаду 1930–1940-х годов в течение всего XX в. Это подтверждается экстремальным многолетним маловодьем в бассейне Волги в эти годы (Георгиади и др., 2013; Зайцева, 1990). Например, в лесостепи и степи Поволжья средний коэффициент годового увлажнения возрос с 0.7 в 1930-х годах до 1.0 в 1990-х, т. е. от слабозасушливого к оптимальному значению. Затем в начале 1990-х годов в северо-западной части зернового пояса возникли признаки смены положительной тенденции на отрицательную (рис. 4.6.2). Эти признаки (снижение годовых осадков, рост повторяемости засух, волны тепла, падение вегетационного индекса) со сдвигом 5–10 лет смещались по направлению к востоку (восточная часть Центрального Черноземья, Поволжье, Заволжье, Предуралье). В конце первого десятилетия XXI в. признаки

смены тенденции еще не наблюдались в Западной Сибири и Алтайском крае.

Независимым доводом в пользу выдвинутой авторами (Золотокрылин, Черенкова, 2013) гипотезы о смене тенденции увлажнения, могут служить результаты комбинированного анализа изменения сельскохозяйственных угодий и трендов нормированного разностного вегетационного индекса (NDVI) (Wright et al., 2012). Результаты получены по данным радиометра MODIS на территории всего зернового пояса СНГ за период 2001–2008 гг. Авторы установили доминирование статистически значимых отрицательных трендов NDVI как для сельскохозяйственных, так и для естественных угодий в европейской и азиатской частях зернового пояса, одной из причин которых авторы считают климатический фактор. Последующие засухи 2010 и 2012 гг. несомненно усугубили эту ситуацию.

Повышение увлажнения происходило на фоне увеличения общего количества осадков в Европе и роста интенсивности экстремальных осадков за

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

последние 60 лет с изменением их структуры: они перегруппировались из преимущественно однодвухсуточных в многосуточные (Золина, 2011). Также было отмечено общее повышение водности рек почти во все сезоны за последние 30 лет (Оценочный доклад..., 2008б) и изменение гидрометеорологических условий в бассейне Волги (Переведенцев и др., 2000). Увеличение увлажнения нашло отражение в росте климатообусловленной урожайности (Павлова, Сиротенко, 2012) и восстановлении естественной степной растительности (Новикова и др., 2011; Сажин и др., 2006).

Изменения увлажнения в зерновом поясе в сезон активной вегетации были более неоднородными, чем годового увлажнения (Золотокрылин, Черенкова, 2006; 2011; 2013). Увлажнение вегетационного сезона (также как и годовое) увеличилось по данным ГТК в период 1961–1990 гг. по сравнению с периодом 1936–1960 гг. Значимое повышение отмечалось в центрально-нечерноземных областях и Омской области. Но позднее, в период 1991–2001 гг., увлажнение вегетационного сезона в большинстве зерносеющих районах стабилизировалось. Одновременно стало суше на востоке Западной Сибири (Новосибирская область) и в Алтайском крае. В работе (Страшная и др., 2009) показано разнонаправленное изменение условий увлажнения в осенний период (сентябрь) в ЦФО за период 1980–2008 гг. В Центральных Черноземных областях наблюдалось значимое увеличение ГТК от начала к концу периода, в то время как на севере округа – некоторое его уменьшение, что в целом благоприятно для вегетации озимых зерновых культур осенью в этом регионе. По данным работы (Титкина и др., 2011) во всех зерносеющих районах в период 1976–2005 гг. по сравнению с 1946–1975 гг. стало влажнее в сезон активной вегетации, за исключением Новосибирской области. В то же время авторы другой работы (Хлебникова и др., 2012), в которой сравнивались изменения среднего многолетнего ГТК (июль) в период 1972–2001 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг., считают изменения июльского ГТК в последней трети XX в. не существенными.

Таким образом, во второй половине 30-х гг. XX в. увлажнение южной половины ЕЧР было наименьшим за весь период инструментальных

наблюдений. С этого времени началось его медленное повышение (гумидизация климата), которое остановилось в 1990-х годах вначале в западной части европейского зернового пояса, а затем через примерно 5–10 лет – в его восточной части. Тенденция повышения увлажнения пока еще сохраняется на западе азиатской части зернового пояса. Предложена гипотеза (Золотокрылин, Черенкова, 2013) о возможной смене тенденции увлажнения, по крайней мере, в европейской части пояса в первом десятилетии XXI в. Признаки этой смены уже устойчивы в западной части европейского пояса и все чаще отмечаются в его восточной части.

Изменение увлажнения зернового пояса в сезон активной вегетации в общем соответствовало положительной тенденции годового увлажнения, но оно было более неоднородным на территории. Отрицательная тенденция сезонного увлажнения на востоке Западной Сибири проявилась ярче, чем годового.

Ответ на вопрос о тенденции изменения годового увлажнения зернового пояса в период современного интенсивного глобального потепления неоднозначен и зависит от датирования его начала. Если началом потепления считать середину 1970-х годов, то, как следует из работ (Оценочный доклад..., 2008б, Титкина и др., 2011) в период интенсивного глобального потепления происходило увеличение увлажнения большей части зернового пояса. Сдвиг начала на более поздний срок, например на середину 1980-х годов, может привести согласно работам (Золотокрылин, Черенкова, 2011; 2013; Черенкова, Золотокрылин, 2010) к другому заключению: возникновению отрицательной тенденции увлажнения в зерновом поясе.

Из приведенных оценок увлажнения следует, что выводы о тенденциях изменения засушливости в основных зерносеющих районах России существенно зависят от рассматриваемого периода. В работах Мещерской с соавторами (Мещерская, Блажевич, 1977; Мещерская и др., 2000; 2011; Meshcherskaya, Blazhevich, 1997) для расчета индексов засух использованы самые длинные ряды осредненных по площади осадков и температуры воздуха на станциях за период с 1891 г. по настоящее время. При этом в явном виде оценивается

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

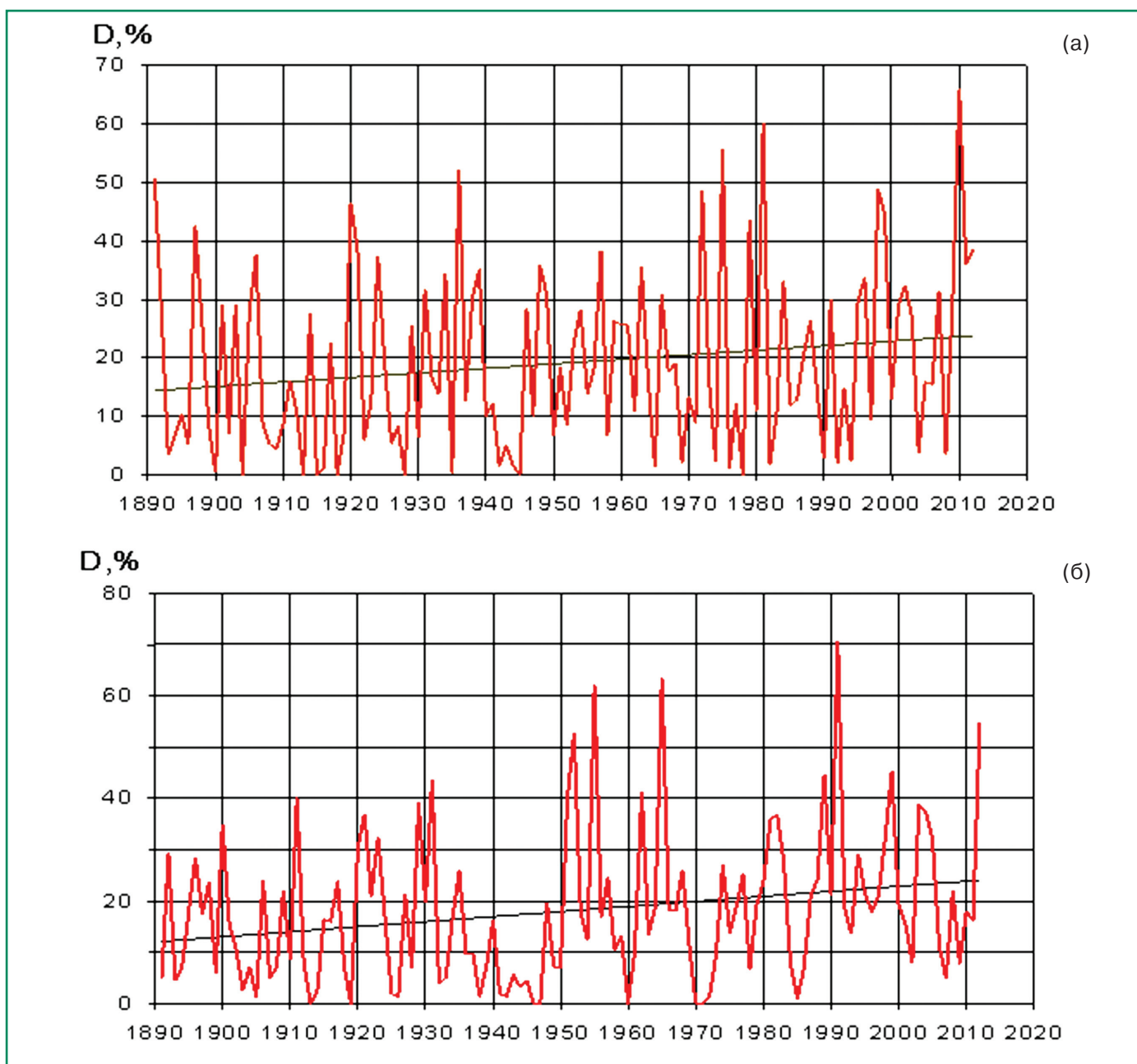


Рис. 4.6.3. Временные ряды индекса засушливости D , характеризующие площадь засушливых условий в процентах от общей площади основных зерносеющих районов на ЕЧР (а) и АЧР (б) (Мещерская и др., 2011).

площадь распространения засушливых условий на больших площадях с учетом площади административных областей. На рис. 4.6.3 для основных зерносеющих районов ЕЧР и АЧР приведены 122-летние ряды индекса засушливости “ D ”.

Линейные тренды этих рядов четко свидетельствуют, что на обеих территориях площади засушливых условий за 1891–2012 гг. возросли на 9.5% на ЕЧР и на 12.1% на АЧР.

Важно отметить, что слабое возрастание интенсивности и площади распространения засух

(по индексу Педя) было характерно и в период гумидизации климата зернового пояса 1936–1990 гг. Например, параболический тренд временных рядов засух свидетельствует о слабой тенденции усиления их интенсивности во всех федеральных округах России с 1930–1940-х гг. прошлого века до 2010 г. (Мещерская и др., 2011). Также по коэффициенту линейного тренда, вычисленного за период 1980–2010 гг. можно судить о возрастании интенсивности засух во всех округах, за исключением Сибирского.

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

Вытекающее из анализа длинного ряда индекса засухливости D положение о тенденции роста распространения засух с конца XIX в. вследствие глобального потепления пока можно рассматривать как дискуссионное. Привлечение к анализу других индексов, например, сводки сильных засух продолжительностью не менее двух месяцев и с охватом трех и более зерносеющих районов в период 1891–2010 гг. (Страшная и др., 2011) не показывает систематического увеличения их площади. Распространение засух в значительной мере регулируется случайной последовательностью их группировок (Раунер, 1981). В итоге, по четырем сильным засухам отмечались в 1931–1940, 1951–1960 и 1991–2000 гг., а в остальных девяти десятилетиях наблюдались по 2–3 сильным засухам (Страшная и др., 2011).

Опубликованные отдельные свидетельства изменения средней продолжительности и повторяемости экстремальных засух по другим индексам в XX в. не вносят ясность в обсуждаемый выше вопрос. Сравнение аномалий значений стандартизованного индекса осадков SPI и индекса суровости засухи Палмера на территории Европы в XX-ом веке показало, что средняя продолжительность экстремальной засухи увеличилась на северо-западе Европейской России (Lloyd-Hughes, Saunders, 2002). В работе (van der Schrier et al., 2006) методом разложения по естественным ортогональным функциям индекса Палмера на территории Северного Прикаспия в период 1901–2002 гг. установлено увеличение до 5% повторяемости экстремальных засух. Исключительно сухим в Северном Прикаспии был 1939 г., а наиболее длительные группировки засушливых лет отмечались в этом регионе в 1935–1940 гг.

С включением в рассмотрение коротких рядов индексов засух связано возрастание неопределенности в оценках тенденции изменения их характеристик. Например, анализ площадей засух по разным индексам (Педя, нормированного ГТК, Палмера) за каждый месяц с мая по август периода 1936–2010 гг. по европейским федеральным округам свидетельствует о разнонаправленных их изменениях (Золотокрылин, Черенкова, 2012; Черенкова, 2013а). Слабый тренд увеличения площадей засух продемонстрировал только индекс Педя. В то же время остальные индексы по-

казали максимальное распространение многолетних обширных засух (длительностью 5–6 лет) в 1936–1940-х годах. Позднее обширные засухи, включая и засуху 2010 г., отмечались лишь в отдельные годы. Их площади были меньше или сравнимыми с распространением засух в 1930-х годах. Следует отметить увеличение повторяемости и площади распространения засух в эпизод интенсивного глобального потепления 1930-х годов, совпавшего с периодом наименьшего годового увлажнения зернового пояса.

Интересен вопрос поведения засух в период современного интенсивного глобального потепления, начало которого рекомендовано датировать 1981 г. Анализ площадей очень сильных (экстремальных) засух по индексам Педя, нормированной аномалии ГТК, Палмера в целом на Европейской территории России указывает, что их средняя площадь возросла в период 1981–2010 гг. по отношению к периоду 1951–1980 гг. только по данным индексов Педя и Палмера (Золотокрылин, Черенкова, 2012). Неопределенность сохраняется и в результате анализа повторяемости экстремальных засух с помощью этих же индексов. Например, индекс Педя и индекс нормированной аномалии ГТК не свидетельствуют о росте их повторяемости в 1981–2010 гг. по сравнению с 1950–1980 гг., в то время как индекс Палмера фиксирует рост повторяемости экстремальных засух (Золотокрылин, Черенкова, 2012). Но все рассмотренные индексы свидетельствуют о повышенной повторяемости экстремальных засух в период 1936–1960 гг. Также эти индексы фиксируют повышение повторяемости продолжительных (более трех месяцев) экстремальных засух в последние десятилетия и максимальную их повторяемость в 1936–1960 гг.

Из анализа данных, приведенных в работе (Страшная и др., 2011) вытекает, что изменения повторяемости сильных и обширных засух (с охватом 3-х районов и более) на рассматриваемой территории имели разные тенденции. Увеличение повторяемости сильных и обширных засух в 1981–2010 гг. по отношению к 1950–1980 гг. на 4–10% произошло в северной части зернового пояса Европейской России: Центральном и Волго-Вятском районах. Повторяемость таких засух за этот же период сократилась более чем на 20%

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

на юге зернового пояса (Северо-Кавказский район). В Поволжском и Западно-Сибирском районах отмечалось незначительное уменьшение повторяемости засух в последние десятилетия, а в Центрально-Черноземном и Уральском районах она практически не изменилась.

Включение в анализ индекса опасной атмосферной засухи показывает, что ее повторяемость в последние десятилетия достоверно возросла по отношению к периоду 1961–1990 гг. в европейской России только в юго-западной части зернового пояса (Ростовская и Воронежская области, Краснодарский край и западная часть Ставропольского края) и в Поволжье, включая Волгоградскую, Саратовскую, Пензенскую, Самарскую области (Черенкова, Кононова, 2012).

Результаты анализа числа дней с опасной атмосферной засухой в июле 1989–2008 гг. по сравнению с периодом 1950–1980 гг. не уменьшают неопределенность в вопросе предполагаемого повышения повторяемости засух в период интенсивного глобального потепления (Семенов и др., 2012а; Shmakin et al., 2013). Значимый рост числа дней с засухой в июле отмечался на Западном Кавказе, в Прииртышье, в среднем течении р. Енисей, в верховьях р. Лены, на юге Забайкалья, в полосе от низовьев р. Алдан до бассейна р. Колыма. В зерносеющих районах ЕЧР и в западной части Западной Сибири изменения были статистически незначимыми. В то же время изменения июльского индекса Палмера в период 1972–2001 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. явно свидетельствуют об ослаблении засушливости на территории ЕЧР (западные и юго-западные районы, Центральное Предуралье) в июле, тогда как на остальной территории России отмечалось усиление засушливости (Хлебникова и др., 2012). Расхождение выводов частично может быть связано с использованием данных только одного месяца.

Значительный интерес представляют сезонные засухи, относящиеся к летнему и летне-осеннему периоду. Наибольшие коэффициенты корреляции между температурно-влажностными условиями и аномалиями урожайности зерновых относятся к периоду май–июнь на ЕЧР (Вильфанд, Страшная, 2011) и периоду май–июль на АЧР (Мещерская и др., 1978: 1982). Сезонные особенности засух (по индексу Педя) на европей-

ской территории России в период 1940–2000 гг. рассмотрены в работе (Лаврова, Угрюмов, 2008). Они заключаются в следующем: если в мае–июне повторяемость засух существенно увеличилась в 1960–2000 гг. по сравнению с 1940–1979 гг., то в июле–августе повторяемость менялась мало.

Межгодовые изменения рассмотренных выше индексов засух в последние десятилетия уже можно сопоставить со спутниковыми индексами VCI и SCEI применительно к засушливым землям Европейской России, включающим южные районы Ростовской, Волгоградской, Саратовской, Оренбургской областей, восточных районов Ставропольского края, Республику Калмыкия, Астраханскую область, Дагестан. По данным VCI в периоды 1982–1986 и 2000–2006 гг. доминировали кратковременные засухи в мае, а в остальные месяцы вегетационного сезона – средние и длительные засухи. В более влажный период 1987–1999 гг. наблюдались в основном кратковременные засухи в мае–июле и средние по продолжительности засухи в августе–сентябре (Золотокрылин, Виноградова, 2010). По данным SCEI в период июль–сентябрь 2000–2012 гг. наблюдался незначимый линейный тренд иссушения. Он охарактеризован превышением площадей, затрагиваемых засухами, по отношению к площадям с увлажнением выше нормы. Причем, скорость тренда была больше в восточных районах, чем в западных. Увлажнение засушливых земель в конце весны – начале лета слабо повышалось в западных районах и имело тенденцию к уменьшению в восточных районах (Золотокрылин и др., 2012, Золотокрылин, Титкова, 2012).

Таким образом, несмотря на существующие неопределенности оценок засух можно заключить, что в период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. повторяемость сильных засух возрастала в большей степени в северной части зернового пояса (Центральном и Волго-Вятском районах). Она почти не изменилась в центральной и восточной частях зернового пояса (Центрально-Черноземный и Уральский районы). Повторяемость засух существенно уменьшилась на юге зернового пояса (Северо-Кавказский район) и мало изменилась в Поволжском и Западно-Сибирском районах. Наметившаяся отрицательная тенденция годового увлажнения зернового по-

яса в конце первого десятилетия XXI в. может привести к расширению площадей засух, увеличению их интенсивности, повторяемости и продолжительности. Аналогом может служить эпизод глобального потепления 1930-х годов.

В заключение отметим, что глобальный анализ крупномасштабных засух на всех континентах за последние 60 лет свидетельствует об изменениях общей площади с засухами от года к году, но многолетний тренд площадей с засухами почти не выражен (Sheffield et al., 2009).

4.6.3.5. Экстремальная засуха летом 2010 г. в России по сравнению с засухами прошлых лет

Засуха 2010 г. на европейской территории России, классифицируемая как атмосферная, возникла в начале мая в юго-восточной части ПФО (рис. 4.6.4). В третьей декаде мая она охватила почти все Поволжье и Республику Башкортостан. Одновременно стала развиваться сильная почвенная засуха в Саратовской, Оренбургской областях и Республике Башкортостан. Особенность засухи состояла в том, что она почти до августа не распространялась в южном направлении и не проявлялась в традиционно сухих районах Калмыкии и Астраханской области. Сильная засуха пришла в ЮФО только в августе. В июне засуха охватила юго-восток ЦФО (Воронежскую, Тамбовскую, Липецкую области), северо-восток Южного и юг Уральского округов. Атмосферная засуха была оценена здесь по значениям ГТК как сильная и очень сильная (Страшная и др., 2011; Фролов, Страшная, 2011). В третьей декаде июня на всей этой территории распространилась сильная почвенная засуха. В июле очень сильная и сильная атмосферная засуха в сочетании с почвенной уже полностью охватила Приволжский и Центральный округа и вышла в южные районы Северо-Западного округа. В июне–июле атмосферно-почвенная засуха почти не прерывалась. Она охватила значительную часть территории Европейской России (рис. 4.6.4) и продолжалась до 18–19 августа. Положительная аномалия средней температуры воздуха при этом была самой большой за все рассмотренные годы сильных засух.

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

Погодные условия лета 2010 г. обусловлены формированием над европейской частью СНГ стационарного антициклона большой интенсивности и длительности существования, заблокировавшего эту территорию от атлантических циклонов (Бережная и др., 2010а, б; Иванова и др., 2011; Шакина и др., 2011; Dole et al., 2011). Анализу блокирующего антициклонического режима, установившегося летом 2010 г. над ЕЧР посвящено множество публикаций (Варгин и др., 2012; Володин, 2011; Иванова и др., 2011; Семенов и др., 2012б; Шакина, Иванова, 2010; Шакина и др., 2011). В статьях (Dole et al., 2011; Matsueda, 2011) на основании результатов численного моделирования делается вывод о том, что блокирующий антициклон в Восточной Европе в 2010 г. сформировался под влиянием исключительно внутренней динамики климатической системы, и возможностей предсказать его заранее (с заблаговременностью свыше недели) практически не было. Блокирующий антициклон сформировался в конце июня и сохранялся до середины августа в течение 55 дней с аномалиями давления в центре до 6 гПа. В его области отмечались положительные аномалии температуры воздуха, а осадков было значительно меньше нормы.

Сверхэкстремальная аномалия температуры 2010 г. не объясняется только аномальной динамикой атмосферы, приводящей к переносу в район аномалии теплого воздуха (Володин, 2011). Согласно гипотезе Е. М. Володиной (2011), для ее возникновения необходимо образование заранее (по крайней мере, за месяц) отрицательной аномалии влажности почвы (почвенная засуха), смещенной навстречу ветровому потоку на десятки сотен километров. Подобная аномалия была обнаружена на территории Казахстана в мае по данным спутниковых индексов климатических экстремумов увлажнения (SCEI) (Золотокрылин и др., 2012) и влажности почвы (SWI) (Cherenkova et al., 2013) (рис. 4.6.5).

Аномалия динамики атмосферы и аномалия влагозапасов почвы – события практически независимые (Володин, 2011). Их случайное совпадение обеспечивает сверхэкстремальную температуру. События, подобные засухе 2010 г., могут происходить значительно чаще, чем это следует из нормального распределения. Результаты моделирова-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ния не показывают сколько-нибудь существенного влияния влажности почвы на собственно блокинг как явление динамики атмосферы, т. е. на их интенсивность или продолжительность. Влажность почвы влияет только на температуру воздуха у поверхности во время блокинга (Володин, 2011).

Рассмотрены случаи блокирования, имевшие место над Европейской Россией в летние месяцы

2002, 2007 и 2010 гг. (Иванова и др., 2011). В 2002 и 2007 гг. периоды основного блокирования, подтвержденные аномалиями геопотенциала, были гораздо короче, причем в отличие от 2010 г. не охватывали всю область ЕЧР. Предшествующий основному процессу блокирования летом 2010 г. кратковременный майский блокинг внес существенный вклад в последующую летнюю засуху,

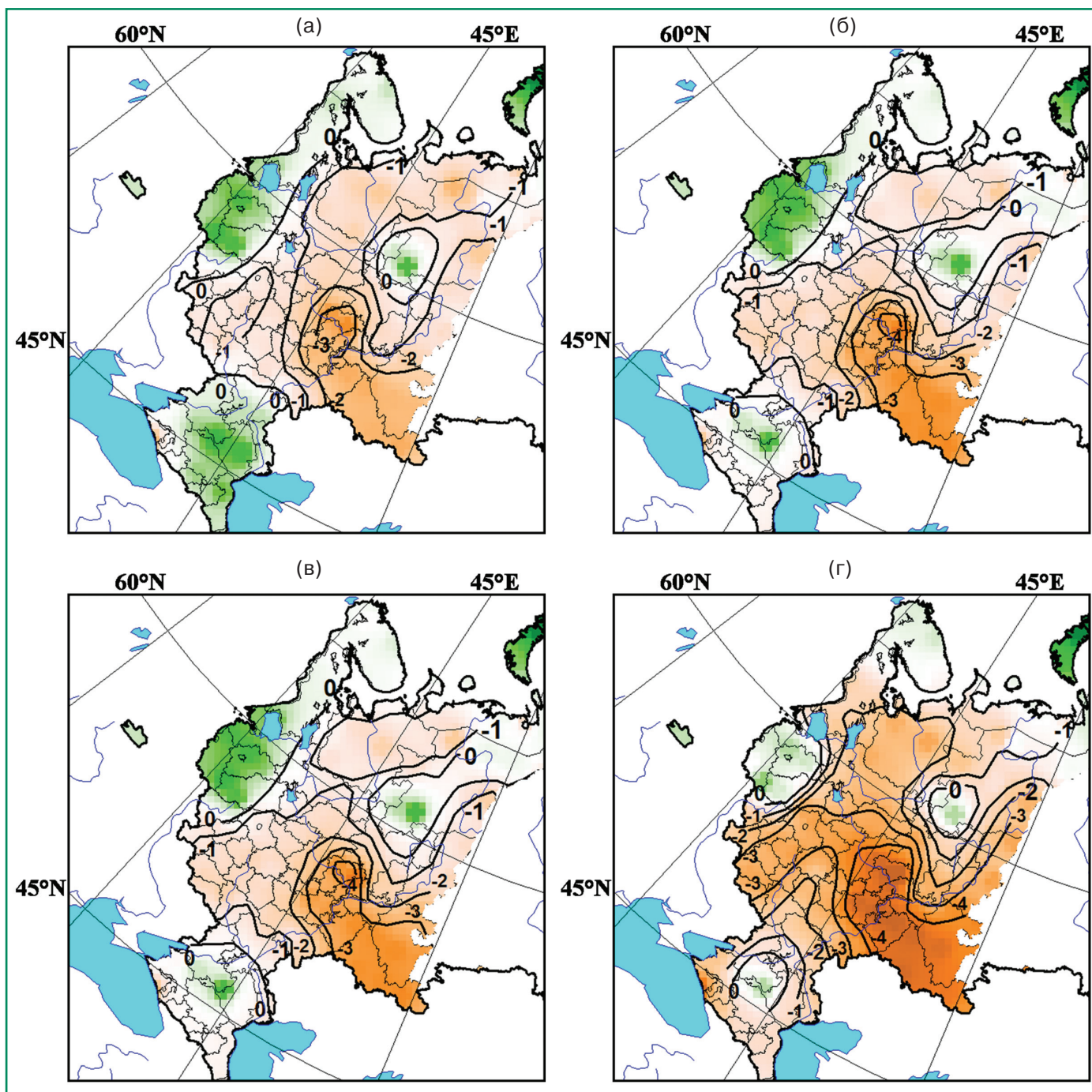


Рис. 4.6.4. Атмосферная засуха на Европейской части России в: (а) мае, (б) июне, (в) июле и (г) августе 2010 г. по данным индекса суровости засухи Палмера. Изолиниями показана интенсивность засух (Черенкова, 2013а).

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

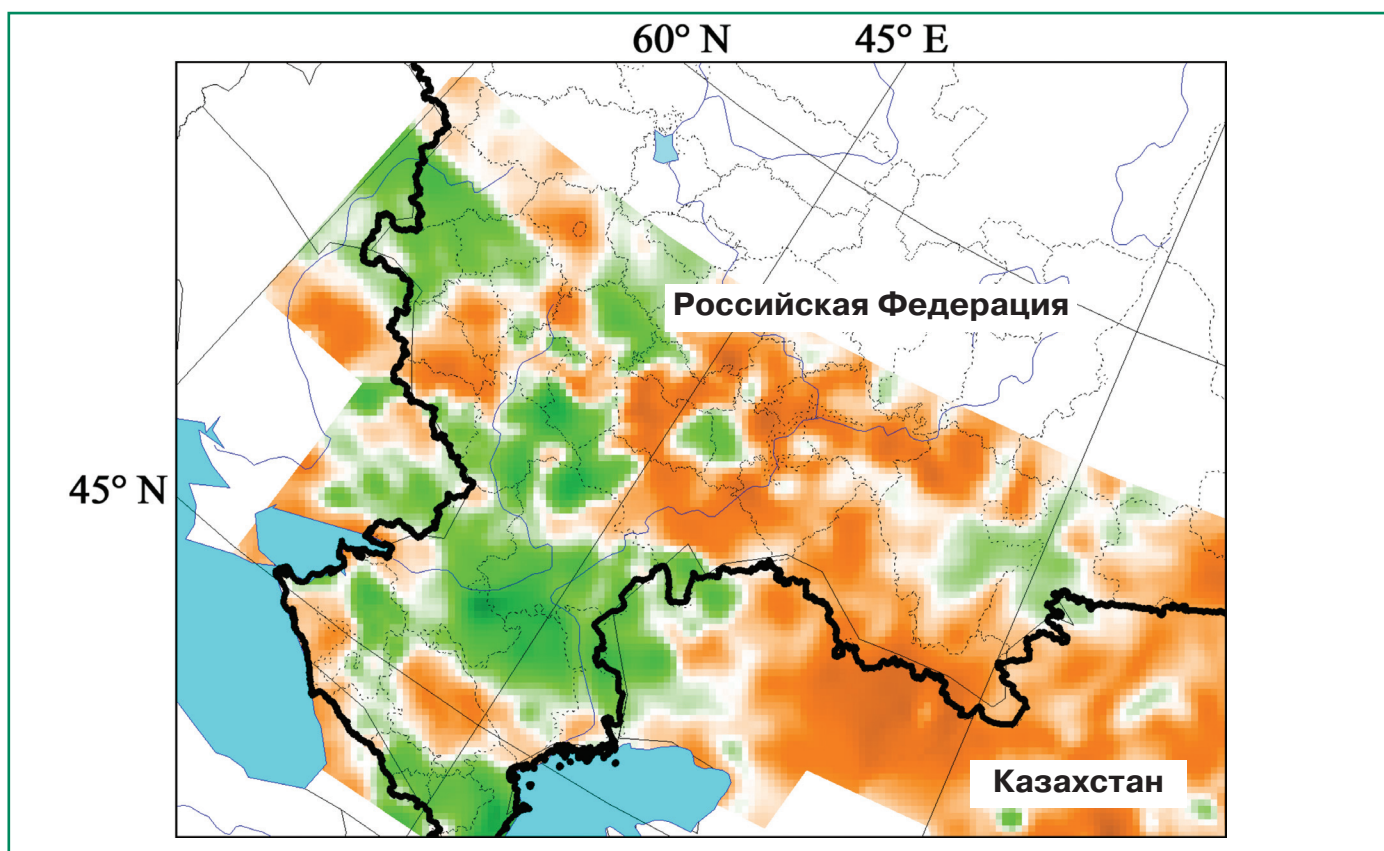


Рис. 4.6.5. Аномалия влажности почвы по спутниковым данным SWI в мае 2010 г. Зеленый цвет – положительная аномалия, темно-желтый – отрицательная (Cherenkova et al., 2013).

ибо из-за него уже к началу лета значительно уменьшилось влагосодержание почвы (Иванова и др., 2011). Случай блокирования летом 2010 г. оказался самым продолжительным и мощным по вертикали (до уровня 100 гПа), а обрушение волн Россби здесь происходило чаще, чем в других эпизодах. В 2010, как и в 2002 г., основная летняя волна тепла предварялась хорошо выраженным случаем блокирования и обрушения волн Россби в мае, что усугубило последующую засуху.

В статье (Schneiderreit et al., 2012) анализируется возможное влияние явлений Эль-Ниньо/Ла Нинья и других циркуляционных механизмов на развитие блокирующих антициклонов над Восточной Европой, однако вопрос об их влиянии оставлен открытым. Возможная связь блокирующих антициклонов с муссонной циркуляцией и очагами тепла в океане и Средиземном море обсуждается в статье (Trenberth, Fasullo, 2012). В работе (Шмакин и др., 2013) выявлена значительная роль в формировании блокирующих антициклонов в Восточной Европе механизма WP (Западно-

Тихоокеанского), проявляющегося особенно заметно в период после 1980-х годов.

О месте крупнейшей засухи 2010 г. в ряду засушливых лет с конца XIX столетия можно судить по ранжированным рядам индекса D (рис. 4.6.6) в основных зерносеющих районах ЕЧР и АЧР (к засушливым годам относилась первая треть ранжированного ряда индекса D).

На ЕЧР засуха 2010 г. за период 1891–2012 гг. занимает первое место по площади засушливых условий ($D = 65.9\%$ площади ЕЧР). Особенно она проявилась в Приволжском и Центральном округах (в Приволжском округе $D = 87\%$) (Мещерская и др., 2011). На втором месте стоит засуха 1981 г. ($D = 60.1\%$ площади), на третьем – засуха 1975 г. (Уланова, 1988). На АЧР самым засушливым был 1991 г. ($D = 70.6\%$ площади) и 1965 г. ($D = 63.3\%$). Также засуха 2010 г. не имела себе равных за последние 120 лет метеорологических наблюдений по напряженности термического режима в сочетании с крайне неблагоприятным режимом увлажнения (атмосферно-почвен-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

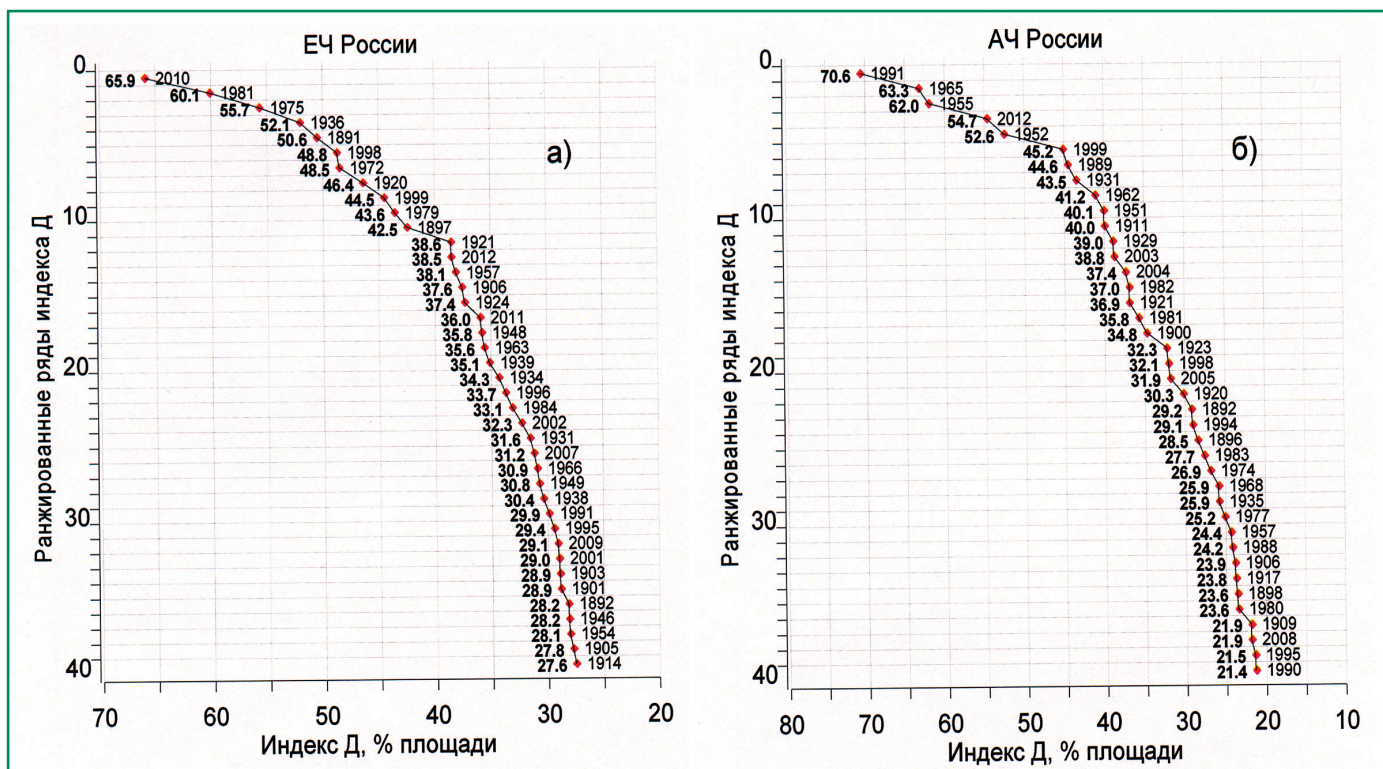


Рис. 4.6.6. Ранжированные ряды индекса D , характеризующие площади распространения засушливых условий ($\Delta t > 1^\circ\text{C}$, количество осадков менее 80% нормы) в процентах от общей площади основных зерносеющих районов ЕЧР (а) и АЧР (б) (Мещерская и др., 2000).

ной засухой) и сопровождалась суховеями, пожарами в лесах и на торфяниках на больших площадях (Мещерская и др., 2011; Страшная и др., 2011; Фролов, Страшная, 2011).

По индексу Педя статистически значимые значения, превышающие двойное среднеквадратическое отклонение, отмечены в 19 субъектах РФ. Однако по охвату количества экономических районов (пяти) засуха 2010 г. занимает всего 3 место (первое и второе места у засух 1998 и 1963 гг.) (Страшная и др., 2011). По абсолютному отклонению урожайности зерновых культур в целом по РФ (от тренда за 1946–2010 гг.) засуха 2010 г. занимает второе место, по относительному отклонению (в % тренда) – лишь пятое. Заметим, что наибольшее абсолютное отклонение урожайности зерновых культур в России от тренда, рассчитанного за указанный период наблюдалось в 1998 г., что связано, по-видимому, не только с засухой, но и с ухудшением культуры земледелия в условиях продолжавшейся в 90-е годы структурной перестройки в сельском хозяйстве (Чуб, Страшная, 2012).

Существует точка зрения, что засуха 2010 г. вызвана долговременным (с масштабами несколь-

ко десятилетий) колебанием центров действия атмосферы, на смене фазы которого мы сейчас находимся (Астафьева, 2011).

Во многих статьях зарубежных авторов отмечается, что летом 2010 г. было два рекордных экстремальных явления: длительная жара, приведшая к пожарам в Европейской России и сильное наводнение в Пакистане. Установлено, что волна тепла была связана с развитием события чрезвычайно сильного и длительного внетропического атмосферного блокирования из-за активации крупномасштабных атмосферных волн Россби, охвативших ЕЧР, Казахстан, северо-западную территорию Китая и регион Тибетского нагорья. Проникновение на юг верхнего уровня возмущений завихренности в ведущей впадине волны Россби способствовало выпадению аномальных ливневых дождей на севере Пакистана и в его окрестностях в середине–конце июля (Dole et al., 2011; Galarnau et al., 2012; Hong et al., 2011; Lau, Kim, 2012). Отмечено, что волны тепла на ЕЧР усиливались из-за эффекта положительной обратной связи через изменения в поверхностных энергетических потоках между атмосферным

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

блокированием и земной поверхностью с пониженной влажностью почвы. Подчеркивается, что волны Россби, простирающиеся по всей северной Евразии, являются доминирующим фактором изменчивости месячной температуры воздуха и осадков, и играют важную роль в формировании аномальной жары: в 2003 г. на территории Европы и в 2010 г. на ЕЧР (Schubert et al., 2011).

Также в статьях зарубежных авторов анализируются возможности прогноза подобных экстремальных явлений в будущем (Dole et al., 2011). Отмечается, что динамический отклик на отрицательный тренд концентрации морского льда и положительный тренд температуры поверхности моря (Sea Surface Temperature – SST) в Баренцевом море может повлиять на увеличение вероятности повторяемости волн тепла в России и Европе (Sedlacek et al., 2011). В работе (Matsueda, 2011) исследуется предсказуемость блокирующего антициклона над ЕЧР летом 2010 г. и связанных с ним аномально высоких температур поверхности с помощью среднесроч-

ных ансамблевых прогнозов. Большинство анализируемых в работе прогнозов предсказывало ослабление этого явления раньше, чем это было в действительности.

Вопрос о том, в какой степени это событие связано с антропогенным изменением климата, является спорным. С одной стороны, указывается, что причиной этого события, в основном, была естественная изменчивость климата (Dole et al., 2011). С другой стороны, говорится о связи теплового рекорда лета 2010 г. с крупномасштабным потеплением климата с 1980-х гг. (Груза, Ранькова, 2011; Rahmstorf, Coumou, 2011). В ряде работ учитываются одновременно две эти причины возникновения засухи (как случайное событие за счет внутренней динамики и как следствие глобального потепления) (Вильфанд, Страшная, 2011; Otto et al., 2012).

В 2012 г. сильная атмосферная засуха в ряде районов, в сочетании с продолжительной (четыре декады и более) почвенной засухой, вновь повторилась в основных зерносеющих районах ЕЧР, а



Рис. 4.6.7. Количество декад с сильной почвенной засухой в период вегетации зерновых колосовых культур в 2012 г. (Страшная и др., 2013).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

затем в АЧР (юг Урала, Западная Сибирь) (рис. 4.6.7). Засуха 2012 г. на ЕЧР занимает 13 место в ряду засушливых условий и 4 место – на АЧР (рис. 4.6.6). Однако ее последствием стало резкое снижение урожайности и валовых сборов зерна, а в ряде субъектов Российской Федерации, где атмосферная засуха сочеталась с почвенной засухой и частыми суховейнными явлениями – гибель зерновых и других сельскохозяйственных культур на площади около 5.5 млн га, что почти в 2.5 раза меньше, чем в засуху 2010 г. (Страшная и др., 2013).

Исследовано влияние сильной летней засухи 2010 г. в европейской части России на колебание уровня Каспийского моря. Для этого по наземным и спутниковым наблюдениям определены последствия изменения водных запасов Волжского бассейна и Каспийского моря в 2010 г., а также динамика компонентов водного баланса за период с 1993 по 2010 год. Водный дефицит с июня по сентябрь 2010 г., рассчитанный на основе значений аномалий осадков Волжского бассейна, приведет к понижению уровня Каспийского моря от 27 до 28 см (Agre et al., 2012).

4.6.3.6. Прогнозируемые климатические изменения увлажнения, индексов засух на территории России

Результаты численных экспериментов с помощью МОЦАО (программы CMIP3 и CMIP5) могут быть основанием для получения прогнозных оценок изменения увлажнения России, в частности зернового пояса и примыкающей к нему пастбищной зоны, к середине XXI в. Так, результаты расчетов по ансамблю из шести МОЦАО (CCC_T47, CCSR_me, CNRM, ECHAM, ECHO, IPS), относящимся к международному проекту CMIP3: Coupled Model Intercomparison Project – Phase 3, использовались для расчета радиационного индекса сухости Будыко для периода 2046–2065 гг. по отношению к базовому периоду 1980–1999 гг. (Черенкова, Золотокрылин, 2012). В исследовании был использован сценарий антропогенных выбросов A2, соответствующий одному из наиболее экстремальных вариантов потепления климата. Изменения радиационного индекса сухости к середине текущего века свидетельст-

вуют о возможности некоторого иссушения западной части ЕЧР. Одновременно можно ожидать слабое увеличение увлажнения Предуралья и Западной Сибири. Четыре модели из шести прогнозируют изменение увлажнения к середине XXI века по смешанному аридно-гумидному типу. Две остальные модели прогнозируют изменение увлажнения территории по аридному типу.

Данные о будущем климате России (температура и осадки), полученные в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) осреднением результатов расчетов, выполненных с помощью 31 МОЦАО (АН_31), которые участвуют в международном проекте CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5) (Катцов, Говоркова, 2013), стали основой для оценки ожидаемого изменения годового и сезонного коэффициентов увлажнения в период 2011–2030 гг. по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг. (Черенкова, 2013б). Для базового периода данные по температуре были взяты из работы (Rienecker et al., 2011), а данные по осадкам из (Xie, Arkin, 1998 updated). Расчеты с помощью группы моделей АН_31 проводились в условиях “жесткого” сценария антропогенного воздействия на климат – RCP8.5.

На рис. 4.6.8 изолиниями показаны положительные и отрицательные изменения в процентах коэффициентов годового (рис. 4.6.8а) и сезонного (рис. 4.6.8б) увлажнения по отношению к значениям коэффициента за базовый период. Порядок изменений годового коэффициента увлажнения составляет первые проценты. Он ниже верхнего предела коэффициента вариации (8–10%), определенного независимо по данным наблюдений за базовый период. Заслуживает обсуждения только знак изменений коэффициента на территории: разнонаправленные изменения характерны для коэффициента годового увлажнения (рис. 4.6.8а), в то время как летом ожидается преимущественная аридизация территории, особенно Северного Кавказа (рис. 4.6.8б).

Расчеты для периода 2041–2060 гг. показывают, что аридизация территории будет возрастать повсеместно (сильнее в южной половине территории) как в годовом, так и сезонном масштабах.

Вывод о разнонаправленности ожидаемого изменения годового увлажнения в период

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

2011–2030 гг. по сравнению с 1981–2000 гг. подтверждают расчеты коэффициентов увлажнения по результатам численных экспериментов на региональной климатической модели – РКМ ГГО (Черенкова, 2013б) (рис. 4.6.9). Как видно на рис. 4.6.9а, значимое повышение годового увлажнения вероятно в северной части зернового пояса ЕЧР. Одновременно годовое увлажнение может повыситься в основных земледельческих районах Западной Сибири и Алтайского края, за

исключением Томской области. Другой регион со значимым ростом увлажнения локализуется в юго-западной части зернового пояса (южная часть Ростовской области, весь Краснодарский край и восточная часть Ставропольского края). Напротив, в степных районах Белгородской, Воронежской, Ростовской, Тамбовской, Волгоградской, Саратовской, Оренбургской областей местами возможно значимое снижение увлажнения (рис. 4.6.9а).

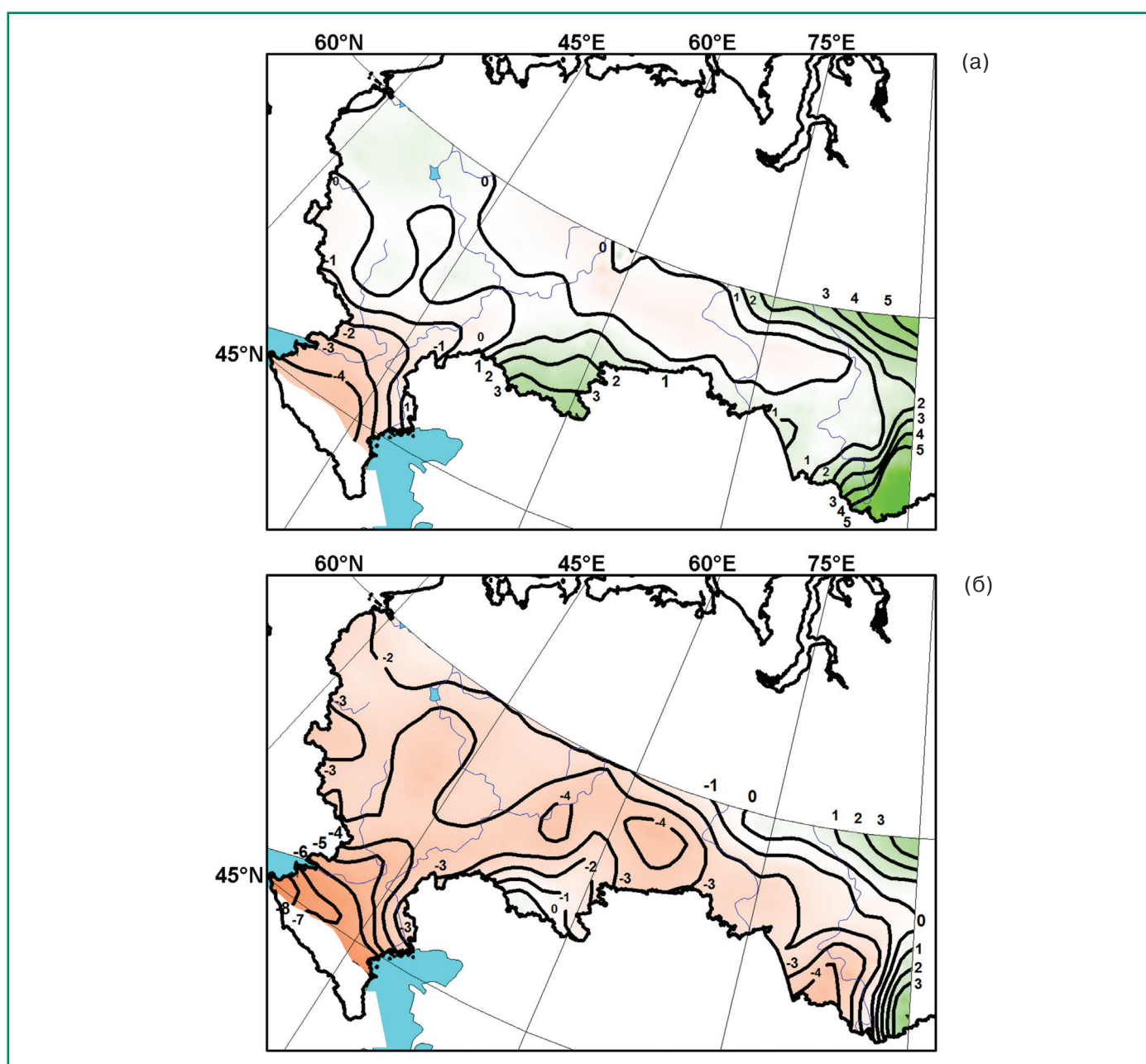


Рис. 4.6.8. Изменение коэффициента увлажнения (в процентах) в период 2011–2030 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг., рассчитанное с помощью группы моделей АН_31 для сценария RCP8.5. Коэффициенты: (а) – годового увлажнения; (б) – увлажнения в сезон активной вегетации (май–август). (Черенкова, 2013б).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

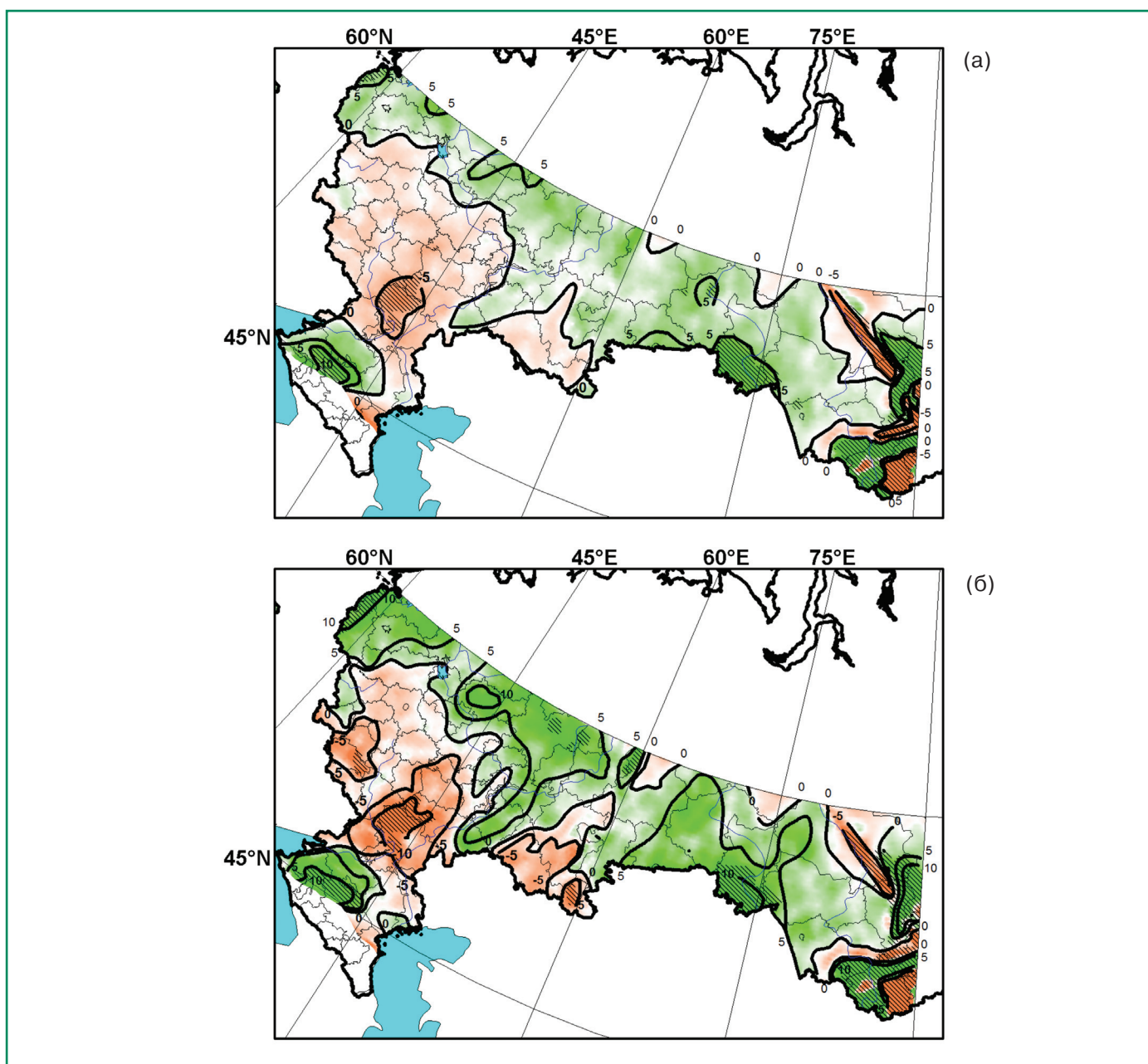


Рис. 4.6.9. Изменение коэффициента увлажнения (в процентах) в период 2011–2030 гг. по сравнению с 1981–2000 гг. по данным РКМ ГГО, сценарий А2. Коэффициенты: (а) – годового увлажнения; (б) – увлажнения в сезон активной вегетации (май–август). Штриховкой показаны статистически значимые изменения с уровнем значимости 0.95 (Черенкова, 2013б).

Распределение на территории ожидаемого изменения коэффициента сезонного увлажнения в целом не противоречит рассмотренной выше картине изменения годового увлажнения (рис. 4.6.9а, 4.6.9б), в отличие от сравниваемых ансамблевых оценок увлажнения (рис. 4.6.8а, 4.6.8б).

В следующий период 2041–2060 гг. разнонаправленность изменений годового увлажнения сохранится, но аридизация охватит значительные территории. Летом почти на всей территории бу-

дет доминировать аридизация, а повышение увлажнения можно ожидать только в северной части зернового пояса ЕЧР.

Важно отметить, что разнонаправленные изменения увлажнения в зерновом поясе России могут заметно снизить негативные последствия аридизации вследствие сохраняющейся возможности территориальной компенсации урожаев. Например, падение урожая вследствие иссушения Центрально-Черноземных областей может быть ком-

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

пенсировано увеличением урожаев в Среднем Поволжье, Краснодарском крае, Западной Сибири (рис. 4.6.9).

Особенности изменения увлажнения сезона активной вегетации (ГТК) и повторяемости засух (по индексу Педя) на территории Восточно-Европейской равнины выявлены по результатам численных экспериментов с помощью нескольких МОЦАО (СМIP3) в период 2046–2065 гг. по отношению к периоду 1961–1989 (Кислов и др., 2008). Расчет ГТК на основе прогностических величин температуры воздуха и осадков показал, что его межгодовая изменчивость оказывается значительно меньше, чем для современного климата. В центральной части Восточно-Европейской равнины ГТК большую часть времени остается в той же категории увлажнения, что и в период 1961–1989 гг. Слабое (не более, чем на 0.2) увеличение ГТК отмечается к северу от 56–58° с.ш., уменьшение (также не более 0.2) – к югу от этих широт, некоторый рост – на юго-востоке Восточно-Европейской равнины. Во все летние месяцы аномалии ГТК отрицательны, что говорит об увеличении засушливости. В летние месяцы ГТК уменьшается по сравнению с базовым периодом.

На фоне небольших изменений ГТК меняется повторяемость ГТК в разных градациях. Для всего зернового пояса в период 2046–2065 гг. предполагается уменьшение увлажнения, усиление засушливости и возрастание рисков земледелия. Таким образом, современная зона рискованного земледелия на юге Восточно-Европейской равнины расширится к северу. Увеличение повторяемости аномального увлажнения по сравнению с современным климатом, прогнозируется, по модельным расчетам, только на севере и северо-востоке, а на остальной территории аномалии близки к нулю.

Изменения положения границ агроклиматических поясов, выделяемых по совокупности ресурсов тепла и влаги, будут невелики. Наиболее заметно расширение к северу границ засушливых областей с ГТК меньше 1.0. При этом на засушливых территориях возрастает повторяемость засушливых лет, а в зоне нормального увлажнения, за исключением ее южной части, где возрастает засушливость, повторяемость условий нормального увлажнения также возрастает.

К середине XXI века в центре Восточно-Европейской равнины повторяемость лет с условиями, близкими к среднему значению, в летние месяцы уменьшится, а повторяемость засух (по индексу Педя) увеличится. На остальной территории будет происходить приближение повторяемости засух к “норме”. Увеличение повторяемости засух 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.

Таким образом, экстремальность климата по индексу Педя особенно возрастет в центральной полосе Восточно-Европейской равнины. К северу от 56–68° с.ш., напротив, сохраняются комфортные гидротермические условия, возрастают увлажнение и температура, увеличивается повторяемость ситуаций с нормальным увлажнением. На юге территории изменчивость гидротермических условий уменьшается, но на фоне роста температуры и уменьшения количества осадков возрастает засушливость климата.

На основе прогнозов с помощью различных моделей (GISS, GDFL, CCCM, UKMO) исследованы предполагаемые локальные изменения увлажнения территории Воронежской области к 2075 г. (Шумова, 2012). Согласно оценкам всех рассмотренных климатических моделей, ожидаемое годовое увлажнение территории (коэффициент увлажнения Высоцкого) уменьшится, что позволяет говорить о развитии здесь аридного сценария глобального потепления. При возможном изменении климата в случае удвоения концентрации диоксида углерода в атмосфере увлажнение в сезон вегетации (ГТК Селянинова) по модели GISS может возрасти, по моделям GDFL и UKMO – остаться практически без изменения, а, согласно расчетам CCCM, возможно, уменьшится.

Предстоящие изменения годового увлажнения (по коэффициенту Высоцкого-Иванова) учтены в ландшафтно-экологических сценариях ближайшего будущего территории основного водосбора Волжского бассейна (Коломыц, 2004). Возможные изменения климата территории при антропогенном росте (до уровня удвоения) оценены по численным экспериментам модели GISS. Климатический прогноз дан на сроки до 2030 и

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

2050 гг., в которые ожидается повышение глобальной температуры на 2.0–2.2°C и 3.0–4.0°C. Базовый период 1881–1980 гг.

Найденные корреляционные связи ландшафтно-зональных систем с коэффициентом увлажнения были положены в основу прогнозного картографирования биоклиматических условий территории. Ожидаемое глобальное антропогенное потепление к 2030 г. вызовет общую аридизацию территории, и чем дальше по времени, тем она будет все более глубокой и тотальной. К 2050 г. может установиться определенная стабилизация климатических условий с прогрессирующим наступлением степи на лес в 100–200 км (по меридиану) южной части лесной зоны (Коломыц, 2004).

Позднее этот прогноз был детализирован с помощью нового показателя – локального коэффициента эдафического увлажнения, учитывающего связи коэффициента увлажнения со среднеиюльскими локальными запасами продуктивной влаги в почве разных геоэкологических систем (Коломыц, 2010). Региональные климатические прогнозы на период до 2100 г. выполнены с помощью модели HadCM3 (сценарий A2). Базовый период: 1881–1985 гг. Согласно расчетам до конца столетия по всей полосе зональных экотонов леса и степи в Среднем Поволжье будет развиваться термоаридный климатический тренд с соответствующим иссушением почвы. Согласно прогнозу в обширной зоне переходов от леса к степи нарушится процесс семенного возобновления лесообразующих и кустарниковых видов. Этот процесс ведет к неизбежному вымиранию лесов и существенно затруднит искусственное лесоразведение.

Согласно модельным оценкам, при глобальном потеплении, связанном с увеличением CO₂ в атмосфере, следует ожидать увеличения в первую половину года над континентами количества блокингов, их общей продолжительности, среднего времени жизни и интенсивности (Мохов, 2006). Модельные оценки интегрального эффекта (действия) блокингов для Атлантико-Европейского сектора указывают на увеличение действия блокингов во все сезоны, кроме июля–сентября.

Получены оценки возможных изменений в XXI веке экстремальных климатических режимов, включая повторяемость и интенсивность засух, и биосферных эффектов в регионах Север-

ной Евразии, в частности для российских регионов, по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом при антропогенных воздействиях (Мохов и др., 2005). Акцент был сделан на анализе влияния засух на изменение биопродуктивности наземных экосистем в средних широтах. Согласно модельным расчетам, следует ожидать увеличения в XXI веке по сравнению с XX в. вероятности распространения весенне-летних засух в средних широтах Евразии, в том числе в ЕЧР.

Отмечено усиление связи биологической продуктивности в климатической модели с влагосодержанием почвы, сопровождающееся ослаблением связи биопродуктивности с осадками. Тип засух может меняться в условиях глобального потепления. Так, по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом при антропогенных воздействиях можно ожидать более сильного влияния почвенных засух на продуктивность экосистем, чем атмосферных засух (Мохов и др., 2005). Таким образом, тип региональных засух при потеплении меняется. Почвенные засухи сильнее влияют на продуктивность экосистем, чем атмосферные засухи (Мохов и др., 2005). Наибольшее снижение урожайности зерновых культур наблюдается обычно в условиях общей, т. е. атмосферно-почвенной засухи (Чуб, Страшная, 2012).

По данным модели климата ИВМ РАН при развитии глобального потепления вероятен сдвиг на север сверхэкстремальных событий с положительной аномалией температуры (засух), где они в настоящее время редки (Володин, 2011).

Определенный довод в пользу гипотезы повышения повторяемости засух в основных сельскохозяйственных районах России в условиях ожидаемого глобального потепления приведен в работе Э. В. Рочевой (2012). Автор исследовал изменения регионального индекса антициклональной циркуляции (доля площади, занятой значительными положительными аномалиями геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа) в XX и XXI вв. с использованием данных реанализа NCEP/NCAR (1948–2007 гг.) и результатов численных экспериментов с климатической моделью ECHAM5 (1948–2100 гг.) со сценарием A2, взятым из Специального доклада МГЭИК о сценариях выбросов – SRES (Special report on emission scenarios,

Nakicenovic et al., 2000) для периода 2001–2100 гг. Эксперименты свидетельствовали об увеличении повторяемости засух в 2008–2037 гг. по отношению к периоду 1978–2007 гг. в 1.5 раза в Европейской России и 1.1 раза в Западной Сибири. Ожидаемая повторяемость засух еще более возрастет в 2038–2067 гг. (соответственно в 2.5 и 2.1 раза).

Таким образом, расчеты по разным МОЦАО и их ансамблю предполагают изменение увлажнения зернового пояса по смешанному аридно-гумидному типу. Аридизация будет усиливаться и расширяться в период 2031–2050 гг. по отношению к периоду 2011–2030 гг. Большинство рассмотренных моделей (СМIP3, СМIP5) прогнозируют к середине XXI века статистически значимое снижение увлажнения, особенно в южных районах ЕЧР. Ожидается рост числа блокингов в Атлантико-Европейском секторе и увеличение повторяемости засух, при этом возрастет доля почвенных засух. Возможен более частый охват засухами территории к северу от зернового пояса. К середине 21 в. может произойти смещение природных зон в ЕЧР (наступление степи на лес).

4.6.4. Опустынивание

4.6.4.1. Общая характеристика

С глобальным потеплением связана постановка новых вопросов уязвимости засушливых земель (субгумидных, семиаридных и аридных) к воздействию изменений климата и их потенциального вклада в смягчение этих изменений. В этом контексте важно учитывать адаптационный потенциал засушливых земель и их способность к восстановлению в условиях меняющегося климата. В начале XXI в. стала проявляться ограниченность парадигмы опустынивания засушливых земель, как их деградации в результате действия разных факторов, включая вариации климата и деятельность человека (UNCCD, 1993). Неполнота деградационной парадигмы отмечалась, например, в работах (Золотокрылин, 2003; 2008; 2010; 2013; Золотокрылин, Виноградова, 2007), в которых была показана динамичность климатической составляющей опустынивания и способность к быстрому восстановлению растительности в условиях изменений климата. Ограниченность де-

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

градационной парадигмы была подчеркнута в работе “Климат и опустынивание: взгляд на старую проблему через новые очки” (Verstraete et. al., 2009). Почти одновременно с предыдущей работой была опубликована контр-парадигма развития засушливых земель (Drylands Devolepment Paradigm, DDP) (Mortimore, 2009). Она переключает основное внимание с деградации на способность к быстрому восстановлению или эластичности (resilience) засушливых экосистем при определенных условиях.

Принимая вышесказанное во внимание, опустынивание в контексте изменений климата можно рассматривать как результат взаимодействия аридизации и антропогенной деградации засушливых земель. Аридизация регулируется преимущественно региональными изменениями климата. В то же время циклическая природа аридизации в значительной степени влияет на интенсивность локальных процессов антропогенной деградации земель и на способность к восстановлению засушливых экосистем. В итоге динамика опустынивания обусловлена взаимодействием разномасштабных циклических процессов аридизации (региональных) и антропогенной деградации земель (преимущественно локальных). В фазу ослабления аридизации возрастает вероятность восстановления растительного покрова.

Опустынивание является специфическим случаем затрагиваемых аридизацией деградированных земель, определяемых как засушливые. По рекомендации Конвенции по борьбе с опустыниванием ООН засушливые земли выделяются по показателю отношения среднего ежегодного уровня осадков к испаряемости, который меняется от 0.05 до 0.65 (UNCCD, 1993). При этом годовая испаряемость вычислялась по методу Торнтвейта (Thorntwaite, 1948). Таким образом, определение опустынивания в Конвенции четко обозначает территорию борьбы с ним – засушливые земли.

В России к районам, затрагиваемым опустыниванием, часто относят деградированные территории, лежащие севернее изолинии коэффициента увлажнения 0.65 (Субрегиональная..., 1999). В результате площадь затрагиваемых опустыниванием районов преувеличена в основном за счет неоправданного включения деградированных суб-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

гумидных и отчасти гумидных земель на юго-востоке ЕЧР. На это обстоятельство обратили внимание исследователи (Гунин, Панкова, 2004; Гунин, Микляева, 2006), когда анализировали российские субрегиональные национальные программы по борьбе с опустыниванием (НПДБО). Они справедливо отметили несостоятельность включения в зону опустынивания деградированных сельскохозяйственных земель в относительно благоприятных для земледелия районах.

Однако точка зрения на расширение засушливых земель за пределы изолинии 0.65 имеет своих сторонников в России (Куст, 2011). Они предлагают отказаться от термина “опустынивание” в трактовке Конвенции по борьбе с опустыниванием при принятии внутренних политических и законодательных решений в Российской Федерации, полностью заменив его термином “деграда-

ция земель”. При этом рассматривать термин “деградация земель” более широко, во всем спектре деградационных явлений природного и антропогенного характера, включая социально-экономические и природные системы (Куст, 2011).

На рис. 4.6.10 на фоне распределения зональных почв представлены изолинии коэффициента увлажнения (КУТ) (Золотокрылин, Черенкова, 2009). Изолиния КУТ, равная 0.65, соответствует границе засушливых земель (северной границе сухих субгумидных земель). Эта граница проходит как в пределах типично степных, так и в пределах сухостепных ландшафтов. Границей между сухими субгумидными и семиаридными землями служит изолиния 0.50. Семиаридные земли представлены отчасти сухостепными, большей частью полупустынными и иногда пустынными ландшафтами. Общая площадь засушливых зе-

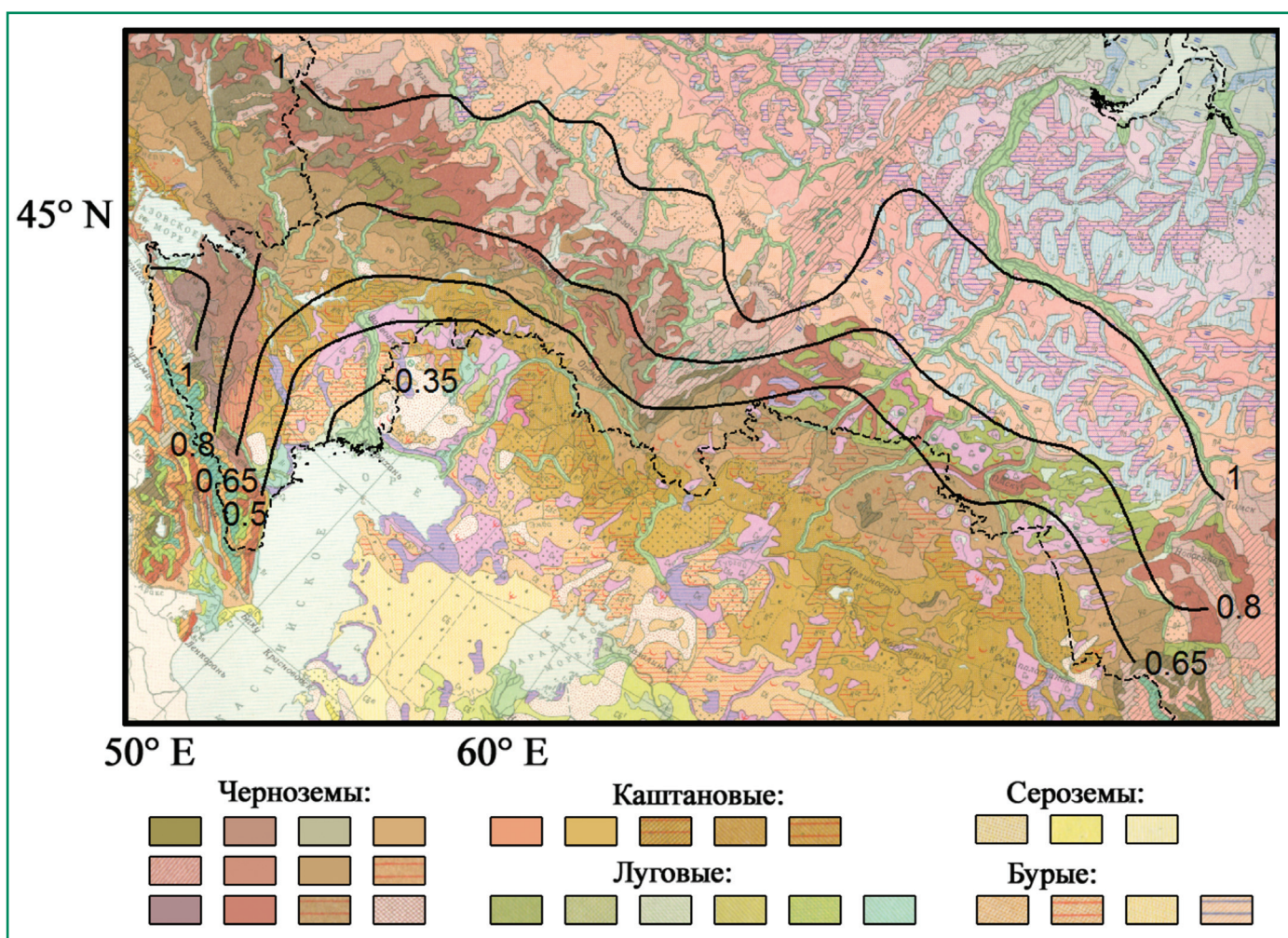


Рис. 4.6.10. Коэффициент увлажнения (отношение годовых осадков к годовой испаряемости, вычисленной по методу Thornthwaite (1948)). Изолиния 0.65 – северная граница засушливых земель (UNCCD, 1993) (Золотокрылин, Черенкова, 2009).

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

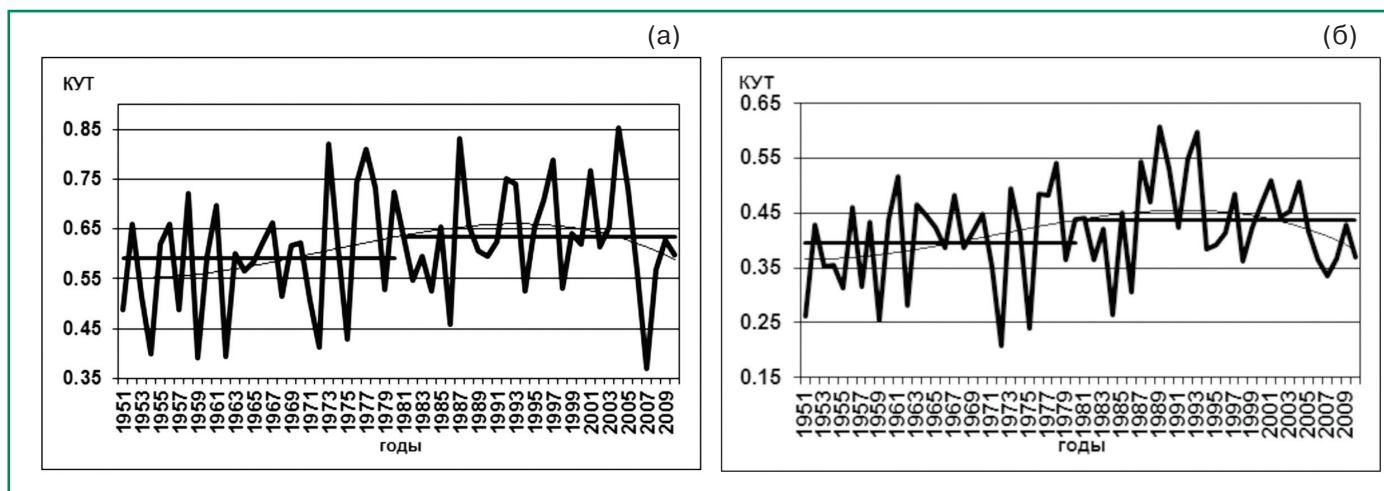


Рис. 4.6.11. Изменение годового увлажнения территории (КУТ) в период 1951–2010 гг.: (а) Кумо-Манычская впадина, (б) Северо-Западный Прикаспий. Толстые линии: средние значения КУТ в периоды 1951–1980 и 1981–2010 гг. Тонкая линия: тренд 3-го порядка (Золотокрылин и др., 2014).

мель равнин России составляет приблизительно 0.67 млн км², из них более 60% находится в Восточно-Европейском секторе и менее 40% – в Западно-Сибирском секторе. Площадь семиаридных земель почти в 3 раза меньше, чем сухих субгумидных. Таким образом, предельная территория равнинной России, которая может быть затронута опустыниванием в современных условиях, не превышает 0.7 млн км². К этой цифре засушливых земель необходимо добавить площади в горах Алтая, сибирских котловинах, сухостепных районах Забайкалья. В то же время площадь засушливых земель России превышает 1.25 млн км² при включении в их состав деградированных степных районов с повторяемостью засух 25% севернее изолинии 0.65 (Kust et al., 2011)

4.6.4.2. Динамика аридизации засушливых земель Европейской территории России

Она рассмотрена на территориях сухостепной Кумо-Манычской впадины (45–47.5° с.ш., 40–46° в.д.), а также полупустынного и пустынного Северо-Западного Прикаспия (45–51° с.ш., 45–51° в.д.). Осредненные по территориям коэффициенты годового увлажнения (КУТ), увлажнения сезона активной вегетации (ГТК) были рассчитаны по данным 11 метеостанций. Межгодовые изменения годового увлажнения и сезона вегетации однотипны, что указывает на значи-

мость вклада увлажнения сезона вегетации в годовое увлажнение (рис. 4.6.11, Золотокрылин и др., 2014). Также в большинстве случаев совпадают годы экстремумов увлажнения на сравниваемых территориях. Периоды значимого для растительности повышения увлажнения наблюдались в Кумо-Манычской впадине в 1974–2006-х гг., а в Северо-Западном Прикаспии – в 1987–2006-х гг. Они трактуются как фазы ослабления аридизации и увереннее выделяются по годовому увлажнению, чем по сезонному. Продолжительность этих фаз оказалась достаточной для запуска процесса восстановления растительного покрова.

Изменение годового увлажнения на территориях было синхронным до 1987 г. Наиболее резкий качественный скачок в сторону увеличения годового увлажнения Северо-Западного Прикаспия произошел в период 1983–1989 гг. Затем увлажнение территории Северо-Западного Прикаспия, достигнув наибольших значений в 1989–1995-х годах, стало медленно понижаться. Увлажнение территории Кумо-Манычской впадины повышалось дольше (до 2005 г.) и только после этого пошло на спад.

Наибольшее увлажнение в сезон активной вегетации в период 1951–2010 гг. наблюдалось на территории рассмотренных районов в различные временные интервалы: на территории Кумо-Манычской впадины – в 1973–1978 гг., а в Северо-Западном Прикаспии – в 1989–2003 гг.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Существуют две точки зрения, объясняющие ослабление аридизации на исследуемой территории, – это следствие глобального потепления (Еланский, 2006) или очередная флуктуация регионального климата (Золотокрылин, Виноградова, 2007). Выраженная цикличность аридизации служит доводом в пользу скорее второй точки зрения, чем первой.

Межгодовая динамика засух в Кумо-Манычской впадине и Северо-Западном Прикаспии, как фактора аридизации, рассмотрена по расчетам индекса вегетационных условий (VCI) и SCEI. По данным VCI в периоды 1982–1986 и 2000–2006 гг. доминировали кратковременные засухи в мае, а в остальные месяцы вегетационного сезона – средние и длительные засухи. В более влажный период 1987–1999 гг. наблюдались в основном кратковременные засухи в мае–июле и средние по продолжительности засухи в августе–сентябре (Золотокрылин, Виноградова, 2010).

Межгодовое изменение распространения засух (площади) оценено по индексу D (отрицательное значение SCEI) за период июль–сентябрь 2000–2012 гг. (Золотокрылин, Титкова, 2012, Зо-

лотокрылин и др., 2014). В качестве примера на рис. 4.6.12 изображен межгодовой ход индекса D в период 9–25 мая. Как видно из рисунка каждый год майские засухи охватывали более 20% территории Северо-Западного Прикаспия. В Кумо-Манычской впадине повторяемость охвата засухой территории более 20% меньше в 3 раза. Обширные засухи (60% и более) отмечались на обеих территориях в 2003, 2007, 2010 и 2012 гг. Засуха с охватом всей территории отмечалась дважды в Кумо-Манычской впадине и один раз в Северо-Западном Прикаспии. Слабая тенденция нарастания площади засух прослеживается на обеих территориях.

На заданных территориях площадь с положительными экстремумами увлажнения M в начале периода в среднем превышала площадь с отрицательными D . Перелом в изменении соотношения между площадями экстремумов произошел в 2006 г., что можно рассматривать в качестве признака усиления аридизации климата. Насколько устойчив этот перелом в сторону аридизации, оценить в данный момент не представляется возможным.

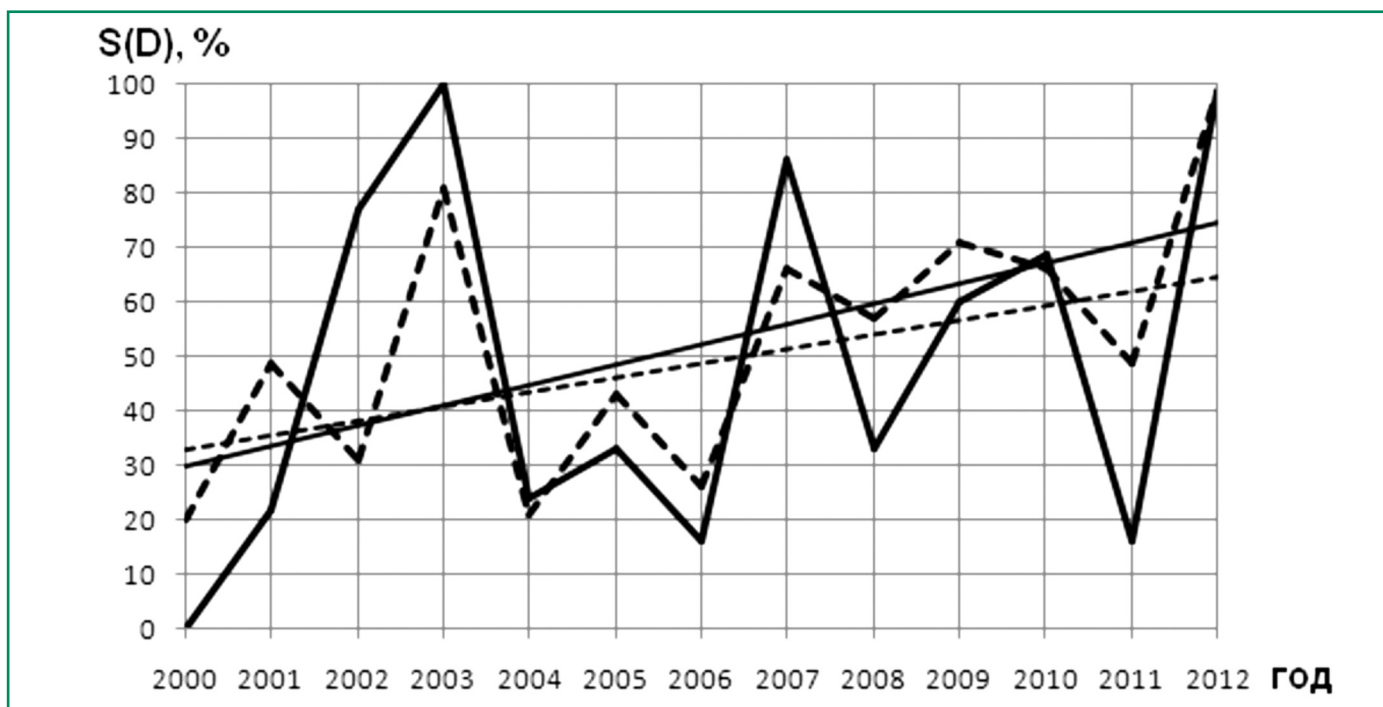


Рис. 4.6.12. Межгодовой ход площади (%) охвата территории засухой, диагностированной по индексу D (отрицательное значение спутникового индекса климатических экстремумов, SCEI) в период 9–25 мая 2000–2012 гг. Сплошная линия – площадь на территории 45–47.5° с.ш., 40–46° в.д., покрывающей Кумо-Манычскую впадину, и прерывистой линией 44–51° с.ш. 44–51° в.д. – Северо-Западный Прикаспий (Золотокрылин и др., 2014).

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

Современные климатические модели дают два разных сценария антропогенного потепления для исследуемой территории к середине XXI в.: гумидный и аридный (Оценочный доклад..., 2008б). Наметившийся перелом в увеличении площади отрицательных экстремумов увлажнения (засух) по сравнению с положительными можно рассматривать как довод в пользу сценария аридизации климата засушливых земель и, следовательно, усиления климатической составляющей опустынивания.

Специальному анализу последствий ослабления аридизации для растительного покрова засушливых земель в 1990-х годах посвящена работа (Золотокрылин, Виноградова, 2007). Ее основной вывод заключается в том, что первой причиной начала восстановления растительного покрова была климатическая флуктуация, а второй – ослабление антропогенной нагрузки на пастбища вследствие изменения социально-экономической ситуации в стране. Следует заметить, что климатическая флуктуация 1990-х годов разрушила все прогнозы антропогенного опустынивания, которые строились методом экстраполяции скорости деградации пастбищ.

Важно рассмотреть изменение антропогенной составляющей опустынивания засушливых земель. Основная их часть представлена природными пастбищами, состояние которых определяет состояние процессов опустынивания земель, а также среды обитания человека и животных. Площадь, занимаемая природными пастбищами в засушливых районах юга России, составляет 70–85% территории. Населенные пункты, пашня и другие виды угодий вкраплены в общий фон, создаваемый природными пастбищами (Косолапов и др., 2010).

Состояние земель засушливых территорий всецело зависит от состояния природных пастбищ. Несмотря на ослабление аридизации климата в конце XX – начале XXI вв., деградация природных пастбищ в результате чрезмерных антропогенных нагрузок в некоторых районах продолжалась (Трофимов, 2001). Она вызвала негативные изменения в составе растительности, деградацию и снижение продуктивности природных пастбищ, а на отдельных территориях привела к полной потере их значения как источника кормов,

эрозии почв, другим неблагоприятным изменениям окружающей среды. В то же время в районах регулируемого выпаса при снижении, а в ряде случаев и в отсутствии выпаса скота на фоне увеличения влажности климата наблюдалось полное восстановление коренной растительности (Чемидов, 2009). Важно отметить, что восстановление зональной растительности прикаспийских пустынь с характерным для них доминированием лерхопопынников (*Artemisia lerhiana*) за 20 лет охранный режим в заповеднике Черные земли почти не происходит (Федорова, 2011). В результате на месте лерхопопынных пустынь наблюдается распространение злаковых (“остепнение”) и эфемеровых сообществ. В целом растительность Северо-Западного Прикаспия в последние двадцать лет претерпела существенные изменения, выражающиеся в увеличении доли степных видов (злаков) и сокращении площадей, занятых попынниками (Шилова и др., 2007).

Динамика экосистем полупустыни Северного Прикаспия в период 1951–2008 гг. рассмотрена М. Л. Сиземской и М. К. Сапановым (2010). Авторы отмечают увеличение увлажнения территории, которое было наибольшим в период 1976–1995 гг. Годовая сумма осадков возросла до 325 мм по сравнению с 269 мм в период 1951–1975 гг. Увеличение осадков произошло главным образом в теплый период года. Но в период 1996–2008 гг. наблюдалось снижение годовой суммы до 285 мм. Это нашло отражение в изменении целинной растительности за последние десятилетия и в тенденции проявления ее все более мезофильного характера (Оловянникова, 2004). Расширяется распространение степных видов (типчак, ковыль, житняк) в составе сообществ на светлокаштановых почвах (Новикова и др., 2005). Характерно, что снижение осадков в 1996–2008 гг. не повлияло на продуктивность разнотравно-злаковых сообществ (311 г/м²): оно осталось на уровне 1976–1995 гг. (Сиземская, Сапанов, 2010). Возрастание увлажнения степной зоны во второй половине XX в. обусловило процесс увеличения продуктивности экосистем и локальное проявление при переувлажнении тенденции олуговения в сухих степях и мезофитизации (остепнения) в опустыненных степях (Новикова и др., 2011).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

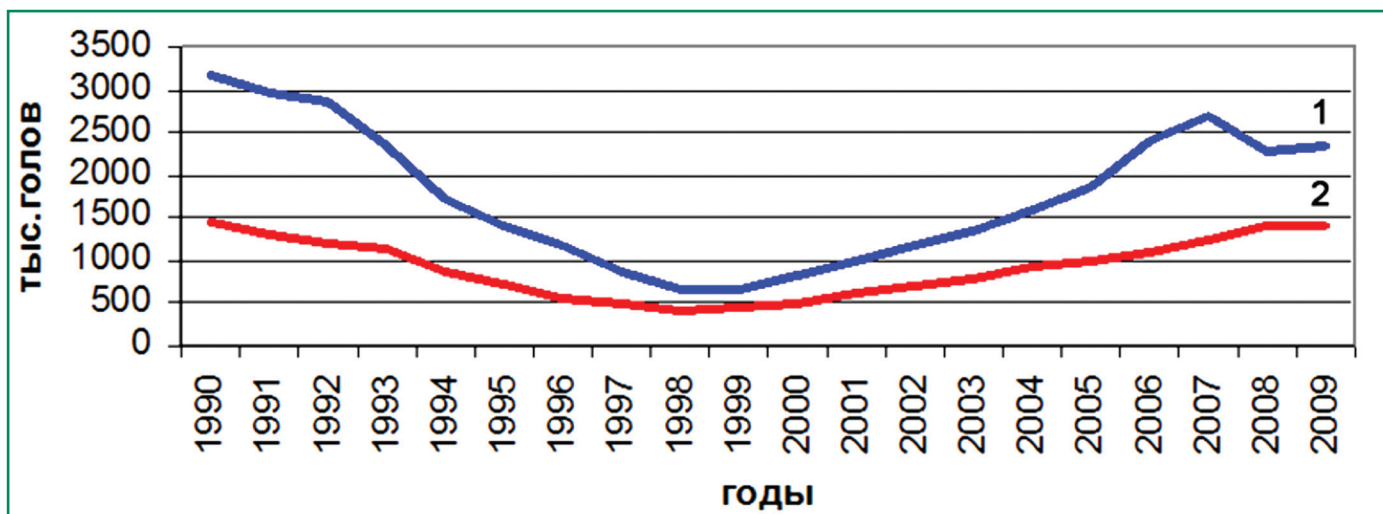


Рис. 4.6.13. Изменение годового поголовья овец и коз в Республике Калмыкия (1) и Астраханской области (2) в период 1990–2010 гг. (Золотокрылин, 2011).

Следствием восстановления растительного покрова засушливых земель стало широкое распространение пожаров (Шилова и др., 2007). Характерно, что в период с конца 1980-х до середины 1990-х годов пожары были очень редки. Пространственная кластеризация очагов горения представляет подтверждение гипотезы о неравномерном характере восстановления растительности (Дубинин и др., 2010). Нерегулярность горения остальной площади свидетельствует о недостаточной сомкнутости и характере травостоя, так как продолжается достаточно интенсивный выпас, препятствующий восстановлению растительного покрова. Расположение самого активного очага горения, являющегося причиной огромных площадей горения в районе биосферного заповедника “Черные земли”, связано с восстановленными злаковыми сообществами. В период июнь–август возникает 95% пожаров. Общая тенденция пожаров за период 2000–2009 гг. — положительная. Восстановление растительности до уровня, когда могут возникать и повторяться крупные пожары, может занять 5 и более лет (Дубинин и др., 2010).

Наряду с известными отечественными методическими подходами к оценке степени деградации пастбищ (Виноградов и др., 1999; Методические указания, 2009; Рулев и др., 2011; Трофимов, 2001) об изменении антропогенной составляющей опустынивания засушливых земель косвенно можно судить по вариации годового поголовья скота (рис. 4.6.13).

Как видно из рисунка 4.6.13, с 1990 г. поголовье скота в Республике Калмыкия и Астраханской области уменьшалось медленнее, чем это считалось ранее. Основной минимум поголовья был не в начале 1990-х гг., а в самом конце XX в. Это обстоятельство еще раз подчеркивает первичную роль климатической флуктуации в ослаблении опустынивания и восстановления растительного покрова в эти годы. Общая картина изменения поголовья скота остается неизменной также в случае учета крупного рогатого скота и лошадей.

Обращает на себя внимание заметный рост поголовья в первое десятилетие XXI века и начало слабого его снижения в Калмыкии с 2007 г. В последние три года наблюдалась стабилизация поголовья в Астраханской области. Намечившееся ослабление антропогенной нагрузки на землю имеет противоположный знак по отношению к тенденции усиления аридизации, что возможно будет сдерживать развитие опустынивания. Синергетический эффект обострения опустынивания в ближайшие годы можно ожидать в случае нового роста выпасаемого поголовья и продолжающегося усиления аридизации (Золотокрылин, 2011).

Для изучения динамики очагов опустынивания (аридизации) предложен подход, апробированный на примере засушливых земель Северо-Западного Прикаспия (Золотокрылин, Титкова, 2011). По данным MODIS (альбедо и температура поверхности) за период 2000–2009 гг. выделе-

ны очаги опустынивания природного и антропогенного происхождения, где аридизация усилена обратной связью альbedo–осадки (рис. 4.6.14). Сравнение площади очагов опустынивания в 2005–2009 и 2000–2004 гг. выявило разнонаправленные изменения: Черноземельский очаг антропогенного происхождения сократился, а в Астраханской области и Западном Казахстане очаги расширились и произошло их слияние.

Таким образом, опустынивание засушливых земель ЕЧР поддерживается в основном антропогенной нагрузкой на экосистемы. Повышение увлажнения засушливых земель в конце 1980-х и до начала XXI в. вызвало восстановление растительности даже в условиях сильной антропогенной нагрузки. Также на интенсивность восстановления повлияло временное снижение перевыпаса в конце

XX в. Антропогенный очаг опустынивания в районе Черных земель резко сократился, в то время как произошло расширение очагов опустынивания преимущественно на границе с Казахстаном.

4.6.5. Возможные меры адаптации зернового хозяйства и пастбищного животноводства к росту повторяемости засух на ЕЧР

В Северо-Западном, Центральном и Волго-Вятском (т. е. на севере Поволжья) районах основное направление адаптации – это использование дополнительных тепловых ресурсов путем внедрения более теплолюбивых и урожайных культур (сортов), расширение посевов промежуточных культур и многолетних трав, как источни-

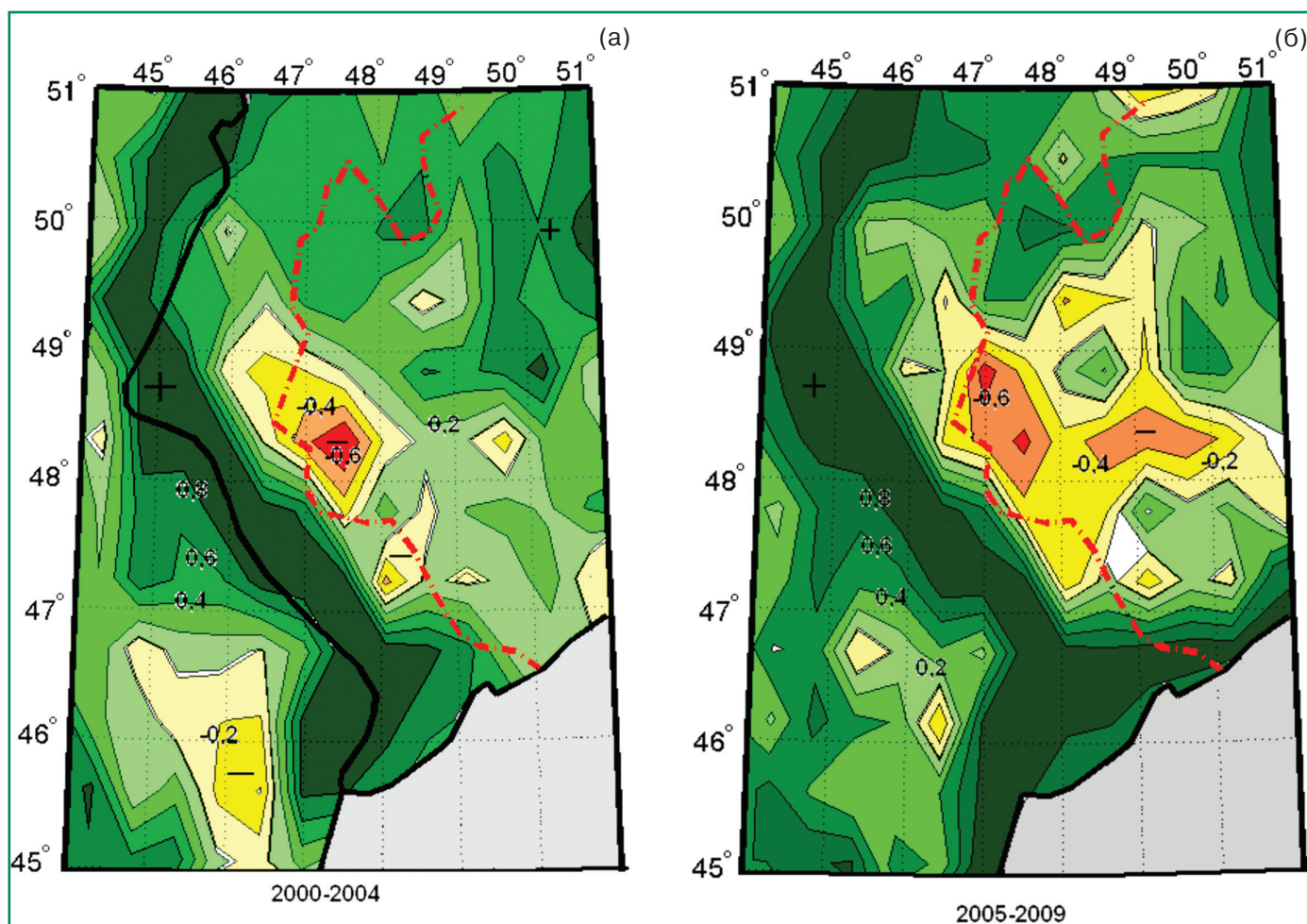


Рис. 4.6.14. Очаги опустынивания (аридизации) в Северо-Западном Прикаспии по данным MODIS за июнь в периоды: (а) 2000–2004 гг. и (б) 2005–2009 гг. (очаги аридизации выделены серым цветом, в них обратная связь между альbedo и температурой поверхности; черным цветом выделены территории с невыраженной аридизацией (прямая связь между альbedo и температурой поверхности) (Золотокрылин, Титкова, 2011).

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

ка роста производства кормов, что даст возможность развивать производство мясо-молочной продукции. Актуально внедрение новых агротехнологий.

В *Центрально-Черноземном* районе адаптация направлена на расширение посевов озимых культур. Для использования тепловых ресурсов важно расширение посевов более теплолюбивых культур: кукурузы, подсолнечника, сахарной свеклы, сои, люцерны, увеличение площадей пожнивных культур, развитие семеноводства. На большей части территории района условием адекватной адаптации является применение влагосберегающих технологий и современных приемов возделывания сельскохозяйственных культур, рациональное использование удобрений.

В *Северо-Кавказском* районе адаптация связана с расширением посевных площадей с засухоустойчивыми культурами (кукуруза на зерно, подсолнечник, просо, нут и др.). На большей части территории, актуальными в плане адаптации будут: применение влагосберегающих технологий, увеличение площадей чистых паров, мелиоративные мероприятия, применение эффективных средств защиты растений, обоснованных доз удобрений.

Поволжский район (кроме северных территорий), здесь основное направление адаптации – это мелиорация земель, интенсивное развитие орошаемого земледелия, особенно в южной половине региона. В связи с некоторым “потеплением зим” и увеличением осадков в осенний период – увеличение площадей озимых культур; в годы с дефицитом осадков осенью – применение осенних влагозарядковых поливов (до промачивания почвы на глубину 1.5–2 м). Целесообразно применение отвальной и безотвальной обработки почвы, расширение площадей чистых паров и своевременный уход за ними, применение влагосберегающих технологий в течение всего осеннего и весенне-летнего периодов. Один из необходимых здесь приемов улучшения условий увлажнения – посадка защитных лесополос. Необходимо также правильное (научно-обоснованное) применение удобрений, средств защиты растений, развитие семеноводства, выведение и внедрение сортов, устойчивых к жаре и засухе, расширение посевов таких культур как тритикале, просо, сорго, суданская трава и др., борьба с эрозией почв, засолением.

Уральский район. Для южных территорий, где засухи часты, меры адаптации фактически те же, что и для Поволжья.

В *Западно-Сибирском* районе для большинства южных территорий адаптация включает правильную обработку пара и зяби, использование влагосберегающих технологий, посев засухоустойчивых страховых культур (озимая рожь, тритикале, просо и др.), грамотное ведение севооборотов, применение удобрений, плоскорезная и безотвальная вспашка, своевременное рыхление и боронование паров, щелевание многолетних трав. Необходима также осенняя влагозарядка почв с помощью поверхностного мульчирования. Ожидаемое потепление и увеличение продолжительности вегетационного периода будет способствовать повышению продуктивности сельскохозяйственных культур за счет более широкого внедрения позднеспелых сортов и гибридов, а также укреплению кормовой базы животноводства за счет многолетних трав и пожнивных посевов.

В динамике изменения экологического состояния пастбищ засушливых земель особую роль играет антропогенный фактор, который в условиях экстремальности климата может стать критическим при нерациональном ведении хозяйственной деятельности, вывести из равновесия хрупкую экосистему региона и привести к экологической катастрофе. Адаптация к увеличению повторяемости засух в этом случае должна быть направлена на повышение устойчивости пастбищных экосистем путем сокращения перевыпаса и применения технологий восстановления или увеличения биопотенциала пастбищ (внесение органических и минеральных удобрений, посев трав с высокой биопродуктивностью, увлажнение). Как показывает международный опыт адаптации, его эффективность высока при применении на локальном уровне, т. е. на уровне фермерских хозяйств (Mortimore, 2009).

4.6.6. Заключение

Годовое увлажнение зернового пояса России за весь период инструментальных наблюдений было наименьшим в 1930-х гг. С этого времени началось его медленное повышение (гумидизация климата), которое остановилось в 1990-х гг. вна-

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

чале в западной части зернового пояса, а затем примерно через 5–10 лет в восточной (европейской) части пояса. Тенденция повышения увлажнения пока еще сохраняется в азиатской части зернового пояса.

Изменение увлажнения зернового пояса в сезон активной вегетации в общем соответствовало положительной тенденции годового увлажнения, но оно было более неоднородным на территории. Отрицательная тенденция сезонного увлажнения на востоке Западной Сибири проявилась ярче, чем годового.

Сильные и обширные засухи почти ежегодно наблюдались на ЕЧР в 1930-ые годы. Хотя повторяемость этих засух в последующие десятилетия была ниже, чем в 1931–1940 гг., все же в отдельные десятилетия (1951–1960, 1991–2000 гг.) она несколько возрастала. Период интенсификации современного глобального потепления характеризуется не увеличением повторяемости засух, а увеличением их интенсивности и охвата территории.

Несмотря на существующие неопределенности оценок засух, можно заключить, что в период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. повторяемость сильных засух возрастала в большей степени в северной части зернового пояса (Центральном и Волго-Вятском районах). Она почти не изменилась в центральной и восточной частях зернового пояса (Центрально-Черноземный и Уральский районы). Повторяемость засух существенно уменьшилась на юге зернового пояса (Северо-Кавказский район) и мало изменилась в Поволжском и Западно-Сибирском районах. Намечившееся распространение отрицательной тенденции годового увлажнения зернового пояса в конце первого десятилетия XXI в. может иметь последствием расширение площадей засух, увеличения их интенсивности, повторяемости и продолжительности.

Засухи сильнее влияли на опустынивание засушливых земель в период с низким уровнем увлажнения, чем в более влажный период в конце XX–начале XXI в.

Опустынивание засушливых земель ЕЧР поддерживается в основном антропогенной нагрузкой на экосистемы. Региональная положительная флуктуация влажности климата конца 1980-х гг. – начала XXI в. вызвала восстановление растительно-

сти даже в условиях сильной антропогенной нагрузки. Также на интенсивность восстановления повлияло временное снижение перевыпаса в конце XX в. Восстановление растительности продолжается: на месте лерхополюнных пустынь наблюдается распространение злаковых (“остепнение”) и эфемеровых сообществ. В общем, растительность Северо-Западного Прикаспия в последние двадцать лет претерпела существенные изменения, выражающиеся в увеличении доли степных видов (злаков) и сокращении площадей, занятых полынниками. Антропогенный очаг опустынивания в районе Черных земель резко сократился, в то время как произошло расширение локальных очагов опустынивания преимущественно на границе с Казахстаном. В последние годы замедлился или остановился рост годового поголовья скота, как фактора опустынивания.

Расчеты по разным МОЦАО и их ансамблю предполагают в будущем изменение увлажнения зернового пояса по смешанному аридно-гумидному типу. Аридизация будет усиливаться и расширяться в период 2031–2050 гг. по отношению к периоду 2011–2030 гг. Большинство рассмотренных моделей (из проектов СМIP3, СМIP5) прогнозируют к середине XXI века статистически значимое снижение увлажнения, особенно в южных районах ЕЧР. Ожидается рост числа блокингов в Атлантико-Европейском секторе и увеличение повторяемости засух, при этом возрастет доля почвенных засух. Возможен более частый охват засухами территории к северу от зернового пояса. К 2050 г. проявится прогрессирующее наступление степи на лес в 100–200-км (по меридиану) юга лесной зоны ЕЧР.

4.6.7. Литература

- Агаян Г. М., Мохов И. И., 1989. Квазистационарные осенние режимы атмосферы северного полушария в ПГЕП, Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. 25, с. 1150–1156.
- Астафьева Н. М., 2011. Возможные причины горячего российского лета 2010 г., Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса, т. 8, № 3, с. 223–243.
- Бережная Т. В., Голубев А. Д., Найшуллер М. Г., 2010а. Аномальные гидрометеорологические

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- явления на территории Российской Федерации в июле 2010 г., Метеорология и гидрология, № 10, с. 107–118.
- Бережная Т. В., Голубев А. Д., Найшуллер М. Г., 2010б.** Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в августе 2010 г., Метеорология и гидрология, № 10, с. 104–114.
- Будыко М. И., 1948.** Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеиздат. 136 с.
- Варгин П. Н., Лукьянов А. Н., Ганьшин А. В., 2012.** Исследование динамических процессов в период формирования и развития блокирующего антициклона над европейской частью России летом 2010 г. Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 48, № 5, с. 537–557.
- Вильфанд Р. М., Страшная А. И., 2011.** Климат, прогнозы погоды и агрометеорологическое обеспечение сельского хозяйства в условиях изменения климата. Адаптация сельского хозяйства России к меняющимся погодноклиматическим условиям. Сборник докладов международной научно-практической конференции 7–11 декабря 2010 г. Москва, Издательство РГАУ-МСХА им. К. А. Тимирязева, с. 23–38.
- Виноградов Б. В., Кулик К. Н., Сорокин А. Д., Федотов П. Б., 1999.** Изодинамическое картографирование и долговременный мониторинг опустынивания и деградации земель с применением нелинейных методов моделирования, Почвоведение, № 4, с. 494–504.
- Володин Е. М., 2011.** О природе некоторых сверхэкстремальных аномалий летней температуры, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.), ГУ “Гидрометцентр России”, М., Триада, лтд, с. 48–57.
- Георгиади А. Г., Коронкевич Н. И., Зайцева Н. С., Кашутина Е. А., Барабанова Е. А., 2013.** Климатические и антропогенные факторы в многолетних изменениях речного стока Волги, Водное хозяйство России (в печати).
- Гидрометеорологические опасности, 2001.** Г. С. Голицын, А. А. Васильев (ред.). М., Изд. фирма КРУК, 296 с.
- Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991а.** Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 3, с. 108–110.
- Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991б.** Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 8, с. 11–18.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2011.** Оценка возможного вклада глобального потепления в генезис экстремально жарких летних сезонов на европейской территории РФ. Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 717–721.
- Гуний П. Д., Панкова Е. И., 2004.** О роли российских ученых в становлении концепции опустынивания аридных и семиаридных экосистем, Почвы, биогеохимические циклы и биосфера. Развитие идей Виктора Абрамовича Ковды. Н. Ф. Глазовский (ред.), М., Изд. КМК, с. 226–238.
- Гуний П. Д., Микляева И. М., 2006.** Современные процессы деградации и опустынивания экосистем восточноазиатского сектора степей и лесостепей, Современные глобальные изменения природной среды, т. 1, М., Научный мир, с. 389–412.
- Дроздов О. А., 1980.** Засухи и динамика увлажнения, Л.: Гидрометеиздат, 93 с.
- Дубинин М. Ю., Луцкекина А. А., Раделоф Ф. К., 2010.** Оценка современной динамики пожаров в аридных экосистемах по материалам космической съемки (на примере Черных земель), Аридные экосистемы, т. 16, № 3 (43), с. 5–16.
- Еланский Н. Ф., 2006.** Спасет ли Калмыкию потепление климата, Сб. научно-популярных статей, Российская наука: Мечта светла, М., Октопус, Природа, с. 276–284.
- Зайцева И. С., 1990.** Маловодные годы в бассейне Волги: природные и антропогенные факторы. М., 184 с.
- Зоидзе Е. К., 2004.** Об одном подходе к исследованию неблагоприятных агроклиматических явлений в условиях изменения климата в Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 1, с. 96–105.
- Зоидзе Е. К., Задорнова О. Н., Хомякова Т. В., 2012.** Опыт агроклиматического и оперативного мониторинга засушливых явлений в России по наземным данным, Тр. ГГО, вып. 565, с. 152–164.

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

- Золина О. Г., 2011.** Изменение длительности синоптических дождевых периодов в Европе с 1950 по 2008 годы и их связь с экстремальными осадками, Доклады РАН, т. 436, № 5, с. 690–695.
- Золотокрылин А. Н., 2003.** Климатическое опустынивание, А. Н. Кренке (ред.), М., Наука, 246 с.
- Золотокрылин А. Н., 2008.** Климат и опустынивание, Изв. РАН, сер. геогр., № 2, с. 27–35.
- Золотокрылин А. Н., 2010.** Программы борьбы с опустыниванием/деградацией и засухами: пути реализации. Рациональное природопользование: международные программы, российский и зарубежный опыт, М.: Товарищество научных изданий КМК, с. 104–118.
- Золотокрылин А. Н., 2011.** Опустынивание засушливых земель Европейской России в контексте изменений климата, Вестник института, ИКИАТ, № 2 (23), с. 116–119.
- Золотокрылин А. Н., 2013.** Засухи и опустынивание в суббореальных ландшафтах России в контексте изменений климата, Изв. РАН, сер. геогр., № 5, с. 67–76.
- Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., 2007.** Соотношение между климатическим и антропогенным факторами восстановления растительного покрова юго-востока Европейской России, Аридные экосистемы, т. 13, № 33–34, с. 7–16.
- Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., 2010.** Исследование засух на юго-востоке европейской России в конце XX – начале XXI века по спутниковым данным, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIII, с. 128–137.
- Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., 2011.** Новый подход к мониторингу очагов опустынивания, Аридные экосистемы, т. 17, № 3(48), с. 14–22.
- Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., 2012.** Спутниковый индекс климатических экстремумов засушливых земель, Аридные экосистемы, т. 18, № 4 (53), с. 5–12.
- Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2006.** Изменения индикаторов соотношения тепла и влаги, биопродуктивности в зональных равнинных ландшафтах России во второй половине XX в., Изв. РАН, сер. геогр., № 3, с. 19–28.
- Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2009.** Площадь засушливых земель равнин России. Аридные экосистемы, т. 15. № 1 (37), с. 5–12.
- Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2011.** Динамика зон увлажнения суббореальных ландшафтов России в XX–XXI вв., Изв. РАН, сер. геогр., № 4, с. 33–41.
- Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2012.** Экстремальные засухи на Европейской территории России в период 1936–2010 гг., Проблемы региональной экологии, № 5, с. 41–46.
- Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2013.** Тенденции увлажнения зернового пояса России в начале XXI века. – Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ФГБУ “ИГКЭ Росгидромета и РАН”, т. XXV. с. 251–264.
- Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., Черенкова Е. А., 2007.** Динамика засух в Европейской России в ситуации глобального потепления, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXI, с. 160–181.
- Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., Черенкова Е. А., Виноградова В. В., 2012.** Спутниковый индекс для оценки климатических экстремумов на засушливых землях (на примере Кумо-Манычской впадины), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 9. № 1. с. 114–121.
- Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., Черенкова Е. А., 2014.** Увлажнение засушливых земель европейской территории России: настоящее и будущее, Аридные экосистемы, (в печати).
- Иванова А. Р., Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Богаевская Н. И., 2011.** Сравнение динамических характеристик блокирующего антициклона лета 2010 года с более ранними эпизодами, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.), ГУ “Гидрометцентр России”, М., Триада, лтд, с. 65–71.
- Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013.** Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 569, с. 76–98.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Кислов А. В., Евстигнеев В. М., Малхазова С. М., Соколихина Н. Н., Суркова Г. В., Торопов П. А., Чернышев А. В., Чумаченко А. Н., 2008.** Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века, М., МАКС Пресс, 292 с.
- Коломыц Э. Г., 2004.** Ландшафтно-зональные системы Волжского бассейна в условиях предполагаемого глобального потепления, Изв. РАН, сер. геогр., № 3, с. 92–105.
- Коломыц Э. Г., 2010.** Локальные коэффициенты увлажнения и их значение для экологических прогнозов, Изв. РАН, сер. геогр., № 5, с. 61–72.
- Косолапов В. М., Трофимов И. А., Трофимова Л. С., Яковлева Е. П., 2010.** Агроландшафты Поволжья. Районирование и управление, Москва-Киров, “Дом печати”, с. 335.
- Куст Г. С., 2011.** Еще раз об использовании и трактовке термина “опустынивание” в России, Аридные экосистемы, т. 17, № 4, с. 5–13.
- Лаврова И. В., Угрюмов А. И., 2008.** Классификация полей индекса атмосферной засушливости в связи с проблемой современных изменений климата, Метеорология и гидрология, № 12, с. 25–32.
- Логинов В. Ф., Неушкин А. И., Рочева Э. В., 1976.** Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания, Обнинск, 71 с.
- Методические указания по дистанционному эколого-экономическому мониторингу аридных пастбищ на основе ГИС-технологий, 2009.** Автор. коллектив.: акад. РАСХН К. Н. Кулик, д.с.-х.н. А. С. Рулев, к.т.н. В. Г. Юферева, к.с.-х.н. К. Б. Бакурова, З. П. Дорохина, А. В. Кошелев, О. Ю. Березовикова, М., Россельхозакадемия, 37 с.
- Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, 2012.** С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, 508 с.
- Мещерская А. В., Блажевич В. Г., 1977.** Каталоги площадей комплекса осадки-температура для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири, Метеорология и гидрология, № 9, с. 76–84.
- Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Житорчук Ю. В., 1978.** Гидротермический коэффициент и его связь с урожайностью сельскохозяйственных культур, Труды ГГО, вып. 400, с. 134–149.
- Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Белянкина И. Г., 1981.** Сравнение двух показателей тепло- и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур, Труды ГГО, вып. 446, с. 68–77.
- Мещерская А. В., Болдырева Н. А., Шапаева Н. Д., 1982.** Средние областные запасы продуктивной влаги в почве и высота снежного покрова. Статистический анализ и примеры использования, Л.: Гидрометеиздат, 243 с.
- Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Голод М. П., Белянкина И. Г., 2000.** Мониторинг засухливости на территории основных зернопроизводящих районов СНГ за последнее столетие, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 41–63.
- Мещерская А. В., Мирвис В. М., Голод М. П., 2011.** Засуха 2010 г. на фоне многолетнего изменения засухливости в основных зерносеющих районах Европейской части России, Труды ГГО, вып. 563, с. 94–122.
- Мохов И. И., 2006.** Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов, Доклады РАН, т. 409, № 3, с. 403–406.
- Мохов И. И., 2011.** Аномальное лето 2010 года в контексте общих изменений климата и его аномалий. Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 г., Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.), ГУ “Гидрометцентр России”, М., Триада, лтд, с. 41–47.
- Мохов И. И., Петухов В. К., 1989.** Пространственно-временные климатические структуры. ч. I, II, М., ИФА АН СССР, 191 с.
- Мохов И. И., Петухов В. К., 1997.** Блокинги и их тенденции изменения, Доклады РАН, т. 337, № 5, с. 687–689.
- Мохов И. И., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э., Тихонов В. А., Чернокульский А. В., 2005.** Изменения режимов засух и биопродуктивности наземных экосистем в регионах Северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом, Доклады РАН, т. 405, № 6, с. 810–814.
- Неушкин А. И., Сидоренков Н. С., Санина А. Т., Иванова Т. Б., Бережная Т. В., Панкратен-**

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

- ко М. В., Макарова М. Е., 2012. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие, Обнинск: ФГБУ ВНИГМИ-МЦД, 123 с.
- Новикова Н. М., Волкова Н. А., Хитров Н. Б., 2005. Изменение ботанического разнообразия компонентов солонцового комплекса на Джаныбекском стационаре по данным наблюдений 1950-х и 2000-х годов, Биоресурсы и биоразнообразие экосистем Поволжья. Материалы международного совещания, посвященного 10-летию Саратовского филиала ИПЭЭ РАН, 24–28 апреля 2005 г., Саратов, изд-во СГУ, с. 91–93.
- Новикова Н. М., Волкова Н. А., Уланова С. С., Шаповалова И. Б., Вышивкин А. А., 2011. Ответные реакции экосистем на изменение водного режима территорий в степной зоне, Аридные экосистемы, т. 17, № 3 (48), с. 38–48.
- Обухов А. М., Курганский М. В., Татарская М. С., 1984. Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–13.
- Оганесян В. В., 2011. О соотношении между продолжительностью аномалий температуры и величиной ее экстремумов. Метеорология и гидрология. № 9. С. 41–45.
- Оловянная И. Н., 2004. Динамика продуктивности растительного покрова в Заволжской глинистой пустыне, Ботанический журнал, т. 89, № 7, с. 1121–1136.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008а. т. I. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008б. т. II. Последствия изменений климата. М., Росгидромет, 288 с.
- Павлова В. Н., Сиротенко О. Д. 2012. Наблюдаемые изменения климата и динамика продуктивности сельского хозяйства России, Труды ГГО, вып. 565, с. 132–151.
- Педь Д. А., 1975. О показателе засухи и избыточного увлажнения, Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 156, с. 19–39.
- Переведенцев Ю. П., Наумов Э. П., Шанталинский К. М., 2000. Многолетние изменения гидрометеорологических условий на территории Волжского бассейна, Тр. XI съезда РГО, т. 5, с. 102–104.
- Раунер Ю. Л., 1981. Климат и урожайность зерновых культур, М.: Наука, 163 с.
- Рочева Э. В., 2012. Возможные предвестники засух в сельскохозяйственных районах России, Метеорология и гидрология, № 9, с. 5–18.
- Рулев А. С., Юферев В. Г., Юферев М. В., 2011. Картографо-аэрокосмический мониторинг аридных агроландшафтов, Вестник Института, ИКИАТ, № 1 (22), с. 57–62.
- Савин И. Ю., Барталев С. Ф., Лупян Е. А., Толпин В. А., Медведева М. А., Плотников Д. Е., 2011. Спутниковый мониторинг воздействия засухи на растительность (на примере засухи 2010 г. в России), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса, т. 8, № 1, с. 150–162.
- Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2002. Образование атмосферно-почвенной засухи с учетом почвенной и атмосферной засушливости, Тр. Гидрометцентра России, вып. 337, с. 48–56.
- Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2008. Статистические свойства временных рядов Sa для оценки условий увлажненности и засушливости по основным сельскохозяйственным районам России и Беларуси, Тр. Гидрометцентра России, вып. 342, с. 17–22.
- Сажин А. Н., Петров С. А., Погосян Н. В., Васильев Ю. И., Волошенкова Т. В., Козина О. В., Монилов С. Н., 2006. Связь внутривековых изменений увлажнения со сменой циркуляционных эпох и ее отражение в природных процессах Атлантико-Европейского сектора Евразии, Изв. РАН, сер. геогр., № 1, с. 26–34.
- Семенов С. М., Асмус В. В., Величко А. А., Кровотынцев В. А., Крупчатников В. Н., Попова В. В., Попова Е. Н., Шмакин А. Б., 2012а. Общеметодологические вопросы, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, с. 6–52.
- Семенов Е. К., Соколичина Н. Н., Тудрий К. О., 2012б. К вопросу о регенерации субтропиче-

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- ского антициклона как факторе его дальнейшей стабилизации (на примере лета 2010 г.), Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–15.
- Сиземская М. Л., Сапанов М. К., 2010.** Современное состояние экосистем и стратегия адаптивного природопользования в полупустыне Северного Прикаспия, Аридные экосистемы, т. 16. № 45. с. 15–24.
- Страшная А. И., 1991.** О прогнозе урожайности зерновых и зернобобовых культур в Центрально-Черноземном экономическом районе, Труды Гидрометцентра СССР, вып. 312, с. 3–22.
- Страшная А. И., 1993.** Использование показателей увлажнения для оценки засушливости и прогноза урожайности зерновых культур в Поволжском экономическом районе, Тр. Гидрометцентра России, вып. 327, с. 15–22.
- Страшная А. И., Богомолова Н. А., 2004.** О каталоге сильных почвенных засух под ранними яровыми зерновыми культурами в Черноземной зоне России, Тр. Гидрометцентра России, вып. 340, с. 35–47.
- Страшная и др., 2009.** Об изменении агроклиматических условий вегетации и сроков сева озимых зерновых культур осенью в Центральном федеральном округе в связи с потеплением климата, Тр. Гидрометцентра России, вып. 343, с. 141–158.
- Страшная А. И., Максименкова Т. А., Чуб О. В., 2011.** Агрометеорологические особенности засухи 2010 года в России по сравнению с засухами прошлых лет, Труды Гидрометцентра России, вып. 345, с. 171–188.
- Страшная А. И., Максименкова Т. А., Чуб О. В., 2013.** Оперативное агрометеорологическое обеспечение аграрного сектора экономики России в современных условиях, Труды ВНИИСХМ, вып. 38 (в печати).
- Субрегиональная национальная программа действий по борьбе с опустыниванием (НПДБО) для юго-востока Европейской части Российской Федерации, 1999.** Волгоград, 313 с.
- Титкина С. Н., Гершинкова Д. А., Семенов С. М., 2011.** Климатические изменения увлажнения на территории России и соседних стран в конце XX века – начале XXI века, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIV, с. 393–400.
- Трофимов И. А., 2001.** Методологические основы аэрокосмического картографирования и мониторинга природных кормовых угодий, М.: Россельхозакадемия, 74 с.
- Уланова Е. С., 1988.** Методы оценки агрометеорологических условий и прогноза урожайности зерновых культур, Л., Гидрометиздат. 53 с.
- Уланова Е. С., Страшная А. И., 2000.** Засухи в России и их влияние на урожайность зерновых культур, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 64–83.
- Федорова Н. Л., 2011.** Ботаническое разнообразие прикаспийских пустынь в пределах региона Черных земель, Вестник Института, ИКИАТ, № 1 (22), с. 108–116.
- Фролов А. В., Страшная А. И., 2011.** О засухе 2010 года и ее влиянии на урожайность зерновых культур, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.). ГУ “Гидрометцентр России”, М., Триада, лтд, с. 22–31.
- Хлебникова Е. И., Павлова Т. В., Сперанская Н. А., 2012.** Засухи, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, колл. мон., рук. С. М. Семенов, М., Росгидромет, с. 126–164.
- Чемидов Т. А., 2009.** Трансформация пастбищных экосистем в условиях снижения антропогенной нагрузки, Вестник института, ИКИАТ, № 1, с. 104–107.
- Черенкова Е. А., 2007.** Динамика опасной атмосферной засухи в Европейской России, Метеорология и гидрология, № 11, с. 14–28.
- Черенкова Е. А., 2012.** Анализ особенностей обширных атмосферных засух на юге европейской России, Аридные экосистемы, т. 18, № 4 (53), с. 13–21.
- Черенкова Е. А., 2013а.** Количественные оценки атмосферных засух в Европейской России, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 58–67.
- Черенкова Е. А., 2013б.** Возможное изменение условий увлажнения равнин России к середине XXI века, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ФГБУ “ИГКЭ Росгидромета и РАН”, т. XXV, с. 116–131.
- Черенкова Е. А., Золотокрылин А. Н., 2010.** Реакция границ зон увлажнения равнин России на изменения климата, Метеорология и гидрология, № 12, с. 17–25.

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

- Черенкова Е. А., Золотокрылин А. Н., 2012.** Модельные оценки динамики увлажнения равнин России к середине XXI века. Метеорология и гидрология. 2012, № 11, с. 29–37.
- Черенкова Е. А., Кононова Н. К., 2012.** Аномалии увлажнения и макроциркуляционные условия их формирования на юге Европейской России в конце XX – начале XXI века, Матер. Междунар. научн. конф. “Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)” 26–27 июня 2012 г., Воронеж, “Научная книга”, с. 94–97.
- Чуб О. В., Страшная А. И., 2012.** О возможности использования нового агрометеорологического коэффициента увлажнения для мониторинга атмосферно-почвенных засух, Тр. Гидрометцентр России, с. 190–206.
- Шакина Н. П., Иванова А. Р., 2010.** Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования. Метеорология и гидрология. № 11. с. 5–18.
- Шакина Н. П., Иванова А. Р., Бирман Б. А., Скриптунова Е. Н., 2011.** Блокирование: условия лета 2010 года в контексте современных знаний, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.). ГУ “Гидрометцентр России”, М., Триада, лтд, с. 6–21.
- Шмакин А. Б., Чернавская М. М., Попова В. В., 2013.** “Великая” засуха 2010 г. на Восточно-Европейской равнине: исторические аналоги, циркуляционные механизмы, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 41–57.
- Шилова С. А., Неронов В. В., Касаткин М. В., Савинецкая Л. Е., Чабовский А. В., 2007.** Пожары на современном этапе развития полупустыни юга России: влияние на растительность и население грызунов, Успехи современной биологии, вып. 127, с. 372–386.
- Шумова Н. А., 2012.** Оценка проявлений возможного изменения климата в Воронежской области, Матер. Междунар. науч. конф. “Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)” 26–27 июня 2012 г. Воронеж, “Научная книга”, с. 270–274.
- Щербенко Е. В., 2007а.** Мониторинг засухи по данным космических съемок, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 2, вып. 4, с. 395–407.
- Щербенко Е. В., 2007б.** Дистанционные методы выявления сельскохозяйственной засухи, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 2, вып. 4, с. 408–419.
- Arpe K., Leroy S. A. G., Lahijani H., Khan V., 2012.** Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level, Hydrol, Earth Syst. Sci, 16, pp. 19–27.
- Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A. R., Hernandez E. 2006.** A climatology of Northern Hemisphere blocking, J. Climate., vol. 19, no. 3, pp. 1042–1063.
- Barriopedro D., Fischer E. M., Luterbacher J., Trigo R. M., Garcia-Herrera R., 2011.** The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe, Science, 332, 220–4.
- Climate Change 2007: The Physical Science Basis, 2007a.** Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Margius M., Averyt K. B., Tignor M., aMiller H. L. (eds.), Cambridge, UK and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, 2007b.** Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Parry M. L., Canziani O. F., Palutikov J. P., van der Linden P. J., Hanson C. E. (eds.) Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Margius M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge, UK and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 976 p.
- Cherenkova E. A., Kononova N. K., Muratova N. R., 2013.** Summer drought 2010 in the European Russia. Geography, Environment, Sustainability, 1 (6), pp. 55–66.
- Dole R., Hoerling M., Perlwitz J., Eischeid J., Pegion P., Zhang T., Quan X.-W., Xu T., Murray D., 2011.** Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? Geophys. Res. Lett., 38, L06702.
- Galarneau T. J., Hamill T. M., Dole R. M., Perlwitz J., 2012.** A Multiscale Analysis of the Extreme Weather Events over Western Russia and Northern Pakistan during July 2010, Mon. Wea. Rev., 140, pp. 1639–1664.

4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

- Ghulam A., Qin Q., Wang L., Zhan Z., Wang D., 2004.** Development of Broadband Albedo Based Ecological Safety Monitoring Index. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), September 20–24, 2004, Anchorage, Alaska, Egan Convention Center, USA, vol. VI, pp. 4115–4118.
- Ghulam A., Li Z.-L., Qin Q., Tong Q., 2007.** Exploration of the spectral space based on vegetation index and albedo for surface drought estimation, *J. Applied Remote Sensing*, vol. 1, 013529, pp. 1–13.
- Ghulam A., Kusky T. M., Teyip T., Qin Q., 2011.** Sub-canopy Soil Moisture Modelling in n-Dimensional Spectral Feature Space, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, vol. 77, no. 2, pp. 149–156.
- Heim Jr. R. R., 2002.** A review of twentieth-century drought indices used in the United States, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 83, pp. 1149–1165.
- Hong C.-C., Hsu H.-H., Lin N.-H., Chiu H., 2011.** Roles of European blocking and tropical-extratropical interaction in the 2010 Pakistan flooding, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13 806.
- Karnieli A., Dall’Olmo G., 2003.** Remote-sensing monitoring of desertification, phenology, and droughts, *Management of Environmental Quality, An International Journal*, vol. 14, no. 1, pp. 22–38.
- Karnieli A., Agam N., Pinker R. T., Anderson M., Imhoff M. L., Gutman G. G., Panov N., Goldberg A., 2010.** Use NDVI and land surface temperature for drought assessment: Merits and limitations, *J. Climate*, vol. 23, pp. 618–633.
- Kogan F. N., 1990.** Remote sensing of weather impacts on vegetation on in non-homogeneous areas, *Intern. J. Remote Sensing*, 11, pp. 1405–1419.
- Kogan F. N., 1995.** Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection, *Advances in Space Research*, 15, pp. 91–100.
- Kust G. S., Andreeva O. V., Dobrynin D. V., 2011.** Desertification Assessment and Mapping in the Russian Federation, *Arid Ecosystems*, vol. 1, no. 1, pp. 14–28.
- Lau W. K. M., Kim K.-M., 2012.** The 2010 Pakistan Flood and Russian Heat Wave: Teleconnection of Hydrometeorological Extremes, *J. Hydrometeorol.*, 13, pp. 392–403.
- Lloyd-Hughes B., Saunders M. A., 2002.** A drought climatology for Europe, *Int. J. Climatol.*, 22, pp. 1571–1592.
- Matsueda M., 2011.** Predictability of Euro-Russian blocking in summer of 2010, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 38, L06801, 6, DOI: 10.1029/2010GL046557.
- Meshcherskaya A. V., Blazhevich V. G., 1997.** The drought and excessive moisture indices in a historical perspective in the principal grain-producing regions of the former Soviet Union, *J. Climate*, vol. 10, pp. 2677–2682.
- Mokhov I. I., Smirnov D. A., 2006.** El-Nino – Southern Oscillation drives North Atlantic Oscillation as revealed with nonlinear techniques from climatic indices, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, P. L03708, doi:10.1029/2005GL024557.
- Mokhov I. I., Tikhonova E. A., 2000.** Atmospheric blocking characteristics in the Northern Hemisphere. Diagnostics of changes, *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, WMO/TD-No. 987, pp. 2.20-2.21.
- Mokhov I. I., Khvorosyanov D. V., Eliseev A. V., 2004.** Decadal and longer term changes in El-Nino – Southern Oscillation characteristics, *Intern. J. Climatol.*, vol. 24, pp. 401–414.
- Mortimore M. with contributions from Anderson S., Cotula L., Davies J., Fasser K., Hesse C., Morton J., Nyangena W., Skinner J., Wolfangel C., 2009.** Dryland Opportunities: A new paradigm for people, ecosystems and development, IUCN, Gland, Switzerland; IIED, London, UK and UNDP/DDC, Nairobi, Kenya. 86 p.
- Nakicenovic N. et al., 2000.** IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge University Press, 599 pp.
- Otto F. E. L., Massey N., van Oldenborgh G. J., Jones R. G., Allen M. R., 2012.** Reconciling two approaches to attribution of the 2010 Russian heat wave, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 39, L04702, doi:10.1029/2011GL050422.
- Palmer W. C., 1965.** Meteorological Droughts, US Department of Commerce Weather Bureau Research Paper, 45, 58 p.
- Prihodko L., Goward S. N., 1997.** Estimation of air temperature from remotely sensed surface

4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

- observations, *Remote Sensing of Environment*, 60, pp., 335–346.
- Qin Q., Ghulam A., Shu L., Wang L., Li J., Nan P., 2008.** Evaluation of MODIS derived perpendicular drought index for estimation of surface dryness over northwestern China, *Intern. J. Remote Sensing*, vol. 29, no. 7, pp. 1983–1995.
- Rahmstorf S., Coumou D., 2011.** Increase of extreme events in a warming world, *PNAS*, vol. 108, no. 44, pp. 17905–17909.
- Remote Sensing of Drought: Innovative Monitoring Approaches, 2012.** B. D. Wardlow, M. C. Anderson, J. P. Verdin (eds.), CRC Press, 422 p.
- Rienecker M. M., Suarez M. J. R., Gelaro R., Todling J., Bacmeister E. et al., 2011.** MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, *J. Climate*, vol. 24, pp. 3624–3648.
- Schubert S., Wang H., Suarez M., 2011.** Warm season subseasonal variability and climate extremes in the Northern Hemisphere: The role of stationary Rossby waves, *J. Climate*, 24, pp. 4773–4792.
- Schneidereit A., Schubert S., Vargin P., Lunkeit F., Zhu X., Peters D. H. W., Fraedrich K., 2012.** Large-Scale Flow and the Long-Lasting Blocking High over Russia: Summer 2010, *Monthly Weather Review*, vol. 140, pp. 2967–2981.
- Sedlacek J., Martius O., Knutti R., 2011.** Influence of subtropical and polar sea-surface temperature anomalies on temperatures in Eurasia, *Geophysical research letters*, vol. 38. L12803. 6 p.
- Shmakin A. B., Popova V. V., Zolotokrylin A. N., Cherenkova E. A., Titkova T. B., 2013.** Droughts in North Eurasia and Climate Warming: Regional Changes and Consequences, *The northern river basin: land use change and environmental change of the Amur river basin* (in press).
- Sheffield J., Andreadis K. M., Wood E. F., Lettenmaier D. P., 2009.** Global and continental drought in the second half of the the twentieth century: Severity-area-duration anylYSIS and temporal variability of large-scale events, *J. Climate*, vol. 22, pp. 1962–1981.
- Steila D., 2008.** Drought, *The Encyclopedia of Climatology*, J. E. Oliver, R.W. Fairbridge (eds.), pub. by Van Nostrand Reinhold Company, Inc., New York, pp. 388–395.
- Thornthwaite C. W., 1948.** An Approach Toward a Rational Classification of Climate, *Geog. Rev.*, 38, pp. 54–94.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, 2012.** Climate extremes and climate change: The Russian Heat Wave and other Climate Extremes of 2010, *J. Geophys. Res.*, 117, D17103, doi: 10.1029/2012JD018020.
- Tyrlis E., Hoskins B. J., 2008.** Aspects of Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology, *J. Atmos. Sci.*, vol. 65, no. 5, pp. 1638–1652.
- UNCCD., 1993.** United Nations Convention on Combating Desertification. United Nations Convention to Combat Desertification, Bonn, Germany.
- van der Schrier G., Briffa K. R., Jones P. D., Osborn T. J., 2006.** Summer Moisture Variability across Europe, *J. Climate*, 19, pp. 2818–2834.
- Verstraete M. M., Scoles R. J., Smith M. S., 2009.** Climate and desertification: looking at an old problem through new lenses, *Front Ecol Environ*, 7(8), pp. 421–428.
- Vicente-Serrano S. M., Beguerla S., Lopez-Moreno J. I., 2010.** A Multiscalar Drought Index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *J. Climate*, vol. 23, pp. 1696–1718.
- Wiedemann J. M., Lupo A. R., Mokhov I. I., Tikhonova E. A., 2002.** The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block intensity as diagnostic, *J. Climate*, vol. 15, no. 23, pp. 1100–1109.
- Wilhite D. A., 2004.** Drought. J. P. Stolman et al. (eds.), *International Perspectives on Natural Disasters: Occurrence, Mitigation, and Consequences*, Kluwer Academic Publishers, Printed in the Netherlands, pp. 147–162.
- Wright C. K., de Beurs K. M., Henebry G. M., 2012.** Combined analysis of land cover change and NDVI trends in the Northern Eurasian grain belt, *Front. Earth Sci.*, 6(2), pp. 177–187.
- Xie P., Arkin P. A., 1998.** Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing-longwave radiation, *J. Climate*, vol. 11, pp. 137–164.