OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 10

# ВВЕДЕНИЕ

**В. М. Катцов, С. М. Семенов**

## Климат Земли: факторы изменения и причины обеспокоенности

Земной климат* складывается в процессе функционирования сложной глобальной "климатической машины" – климатической системы Земли. Она состоит из пяти взаимодействующих друг с другом компонентов: атмосферы, гидросферы, криосферы, деятельного слоя суши и биосферы. Ряд внешних и внутренних факторов приводят к изменениям состояния этой системы во времени.

Климат Земли не постоянен. Как показывают палеоклиматические реконструкции, он менялся всегда. С начала индустриальной эры (условно – с середины XVIII века) хозяйственная деятельность человека стала постепенно и все более заметно влиять на состояние климатической системы. Те изменения, которые мы наблюдаем, являются результатом одновременного действия естественных и антропогенных факторов.

К известным *естественным* внешним глобальным факторам относятся изменения потоков солнечного излучения, колебания орбитальных параметров Земли, вулканическая деятельность и некоторые другие, а к *антропогенным* – изменения газового и аэрозольного состава атмосферы и альбедо земной поверхности вследствие хозяйственной деятельности человека. *Собственная*, т. е. не связанная с внешними воздействиями, изменчивость климатической системы обусловлена естественными причинами – взаимодействиями между перечисленными ее компонентами, имеющими разные времена отклика на внешние воздействия. Обратные связи разных знаков и нелинейность некоторых внутренних взаимодействий, присущих климатической системе Земли, чрезвычайно усложняют ее реакцию на внешние воздействия и, соответственно, выявление изменений климата и установление их причин, не говоря уже о прогнозе изменений климата. Изучению причин изменения современного климата Земли, механизмов воздействия внутренних и внешних факторов в последние годы были посвящены очень значительные усилия мировой науки, в том числе – ряд отечественных исследований, см., например, (Груза, Ранькова, 2012; Жеребцов и др., 2013; Семенов, 2012).

Для заданного отрезка времени, на котором изучаются изменения климата (для целей настоящего доклада – порядка сотен лет) в изменениях выделяются две составляющие: ненаправленные, представляющие собой колебания, и направленные – тренды. Типичная задача при исследовании изменения климата – выделить статистически

* Для целей настоящего доклада подходит определение Г. В. Груза и Э. Я. Раньковой (2003): "Климат в узком, но широко распространенном смысле, есть обобщение изменений погоды, и представляется набором условий погоды в заданной области пространства в заданный интервал времени. Для характеристики климата используется статистическое описание в терминах средних, экстремумов, показателей изменчивости соответствующих величин и повторяемостей явлений за выбранный период времени. Все эти дескриптивные статистики называются климатическими переменными." Это определение использовано и в ОД_РФ-1 (2008). Коротко говоря, климат в заданной области географического пространства – ожидаемый (средний, типичный) ход погоды во времени и статистические свойства возможных отклонений от этого ожидаемого хода.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 11



значимые тренды на фоне ненаправленной изменчивости, а также установить причины трендов (естественные и антропогенные).

Следует отметить, что наложение направленных и ненаправленных изменений иногда приводит к картине, которую непросто интерпретировать. Антропогенные и естественные факторы могут "работать" в одном направлении, и тогда происходит "усиление" глобального потепления по сравнению с чисто антропогенным "парниковым" потеплением. Но в другие периоды эти факторы действуют разнонаправлено, и ожидаемое антропогенное потепление оказывается выраженным слабее, или вообще наблюдается временное похолодание. Разумеется, такие периоды компенсации (вероятно, сейчас наблюдается именно такой период в отношении глобальной температуры – ее рост слабо выражен начиная с 1998 г.) никак не отменяют общую вековую тенденцию глобального потепления.

Современные изменения климата и их последствия стали не только предметом исследований в области фундаментальной и прикладной климатологии, но и объектом постоянного внимания общественности, правительств, международных организаций. Этот интерес в значительной степени связан с обеспокоенностью потенциальными негативными последствиями изменения климата, а также с имеющимися возможностями человечества регулировать антропогенное влияние на глобальный климат (см., например, (Порфирьев и др., 2011)).

Следует, однако, подчеркнуть, что проблемы изменения климата и методы их решения, несмотря на современный политический аспект, являются, прежде всего, частью естественнонаучной проблематики. Поэтому для их осознания, правильного формулирования и поиска способов решения нужна, в первую очередь, научная основа – данные и методы.

На международном уровне работу по анализу и обобщению данных мониторинга и результатов модельных расчетов, приведенных в научных публикациях, выполняет Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК). Эта группа в 1988 г. учреждена Всемирной метеорологической организацией (ВМО) и Программой ООН по окружающей среде (ЮНЕП). Многочисленные авторские коллективы докладов МГЭИК представляют собой не просто одну из многих групп экспертов, но очень значительную и наиболее авторитетную часть *профессионального* мирового научного сообщества климатологов, а также экологов, экономистов, юристов и представителей других специальностей, занимающихся проблемой изменения климата и их последствий. Доклады МГЭИК являются результатом консенсуса, достигнутого их авторами после многократного внутреннего и внешнего рецензирования. Их резюме проходят официальную процедуру принятия правительственными делегациями, после чего становятся достоянием общественности и лиц, принимающих решения.

Четыре оценочных доклада МГЭИК – они вышли в 1990, 1995, 2001 и 2007 годах – и иные публикации (специальные доклады и др.) можно найти на сайте http://www.ipcc.ch/. Пятый оценочный доклад полностью завершен и опубликован в 2014 г. Эти материалы широко используются на международном и национальном уровнях для оценки степени влияния изменения климата на природные и хозяйственные системы, на население, а также для выработки стратегий реагирования, включая адаптации и ограничение антропогенного воздействия на климатическую систему.

В своих оценках наблюдаемых изменений климата в Пятом оценочном докладе МГЭИК использовала научные публикации, основанные на данных климатического мониторинга. Эти данные – результат систематических наблюдений на сети гидрометеорологических станций, проведение которых в глобальном масштабе координируется ВМО.

Согласно Вкладу рабочей группы I МГЭИК (IPCC, 2013) наблюдается глобальное потепление 0.85°C за период 1880–2012 гг. Казалось бы, это небольшое изменение. Однако следует иметь в виду, что при этом региональные изменения могут быть велики. В работе (Семенов и др., 2008) статистическими методами было проведено сопоставление хода глобальной температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы и соответствующих региональных рядов. Было обнаружено, что региональный "коэффициент усиления" на континентах может составлять до 2–3, в том числе в России на юге средней части Сибири.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 12



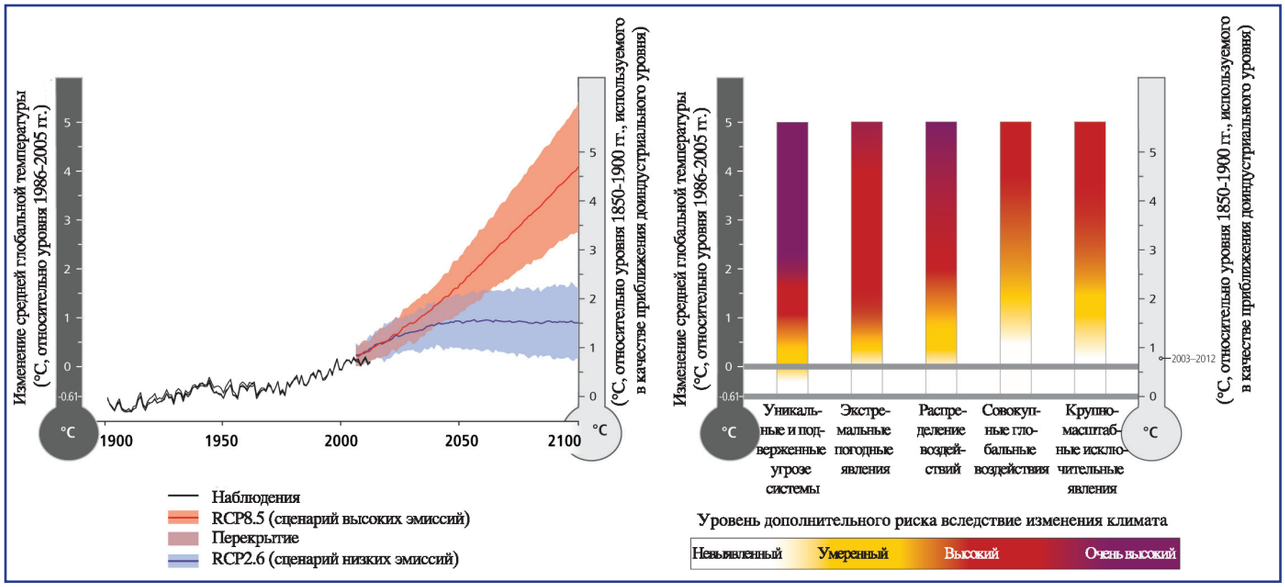



**Рис. 1.** Глобальная перспективная оценка рисков, связанных с климатом. Риски, связанные с "причинами для обеспокоенности", показаны справа для увеличивающихся уровней изменения климата. Цвет тушевки означает дополнительный риск вследствие изменения климата, который возникает когда соответствующий уровень температуры достигнут и, затем, сохраняется или превышается. Невыявленный риск (белый цвет) указывает на отсутствие воздействий, которые выявлены и объясняются изменением климата. Умеренный риск (желтый цвет) означает, что соответствующие воздействия выявлены и объясняются изменением климата, по меньшей мере, со средней уверенностью, и что он также удовлетворяет иным конкретным критериям для ключевых рисков. Высокий риск (красный цвет) указывает на сильные и широко распространенные воздействия при одновременном соответствии иным конкретным критериям для ключевых рисков. Пурпурный цвет означает, что на очень высокий риск указывают все критерии для ключевых рисков. Для справки прошлые и будущие значения глобальной среднегодовой температуры в приповерхностном слое приведены слева. В соответствии с имеющейся глобальной совокупностью наиболее длинных рядов данных о приповерхностной температуре наблюдаемое изменение средних значений для 1850–1900 гг. и для базового периода ОД5 (1986–2005 гг.) составляет 0.61°C (5–95%-й доверительный интервал: от 0.55°C до 0.67°C). Это значение было использовано здесь в качестве приближения изменения глобальной средней приповерхностной температуры с доиндустриального времени (периода до 1750 г.) (IPCC, 2014).

С целью научного обеспечения перспективных оценок, представленных в Пятом оценочном докладе МГЭИК, Всемирная программа исследований климата (ВПИК) инициировала 5-ю фазу международного Проекта сравнения объединенных моделей CMIP5* (Taylor et al., 2012). В результате реализации экспериментальной части CMIP5 моделями-участницами был сгенерирован беспрецедентный совокупный объем данных, описывающий состояние глобальной климатической системы в прошлом и будущем, в том числе в XXI веке. Поскольку климат зависит в значительной степени от параметров антропогенного воздействия на климатическую систему Земли, в частности, от выбросов парниковых газов и аэрозолей в ходе хозяйственной деятельности, то расчеты будущего климата проводились в условиях определенных сценариев мирового экономического развития. При этом антропогенное воздействие описывалось так называемыми Репрезентативными Траекториями Концентраций** (РТК). Именно в результате этих модельных расчетов были получены параметры климата в XXI веке, в том числе обнаружено возможное глобальное потепление на несколько градусов Цельсия.

И наблюдаемые, и ожидаемые в XXI веке изменения климата могут иметь существенные последствия для природных и хозяйственных систем, для здоровья населения. При этом некоторые эффекты глобального потепления в разных регио-

* По-английски – Coupled Model Intercomparison Project.

** В англоязычной литературе Representative Concentration Pathway – RCP (van Vuuren, Edmonds, Kainuma et al., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 13



нах мира обнаруживаются уже при сравнительно небольших его уровнях, даже при современном потеплении по отношению к доиндустриальным значениям глобальной температуры. Во Вкладе Рабочей группы II МГЭИК в Пятый оценочный доклад (IPCC, 2014) приведена характеристика возможных эффектов и уровни рисков (рис. 1). Оценки даются для пяти обобщенных категорий: уникальные и подверженные угрозе системы; экстремальные погодные явления; распределение воздействий; совокупные глобальные воздействия; крупномасштабные одиночные явления. При этих оценках глобальная температура используется как маркер глобальных изменений климата в целом, последствия которых рассматриваются в анализе.

В силу специфичности региональных проявлений глобального изменения климата существует и развивается практика подготовки национальных и региональных оценочных докладов, фокусирующихся на изменениях климата и их последствиях в тех или иных странах и регионах. Действительно, при всей обширности и детальности оценочных докладов МГЭИК, трудно ожидать, что они в состоянии исчерпывающим образом удовлетворить потребности отдельно взятых стран в соответствующей информации.

Подобная работа проводится и в России. В 2008 году Росгидрометом был опубликован первый "Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" (ОД_РФ-1, 2008)*. В 2011 г. был издан специальный доклад "Оценка макроэкономических последствий изменения климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу" (2011)**. В 2012 г. Росгидрометом была опубликована подготовленная специалистами Росгидромета, РАН и некоторых ВУЗов коллективная монография "Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем" (2012)***.

Отметим, что ОД_РФ-1 (2008) фактически послужил научной основой, на которой Росгидрометом был подготовлен проект Климатической доктрины Российской Федерации (утверждена Президентом РФ 17 декабря 2009 г.). Заслуживает упоминания констатация Климатической доктриной (и основанием для нее послужили выводы ОД_РФ-1) неоднозначности последствий изменения климата для России – помимо негативных воздействий перед страной открываются и некоторые новые возможности.

Согласно ОД_РФ-1, некоторые изменения климата все в большей степени будут влиять на условия хозяйствования и жизнедеятельности на всей территории России. Особое внимание обращают на себя негативные последствия экстремальных и опасных природных явлений, подавляющее большинство которых относится к погодно-климатическому типу чрезвычайных ситуаций.

Уже после выхода ОД_РФ-1 в свет население и экономику Российской Федерации потрясли получившие широкий общественный резонанс погодные аномалии: волна жары лета 2010 г., наводнения в Краснодарском крае в 2012 г. и на Амуре в 2013 г. Профессиональное научное сообщество с осторожностью говорит о возможной обусловленности крупных погодных аномалий изменением климата. Однако нельзя не констатировать, что изменение частоты и амплитуды экстремальных погодных явлений, как и возрастающая "нервозность" климатической системы в целом, по меньшей мере, не противоречат современным представлениям о том, что ожидает климат нашей планеты в XXI столетии.

Происходящие в настоящее время изменения некоторых наиболее важных характеристик регионального климата, качественно совпадающие с теоретическими оценками, и обусловленные ими последствия дают основания для вывода о тенденции увеличения разрыва между фактической и потребной адаптационной способностью**** или снижения эффективности адаптации российской экономики и общества в целом к упомянутым изменениям (Катцов и др., 2011). Задержки в принятии и исполнении государственных решений в условиях учащения (роста повторяемости) опасных природных явлений, в первую очередь, погод-

* См. http://climate2008.igce.ru/v2008/htm/index00.htm или http://voeikovmgo.ru/ru/otsenochnyj-doklad-izmenenie-klimata-na-territorii-rossijskoj-federatsii

** См. http://voeikovmgo.ru/ru/otsenka-makroekonomicheskikh-posledstvij-izmeneniya-klimata

*** См. http://www.igce.ru/category/knigi

**** В англоязычной литературе в таких случаях используется термин "deficit of adaptation": "дефицит адаптации".

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 14



но-климатического характера, на которые приходится большая часть чрезвычайных ситуаций, уже в недалеком будущем означают существенное увеличение затрат на адаптацию и, главное, возрастание риска людских потерь.

Цель данной книги – "Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" (ОД_РФ-2) – суммировать для территории России информацию о наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата и их последствиях для природных и хозяйственных систем, для населения, а также описать возможности адаптаций. При этом особое внимание уделяется информации, появившейся в научной литературе после выхода в свет первого оценочного доклада в 2008 г., а также тем вопросам, которые не были рассмотрены в ОД_РФ-1.

Источниками информации для данного оценочного доклада Росгидромета служат отечественные и зарубежные научные публикации в рецензируемых научных изданиях, научные монографии, сборники научных трудов и специальные научные доклады, публикация которых осуществляется по решению научных редакционных советов и коллегий издательств или назначенных ученых-рецензентов. В докладе использованы данные мониторинга государственных наблюдательных сетей, а также результаты научных проектов, выполняемых в рамках профильных международных и российских программ исследований.

Структура ОД_РФ-2 вполне традиционна. Он состоит из шести разделов, посвященных, соответственно: (1) наблюдаемым изменениям климата, (2) их причинам, (3) ожидаемым изменениям климата в XXI веке, а также воздействию этих изменений на (4) природные системы суши, (5) морские природные системы и (6) хозяйственные системы и здоровье населения. Разделы состоят из тематических глав. Над каждой главой работал отдельный авторский коллектив под руководством ведущих авторов, чьи фамилии возглавляют авторские списки глав (отмечены подчеркиванием). Каждый из шести разделов имеет собственного рецензента.

Будущий климат России XXI века в настоящем докладе описывается, в основном, средним из расчетных климатов, полученных с помощью ансамбля климатических моделей семейства CMIP5. При расчете последствий изменения климата обычно употребляется средний климат по ансамблю из 31 модели (AH_31) этого семейства моделей. Рассматриваются два сценария антропогенного воздействия на климатическую систему – RCP4.5 и RCP8.5. В некоторых случаях в качестве вспомогательного рассматривается сценарий RCP2.6. Попутно, в той мере, в какой это представляется возможным, новые оценки будущих изменений температуры и осадков в сезонном ходе сопоставляются с оценками, полученными ранее на основе анализа ансамбля расчетов CMIP3 и использованными в (ОД_РФ-1, 2008) – для семейства сценариев SRES антропогенного воздействия на климатическую систему Земли (Nakićenović et al., 2000).

Будущий климат для целей настоящего доклада был рассчитан для следующих периодов времени: начала (2011–2030 гг.), середины (2041–2060 гг.) и конца (2080–2099 гг.) XXI века (Катцов, Говоркова, 2013). В качестве базового периода принят 1981–2000 гг. Дополнительно рассматриваются и некоторые другие 20-летние периоды XXI в., середины которых для разных сценариев приходятся на условный "момент" глобального потепления на 2°С по отношению к доиндустриальному значению (непревышение этого уровня – современная "глобальная цель").

В дополнение к описанным выше представлениям о будущем климате, полученным с помощью динамических климатических моделей, в настоящем докладе рассматривается изменение климата, соответствующее увеличению средней глобальной температуры на 1.5°С по сравнению с уровнем 1981–2000 гг. (климат "+1.5°С"), что примерно соответствует превышению доиндустриального значения на 2°С. Соответствующее глобальное распределение температуры было получено с использованием статистических методов, а именно, корреляционных связей между глобальными и региональными изменениями климата в период от начала XX до начала XXI века (Семенов и др., 2013).

Оценки последствий наблюдаемых и ожидаемых изменений климата, представленные в данном докладе, основаны на данных научных публикаций. При получении этих оценок использовалась методология, изложенная в коллективной

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 15



монографии “Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем” (2012).

Настоящий доклад является совместным вкладом ученых, работающих в следующих научно–исследовательских институтах Росгидромета и РАН, высших учебных заведениях и ряде других учреждений:

– Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (головное учреждение по подготовке доклада), Санкт-Петербург;

– Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (головное учреждение по подготовке доклада), Москва;

– Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;

– Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных, Обнинск;

– Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной метеорологии, Обнинск;

– Геофизический центр РАН, Москва;

– Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва;

– Гидрометеорологическая обсерватория, Ростов-на-Дону;

– Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург;

– Государственный научно-исследовательский институт озерного и речного рыбного хозяйства, Санкт-Петербург;

– Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Владивосток;

– Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург;

– Институт географии РАН, Москва;

– Институт лесоведения РАН, Московская область, с. Успенское;

– Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург;

– Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва;

– Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва;

– Институт вычислительной математики РАН, Москва;

– Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, Красноярск;

– Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень;

– Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино-на-Оке;

– Институт экологии растений и животных УРО РАН, Екатеринбург;

– Международный институт прикладного системного анализа, Австрия;

– Министерство экономического развития Калужской области;

– Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва;

– Научно-производственное объединение “Тайфун”, Обнинск;

– Национальный центр климатических данных, Ашвилл, США;

– Проектно-изыскательский и научно-исследовательский институт “Гидропроект” им. С. Я. Жука, Москва;

– Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург;

– Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург;

– Санкт-Петербургский государственный политехнический университет, Санкт-Петербург;

– Санкт-Петербургский государственный архитектурно-строительный университет, Санкт-Петербург;

– Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр, Владивосток;

– Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток;

– Университет Рединга, Великобритания;

– Университет Джорджа Вашингтона, США;

– Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, Москва;

– Центральный ордена Трудового Красного Знамени научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт морского флота.

Доклад подготовлен в рамках Целевой научно-технической программы Росгидромета “Научно-исследовательские, опытно-конструкторские, технологические и другие работы для государственных нужд в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды” на 2014–2016 гг. В нем также использованы результаты научных исследований, поддержанных грантами РФФИ и

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 16



РГНФ. Мы признательны международному сообществу разработчиков климатических моделей за предоставление данных для анализа, участникам Программы диагноза и сравнения климатических моделей (PCMDI) и Международной организации научных порталов по земной системе (GO-ESSP) – за разработку и поддержание программной инфраструктуры, обеспечивающей распространение модельных данных CMIP5, Рабочей группе по объединенным моделям (WGCM) Всемирной программы исследований климата (ВПИК – WCRP) – за организацию деятельности по анализу модельных расчетов. Архив данных WCRP CMIP5 поддерживается управлением науки Министерства энергетики США. Результаты анализа расчетов изменений климата на территории России в XXI веке с помощью ансамбля моделей CMIP5* были получены и предоставлены авторам ОД_РФ-2 в рамках деятельности Климатического центра Росгидромета на базе ГГО им. А. И. Воейкова.

В заключение хотелось бы поблагодарить всех ученых, которые откликнулись на нашу просьбу и согласились принять участие в подготовке этого доклада. Мы благодарим авторов и ведущих авторов глав, координаторов и рецензентов разделов доклада, редакционную группу – всех, кто работал над докладом. Наша общая искренняя благодарность руководству Росгидромета, без поддержки которого эта книга не смогла бы появиться.

## Литература

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003.** Колебания и изменения климата на территории России, Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 66–185.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012.** Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 193 с.

**Жеребцов Г. А., Коваленко В. А., Молодых С. И., Кириченко К. Е., 2013.** Влияние солнечной активности на температуру тропосферы и поверхности океана, Известия Иркутского государственного университета. Серия “Науки о Земле”, т. 6, № 1. с. 61–79.

**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 Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. вып. 569. с. 75–97.

**Катцов В. М., Кобышева Н. В., Мелешко В. П., Порфирьев Б. Н., Ревич Б. А., Сиротенко О. Д., Стадник В. В., Хлебникова Е. И., Чичерин С. С., Шалыгин А. Л., 2011.** Оценка макроэкономических последствий изменения климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу. Катцов В. М., Порфирьев Б. Н. (ред.), Росгидромет. 251 с.

**Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, 2012.** Семенов С. М. (ред.), М., Росгидромет. 512 с.

**ОД_РФ-1, 2008.** Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. т. I, т. II, Общее резюме, Техническое резюме. Москва.

**Порфирьев Б. Н., Катцов В. М., Рогинко С. А., 2011.** Изменения климата и международная безопасность. Рос. акад. наук, Отд-ние обществ. наук. М: Д'АРТ. 290 с.

**Семенов С. М., Израэль Ю. А., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2008.** Изменения глобальной температуры и региональные риски при некоторых стабилизационных сценариях антропогенной эмиссии диоксида углерода и метана, в кн.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы, изменения климата: влияние земных и внеземных факторов. т. 6. Г. С. Голицын (отв. ред.), М., ИФА РАН, ИФЗ РАН. с. 24–36.

**Семенов С. М., 2012.** Парниковый эффект и его антропогенное усиление, Солнечно-земная физика, вып. 21, с. 10–17.

**Семенов С. М., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Попов И. О., Титкина С. Н., 2013.** Распределе-

* http://voeikovmgo.ru/ru/izmenenie-klimata-v-rossii-v-xxi-veke

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 17



ние приповерхностной температуры на территории России и соседних стран при заданном уровне глобального потепления, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ. т. 25, с. 29–41.

**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., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp.

**IPCC, 2014.** Summary for policymakers. 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., V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, and L. L. White (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 1–32.

**Nakiˇcenoviˇc N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J, Gaffin S., Gregory K., Grubler A., Jung T. Y., Kram T., La Rovere E. L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Raihi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen S., Victor N., Dadi Z., 2000.** IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA. 612 p.

**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.

**van Vuuren D. P., Edmonds J. A., Kainuma M., Riahi K., Thomson A. M., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakiˇcenoviˇc N., Smith S. J., Rose S., 2011.** The representative concentration pathways: an overview. Climatic Change, vol. 109. pp. 5–31. DOI: 10.1007/s10584-011-0148-z.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 18

# РАЗДЕЛ 1. НАБЛЮДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

## Глава 1.1. ПАРНИКОВЫЕ ГАЗЫ, АЭРОЗОЛИ И КЛИМАТ

**И. Л. Кароль**

А. И. Решетников

### 1.1.1. Введение

Глава 1.1 является продолжением и развитием главы 4 “Изменения содержания парниковых газов и аэрозоля в атмосфере и их влияние на климат” Первого Оценочного Доклада (ОД_РФ-1). Здесь представлены новые сведения о появившихся и исследованных после 2007 г. изменениях содержания в атмосфере различных примесей, влияющих на радиационные и температурные характеристики климата, а также их вклада в изменения характеристик подстилающей поверхности и облачности. В настоящей главе не повторяются общие положения о составе атмосферы, потоках радиации в атмосфере и воздействии на них разных естественных и антропогенных факторов, об атмосферных циклах различных климатообразующих примесей, приведенных в ОД_РФ-1.

Если состав атмосферы, источники эмиссии и эффект основных долгоживущих парниковых газов не претерпели серьезных изменений после 2007 г., то существенно расширились сведения об атмосферных циклах короткоживущих факторов, более динамично воздействующих на радиационный режим и на климатические характеристики, прежде всего, на аэрозоль в виде “черного углерода” (ЧУ), влияние которого на климат практически не было освещено в ОД_РФ-1. Эти “новые” примеси достаточно интенсивно изучаются и обсуждаются ныне в научных (и не только) публикациях, формируются научные программы.

Мировая сеть мониторинга парниковых газов за период с 2007 по 2012 гг. продолжала развиваться и совершенствоваться: увеличилось число станций и используемых на них аналитических систем наблюдений, технические и организационные возможности многих стран были направлены на обеспечение высокого качества наблюдений, в частности, были организованы Калибровочные центры стандартов для $SF_6$, а также для стабильных изотопов $^{13}CO_2$, $^{13}CH_4$ и $^{18}O_2$. Это – лаборатория NOAA/ESRL (США), Биохимический институт Макса Планка (Германия). Для $H_2$ был организован Мировой центр аудита данных наблюдений на базе Федеральной лаборатории по Тестированию материалов и их исследованию в Швейцарии. На станциях Глобальной Службы Атмосферы (ГСА) для обеспечения прецизионных измерений концентраций $CO_2$ и $CH_4$ начала внедряться новая измерительная техника, на основе использования резонаторной (с очень большим числом отражений лазерного луча) лазерной спектроскопии CRDS – Cavity Ring-Down Spectroscopy (15th WMO/IAEA Meeting, 2011). В 2009 г. получила статус “содействующей” сеть станций дистанционных наблюдений за общим содержанием парниковых и ряда реактивных газов в

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 19



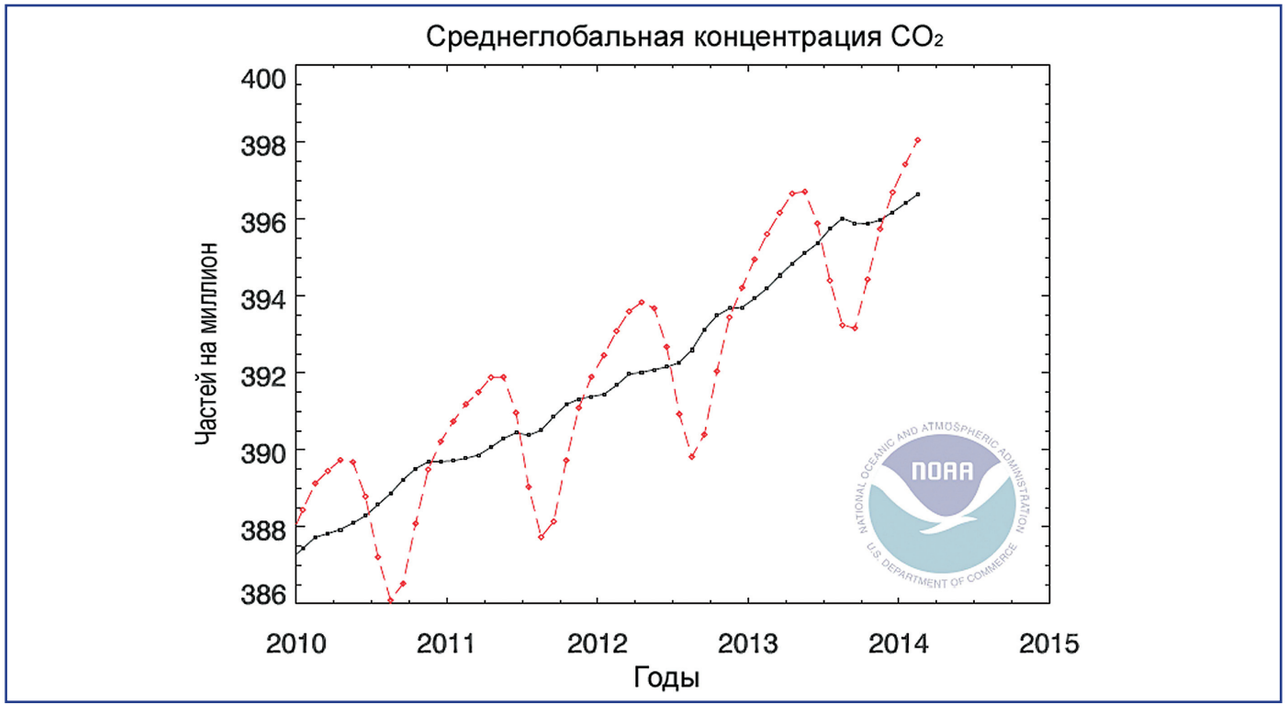



**Рис. 1.1.1.** Глобальный тренд (черная кривая) и сезонный ход концентрации $CO_2$ (красная кривая) за период 2010–2014 гг.

столбе атмосферы (TTCON), работающая на базе фурье-спектрометров высокого разрешения – IFS125M, работающих в ИК диапазоне спектра электромагнитного излучения Солнца, используемого в качестве источника излучения (Status of WMO/GAW, 2011).

### 1.1.2. Диоксид углерода

Среднее глобальное значение концентрации парниковых газов формируется на основании данных шести глобальных станций мониторинга парниковых газов, из которых две расположены в Южном полушарии: Южный полюс, Американское Самоа, и четыре станции в Северном: Мауна-Лоа, Тринидад (Калифорния), Барроу (Аляска) и Саммит (Гренландия). На рис. 1.1.1 представлены графики изменения глобальной среднемесячной концентрации углекислого газа $CO_2$ и сглаженный тренд в приземном слое воздуха, полученный на основе данных этих станций (НУОА США).

Как следует из рисунка, продолжился рост концентрации $CO_2$, несмотря на ограничения выбросов парниковых газов, введенных Киотским протоколом для промышленно развитых стран, взявших на себя обязательства по их снижению. Согласно данным НУОА за период с 2010 по 2014 гг. глобальная среднегодовая концентрация диоксида углерода возросла с 387.3 до 396.5 млн$^{-1}$ (NOAA/ESRL, http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/, Trend in Atmospheric Carbon dioxide, 2013). Среднее значение ежегодного прироста концентрации составило 2.0 млн$^{-1}$, что выше его межгодового прироста за предыдущие 10 лет, который равнялся 1.9 млн$^{-1}$ (Оценочный доклад…, 2008). Этот рост, несмотря на некоторое снижение выбросов $CO_2$ в промышленно развитых странах ЕС, США и Канаде, обусловлен существенно возросшими выбросами в атмосферу $CO_2$ такими крупными развивающимися странами, как Китай и Индия (IEA, 2012a, б; 2013). Усиленный экономический рост в странах с так называемой переходной экономикой, особенно в последние годы нового тысячелетия, привел к тому, что, несмотря на выполнение промышленно развитыми странами рекомендаций Киотского протокола, скорость роста концентрации парниковых газов сохранилась в целом примерно на том же уровне, что и за предыдущие шесть лет. Экономический годовой прирост внутреннего валового продукта

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 20



*Таблица 1.1.1. Тренд среднегодовой эмиссии $CO_2$ за период с 1990 до 2011 гг. в миллиардах тонн $CO_2$ в год в основных промышленно развитых странах и странах с переходной экономикой*

| Страна | 1990 | 1995 | 2000 | 2006 | 2010 | 2011 | 2011/1990, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| США | 4.99 | 5.26 | 5.87 | 5.84 | 5.53 | 5.42 | 9 |
| ЕС (27) | 4.32 | 4.08 | 4.06 | 4.21 | 3.91 | 3.79 | –12 |
| Китай | 2.51 | 3.52 | 3.56 | 6.51 | 8.90 | 9.20 | 287 |
| Индия | 0.66 | 0.87 | 1.06 | 1.38 | 1.86 | 1.97 | 198 |
| Россия | 2.44 | 1.75 | 1.66 | 1.79 | 1.78 | 1.83 | –25 |
| Япония | 1.16 | 1.25 | 1.28 | 1.30 | 1.26 | 1.24 | 7 |
| Азиатские страны* | 0.71 | 1.07 | 1.31 | 1.61 | 1.81 | 1.84 | 159 |
| Другие страны** | 1.83 | 2.24 | 2.69 | 3.37 | 3.93 | 4.10 | 124 |
| Все страны | 22.7 | 23.6 | 23.4 | 30.3 | 33.0 | 33.9 | 49 |

*Примечание.* Поскольку в таблицу годовой эмиссии включены только основные страны – источники $CO_2$, то итоговая сумма эмиссии всех стран мира (последняя строка таблицы) существенно больше годовой эмиссии стран, представленных в таблице.

*Азиатские тигры (Индонезия, Сингапур, Таиланд, Южная Корея и Тайвань).

**Другие крупные развивающиеся страны (Бразилия, Мексика, Южная Африка, Саудовская Аравия, Индия и Иран).

(ВВП) в Китае, составивший 4% в 2002 г., вырос до 11% к 2008 г. Антропогенная эмиссия $CO_2$ за этот период возросла в Китае на 150%, а в Индии на 75%, и это, несмотря на мировой экономический кризис, последствия которого в Китае были существенно смягчены из-за больших инвестиций в инфраструктуру развивающихся автомобилестроения и сталелитейной промышленности. В результате среднегодовой выброс $CO_2$ в Китае к 2011 г. возрос до 9.7 млрд т, и он вышел на 1-е место в мире по объемам эмиссии $CO_2$, превысив даже выброс $CO_2$ США (IEA, 2012б). Суммарный выброс стран ЕС (EU27) снизился в 2011 г. на 3% по сравнению с предыдущим годом и составил 3.8 млрд т (в США эмиссия $CO_2$ в 2011 г. составила 5.4 млрд т). Россия же после резкого спада эмиссии в начале 90-х годов прошлого века, в последующие годы увеличивала использование ископаемого топлива. Тем не менее, выброс $CO_2$ в период с 1998 по 2007 г. не увеличился, а даже снизился в 2007 г. по сравнению с 1998 г. на 6% (Пятое Национальное сообщение РФ, 2010).

В течение последнего десятилетия объемы антропогенной эмиссии $CO_2$ в глобальном масштабе, вследствие сжигания угля и углеводородов, а также производства цемента, возросли с 8.3 ± 0.7 млрд т С в год в 2002 г. до 9.4 ± 0.8 млрд т С в год к 2011 г., что соответствовало ее среднему ежегодному приросту 1.2% в год. Ежегодная эмиссия углерода, обусловленная обработкой земли и лесопользованием, составила за период 2002–2011 гг. 0.9 ± 0.8 млрд т С в год. Основной вклад в эту оценку давала эмиссия углерода, вызванная вырубкой лесов, составлявшая около 3 млрд т $CO_2$ в год. Она частично компенсировалась подрастанием молодых лесов на заброшенных сельскохозяйственных землях, ежегодный сток углерода которыми оценивался в 2.0 млрд т $CO_2$ в год (Global Forest Resources Assessment, 2010).

Для справки: общий выброс углерода в атмосферу в мире с учетом всех антропогенных источников составил в 2006 г. 9.22 млрд т, в 2007 г. 9.31 млрд т, в 2008 г. 9.45 млрд т, в 2009 г. 9.28 млрд т, в 2010 г. 9.50 млрд т (IEA, 2012a), а в 2011 г. 8.54 млрд т (IEA, 2013; Andres et al., 2013). Среди стран, вносящих основной вклад в прирост концентрации $CO_2$ в атмосфере на 2011 г., отметим: Китай – 29%, США – 16%, Евросоюз (EU27) – 11%, Индия – 6%, Россия – 5%, Япония – 4%.

В Таблице 1.1.1 приведены данные по объемам выбросов стран мира, обеспечивающих основной вклад в эмиссию $CO_2$ на 2011 г. (Olivier et al., 2012; GCP, 2011; 2012), а также динамика этих изменений с 1990 г. В последнем столбце таблицы приведены значения относительного прироста или снижения (знак минус) годовых объемов эмиссии $CO_2$ за соответствующие годы.

Представленные результаты позволяют сделать вывод о том, что ситуация с ростом концентрации $CO_2$ в мире остается по-прежнему опасной, хотя решения Киотского протокола в боль-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 21



шинстве промышленно развитых стран к 2012 г. (время окончания действия его первого этапа) были выполнены, что проявилось в ежегодном снижении объемов эмиссии $CO_2$ в атмосферу в странах ЕС в среднем примерно на 1.2%. Однако рост промышленного производства в Китае и Индии и промышленно-развитых странах Азии, а также в развивающихся странах Латинской Америки не привел к снижению глобального выброса $CO_2$ в атмосферу к 2012 г., о чем свидетельствуют данные ежегодного глобального прироста концентрации $CO_2$ за последние 6 лет, который происходил приблизительно с той же средней скоростью, что и за предыдущие 6 лет (рис. 1.1.1).

### 1.1.3. Метан

Концентрация атмосферного метана с начала индустриальной эры возросла более чем в 2.5 раза в основном за счет антропогенной эмиссии. Глобальное значение концентрации $CH_4$ в 2011 г. составило 1813 млрд$^{-1}$ (Бюллетень ВМО, 2012). Необходимо отметить, что для CH4 характерен сильный широтный ход концентрации (возрастание ее на ≈ 100 млрд$^{-1}$ при переходе от высоких южных широт к высоким северным), что как считается (Dlugokencky et al., 2009), обусловлено эмиссией болот северной Азии, таянием многолетней мерзлоты, осадками в дельтах рек и возможной эмиссией гидратов метана. Глобальный бюджет $CH_4$, обусловленный а) естественными источниками, включает: эмиссию с болот и заболоченных земель (177–284 млн т $CH_4$ в год), эмиссии, вызванные геологическими процессами (46–185 млн т $CH_4$ в год); б) антропогенными: сельским хозяйством – выращивание риса и разведение крупного рогатого скота (195–263 млн т $CH_4$ в год), сжиганием ископаемого топлива (85–116 млн т $CH_4$ в год), сжиганием биомассы (16–20 млн т $CH_4$ в год), а также утечками при добыче природного газа и угля. Как следует из приведенных оценок, диапазон неопределенностей в оценке среднегодовых объемов эмиссии метана по-прежнему остается значительным. Следует отметить, что в IPCC-AR5 по сравнению с предыдущей версией (IPCC, 2007) добавлена эмиссия вследствие геологических источников, а диапазон неопределенностей оценок объемов эмиссии, обусловленной сгоранием ископаемого топлива и биомассы, значительно сужен. Также должно быть улучшено качество оценок межгодовых вариаций химического стока $CH_4$. Однако вопрос о причинах стабилизации бюджета метана в 90-х годах предыдущего столетия и в первые шесть лет нынешнего остается дискуссионным, также как и причины роста его эмиссии после 2007 г. Если в период с 1992 по 2006 г. ежегодный прирост концентрации $CH_4$ составлял 0.5 млрд$^{-1}$ в год, то начиная с 2007 по 2011 г. включительно, он вырос до 6 млрд$^{-1}$ в год.

### 1.1.4. Закись азота

Содержание закиси азота ($N_2O$) в атмосфере в период с 2006 по 2011 гг. продолжало расти. Рост концентрации $N_2O$ в атмосфере обусловлен в основном интенсификацией сельскохозяйственного производства, что связано с ростом населения земного шара. Рост объемов минеральных и органических удобрений, выделение продуктов жизнедеятельности домашних животных, полигонов захоронения отходов, а также нитрификация и денитрификация способствуют увеличению эмиссии $N_2O$ из почвы.

Однако рост эмиссии $N_2O$ обусловлен не только сельскохозяйственным производством, но также ростом кислотности водной среды. Как поверхность почв, так и поверхность океана подвергаются воздействию атмосферных осадков, содержащих азот, поступающий в атмосферу в результате активации человеческой деятельности. Производство сельскохозяйственных продуктов ответственно более чем за 60% антропогенной эмиссии $N_2O$ в атмосферу (Park et al., 2012; Syakila et al., 2010). Оценить в целом как глобальный, так и региональный бюджет $N_2O$ достаточно сложно, поскольку ее приземная концентрация зависит от многих факторов (определяющих в том числе и ее сток), таких как химическое разрушение в реакции с возбужденным атомарным кислородом $O^1(D)$ и фотохимическая диссоциация в стратосфере.

Вследствие большого времени жизни $N_2O$, оцениваемого в 122–140 лет, стабилизация кон-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 22



центрации $N_2O$ в атмосфере произойдет только спустя несколько десятилетий после стабилизации ее эмиссии. При этом необходимо подчеркнуть и то, что косвенно $N_2O$ участвует в стоке тропосферного озона, снижая тем самым его вклад в парниковый эффект.

### 1.1.5. Галогеноуглероды и $SF_6$

Бюджет большинства галогеноуглеродов, галогеногидроуглеродов, а также фторидов серы определяется почти исключительно человеческой деятельностью. Ниже, в таблице 1.1.2 приведены среднегодовые концентрации основных галогеноуглеродов для южного и северного полушарий в период с 2006 по 2011 гг. Производство этих соединений запрещено Монреальским протоколом, но их концентрации в атмосфере, несмотря на прекращение производства, остаются высокими (Atmospheric CFC-11, 2011).

Концентрация $SF_6$, которая стала активно использоваться на электролиниях высокого напряжения, ежегодно возрастает. Как следует из таблицы, содержание всех фреонов и $SF_6$ в северном полушарии превышает на 1–5% их содержание в южном, поскольку производство и использование фреонов осуществляется главным образом в северном полушарии. Меры по ограничению производства фреонов-11, -12 и -113 были приняты одновременно, но снижение их концентрации в атмосфере происходит быстрее, чем у фреона-12 с бóльшим временем жизни в атмосфере.

Поскольку было рекомендовано применять галогеносодержащие соединения с меньшим временем жизни в тропосфере, то в молекулах альтернативных фреонов не все атомы водорода в процессе их производства были замещены атомами галогенов. Один или два атома водорода были сохранены, что позволило на порядок уменьшить время жизни фреонов в тропосфере. В ряде молекул альтернативных фреонов был исключен хлор – каталитический разрушитель озона.

### 1.1.6. Поглощающий солнечную радиацию атмосферный аэрозоль (черный углерод)

Как следует из исследований последних лет, на второе место по своему вкладу в парниковый эффект в настоящее время стал претендовать, так называемый “черный углерод” (Ramanathan, Xu, 2010; Bond et al., 2013), который в виде частиц аэрозоля поступает в атмосферу при сжигании угля и нефти и при пожарах. Он также является продуктом работы дизельных установок, получивших в последние годы широкое распространение в мире. Причем, если ранее глобальный радиационный форсинг за счет частиц сажевого аэрозоля оценивался величиной 0.34 ± 0.25 Вт/м$^2$ (IPCC, 2007), то в ряде последних публикаций оценки его величины достигают 1.0–1.1 Вт/м$^2$ (Bond et al., 2013). Как следует, в том числе и из более ранних зарубежных оценок, в районах с продолжительным снежным покровом (с высоким альбедо), радиационный форсинг уже оценивался, как близкий к 1 Вт/м$^2$ (Ramanathan, Carmichael, 2008). Высокая величина радиационного форсинга сажевых частиц аэрозоля, составляющая, как следует из цитируемых выше работ, более 50% от радиационного форсинга $CO_2$ может существенно сказаться на климате России, особенно ее северных регионов, в ближайшие десятилетия. Наиболее полное исследование источников черного углерода содержится в (Bond et al., 2013), согласно которому источниками атмосферного черного углерода являются следующие процессы и механизмы:

* Сгорание биомассы при пожарах в лесах и саванне – 42%,
* Сгорание биомассы, используемой в качестве топлива – 18%,
* Транспорт, работающий на дизельном топливе – 14%,
* Использование дизельных установок в промышленности – 10%,
* В других промышленных процессах, включая теплоэнергетику малой мощности – 10%,
* Использование каменного угля в жилом секторе – 6%.

В соответствии данными последних исследований, сажевый аэрозоль по вкладу в парниковый эффект может вполне соперничать с метаном (Hansen, Nazarenko, 2004; Ramanathan et al., 2005). Черный углерод “BC”, как и сажевый “soot carbon”, а также поглощающий свет аэрозоль (LAC) могут быть идентифицированы как загрязненная фракция углерода с подобной графиту структурой. Черный углерод, как считает-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 23



*Таблица 1.1.2. Изменения среднегодовой глобальной концентрации фреонов: F-11, F-12, F-113, $CCl_4$, $SF_6$ в северном (N) и южном (S) полушариях земного шара в трлн$^{-1}$ ($10^{-12}$) за 2006–2011 гг.*

| Годы | F-11 | | F-12 | | F-113 | | $CCl_4$ | | $SF_6$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | N | S | N | S | N | S | N | S | N | S |
| 2006 | 249.55 | 247.34 | 543.10 | 539.8 | 77.69 | 77.59 | 91.30 | 89.70 | 6.03 | 5.76 |
| 2007 | 247.54 | 245.03 | 541.10 | 538.10 | 77.99 | 76.79 | 90.40 | 88.90 | 6.32 | 6.03 |
| 2008 | 245.63 | 243.12 | 538.60 | 536.20 | 76.29 | 76.20 | 89.30 | 87.70 | 6.62 | 6.29 |
| 2009 | 243.52 | 240.87 | 536.64 | 534.04 | 75.82 | 75.46 | 87.57 | 86.43 | 6.88 | 6.58 |
| 2010 | 241.24 | 239.00 | 534.57 | 532.38 | 74.82 | 74.68 | 86.32 | 85.69 | 7.18 | 6.86 |
| 2011 | 238.97 | 237.14 | 532.49 | 530.72 | 73.82 | 73.90 | 85.06 | 84.94 | 7.48 | 7.14 |

ся, играет важную роль в формировании современного климата. Поглощающий солнечную радиацию аэрозоль является субстанцией, обладающей комбинацией различных физических свойств, благодаря которым он в той или иной мере участвует в процессах, от которых зависят результирующий форсинг и соответствующие неопределенности в оценках. Это процессы, связанные с поглощением прямой солнечной радиации, влиянием на фазовое состояние частиц аэрозоля, на облачность и осадки в виде дождя или снега.

Общая глобальная эмиссия черного углерода, оцениваемая на основе инвентаризации, составляла 7500 млн т в год в 2000 г. при неопределенности оценок от 2.000 до 29.000. Однако более поздние оценки вклада BC в поглощение позволили получить глобальную оценку радиационного форсинга атмосферного черного углерода (при вычитании радиационного форсинга сажевого аэрозоля до эры индустриализации) как 0.71 Вт/м$^2$ в год при 90% вероятности ($2\sigma$) и неопределенности в пределах (+0.08, +1.27). В то время как общий радиационный форсинг, обусловленный BC, составляет +0.88 (+0.17, +1.48) Вт/м$^2$ в год (Bond et al., 2013).

Однако оценок одного прямого радиационного форсинга еще недостаточно для того, чтобы охватить основные механизмы его создающие. Структура, определяющая радиационный форсинг BC, должна включать и такие механизмы как форсинг облачности и форсинг криосферы. В результате наилучшей оценкой вклада в глобальный радиационный форсинг BC будет являться оценка +1.1 Вт/м$^2$ при 90% вероятности и неопределенности от +0.17 до +2.1 Вт/м$^2$.

В реальной атмосфере на формирование нетто форсинга, обусловленного аэрозолем, оказывают влияние и сопутствующие примеси, включая как составляющие, обеспечивающие отрицательный форсинг (такие как $SO_2$), так и составляющие, ответственные за положительный форсинг (продукты сгорания углеводородного биотоплива), вклад которых в постиндустриальный период оценивается в +0.22 (от –0.50 до +1.08) Вт/м$^2$. Среди различных видов источников эмиссии черного углерода, таких как эксплуатация дизелей, отопление жилых домов дровами, создаваемый им тепловой эффект может быть настолько сильным, что его вклад превысит вклад всех источников, создающих отрицательный форсинг. Если учесть все виды эмиссии аэрозоля, включая эмиссию при сгорании органического материала на открытом воздухе, и значение эмиссии за счет всех видов BC, то наилучшей оценкой нетто радиационного форсинга будет величина – 0.06 Вт/м$^2$ при 90% вероятности и границах неопределенности от –1.45 до +1.29 Вт/м$^2$ (Bond et al., 2013).

### 1.1.7. Баланс основных парниковых газов на территории России

Российская Федерация (17.08 млн км$^2$), простираясь от 30° до более чем 180° восточной долготы, обладает самой большой из стран мира площадью, занимаемой лесами (около 45% территории), болотами (более 11% территории), кроме того более 60% ее территории находится в зоне многолетней мерзлоты. Континентальный шельф восточносибирских морей: Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, содержит

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 24



под своей поверхностью колоссальные запасы гидратов метана, накопленных за период голоцена. Произошедшие за последние десятилетия изменения глобальной температуры воздуха особенно сильно проявилось в Арктике, в частности, в Восточной Сибири, в которой превышение среднегодовой температуры достигает 2°С. По данным 50-летних наблюдений на станции Тикси, протаивание многолетней мерзлоты в настоящее время стало наблюдаться на 10–12 дней раньше. Существенное снижение площади сплошного морского льда в Северном Ледовитом океане резко уменьшило альбедо поверхности, что привело на мелководном прибрежном шельфе к повышению температуры воды. Увеличение эрозии почв, по берегам крупнейших рек Восточной Сибири приводит к выносу в океан большого количества осадка (формируемого легко растворимыми в воде фракциями породы, содержащими углерод, включая и метан). Особенности структуры наземных пород, формирующих состав многолетней мерзлоты, наличие в доледниковый период больших заболоченных территорий, привело к накоплению метана и непосредственно в слое многолетней мерзлоты, достигающей в самых северных районах глубины до 500 м.

### *1.1.7.1. Вклад лесов в баланс $CO_2$ на территории РФ*

Леса являются основным типом растительного покрова на обширных пространствах России. Они призваны обеспечивать компенсацию антропогенных выбросов, обусловленных промышленностью, транспортом и землепользованием. Как известно в РФ около 70% относятся к землям Лесного фонда. Поэтому Лесной фонд является наиболее важным стабилизирующим и ресурсообразующим природным комплексом страны. Лесной фонд – природный и хозяйственный объект федеральной собственности, представляющий совокупность лесных и нелесных земель в границах, установленных в соответствии с лесным и земельным законодательством. К лесному фонду относятся все леса, за исключением лесов на землях Министерства обороны РФ и населенных пунктов (городские леса). Общая площадь земель на 01.01.2005 г. составила 1173.9 млн га, из них на леса Лесного фонда приходилось 1133.1 млн га. Общая площадь лесов, не входящих в Лесной фонд, – 5.9 млн га. Лесистость составляет в среднем 45.4% и значительно колеблется по регионам в пределах территории страны (рис. 1.1.2). Эти

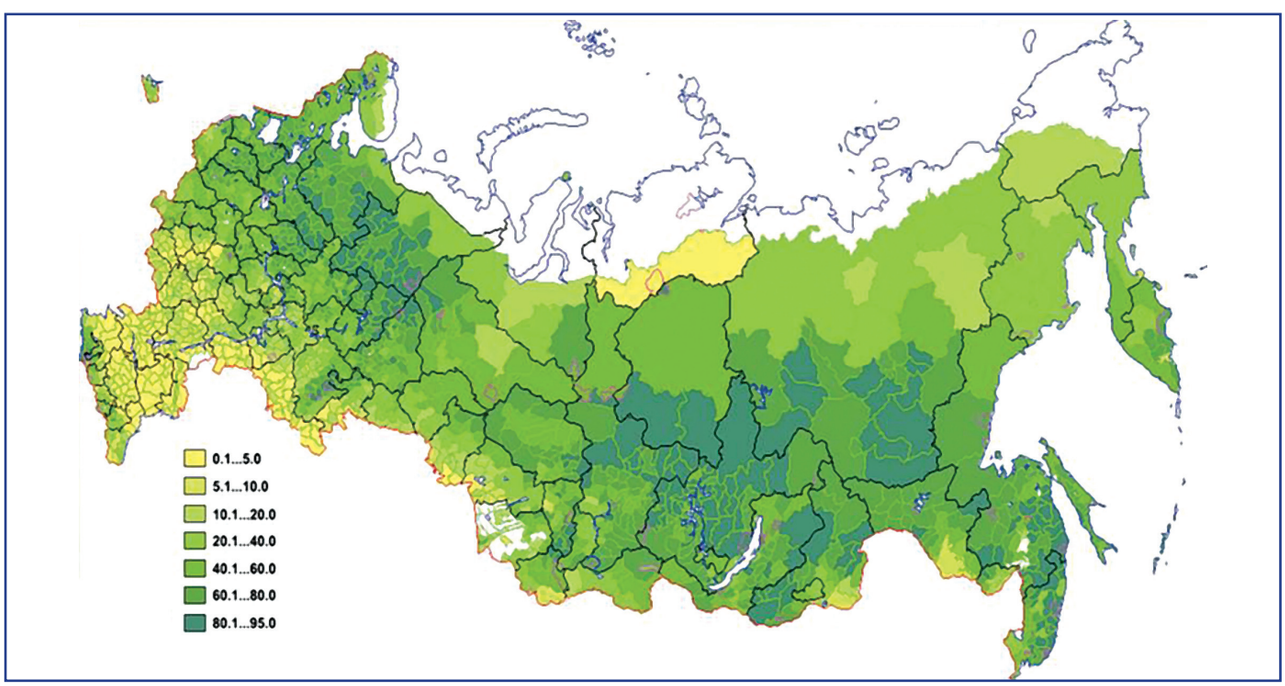



**Рис. 1.1.2.** Лесистость регионов территории Российской Федерации в процентах от их общей площади.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 25



показатели практически не изменились за последние 5 лет. Наибольшие значения лесистости (более 80%) отмечены в подзоне средней тайги – Пермском крае, Республике Коми и Центральной Сибири. Наиболее малолесные районы (лесистость менее 1%) расположены в аридной зоне европейской территории РФ (Республика Калмыкия, Ставропольский край, Астраханская, Ростовская и Волгоградская области). Земли Лесного фонда по своему функциональному назначению делятся на лесные и нелесные (рис. 1.1.2). Лесные земли составляют примерно 65% общей площади земель Лесного фонда. В свою очередь, лесные земли делятся на покрытые и не покрытые лесной растительностью. К непокрытым лесной растительностью землям относят болота, луга, пески и пр. По сравнению с предыдущим пятилетием структура лесного фонда (МПР России) изменилась незначительно. Действующая система лесных законодательных актов, нормативных и методических документов основана на существующем делении Лесного фонда на три группы лесов. Для каждой группы лесов установлены определенные правила ведения лесного хозяйства, проведения лесоустройства, назначения хозяйственных мероприятий (Государственный доклад…, 2006).

Согласно (Замолодчиков и др., 2011), вклад российских лесов в сток углерода после 1990 г., когда леса РФ оказались источником $CO_{2экв}$ в объеме 40 млн т $CO_{2экв}$ (Третье Национальное сообщение…, 2002), непрерывно возрастал. В результате в 2008 г. бюджет лесов РФ оценивался уже почти в 240 млн т С в год (в 1998 в 201 млн т С в год). Целый ряд авторов считает, что вклад лесов, оцениваемый по данным Лесного фонда РФ, существенно занижен. В частности, авторами (Заварзин, Кудеяров, 2006) считается, что лесами РФ поглощается весь ее антропогенный выброс (промышленность, транспорт, лесопользование и сельское хозяйство), который за период 1996–2002 гг. составлял 782 млн т С в год, в то время как среднегодовой баланс углерода в сторону стока оценивался в 868 млн т С в год. В другой работе (Филипчук, Моисеев, 2004) нетто-поглощение лесами определялось величиной более 400 млн т С в год. Таким образом, разница в диапазоне оценок стока углерода лесами разными группами ученых даже в работах последнего десятилетия превышает 3.5 раза, что не позволяет выполнить более или менее корректную оценку вклада лесов России в бюджет $CO_2$.

### *1.1.7.2. Вклад зоны многолетней мерзлоты (болота, таяние мерзлоты, континентальный шельф, осадок речного стока и др.) в баланс углерода*

Оценки вклада зоны вечной мерзлоты в баланс углерода ($CO_2$ и $CH_4$) еще более противоречивы. Всеми исследователями безоговорочно признается роль болот в формировании потока эмиссии метана в атмосферу, который, как считалось, зависел в основном от уровня болотных вод и температуры активного слоя торфа: чем выше уровень воды – тем больше поток $CH_4$, чем ниже – тем больше степень окисления $CH_4$ до $CO_2$, и соответственно меньше поток $CH_4$. При уровне болотных вод ниже 30 см от поверхности болота эмиссия $CH_4$ снижалась более чем на порядок. Однако необходимо отметить, что практически всегда при положительных температурах почвы наблюдалась эмиссия $CO_2$ болотными системами, причем количество выбрасываемого в атмосферу $CO_2$ как правило почти на два порядка (в отсутствие процесса фотосинтеза) превосходило эмиссию $CH_4$. Наличие фотосинтеза при высоком разнообразии болотной растительности играло существенную роль в снижении эмиссии $CO_2$ болотами, однако в зависимости от вида растительности и уровня освещенности вариации в наблюдаемых нетто-потоках были высокими. Согласно (Калюжный, Лавров, 2012), сезонный ход эмиссии диоксида углерода на олиготрофном болоте в Северо-Западном регионе РФ отличался медленным ростом после завершения зимнего сезона. Так в марте среднесуточная осредненная за месяц эмиссия $CO_2$, по результатам многолетних наблюдений на Карельском перешейке (болотный полигон Ламмин-Суо) составляла ≈ 20 мг/м$^2$ · час. В июне она обычно достигала 70–80 мг/м$^2$ · час, а максимальное среднемесячное значение наблюдалось в августе, когда эмиссия $CO_2$ достигала 160 мг/м$^2$ · час. В период аномально жаркого лета 2010 г. осредненная за июль эмиссия диоксида углерода составила 750 мг/м$^2$ · час, а за август, в се-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 26



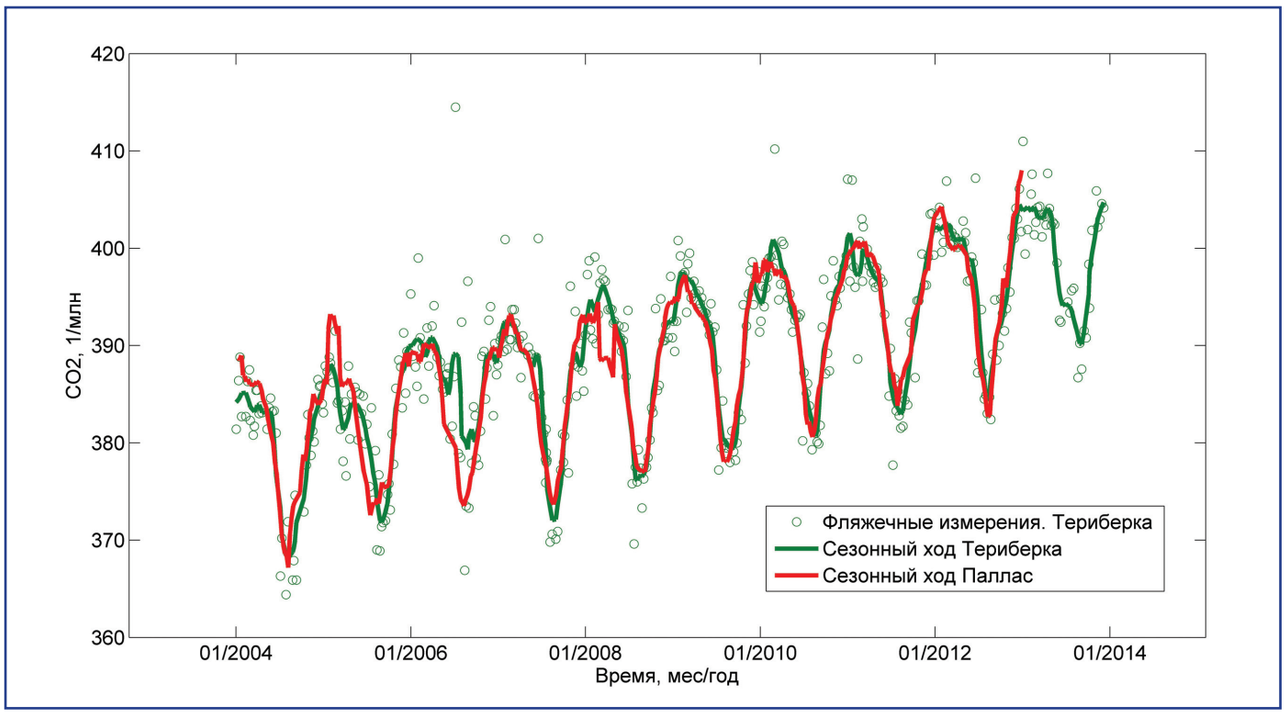



Рис. 1.1.3. Данные еженедельных измерений концентрации $CO_2$ за период с 2004 по 2011 г. Аппроксимация данных измерений для получения сезонного хода концентрации проведена методом экспоненциального сглаживания. Красным цветом изображен расчетный сезонный ход – MBL концентрации $CO_2$.

редине которого температура воздуха достигла 35°C, – более 2220 мг/м$^2$ · час, в сентябре, когда произошло заметное снижение температуры воздуха, она понизилась до значения около 280 мг/м$^2$ · час, но тем не менее, эта величина даже в этом месяце превосходила значения эмиссии $CO_2$ наблюдаемые с 2002 г. Данные экспериментов показали, что эмиссия $CH_4$ даже при максимальном расстоянии уровня болотных вод от поверхности, но при высокой температуре почвы также имеет высокий уровень эмиссии, достигающий 15–20 мг/м$^2$ · час. В то же время в 2008 г. в сентябре при значительно более низких температурах воздуха при среднем уровне болотных вод наблюдались потоки $CH_4$, достигающие 15 и даже 20 мг/м$^2$ · час, при диапазоне вариаций от 0.7 до 20 мг/м$^2$ · час.

Сравнение представленных данных эмиссии $CH_4$ с данными, полученными на станции Фразендейл в Канаде (Kuhlmann et al., 1998) для сентября месяца, показывает, что несмотря на значительно меньшую широту расположения станции (около 50° с.ш.) среднее суточное значение потока не превышало 11.5 мг/м$^2$ · сут.

### 1.1.8. Мониторинг парниковых газов на территории России

В настоящее время сеть регулярных наблюдений парниковых газов Росгидромета на территории РФ состоит из четырех станций, две из которых относятся к фоновым. Это станции Териберка (Кольский п-ов, начало наблюдений – 1988 г.), Новый Порт (п-ов Ямал, начало наблюдений – 2004 г.), Воейково (Ленинградская обл., начало наблюдений – 1996 г.), Тикси (Республика Саха, начало наблюдений – 2010 г.).

Станция Териберка. Измерения концентрации $CO_2$ были начаты в 1988 г., измерения $CH_4$ – в 1996 г. и продолжаются до настоящего времени. Измерения дискретные: еженедельные парные отборы проб воздуха во фляги емкостью 2.0 л. Анализ проб выполняется с периодической калибровкой по вторичным стандартам лаборатории NOAA/ESRL в аналитической лаборатории ГГО им. А. И. Воейкова. В таблице 1.1.3, приведенной ниже, представлены среднегодовые значения концентрации $CO_2$ и $CH_4$ за два периода наблюдений

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 27



*Таблица 1.1.3. Концентрации парниковых газов в России в 2007–2011 гг. в сравнении с данными зарубежных станций, расположенных в той же широтной зоне Арктического пояса*

| Год | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 |
|---|---|---|---|---|---|
| Концентрация $CO_2$ (ppm): | | | | | |
| Тикси РФ | – | – | – | 389.0 (7–12) | 395.3 |
| Териберка РФ | 385.0 | 388.1 | 390.4 | 392.5 | 394.0 |
| Новый Порт РФ | 389.3 | 389.8 | 395.8 | 397.23 | 400.06 |
| Барроу США | 385.0 | 387.4 | 388.3 | 390.8 | 393.1 |
| Концентрация $CH_4$ (ppb): | | | | | |
| Тикси РФ | – | – | – | 1907.8 (7–12) | 1916.0 |
| Териберка РФ | 1871.3 | 1877.3 | 1894.9 | 1906.1 | 1907.0 |
| Новый Порт РФ | 1976.3 | 1985.0 | 2004.6 | 1974.7 | 1954.6 |
| Барроу США | 1873.1 | 1883.8 | 1885.6 | 1896.4 | 1896.0 |

*Примечание:* В скобках для 2010 г. на станции Тикси приведены средние концентрации за 6 месяцев (с июля по декабрь).

с 2001 по 2006 г. и с 2007 по 2012 г. Как следует из таблицы, среднее межгодовое приращение концентрации $CO_2$ на станции Териберка практически не отличается от глобального значения прироста $CO_2$, как за период 2001–2006 гг., так и за период 2007–2012 гг., несмотря на ограничения по объему эмиссии париковых газов для промышленно развитых стран, к 2008–2012 гг., предусмотренных Киотским протоколом. Метеоплощадка, с которой проводятся отборы проб воздуха, расположена на расстоянии 100 м от станции и выше ее на 15 м. На рис. 1.1.3 представлен сезонный ход концентрации $CO_2$, а также для сравнения показан сезонный ход его концентрации на уровне расчетного морского фона MBL (полученного в результате осреднения данных наблюдений концентраций $CO_2$ на фоновых станциях, расположенных в той же широтной зоне, что и станция Териберка) (Решетников и др., 2011).

Как следует из рисунка, максимумы сезонного хода концентрации $CO_2$ на станции наблюдаются приблизительно на 1–2 месяца раньше, чем максимумы концентрации $CO_2$ MBL и, как правило, на 1–2 млн$^{-1}$ превышают их. Если причиной измеренных превышений концентрации $CO_2$ являются местные или удаленные источники, то причин фазового сдвига сезонного хода, максимум которого от года к году приходится на разное время, может быть несколько. Одной из возможных является раннее или позднее время промерзания активного слоя почвы на станции.

В таблице 1.1.3 приведены результаты измерений среднегодовых концентраций $CO_2$ и $CH_4$ в приземном слое воздуха на станциях сети Росгидромета за период после выхода Первого Оценочного доклада, в том числе, на станциях Тикси (в устье Лены) и Новый Порт (на полуострове Ямал), причем в таблице указаны значения концентрации, измеренные на станции Барроу (на северном побережье Аляски, США), близкой к Тикси по климатическим условиям. Несколько повышенные величины концентраций $CO_2$ и $CH_4$ на полуострове Ямал, связаны с приходом на станцию (южное побережье п-ва Ямал) воздушных масс из мест добычи природного газа в регионе. Методика измерений и данные мониторинга проверялись путем калибровки измерительной шкалы по вторичным стандартам NOAA/ESRL.

Станция Новый Порт. Особенностью наблюдений на станции Новый Порт, расположенной на берегу Обской губы, является то, что при направлениях переноса воздушных масс с Востока и Юго-Востока они, как показали результаты многолетних наблюдений, обогащены природным газом от расположенных на противоположном берегу Обской губы действующих газоконденсатных месторождений. На рис. 1.1.4 и 1.1.5 представлены данные измерений концентраций $CO_2$ и $CH_4$ за период с 2004 по 2013 г. За все годы наблюдалось повышение концентрации $CO_2$ на ст. Новый Порт в среднем на 5 ppm (1.3%), кроме 2008 г. Оно, по всей вероятности, обусловлено сжигани-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 28



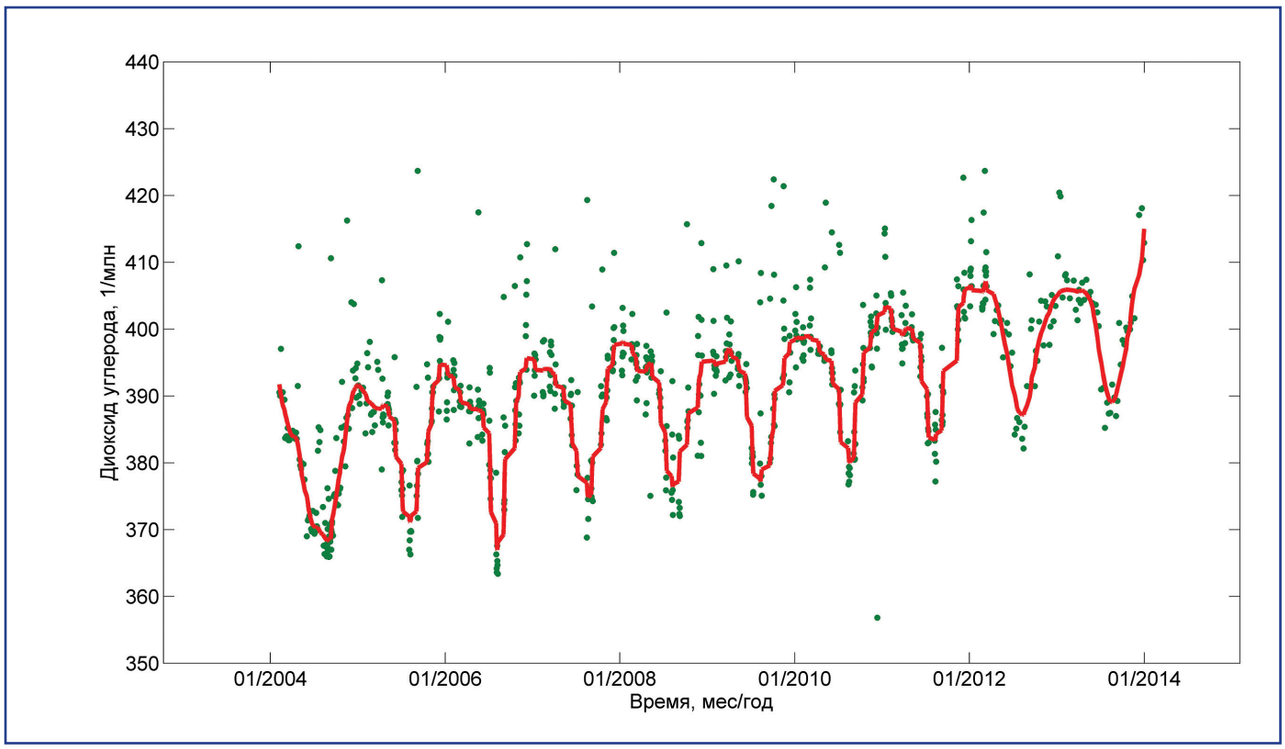



Рис. 1.1.4. Данные измерений концентраций $CO_2$ на станции Новый Порт за период с 2004 по 2013 г.

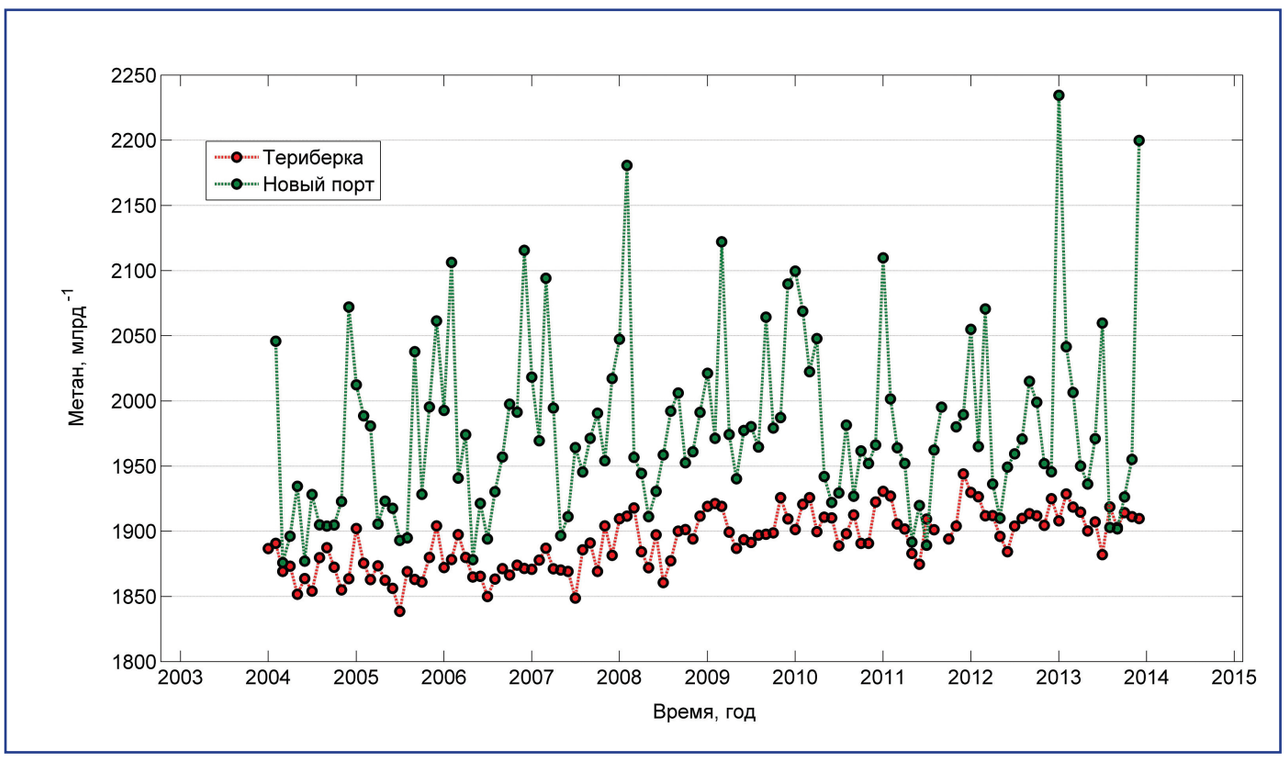



Рис. 1.1.5. Среднемесячные концентрации $CH_4$ на станции Новый Порт с 2004 по 2013 г. (кривая зеленого цвета) в сравнении с данными измерений концентрации $CH_4$ на станции Териберка (кривая красного цвета).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 29



ем попутного (нефтяного) газа, объем которого оценивается в 50–60 млн т/год (Книжников, Пусенкова, 2009) на нефтяных месторождениях, расположенных в среднем течении р. Обь (Сургут, Нефтеюганск, Нижневартовск) на 600–800 км южнее станции. Превышение концентрации $CH_4$ над фоновыми значениями других станций в этой же широтной зоне составляло в среднем 90 ppb (≈ 5%). Аномально высокие концентрации $CH_4$, наблюдаемые на станции, обусловлены технологией добычи природного газа и его потерями на распложенных южнее и восточнее на расстоянии 80–250 км газоконденсатных месторождениях (Ямбургское, Заполярное, Уренгойское, Русское и др.).

Согласно статистическим данным, среднегодовые объемы добычи за рассматриваемый период до 2008 г. включительно изменялись незначительно (колебание объемов добычи в пределах ±2%). Существенный вклад в величину амплитуды сезонных вариаций концентрации метана мог вносить сезонный ход толщины пограничного слоя атмосферы (ПСА). При различной толщине ПСА приращения концентраций ПГ над фоновым уровнем, обусловленные региональными источниками, распределяются по слою перемешивания разной толщины. Для исключения влияния толщины ПСА на результат измерений концентрации CH4 использовалась модель пограничного слоя атмосферы HYSPLIT (www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html), позволяющая рассчитать его высоту в районе расположения станции, что дало возможность скорректировать среднемесячные отклонения концентрации от фоновых значений. Для этого разность между измеренной и расчетной фоновой концентрациями $\Delta C_i = C_{iизм} - C_{iфон}$, (отражающая вклад естественных и антропогенных источников в регионе) с целью исключения влияния толщины ПСА на величину концентрации CH4, умножалась на отношение рассчитанной по модели HYSPLIT высоты верхней границы ПСА к величине ее максимального среднемесячного значения для конкретного года: $\Delta C_{iкор} = \Delta C_i \times H_{iпг} / H_{iпгmax}$, где: $H_{iпгmax}$ – максимальное для конкретного года среднемесячное значение толщины ПСА, $H_{iпг}$ – средняя толщина ПСА для конкретного месяца года. В результате проведения указанной корректировки удалось привести разность $\Delta C_i$ к единой толщине ПСА, что позволило получить не искаженные влиянием изменения толщины ПСА среднемесячные концентрации $CH_4$ (Решетников и др., 2011).

Предложенный подход позволит контролировать по данным измерений выполнение мероприятий по снижению потерь природного газа при его добыче и подготовке к транспортировке.

Станция Тикси. Арктическая Гидрометеорологическая обсерватория в районе п. Тикси (ГМО "Тикси") создавалась в рамках специализированного международного проекта национальных метеорологических служб России, США и Финляндии как ключевое звено системы международных гидрометеорологических наблюдений и научных исследований в Арктике. Обсерватория в Тикси должна стать важным компонентом сети действующих арктических атмосферных обсерваторий, включающей обсерватории в Барроу (Аляска, США), Эврика и Алерт (Канада), Саммит (Гренландия), Нью-Алесунд (Норвегия), Паллас и Соданкула (Финляндия) и Абиско (Швеция). Совместная работа перечисленных обсерваторий обеспечит циркумполярный мониторинг гидрометеорологических процессов в высоких широтах. Станция Тикси, как это следует из карты расположения отечественных и зарубежных фоновых станций ГСА в Арктике, ликвидирует крупный пробел в регионе арктической Азии (Решетников, Макштас, 2013).

Регулярные наблюдения на ГМО "Тикси" были начаты в августе 2010 г. и к настоящему времени получен уже достаточно обширный объем информации. В ГМО "Тикси" налажен регулярный отбор проб воздуха, сравнения данных измерений концентраций $CO_2$ и $CH_4$ с аналогичными измерениями, выполняемыми лабораторией NOAA/ESRL. Финским Метеорологическим Институтом при участии ГГО организованы непрерывные измерения этих газов, а также счетной концентрации и размеров аэрозоля от 7 нм до 15 мкм. Введен в действие наблюдательный комплекс по исследованию радиационного баланса системы подстилающая поверхность – атмосфера, а также нетто потоков $CO_2$ и $CH_4$. Ниже приведены результаты непрерывных и фляжечных еженедельных наблюдений $CO_2$ и $CH_4$ за 2011–2012 гг.

С началом вегетации (июнь) концентрации $CO_2$ начинают падать в виду возникновения стока

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 30



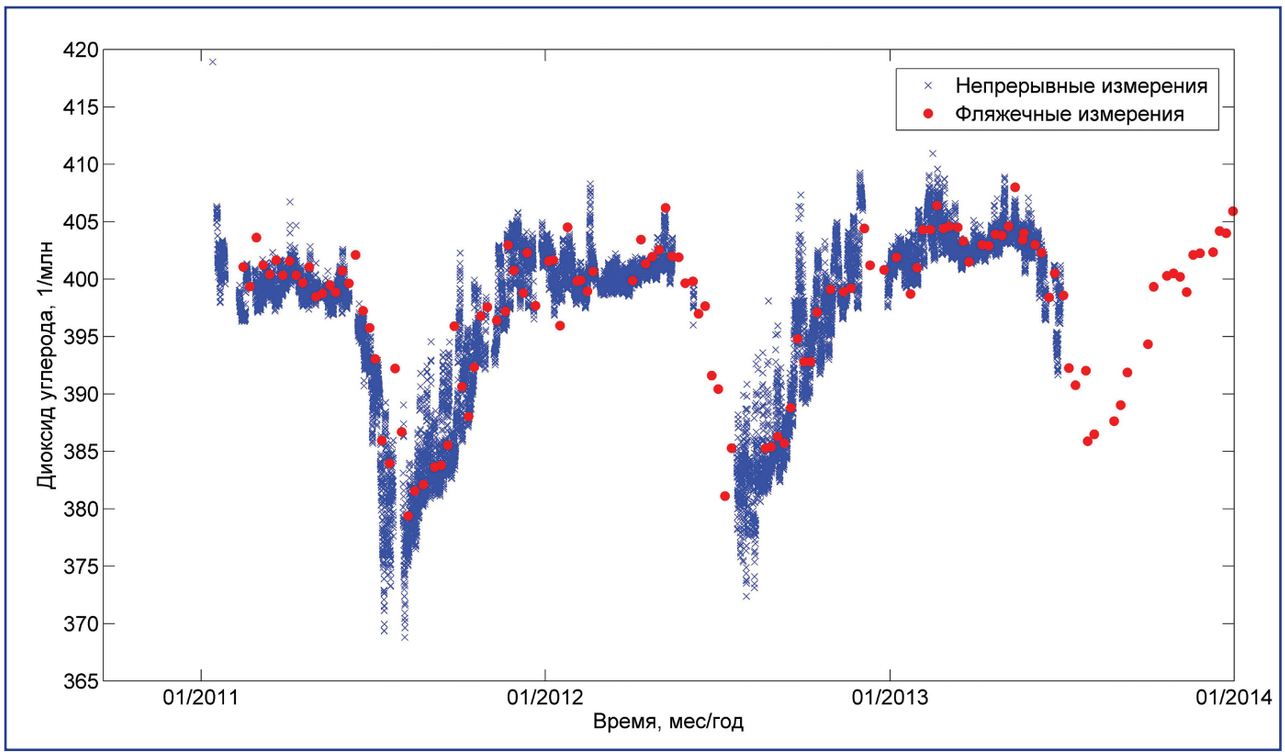



Рис. 1.1.6. Концентрации $CO_2$ (среднечасовые значения – синий цвет), еженедельные измерения концентраций $CO_2$ в пробах воздуха (кружки красного цвета) на станции Тикси.

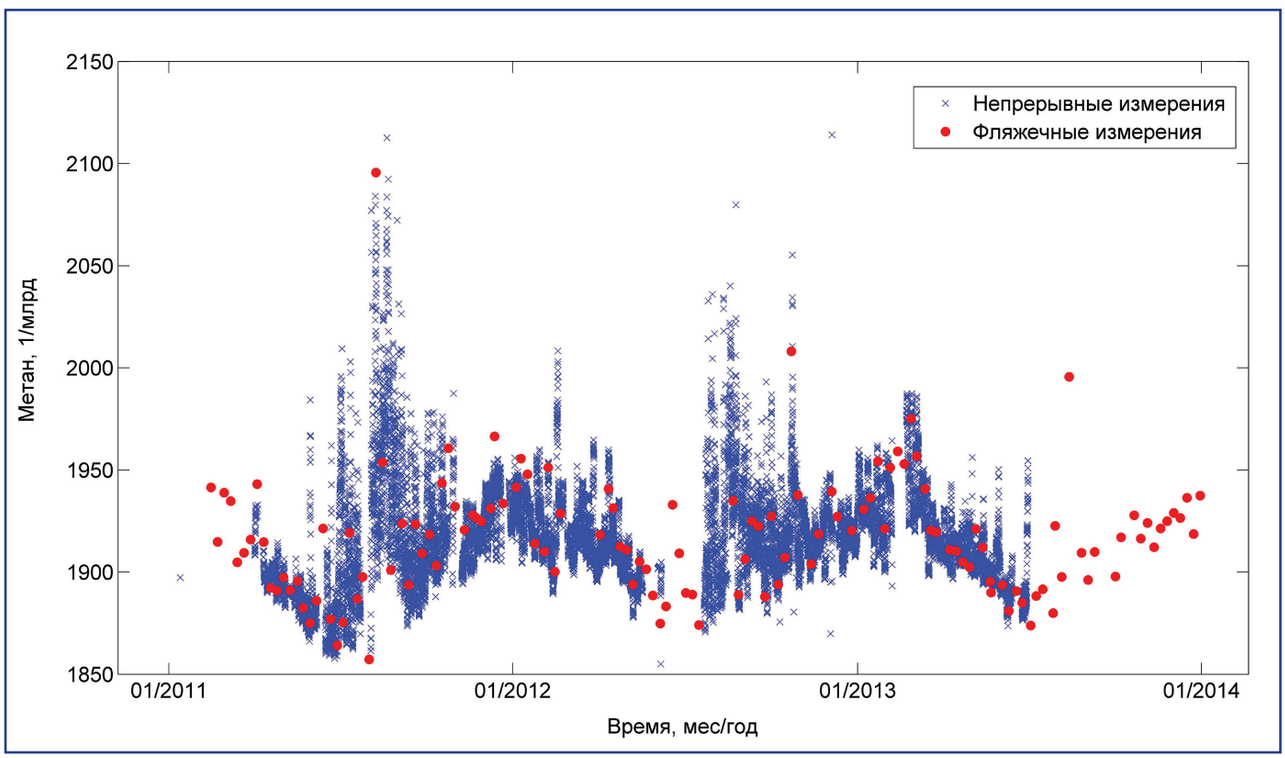



Рис. 1.1.7. Результаты непрерывных среднечасовых измерений концентрации $CH_4$ за 2011–2013 гг., данные еженедельных измерений концентраций $CH_4$ в пробах воздуха (кружки красного цвета) на станции Тикси.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 31



$CO_2$ в процессе фотосинтеза приземной растительности (в основном – трава). С ростом температуры почвы возрастает эффективность дыхания микробов, корней, грибов (с начала августа до начала октября) и возникает обратный процесс – эмиссия $CO_2$, в результате чего наблюдается рост концентрации $CO_2$ в приземном слое атмосферы. Зимой процессы, обусловленные обменом между поверхностью и атмосферой прекращаются, и концентрация $CO_2$ определяется переносом с материковой части Якутии. На следующем рис. 1.1.7 приведены результаты измерений концентрации $CH_4$ за тот же период на станции Тикси.

В отличие от сезонного хода $CO_2$ изменения концентрации $CH_4$ начинаются приблизительно на месяц позже (пока не прогреется активный слой почвы на глубину до 20–30 см). По мере прогрева почвы начинается ее оттаивание, а затем таяние вечной мерзлоты (глубина ≈ 40 см), содержащей $CH_4$, накопленный в доледниковый период. На заболоченных землях возрастает активность метаногенов (бактерии). Максимумы того и другого процесса приходятся на август. Однако окончание процесса таяния мерзлоты ввиду высокой теплоемкости почвы сдвинуто уже к середине октября. Среднесуточная температура воздуха становится ниже 0°C обычно между 1-м и 5-м октября. В отличие от фоновых станций умеренных широт северного полушария, на которых максимум концентрации $CH_4$ приходится на зимние месяцы года, здесь наблюдается максимум концентрации $CH_4$ в летние месяцы: июль–август. Этот фактор, наблюдаемый также и на станции Барроу (Аляска), привел авторов (Shakhova et al., 2010) к ошибочным выводам (полученным по результатам пятилетних судовых и вертолетных измерений концентраций $CH_4$ в летние месяцы года) о разрушении гидратов метана, залегающих на дне мелководного шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Общий фон концентрации $CH_4$ согласно данным этих измерений на протяжении более 1000 км вдоль северного побережья материка от устья р. Лена до Чукотского моря был существенно выше 2.0 млн$^{-1}$ (среднее значение ≈ 2.4 млн$^{-1}$), в то время как в районе прилегающим к Тикси, как следует из (Shakhova et al., 2010) наблюдались и концентрации $CH_4$, достигающие значений 7.0–8.0 млн$^{-1}$.

Действительно, как это следует из данных непрерывных измерений (рис. 1.1.7), в июле–августе в районе Тикси наблюдались повышенные концентрации $CH_4$, превышающие 2.0 млн$^{-1}$, причем максимальные среднечасовые значения иногда достигали 2.15–2.20 млн$^{-1}$. Была проведена оценка влияния повышения концентрации на средние значения, как за эти месяцы, так и за год в целом. Подробно результаты этих оценок изложены в статье (Решетников, Ивахов, 2012), здесь же приведем таблицу 1.1.4, в которой сравниваются среднемесячные и среднегодовые значения измеренных концентраций $CO_2$ и $CH_4$ на арктических станциях за 2010–2011 гг.

Как следует из таблицы, в июле, августе и сентябре на станции Тикси наблюдались повышенные концентрации $CH_4$, это превышение по сравнению с данными станций Териберка и Барроу в сентябре 2010 г. составило 1.2% и 0.6% соответственно, в августе 2011 г. оно было больше, чем на станции Барроу на 2.5%, а на станции Те-

*Таблица 1.1.4. Сравнение среднемесячных и среднегодовых значений концентраций $CO_2$ (млн$^{-1}$, левые столбцы) и $CH_4$ (млрд$^{-1}$, правые столбцы), измеренных на станциях Тикси, Териберка, Барроу (США)*

| Месяц, год | Барроу | | Териберка | | Тикси | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 07.2010 | 384.89 | 1889.39 | 385.5 | 1888.9 | – | – |
| 08.2010 | 379.91 | 1889.95 | 380.5 | 1898.1 | 386.45 | 1909.4 |
| 09.2010 | 383.00 | 1899.70 | 383.0 | 1912.6 | 388.01 | 1925.9 |
| 07.2011 | – | – | – | – | 385.96 | 1909.2 |
| 08.2011 | – | – | – | – | 382.35 | 1959.0 |
| 2010 | 390.8 | 1896.4 | 392.5 | 1906.1 | 389.0* | 1907.8* |
| 2011 | 393.1 | 1896.0 | 394.0 | 1907.0 | 395.3 | 1916.0 |

*Примечание:* *Среднегодовая концентрация $CH_4$ в Тикси за 2010 г. получена по данным шести месяцев наблюдений.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 32



риберка на 1.8%. Среднегодовое значение в 2010 г. на станции Тикси было больше, чем на станции Барроу на 1.0%, а в 2011 г. оно превышало значения на ст. Териберка на 0.47% и на ст. Барроу на 1.0%. Результаты непрерывных измерений, подтверждаемые и данными независимых фляжечных наблюдений, позволяют констатировать, что в настоящее время и в ближайшем будущем эмиссии метана, обусловленной разложением его гидратов, образованных в подшельфовом слое вечномерзлого грунта, ожидать не следует, поскольку повышение температуры воды в нижних надшельфовых водных слоях вряд ли произойдет. В то же время более раннее начало таяния вечной мерзлоты приводит к некоторому приросту концентрации $CH_4$ в регионе.

### 1.1.9. Другие наблюдения на территории России

В период с 2004 по 2010 гг. другими (кроме ГГО) организациями был выполнен достаточно большой объем наблюдений по концентрациям, как парниковых, так и сопутствующих газов. При этом необходимо отметить, прежде всего, регулярные наблюдения за концентрацией парниковых и сопутствующих газов на станции Института Физики атмосферы (ИФА) АН РФ вблизи Кисловодска (Ст. Шаджатмасс в предгорьях Северного Кавказа), на которой в течение почти 30 лет велись наблюдения концентрации двуокиси азота $NO_2$ (Арабов и др., 2012), играющей важную роль в образовании тропосферного озона. На станции проводятся измерения концентрации и других газов: $CO_2$, $CH_4$, CO, приземного озона. Этим же институтом совместно с Институтом Леса проводились непрерывные измерения концентраций $CO_2$ и $CH_4$ на 300-метровой вышке в местечке Зотино на Юге Красноярского края (60° 45' с.ш. 89° 23′ в.д.), а также выполнялись отборы проб с самолета до высоты 7000 м. Однако эти наблюдения на нескольких уровнях в атмосфере были относительно непродолжительными и выполнялись только в летний сезон года. В (Panov et al., 2012) представлены результаты непрерывных измерений на вышке в обсерватории Зотино. Данные измерений (вышка расположена в лесном массиве) показали значительные вариации в концентрациях $CH_4$, измеренных на пяти уровнях от 4 до 300 м в ноябре и декабре. Было отмечено существенное увеличение концентрации метана в декабре при низких температурах воздуха у земли, достигающих –30°C.

Институтом Атмосферной оптики Сибирского отделения АН РФ совместно с Научным центром глобальных исследований Национального института окружающей среды Японии, Хоккайдским университетом, Аэрокосмическим агентством Японии была организована сеть из восьми наблюдательных станций (JR–STATION), с помощью которой выполнен обширный комплекс исследований концентраций $CH_4$ в Западной Сибири на вышках, расположенных в зоне от 51 до 63° с.ш. и от 62 до 84° в.д. (за исключением станции Якутск, расположенной на долготе 129°). Целью этих исследований являлось выяснение роли обширных заболоченных территорий Западной Сибири площадью 132 млн га, включая и зону вечной мерзлоты с многочисленными таликовыми озерами, в формировании поля концентрации метана, особенно в связи с наблюдаемыми за последние десятилетия аномалиями среднегодовой температуры приземного воздуха, достигающими на севере Сибири порядка 4°C по данным Национального климатического центра данных (Dlugokencky et al., 2009).

Для эксперимента было построено семь вышек на территории Западной Сибири высотой от 47 до 85 м, и одна в Якутии высотой ≈ 70 м. Исследования выполнялись в период с 2004 по 2008 гг. Наблюдения велись практически непрерывно. На основе данных этого мониторинга было установлено, что как в летний, так и в зимний период наблюдались высокие значения концентраций метана, причем максимальные значения и максимальные амплитуды вариаций концентраций отмечались на вышках в северной части Западной Сибири. Летом амплитуды концентрации метана составляли порядка 2000 млрд$^{-1}$ в большинстве пунктов наблюдений, в отдельные дни они достигали даже 2200 млрд$^{-1}$ , что авторами объяснялось повышенной эмиссией метана из района болот и заболоченных территорий, занимающих большую часть территории севера Западной Сибири (Sasakawa et al., 2010). Особенно высокие значения концентрации имели место летом 2007 г., которое характе-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 33



ризовалось высокими дневными температурами приземного слоя воздуха при высоком уровне осадков. Максимум концентрации метана в зимнее время года объяснялся понижением верхней границы пограничного слоя атмосферы, и проявлением влияния антропогенных источников, вклад которых в летний период года маскировался естественными источниками эмиссии.

Продолжением исследований концентрации парниковых газов в Западной Сибири являлась и работа (Аршинов и др., 2012), в которой изложены результаты регулярных наблюдений концентраций $CO_2$ на семи пунктах наблюдений, оборудованных недисперсионными газоанализаторами Li-7000 фирмы Li Cor Inc. (измерение концентрации $CO_2$). Ниже в таблице 1.1.5 представлены среднегодовые значения концентрации $CO_2$ за период 2004–2010 гг. для семи пунктов наблюдений (в качестве пунктов наблюдений использованы те же места, где в предыдущей статье выполнялись измерения на вышках). Однако измерения $CO_2$ выполнялись на самом нижнем уровне определяемого высотой места наблюдений.

Как следует из таблицы, во всех случаях наблюдений от года к году наблюдался рост концентрации $CO_2$ с межгодовым приростом в диапазоне от 1.1 до 3.4 млн$^{-1}$. Максимальные значения концентрации отмечены на станции Игрим, Азово и Ноябрьск. Необходимо отметить, что не было каких–либо значительных изменений концентрации $CO_2$, обусловленных высокими температурами в 2007 г. (как это отмечалось выше по данным наблюдений метана). Тенденция колебаний среднегодовых концентраций $CO_2$ для разных мест наблюдений, отстоящих друг от друга на расстоянии порядка 1000 км, не высока и, как правило, не превышает 3.8 млн$^{-1}$. Сравнение среднегодовых значений концентрации $CO_2$ со станцией Териберка (север Кольского п-ва) показывает, что среднегодовые концентрации в Сибири превышали концентрации, наблюдаемые на фоновой станции на величину от ≈ 2.0 до 5.5 млн$^{-1}$. Причину этих отличий установить сложно: такое превышение может быть обусловлено антропогенными источниками в регионе, где размещались пункты наблюдений (например, крупнейший нефтедобывающий район в среднем течении р. Обь, в котором производится сжигание попутного газа в факелах, объем которого оценивается Международным Энергетическим Агентством (МЭА) в 50 млн т/год) (IEA, 2012a, b), а также низкой продуктивностью лесов в части стока атмосферного $CO_2$ за счет фотосинтеза и вкладом лесных почв в его эмиссию.

Неопределенности, выявленные в процессе наземных наблюдений, как и большое значение, придаваемое региону Западной Сибири в качестве крупнейшего в мире естественного источника метана (болота и заболоченные земли), который должен являться и важным резервуаром диоксида углерода, постоянно привлекали внимание ученых всего мира, занимающихся вопросами изменения климата. С их помощью и при активном участии учреждений АН РФ помимо наземных измерений был выполнен и об-

*Таблица 1.1.5. Среднегодовые концентрации $CO_2$ в пунктах мониторинга на территории Западной Сибири в млн$^{-1}$*

| Пункт (координаты) наблюдений | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Березоречка (59° 09' с.ш. 84° 20' в.д.) | 384.6 | 386.0 | 387.1 | 388.2 | 390.7 | 392.1 | 394.2 |
| Карасевое (58° 15' с.ш. 82° 25' в.д.) | 385.9 | 386.9 | 388.4 | 390.6 | 391.9 | 394.3 | |
| Игрим (63° 11' с.ш. 64° 25' в.д.) | 387.0 | 388.9 | 389.9 | 391.9 | 394.3 | 396.8 | |
| Ноябрьск (63° 26' с.ш. 75° 47' в.д.) | | | 387.6 | 388.5 | 390.2 | 392.0 | 395.0 |
| Саввушка (51° 20' с.ш. 82° 08' в.д.) | | | 387.2 | 388.9 | 391.0 | 393.6 | |
| Демьянское (59° 47' с.ш. 73° 02' в.д.) | | 387.1 | 389.1 | 390.8 | 391.4 | 394.8 | |
| Азово (54° 44' с.ш. 64° 25' в.д.) | | | | | 390.1 | 392.1 | 395.0 |
| Ваганово (54° 30' с.ш. 62° 19' в.д.) | | | | | | 390.8 | 393.0 |
| Териберка (69° 12' с.ш. 35° 06' в.д.) | | 381.6 | 384.8 | 385.0 | 388.1 | 390.4 | 392.1 |

*Примечание:* В последней строке таблицы для сравнения приведены данные измерений концентрации $CO_2$ на станции Росгидромета – Териберка (Кольский п-ов).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 34



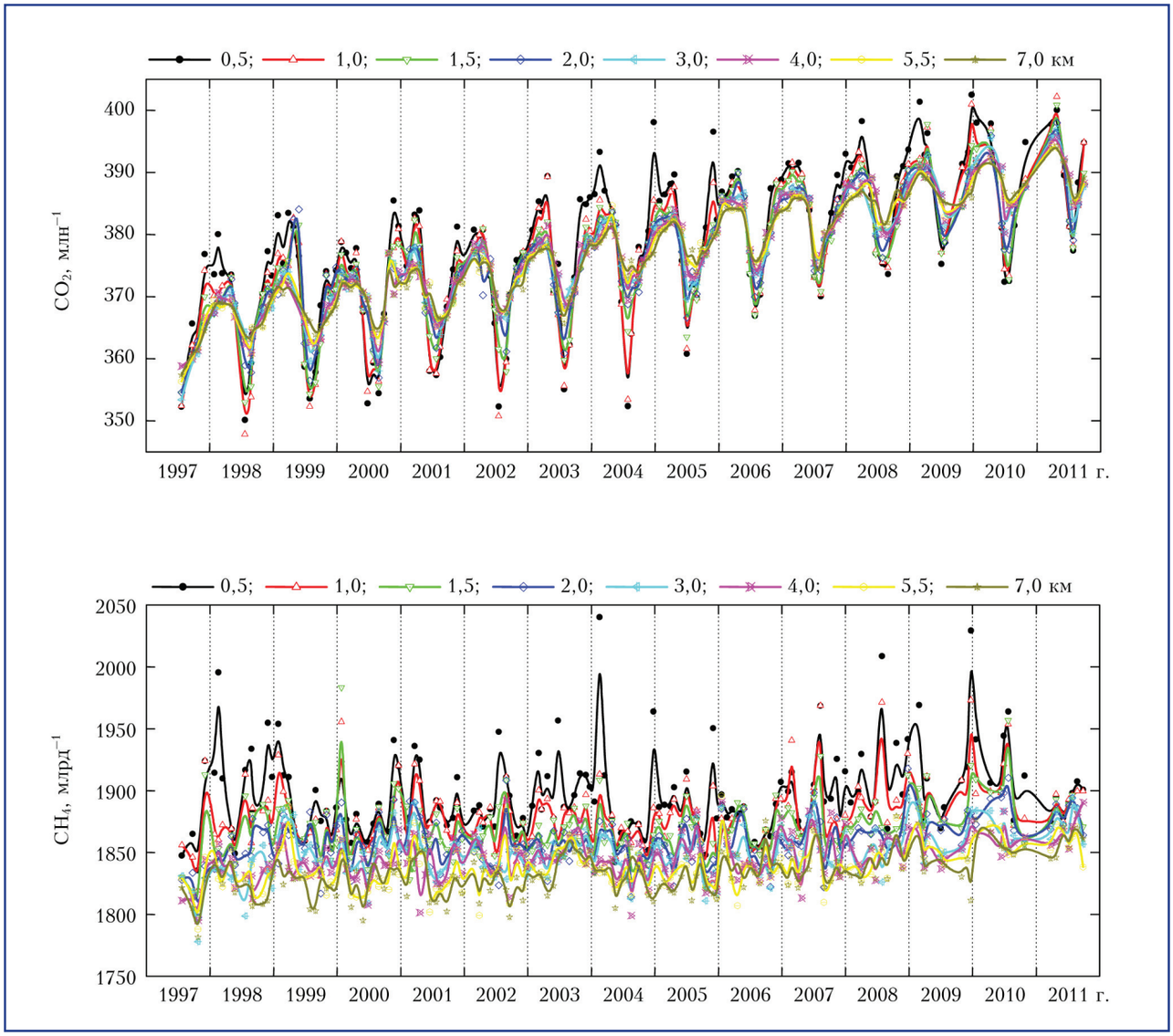



Рис. 1.1.8. Результаты многолетних измерений концентраций $CO_2$ и $CH_4$ в диапазоне высот от 0.5 до 7.0 км (Аршинов и др., 2012).

ширный комплекс исследований концентраций парниковых газов $CO_2$, $CH_4$ и $N_2O$ в диапазоне высот от 0.5 до 7 км. Было установлено, что за период наблюдений с 1997 по 2011 гг. среднегодовой средний по высоте тренд концентрации $CO_2$ составлял 1.98 млн$^{-1}$ , а $N_2O$ –0.73 млрд$^{-1}$. Для $CH_4$ подобной однозначности не было установлено. На рис. 1.1.8 приведены зависимости сезонных ходов концентрации $CO_2$ и $CH_4$ от высоты от года к году. Зависимость $CH_4$ от года к году и в течение года характеризовалась высокой изменчивостью, однако роста концентрации, отмеченного на многих фоновых станциях, а также в глобальном масштабе, тем не менее не наблюдалось.

Как следует из рисунка, начиная с 2005 г. наблюдалось значительное снижение амплитуды сезонных колебаний концентрации $CO_2$. Если в период с 1997 по 2004 г. она составляла 25–30 млн$^{-1}$, то с 2005 г. она упала до 20 млн$^{-1}$, причем это произошло из-за достаточно резкого возрастания летнего минимума концентрации $CO_2$, который обычно является показателем естественного стока $CO_2$, наблюдающегося

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 35



в период вегетации биосферы и максимальной эффективности фотосинтеза. Причин наблюдаемого явления может быть несколько, однако все они кроме пожаров, предполагают значительно меньшие изменения в процессе стока $CO_2$ биосферой.

### 1.1.10. Заключение

Обобщая изложенную информацию о состоянии мониторинга парниковых газов и аэрозолей в мире и на российской территории, следует отметить, что общий объем такой информации заметно вырос (в том числе, и на территории РФ) с момента опубликования ОД-1 в 2008 г. Однако, охват вышеупомянутым мониторингом в РФ все еще не соответствует площади страны, ее положению и значению в современном мире. Немногие пункты отбора проб воздуха на сети Росгидромета расположены на побережье Арктики, и потому, в отличие от зарубежных станций, они не в состоянии охватить области основных источников и стоков $CO_2$ и других парниковых газов. Не налажен в должной степени мониторинг аэрозолей, особенно черного углерода, привлекающего в настоящее время особо пристальное внимание, а также мониторинг галогенуглеводородных газов (фреонов). Недостаточна координация программ измерений климатообразующих компонент, ведущихся разными организациями и ведомствами, в частности такими крупными, Росгидрометом и Академией Наук РФ. Внутри Росгидромета также необходимо лучшее согласование измерений опасных для здоровья загрязнений в городах с мониторингом климатически значимых газов и аэрозолей. Важно развивать и совершенствовать соответствующие международные связи и координировать их в глобальном и региональном масштабах. Это – актуальная и острая проблема, а, значит, медлить с ее решением нельзя.

### 1.1.11. Литература

**Арабов А. Я., Боровский А. Н., Еланский Н. Ф. и др., 2012.** Двуокись азота в атмосфере над Северным Кавказом: тридцать лет наблюдений, Доклады АН, т. 446, № 3, с. 318–324.

**Аршинов М. Ю., Белан Б. Д., Давыдов Д. К. и др., 2012.** Динамика вертикального распределения парниковых газов в атмосфере, Оптика атмосферы и океана, т. 25, № 12, с. 1051–1061.

**Бюллетень ВМО по парниковым газам, 2012.** № 8, 4 с.

**Государственный доклад о состоянии и использовании лесных ресурсов РФ, 2006.** 217 с.

**Заварзин Г. А., Кудеяров В. Н., 2006.** Почва как главный источник углекислоты и резервуар углерода, Вестник Российской Академии Наук, т. 76, № 1, с. 14–24.

**Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Краев Г. Н., 2011.** Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия, Лесоведение, № 6, с. 1–15.

**Калюжный И. Л., Лавров С. А., 2012.** Гидрофизические процессы на водосборе. Экспериментальные исследования и моделирование, С.-Пб.: Нестор-история. 615 с.

**Книжников А., Пусенкова Н., 2009.** Проблемы и перспективы использования попутного газа в России. М., 28 с.

**Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. т. 1. Изменения климата. 2008.** М., Росгидромет, 227 с.

**Пятое Национальное сообщение Российской Федерации, 2010.** М.: Изд-во “ИРИС ГРУПП”, 137 с.

**Решетников А. И., Зинченко А. В., Парамонова Н. Н. и др., 2011.** Мониторинг парниковых газов на территории России, Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 564, с. 223–240.

**Решетников А. И., Ивахов В. М., 2012.** Результаты непрерывных наблюдений за концентрацией метана на станции Тикси (сравнение с данными наблюдений на шельфе моря Лаптевых), Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 566, с. 257–269.

**Решетников А. И., Макштас А. П., 2013.** Арктическая Гидрометеорологическая обсерватория “Тикси”, Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 567, с. 267–283.

**Третье Национальное сообщение Российской Федерации, 2002.** Москва, 91 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 36



**Филипчук А. И., Моисеев Б. Н., 2004.** Вклад лесов России в углеродный баланс планеты. http://www.carbonfund.ru.

**Andres R. J., Boden T., Conway T. et al., 2013.** The global carbon budget 1959–2011, Earth Syst. Sci. Data, 5, pp. 165–185.

**Atmospheric CFC-11, CFC-12, CFC-113, CCl4 and $SF_6$, 2011.** ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/hats/.

**Bond T. C., Doherty S. J., Fahey D. W. et al., 2013.** Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment, Journal of Geophysical Research, vol. 118, issue 1, pp. 5380–5552. doi: 10.1002/jgrd.50171.

**Dlugokencky E. J., Bruhwiler L., White J. W. C. et al., 2009.** Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH4 burden, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L18803.

**GCP (Global Carbon Project), 2011.** http://www.globalcarbonproject.org/.

**GCP (Global Carbon Project), 2012.** http://www.globalcarbonproject.org/.

**Global Forest Resources Assessment, 2010.** FAO Forestry Paper, 163, Rome, 66 p.

**Hansen J., Nazarenko L., 2004.** Soot climate forcing via snow and ice albedos, Proc. Natl. Acad. Sci., vol. 101, pp. 423–428. doi:10.1073/pnas.2237157100.

**HYSPLIT** – Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model, www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html.

**IEA, 2012a.** Key world energy statistics, 86 p.

**IEA, 2012б.** World energy outlook, 690 p.

**IEA, 2013.** Key world energy statistics, 82 p.

**IPCC, 2007.** Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

**Olivier Jos G. Jr, Greet Janssens-Maenhout, Jeroen A. H. W. Peters, 2012.** Trends in global $CO_2$ emissions 2012 Report, Background studies. 49 p.

**Panov A. V, Chi X., Winderlich J. et al., 2012.** Impact of wildfire emission on trace gas and aerosol concentration measured at the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) in Central Siberia, Geophysical Research Abstracts, vol. 14, EGU2012-733-1.

**Park S., Croteau P., Boering K. A. et al., 2012.** Trends and seasonal cycles in the isotopic composition of nitrous oxide since 1940, Nature Geoscience, vol. 5, pp. 261–265.

**Ramanathan V., Carmichael G., 2008.** Global and regional climate changes due to black carbon, Nature Geoscience 1, pp. 221–222.

**Ramanathan V., Chung C., Kim D., Bettge T., Buja L., Kiehl J. T., Washington W. M., Fu Q., Sikka D. R., Wild M., 2005.** Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol. 102, no. 15, pp. 5326–5333, doi: 10.1073/pnas.0500656102.

**Ramanathan V., Yangyang Xu, 2010.** The Copenhagen Accord for limiting global warming: Criteria, constraints, and available avenues. PNAS May 4, vol. 107, no. 18, pp. 8055–8062.

**Sasakawa M., Shimoyama K., Machida T. et al., 2010.** Continuous measurements of methane from a tower network over Siberia, Tellus, vol. 628, pp. 403–416.

**Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A. et al., 2010.** Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf, Science 5, vol. 327, no. 5970, pp. 1246–1250. DOI: 10.1126/science.1182221.

**Status of WMO/GAW Global Atmospheric $CO_2$ & $CH_4$ Monitoring Network in 2011, 2011.** GCOS SC-XIX. Doc.7.2a (01. IX.2011).

**Syakila A., Kroeze C., Slomp C. P., 2010.** Neglecting sinks for $N_2O$ at the earth's surface: does it matter? Journal of Integrative Environmental Sciences, vol. 7, pp. 79–87.

**Trend in Atmospheric Carbon dioxide, 2013.** Earth System Research Laboratory. Global monitoring division. August 2013, 3 p.

**15th WMO/IAEA Meeting of experts on carbon dioxide, other greenhouse gases and related tracers measurements techniques, 2011.** Jena, Germany, 7–10 September 2009. WMO TD. no. 1553, 330 p.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 37



# ГЛАВА 1.2. ТЕМПЕРАТУРА ПРИЗЕМНОГО ВОЗДУХА

**Э. Я. Ранькова**

Г. В. Груза, Э. В. Рочева, О. Ф. Самохина

## 1.2.1. Введение

В главе приводится информация о текущем состоянии климата России и ее регионов (в части характеристик температурного режима у поверхности земли) и тенденциях современных изменений климата с акцентом на последних десятилетиях. Определения основных понятий: климат, климатические переменные, изменчивость и изменения климата введены в первом выпуске Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008) и здесь не дублируются. Фактографические данные продлены до 2012 г. включительно. Сопоставление текущих оценок с оценками в (ОД_РФ-1, 2008) выполнено в соответствующих разделах главы.

Все оценки базируются на данных инструментальных метеорологических наблюдений на станциях государственной наблюдательной сети Росгидромета. Исторические данные, прошедшие процедуру контроля и верификации, регулярно согласовываются с верифицированными данными ВНИИГМИ-МЦД. Данные текущих наблюдений включаются в базу данных мониторинга климата ИГКЭ в квазиреальном времени, после надлежащей обработки и контроля в процессе оперативного мониторинга климата. Анализируются как ежемесячные данные, так и осредненные по календарным сезонам и за год в целом, а также региональные обобщения для всей территории Российской Федерации, ее крупных физико-географических регионов и федеральных округов. Для характеристики климатических изменений приводятся поля точечных оценок трендов и временные ряды (с оценками трендов) средних годовых и сезонных аномалий исследуемых региональных переменных. Изменение температуры, осредненной по территории России, рассматривается наряду с изменением глобально осредненной температуры (по данным http://www.cru.uea.ac.uk). В дополнение к анализу линейных трендов в изменении температурного режима России за 1976–2012 гг., рассматривается изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг.

По существу, материалы этой части ОД_РФ-2 являются обобщением оценок, представленных в выпускаемых ИГКЭ бюллетенях мониторинга климата (ежесезонно размещаются на сайте www.climatechange.su) и в публикуемых Ежегодных докладах Росгидромета (Росгидромет, 2013). В заключительной части главы обсуждаются актуальные проблемы в области исследования климатических изменений приземной температуры по данным инструментальных наблюдений, а именно: концепция динамических климатических норм и роль 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата.

Дополнительное замечание относится к терминологии, касающейся основного объекта исследования – температуры у поверхности Земли. В зависимости от поверхности (суша или океан), рассматривается либо температура приземного воздуха (температура воздуха на высоте 2 м, т. е. на высоте метеорологической будки), либо температура поверхностного слоя воды (0–10 м). В глобальных рассмотрениях аномалии этих двух величин совмещаются в рамках одного глобального поля. Полученная в результате глобальная климатическая переменная получила название “температура у поверхности” или “приповерхностная температура”.

## 1.2.2. Изменения глобальной приповерхностной температуры

Одним из основных индикаторов глобальных изменений климата является глобальная, т. е. осредненная по всему земному шару, приповерхностная температура.

В настоящее время общепризнанными считаются три набора глобальных данных инструментальных наблюдений о температуре у поверхности земли:

– данные Университета Восточной Англии и Хэдли-центра Великобритании (Jones et al., 1999; Jones et al., 2001; Brohan et al., 2006; Jones et al., 2012; Folland, Parker, 1995; Morice et al., 2012; http://www.cru.uea.ac.uk);

– данные Национального климатического центра США (Peterson, Easterling, 1994;

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 38



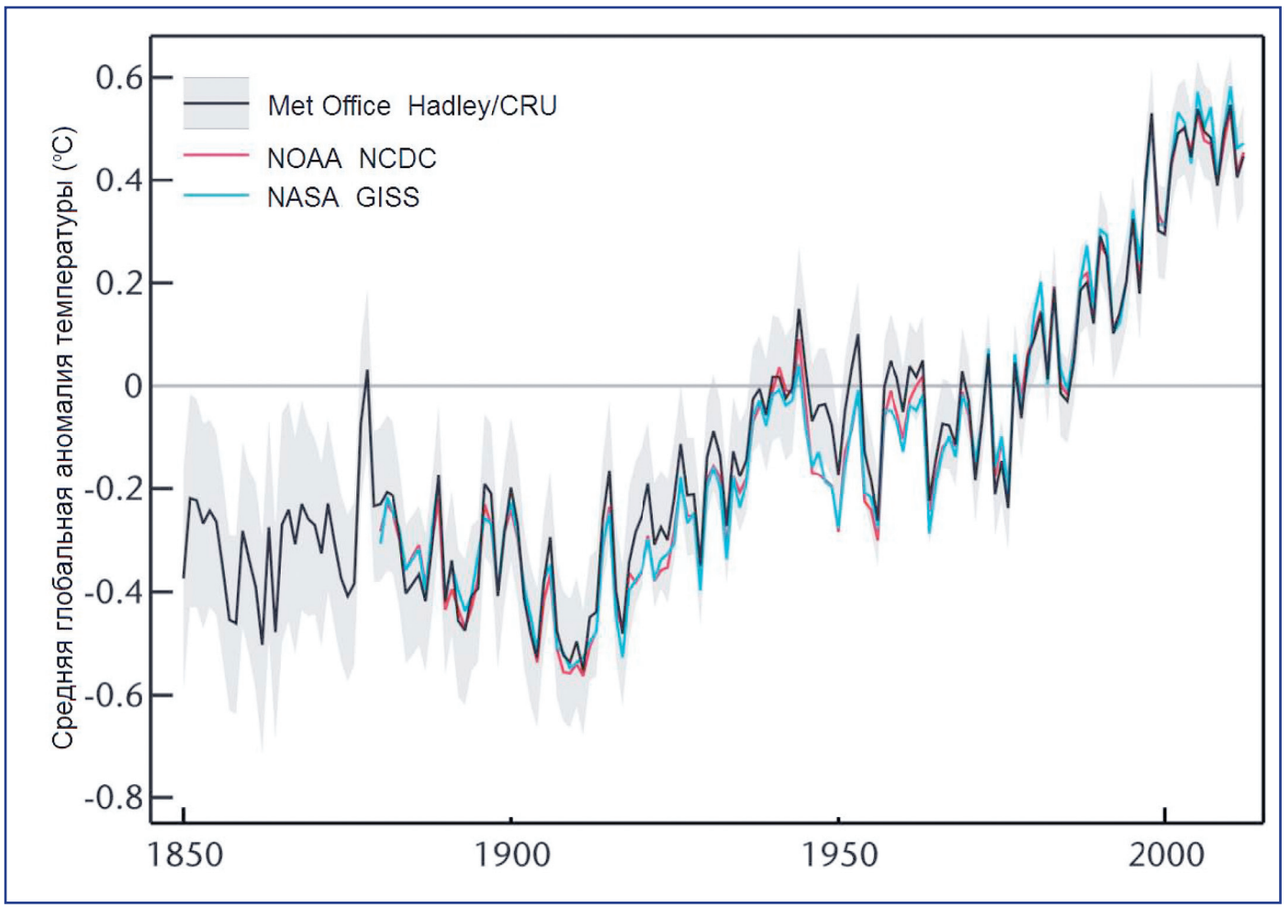



Рис. 1.2.1. Сравнение 12-месячных скользящих средних аномалий глобальной температуры у поверхности земли, рассчитанных по данным трех независимых массивов наблюдений за 1850-2012 гг. (Met Office, 2013a, рис. 4). *Аномалии рассчитаны как отклонения от средней за 1961–1990 гг. Серая полоса соответствует оценке 95%-го доверительного интервала для данных HadCRUT4 (ожидаемая вероятность осуществления истинного значения глобальной средней аномалии вне этого интервала составляет 5%).*

Easterling, Peterson, 1995; Smith, Reynolds, 2005; http://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm); и

– данные Института космических исследований США (Hansen et al., 2001; Hansen et al., 2010; http://data.giss.nasa.gov/gistemp).

На рис. 1.2.1 приведен ход приповерхностной температуры земного шара за период инструментальных наблюдений, рассчитанный по данным этих трех массивов. Данные Великобритании начинаются с 1850 года, данные США – с 1880 года. Кончаются все ряды 2012 годом.

Первый архив глобальных полей сеточных данных (в 5-градусных “боксах”) за период инструментальных наблюдений был создан в отделе климатических исследований Университета Восточной Англии для аномалий температуры приземного воздуха над сушей (Jones, 1994). Позже совместно с Hadley-центром был создан массив, совмещающий данные об аномалиях температуры приземного воздуха над сушей с аномалиями температуры поверхности океанов. В первых оценочных докладах МГЭИК эти массивы квалифицировались как наиболее соответствующие (по однородности и качеству наблюдений) требованиям к данным для климатических исследований.

В настоящее время данные этого архива поддерживаются совместно отделом климатических исследований Университета Восточной Англии и Hadley-центром (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/). Это массивы сеточных данных об аномалиях приземной температуры глобального охвата CRUTEM и HadCRUT. Первый содержит только данные о температуре воздуха на высоте 2 м на континентах (surface air temperature), а второй

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 39



объединяет эти данные с данными о температуре поверхностного слоя воды на акваториях океанов и морей (sea surface temperature). Объединенные данные HadCRUT получили название “surface temperature” (ниже – приповерхностная температура). Оба массива сеточных данных пополняются и уточняются в квазиреальном времени и доступны на интернет-сайте CRU http://www.cru.uea.ac.uk/cru. Здесь же доступны данные станционных наблюдений, которые были использованы при подготовке сеточных массивов.

Последняя обновленная версия этих массивов (CRUTEM4, HadCRUT4) стала доступна на этом сайте в 2012 году (с данными по 2010 г.) и продлена по 2012 г. в начале 2013 года. В сравнении с предыдущей версией (CRUTEM3, HadCRUT3), в них значительно улучшена освещенность данными в Арктике за счет включения дополнительных станций России и Канады, а также в экваториальном поясе – за счет станций Австралии. Кроме того, используется новая, заново откорректированная версия данных о температуре поверхности океанов HadSST3, в которой исключены инструментальные неоднородности измерений в период второй мировой войны и в конце периода (с конца 1990-х). Методика обработки данных в процессе создания этих массивов, анализ источников неоднородности и методика построения глобально осредненных временных рядов и соответствующих доверительных интервалов подробно описаны в работах (Jones et al., 2012; Morice et al., 2012; Kennedy et al., 2011; Rayner et al., 2006; Menne, Williams, 2009).

Данные американских центров также систематически пополняются и корректируются на основе станционных наблюдений GHCN (Peterson, Vose, 1997; Lawrimore et al., 2011). Можно считать, что источник данных во всех трех массивах один и тот же, но методика их обработки разная и выполняется разными коллективами ученых. В определенной мере массивы можно считать независимыми, а сравнение получаемых по ним результатов – важной и необходимой составляющей эмпирических исследований и выводов о современных тенденциях в изменении климата у поверхности земли по данным наблюдений. Полезно также иметь в виду активную международную деятельность по гомогенизации данных наблюдений и подготовке массивов с данными улучшенного качества, пригодными для климатических исследований (Thorne et al., 2011).

Возвращаясь к рис. 1.2.1, отметим, что сравнительному анализу рассматриваемых наборов данных посвящено множество исследований (например, Hansen et al., 2010; Jones et al., 2012). В них показано, что расхождения данных практически не влияют на результаты для крупных регионов и на глобальные закономерности и оценки тенденций. При этом расхождения рядов более заметны в XIX – начале XX столетий, когда существенно выше неопределенность оценок и шире доверительные интервалы.

Цикл из трех статей (Met Office, 2013а, б, в) с анализом новых данных Hadley/CRU размещен на сайте http://www.cru.uea.ac.uk/cru/ и в расширенном варианте опубликован в (Blunden, Arndt, 2013). В ходе глобальных температур HadCRUT4, в сравнении с предыдущей версией, заметны определенные изменения, такие как ранговые характеристики наблюдаемых аномалий, числовые значения оценок трендов и др. Однако общий характер ряда и замедление потепления с конца 1990-х сохранились. В результате анализа сопутствующих изменений в других характеристиках климатической системы, авторы (коллектив Met Office) пришли к следующим трем выводам.

* Наблюдаемые изменения ряда климатических переменных не согласуются с выводом о замедлении глобального потепления в течение последних 15 лет (рис. 1.2.2). К ним относятся, в частности: продолжающееся увеличение температуры приземного воздуха над сушей земного шара и особенно в Арктическом регионе; повышение глобального уровня моря; продолжающееся повышение теплосодержания океана (особенно в верхнем 800-метровом слое) и др.

* Причина наблюдаемой “паузы” в повышении приземной температуры может быть связана с перераспределением тепла между верхними и глубокими слоями океана, в котором ключевую роль авторы отводят Тихому океану.

* Современная “пауза” в приземном потеплении не может ощутимо изменить риски существенного потепления Земли к концу столетия.

Тщательный независимый анализ данных HadCRUT4 (в сравнении с HadCRUT3 и масси-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 40



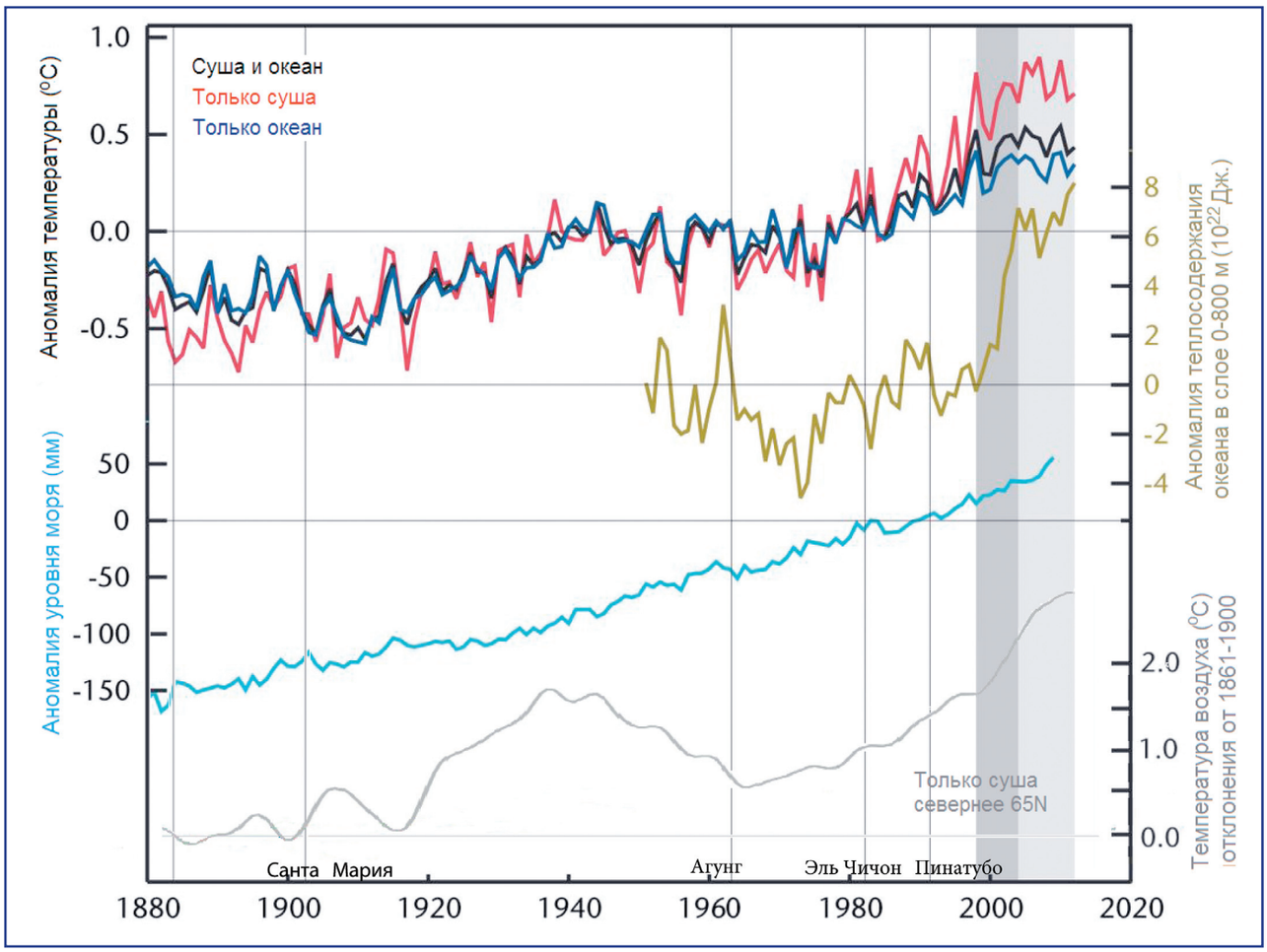



Рис. 1.2.2. Наблюдения современной паузы в приземном потеплении (сверху вниз): глобально осредненные аномалии среднегодовой температуры по данным HadCRUT4, CRUTEM4, HadSST3 (отн. 1961–1990 гг.); аномалия теплосодержания океана в слое 0–800 м (отн. 1951–2006 гг.); глобально осредненный среднегодовой уровень моря; сглаженный ход аномалий температуры приземного воздуха над сушей в поясе 65–90 с.ш. (отн. 1861–1900 гг.). Периоды замедления потепления у поверхности земли показаны серыми полосами. Вертикальные линии указывают годы главных извержений вулканов (Met Office, 2013: а – рис. 4 ;б – рис. 1).

вами других центров) выполнен в (Kevin, 2012). С. Кевин сосредоточил внимание на 1998 г., который, как точка последнего максимума на кривой глобальной температуры, во многом определил появление последующих нисходящих тенденций. Главный вывод автора: “переломный” характер 1998 года был артефактом, следствием, по меньшей мере, двух источников неоднородности во временных рядах глобальной температуры. Во-первых, плохая освещенность полярных широт (северных и южных) данными наблюдений в массиве HadCRUT3 и, во-вторых, использование с 1998 года в HadSST2 оперативных данных NCEP/NCAR вместо верифицированных данных ICOADS. Оба эти фактора, по заключению С. Кевина, в новой версии данных Hadley/CRU учтены, и данные хорошо согласуются с данными других ведущих центров (рис. 1.2.1). Таким образом, новая версия данных Hadley/CRU (массивы CRUTEM4, HadSST3, HadCRUT4) может рассматриваться как один из наиболее продвинутых и полных источников глобальных данных инструментальных наблюдений за температурой у поверхности земного шара. Однако, заключительные выводы о современных изменениях климата целесообразно базировать на согласующихся оценках нескольких независимых источников.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 41



На рис. 1.2.3 приведен ход среднегодовой глобально осредненной аномалии приповерхностной температуры по данным HadCRUT4 за 1850–2012 гг. (по состоянию на 09.02.2013 г.). Здесь же приведен ход среднегодовой аномалии температуры приземного воздуха над сушей Северного полушария по данным CRUTEM4. Аналогичные сглаженные кривые для предыдущей версии данных показаны красными линиями.

Можно видеть, что в ходе глобальной температуры в новой версии данных сгладился минимум 1940–1970-х и несколько повысились значения в начале ряда, в 1910–1930 и в 2000-х годах. В ходе температуры воздуха над континентами Северного полушария различия между двумя последними версиями данных заметны лишь на “хвостах” ряда: примерно до 1886 г. температура была завышена, а с конца 1990-х – занижена.

В соответствии с этими данными, для Земного шара самым теплым оказался 2010 год, за ним 2005 и 1998. Соответствующие им аномалии равны +0.540, +0.536, +0.523°C (различия в пределах точности расчета). Для суши Северного полушария самыми теплыми были 2007, 2010 и 2005 гг., с аномалиями +1.15, +1.08 и +1.02°C. Следует отметить, что из 12 максимальных значений гло-

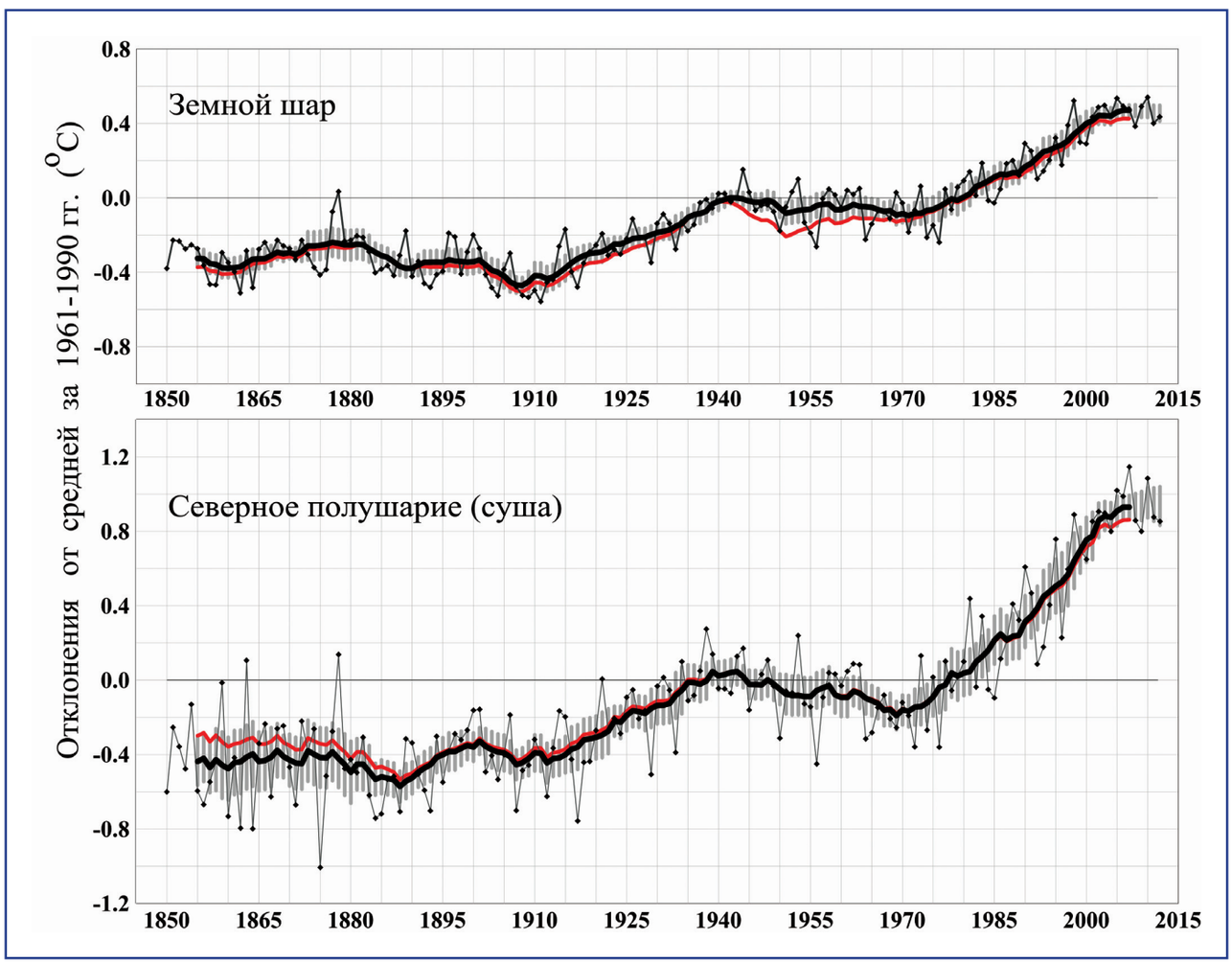



Рис. 1.2.3. Изменения среднегодовой приповерхностной температуры, осредненной по территории земного шара (данные HadCRUT4) и Северного полушария (суша, данные CRUTEM4) в отклонениях от средних за 1961-1990 гг. Жирные кривые показывают ход 11-летних скользящих средних. Вертикальными отрезками показан 95%-й доверительный интервал для 11-летних средних (ошибки пространственного осреднения и нарушений однородности не учитывались). Красными линиями показан ход 11-летних средних по данным HadCRUT3 и CRUTEM3, соответственно.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 42



бальной среднегодовой температуры лишь одно относится к прошлому столетию (за 1998 год), остальные 11 – все из 2000-х. Этот факт виден и на рис. 1.2.3 (как для земного шара, так и для суши Северного полушария).

В ходе глобальных температур, как и в предыдущей версии данных, выделяются три периода: потепление 1910–1945 гг., слабое похолодание 1946–1975 гг. (после корректировки данных стало еще более слабым) и наиболее интенсивное потепление после 1976 года. На сегодняшний день, в результате многочисленных экспериментов с совместными моделями МОЦАО (Taylor et al., 2012), ясно, что потепление в последние 30–40 лет, в значительной степени обусловлено увеличением концентрации парниковых газов. Также выяснилось, что модели не воспроизводят ни потепление 1910–1945 гг., ни похолодание 1946–1975 гг.

Наблюдаемое в настоящее время изменение глобальной температуры по данным двух последних версий архива Hadley/CRU характеризуется оценками линейных трендов в табл. 1.2.1. Расхождения между ними небольшие: до 0.007°C/10лет для длинных периодов и до 0.03°C/10 лет для 30–40-летних периодов. Температура воздуха над сушей северного полушария определенно более чувствительна к глобальному потеплению, чем температура поверхности океана (судя по суммарным оценкам). В целом, оценки указывают на продолжающееся глобальное потепление. При этом начало XXI века остается самым теплым 12-летием за период инструментальных наблюдений, но внутри него монотонного потепления не наблюдается. Это вызвало активную дискуссию научного сообщества. Появились многочисленные заявления о прекращении глобального потепления и даже о начале глобального похолодания.

В частности, в 2012 г. большая дискуссия развернулась на сайте газеты Mail Online после статьи (Rose, 2012). В центре этой дискуссии – противоположная интерпретация наблюдаемого факта учеными-климатологами Ф. Джоунз (Met Office, Университет Восточной Англии) и Дж. Карри (Технический университет Джорджии, США). Проф. Дж. Карри считает, что климатические модели при всей их сложности пока несовершенны и что в течение последних двух десятилетий естественная изменчивость (влияние таких факторов, как долгопериодные циклы температуры в океанах и солнечная радиация), доминирует над эффектом тепличного потепления. Проф. Фил Джоунз, однако, считает, что 15-летнего периода недостаточно для подобных утверждений и что нынешнее десятилетие, по его мнению, попрежнему будет самым теплым за период инструментальных наблюдений.

Позиция ведущих специалистов NASA (GISS, Институт космических исследований США) сформулирована в работе (Hansen et al., 2012): "…продолжающийся планетарный дисбаланс энергии и быстрое увеличение эмиссии $CO_2$ указывают, что глобальное потепление будет продолжаться на масштабах 10-летий. Кроме того, в соответствии с нашим пониманием роли естественной изменчивости в изменении температуры прошлого 10-летия, глобальная температура должна значительно повыситься за следующие несколько лет, так как тропики неизбежно приближаются к следующей фазе Эль-Ниньо".

Еще более определенная формулировка дана в ежегодном заявлении ВМО о состоянии климата в 2012 г.: "Естественная изменчивость климата, обусловленная такими явлениями, как Эль-Ниньо и Ла-Нинья, оказывает влияние на величину температуры и атмосферных осадков (от сезонных до годовых). Однако они не изменяют основную долгосрочную тенденцию повышения температур вследствие антропогенного изменения климата" (пресс-релиз ВМО № 966 от 28 ноября 2012 г.).

На текущий момент исследование глобального потепления, его причин, современного состояния и перспектив продолжаются. Продолжаются и дискуссии – главным образом, вокруг двух вопросов: "причины глобального потепления" и "наблюдаемая пауза в глобальном потеплении". На первый вопрос – о причинах современного потепления – однозначный ответ был сформулирован в (IPCC, 2007) на основе экспериментов с климатическими моделями: причина – в увеличении концентрации парниковых газов. На сегодняшний день, ссылаясь на (Cook et al., 2013), можно считать, что консенсус в научном мире по этому вопросу практически достигнут – абсолютное большинство специалистов (более 98%) не сомневаются в его антропогенном происхождении. По второму вопросу – наблюдаемая в последние годы

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 43



*Таблица 1.2.1. Коэффициенты линейного тренда среднегодовой температуры, осредненной по территории земного шара (ЗШ), северного (СП) и южного (ЮП) полушарий*

| Период | HadCRUT (суша+океаны) | | | CRUTEM (суша) |
|---|---|---|---|---|
| | ЗШ | СП | ЮП | СП |
| | Hadley/CRU-4 (HadCRUT4, CRUTEM4) | | | |
| 1901-2012 | 0.075 | 0.079 | 0.071 | 0.105 |
| 1976-2012 | 0.166 | 0.229 | 0.103 | 0.328 |
| | Hadley/CRU-3 (HadCRUT3, CRUTEM3) | | | |
| 1901-2012 | 0.076 | 0.077 | 0.074 | 0.098 |
| 1976-2012 | 0.155 | 0.205 | 0.104 | 0.304 |

*Примечание.* Расчет выполнен по данным Великобритании, Hadley Center & CRU, версий 4 и 3. Коэффициенты тренда выражены в °С/10 лет. Все оценки статистически значимы на уровне $\alpha = 0.01\%$ (вклад в дисперсию от 60 до 90 %).

“пауза” в глобальном потеплении, ее причины и перспективы – такой определенности пока нет. Представляется, что наиболее четко и подробно эта проблема обозначена в (Met Office, 2013b), где представлены возможные физические причины и сформулированы вопросы, требующие исследования для решения данной проблемы. Однако один, на наш взгляд важный, результат в этой работе уже получен.

На основе контрольного прогона модели HadCM3 (Met Office) на несколько тысяч (более 6) лет были построены распределения вероятности 10-, 15-, 20- и 30-летних трендов глобально осредненной температуры в двух вариантах: без долгопериодного тренда и с трендом 0.2°С/10 лет (аналог тренда в конце 20-го столетия). Задача заключалась в сравнении полученных в этих группах распределений в точках реальных (по наблюдениям) МНК-оценок трендов за последние 10–15–20–30 лет. В результате сравнения сделаны выводы:

– различие может быть надежно установлено только для 30-летних и более длительных трендов;

– 10-летние паузы возникают, по крайней мере, дважды за столетие только вследствие внутренних флюктуаций;

– маловероятно возникновение пауз длительностью 20 и более лет без каких-либо изменений внешних “форсингов” (за счет только естественной, внутренней изменчивости).

Понятно, что данный результат следует рассматривать как предварительный. Его нужно повторить с использованием нескольких разных моделей и для разных оценок наблюдаемых трендов. Однако уже сейчас ясно, что говорить о прекращении потепления как об установленном факте пока преждевременно. Нужны специальные исследования и более детальные и длительные данные наблюдений.

### 1.2.3. Климатические изменения температуры на территории России

Для исследования климатических изменений температуры на территории России в настоящей работе использованы доступные данные инструментальных наблюдений на национальной сети метеорологических станций, охватывающие достаточно длительный период времени (с конца 1880-х гг.). Приведенные ниже оценки получены по данным 455 станций, расположенных на территории России и сопредельных государств (из них российских станций – 310). Эти данные используются в оперативно действующей технологии мониторинга приземного климата России (ФГБУ ИГКЭ Росгидромета и РАН). Данные накоплены за период с 1886 года и поддерживаются в базе данных ИГКЭ (см. http://climatechange.su). Массив был создан в середине 1980-х; в состав станций были включены практически все функционирующие на тот момент станции (передающие телеграммы КЛИМАТ по сети глобальной телесвязи) с началом наблюдений не позже 1951 года. Верификация и контроль данных (включая статистический контроль с использованием связности наблюдений во времени и пространстве и визуальный анализ выбросов) выполнялись на всех эта-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 44



*Таблица 1.2.2. Сравнительные оценки линейного тренда средней годовой и сезонной температуры приземного воздуха в среднем по территории России за 1976–2006 и 1976–2012 гг.*

| Российская Федерация | 1976–2006 | | | 1976–2012 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | *b* | *D* | $\alpha_0$ | *b* | *D* | $\alpha_0$ |
| Год | 0.43 | 28% | 0.2% | 0.43 | 36% | 0.0% |
| Зима | 0.35 | 4% | 28.1% | 0.18 | 2% | 40.4% |
| Весна | 0.52 | 19% | 1.4% | 0.56 | 30% | 0.0% |
| Лето | 0.41 | 47% | 0.0% | 0.44 | 59% | 0.0% |
| Осень | 0.43 | 12% | 5.6% | 0.54 | 27% | 0.1% |

*Усл. обозначения: b* – коэффициент линейного тренда (°С/10 лет), *D* – вклад тренда в дисперсию (%), $\alpha_0$ – критический уровень значимости.

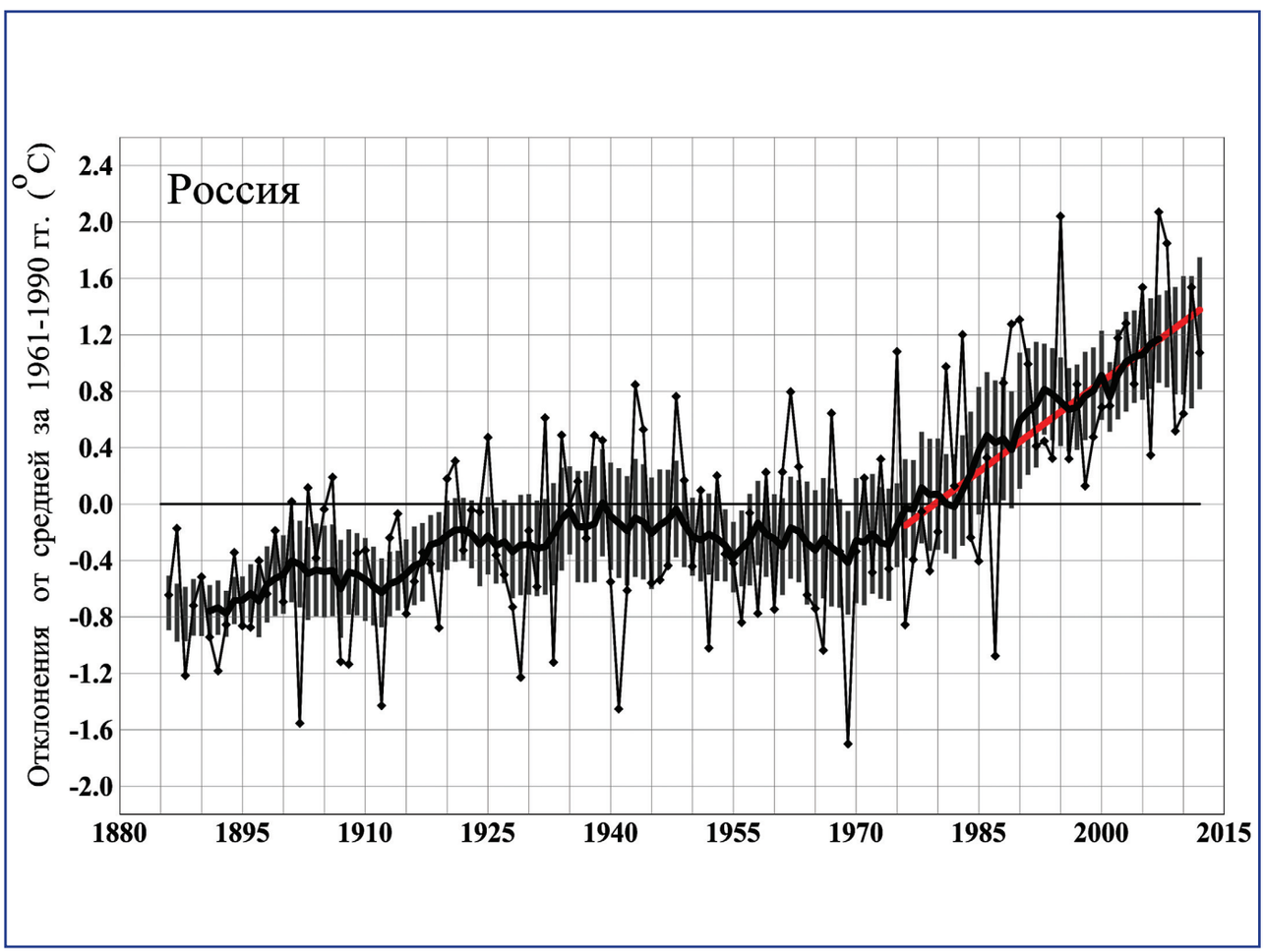



Рис. 1.2.4. Изменения аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха, осредненных по территории России, в течение 1886–2012 гг.

*Аномалии рассчитаны как отклонения от средних за 1961–1990 гг. Жирная кривая показывает сглаженный ход температуры (11-летние скользящие средние). Вертикальными отрезками показан 95%-й доверительный интервал для 11-летних средних (без учета ошибок пространственного осреднения и нарушений однородности). Показан линейный тренд за 1976–2012 гг.*

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 45



пах комплектации массива и его пополнения данными текущих наблюдений.

Дополнительно отметим, что к 1936 г. количество действующих станций (из 455) составило 338. В период 1951–1990 функционировали все 455 станций, но в 1990-х гг. часть российских станций была закрыта, а данные станций сопредельных государств (бывшие республики СССР) стали менее доступны. Непрерывные наблюдения в течение всего столетия сохранились лишь на 156 станциях бывшего СССР, из которых большая часть расположена на Европейской территории страны.

### *1.2.3.1. Температура воздуха, осредненная по территории России*

На рис. 1.2.4 приведен временной ряд среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха, осредненных по территории России, а на рис. 1.2.5 – аналогичные ряды для сезонных аномалий. Здесь, как и в глобальных временных рядах (рис. 1.2.3), период после 1976 года выделяется как период наиболее интенсивного потепления. Самым теплым за этот период для территории России оказался 2007 год, когда среднегодовая температура превысила климатическую норму 1961–1990 гг. на +2.10°С – значение, максимальное за период с 1886 года. Предыдущие максимумы зафиксированы в 1995 и 2008 гг., когда превышения нормы составили +2.07°С и +1.85°С, соответственно. Из сезонных временных рядов (рис. 1.2.5) выделяется кривая для летнего сезона, на которой три последних года, вместе с 1998, вошли в первую четверку самых теплых лет: 2010, 2012, 1998 и 2011 гг. (аномалии, соответственно, равны +1.77, +1.61, +1.45 и +1.38°С). Оценки трендов для осредненных по территории России аномалий температуры, среднегодовых и сезонных, приведены в табл. 1.2.2 для двух периодов: 1976–2006 гг. и 1976–2012 гг.

Можно видеть, что в оба периода, в среднем за год и во все сезоны, линейный тренд положителен, то есть формально можно говорить о продолжающемся в течение последних 6 лет потеплении климата России (с 1976 года). Среднегодовая скорость потепления одинакова для обоих периодов (+0.43°С/10 лет), хотя внутригодовая структура потепления изменилась. Поскольку длина периодов оценивания разная, сравнение интенсивности трендов лучше основывать на оценках их статистической значимости $\alpha_0$, также приведенных в таблице (напомним, что $\alpha_0$ – вероятность ошибки первого рода, т. е. вероятность ложного отклонения нулевой гипотезы). Оценку $\alpha_0$ будем называть критическим уровнем значимости, поскольку это минимальный уровень значимости, на котором нулевая гипотеза может быть отвергнута.

Из табл. 1.2.2 следует, что тренд зимних температур незначим в оба периода даже на 20%-м уровне значимости (и за последние 6 лет стал еще слабее), а остальные оценки с высокой степенью уверенности указывают на продолжение потепления. Гипотезу об отсутствии трендов в изменении температуры этих сезонов и года в целом в течение 1976–2012 гг. можно отклонить на уровне значимости, по крайней мере, 0.1%.

### *1.2.3.2. Температура воздуха в регионах России*

Представленные выше оценки характеризуют современные тенденции в изменении температурного режима России лишь в среднем по всей территории. Для анализа региональных особенностей изменений климата рассмотрим принятые в технологии мониторинга климата физико-географические регионы (как и в ОД_РФ-1, 2008) и Федеральные округа РФ (рис. 1.2.6). Границы регионов выбраны с учетом естественных (природных) границ, административного деления и принятых схем географического районирования (“физико-географические страны”).

Временные ряды регионально осредненных аномалий среднегодовой температуры за 1936–2012 гг. (с линейным трендом за 1976–2012 гг.) приведены на рис. 1.2.7 для физико-географических регионов, а на рис. 1.2.8 – для федеральных округов РФ. Оценки трендов (коэффициенты линейного тренда и критический уровень значимости) приведены для всех сезонов и года в целом в табл. 1.2.3. Для сравнения здесь же приведены аналогичные оценки за 1976–2006 гг. (из ОД_РФ-1, 2008). Прежде всего, следует отметить, что в

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 46



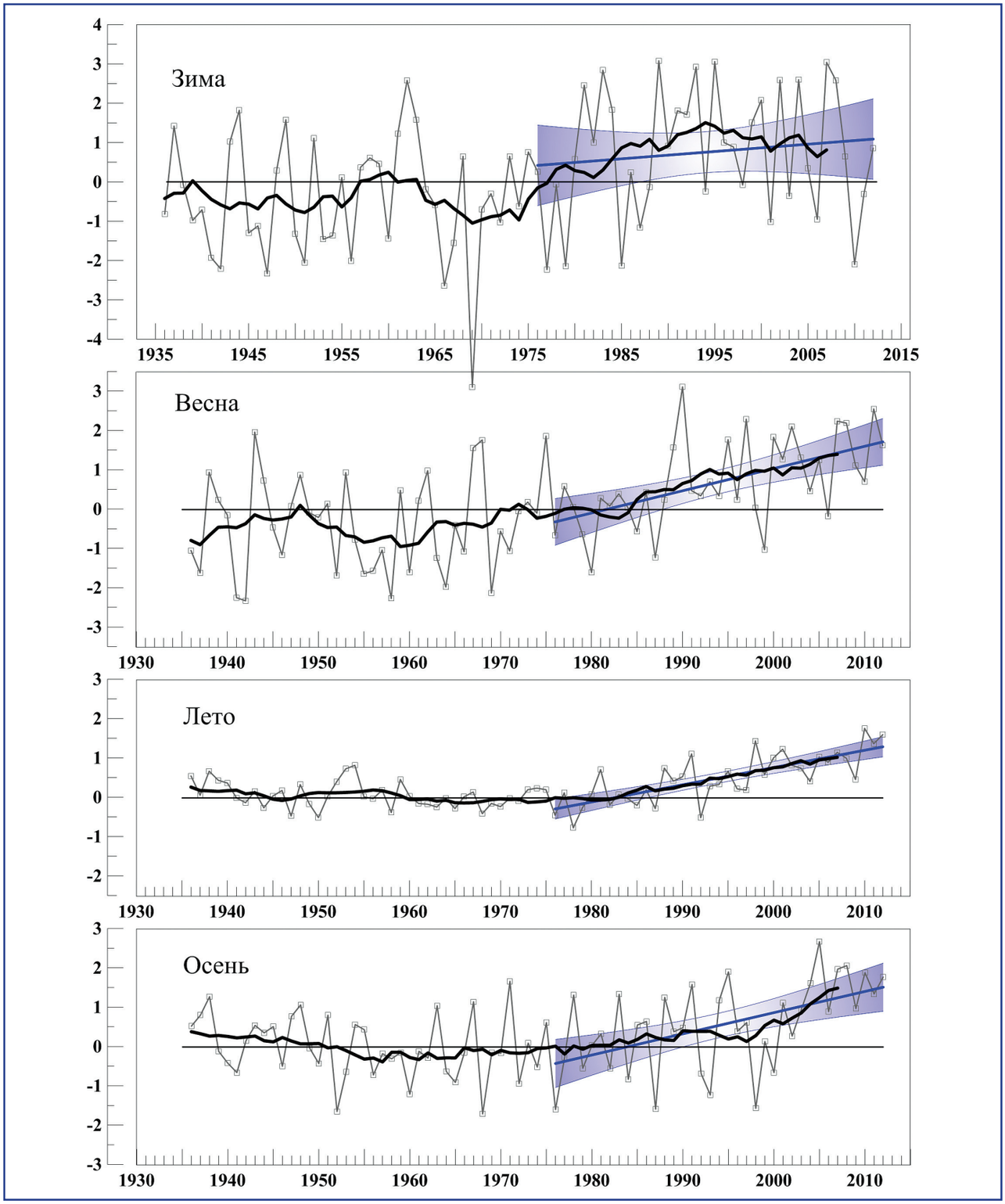



Рис. 1.2.5. Временные ряды сезонных аномалий температуры приземного воздуха, осредненных по территории России за 1936–2012 гг.

*Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. Черные жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Показан линейный тренд за 1976–2012 гг. и его 95%-я доверительная область.*

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 47



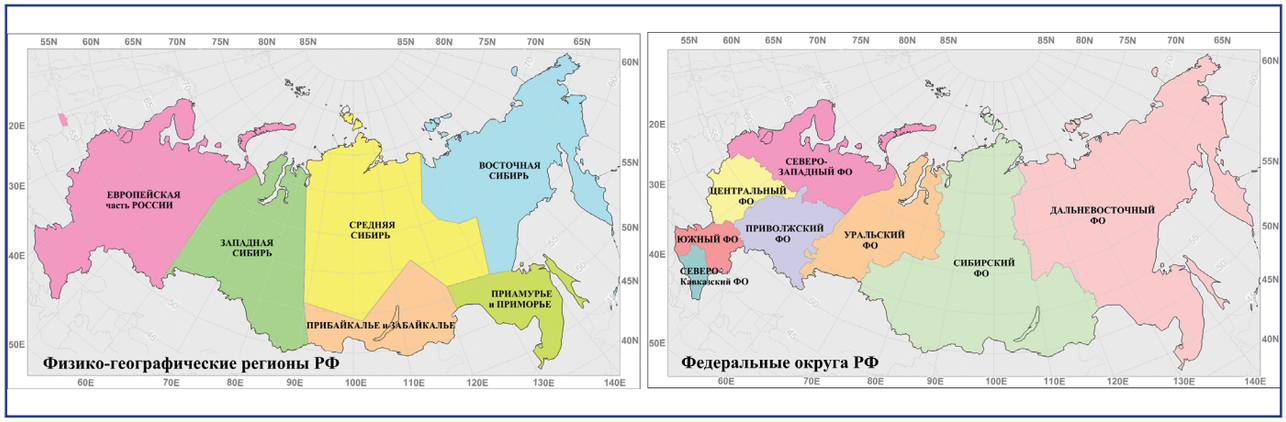



Рис. 1.2.6. Физико-географические регионы и Федеральные округа РФ.

1976–2012 гг. отрицательные значения коэффициентов тренда получены только для температуры зимнего сезона в двух регионах, Западная и Восточная Сибирь, и в Сибирском ФО. Однако все эти оценки статистически незначимы, как и оценки трендов температуры зимнего сезона 1976–2012 гг. для всех остальных рассматриваемых регионов (притом все – положительные). Несколько выделяется регион Приамурье и Приморье, где, судя по оценкам, имеет место тренд потепления +0.44°С/10 лет, который, тем не менее, на 5%-м уровне еще статистически незначим.

Во-вторых, в остальные сезоны и в среднем за год во всех регионах отмечается тенденция к потеплению, которую с высокой степенью уверенности можно считать реальной (нулевая гипотеза отвергается при $\alpha \le 0.01$, вплоть до 0.001). Не достигли 5%-го уровня значимости положительные тренды в Западной Сибири (летом и осенью), в Средней Сибири и Прибайкалье-Забайкалье (осенью) и в Приамурье-Приморье (весной). Максимальные региональные величины потепления отмечаются в регионе Восточная Сибирь осенью (+0.80°С/10 лет) и весной (+0.74°С/10 лет). Интенсивное потепление летом отмечается в среднем в Южном (+0.78°С/10 лет) и Центральном ФО (+0.75°С/10 лет) и осенью в Приволжском ФО (+0.74°С/10 лет).

Сравнение оценок региональных трендов за два периода 1976–2006 и 1976–2012 гг. показывает, что годовые оценки во всех регионах практически остались на том же уровне. Однако за 6 последних лет тенденция к потеплению климата России во все сезоны, кроме зимы, стала более убедительной (снизился критический уровень значимости), а зимой, напротив, во всех регионах, кроме ЕЧР и Приамурья-Приморья обозначились серьезные основания усомниться в реальности потепления.

### *1.2.3.3. Тенденции современных изменений температуры воздуха*

В целом за год и во все сезоны, кроме зимы, на всей территории РФ (рис. 1.2.9) по-прежнему имеет место потепление (см., например, аналогичное распределение трендов за 1976–2006 гг. в ОД_РФ-1, 2008). Наибольшая скорость увеличения среднегодовой температуры (более 0.7°С/10 лет) наблюдается на Арктическом побережье (от Ямала до Чукотки), с максимумом на п-ве Таймыр во все сезоны, кроме лета. Летом интенсивное потепление отмечается на юго-западе Европейской части России (более +0.8°С/10 лет). Весной и осенью дополнительно выделяется область активного потепления на крайнем северо-востоке страны (до +1.2, +1.4°С/10 лет), а зимой – на северо-западе ЕЧР и на Таймыре (до +0.8°С/10 лет).

На фоне относительно однородной картины потепления выделяются две области: южная территория Западной Сибири и крайний северо-восток России. Первая из них – юг Западной Сибири – выделяется уже при анализе годовых трендов как обширная область наиболее слабого (на территории России) потепления, с минимумом в Алтайском регионе (тренд положительный, близкий к нулю). Однако эта оценка сложилась в результате

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 48



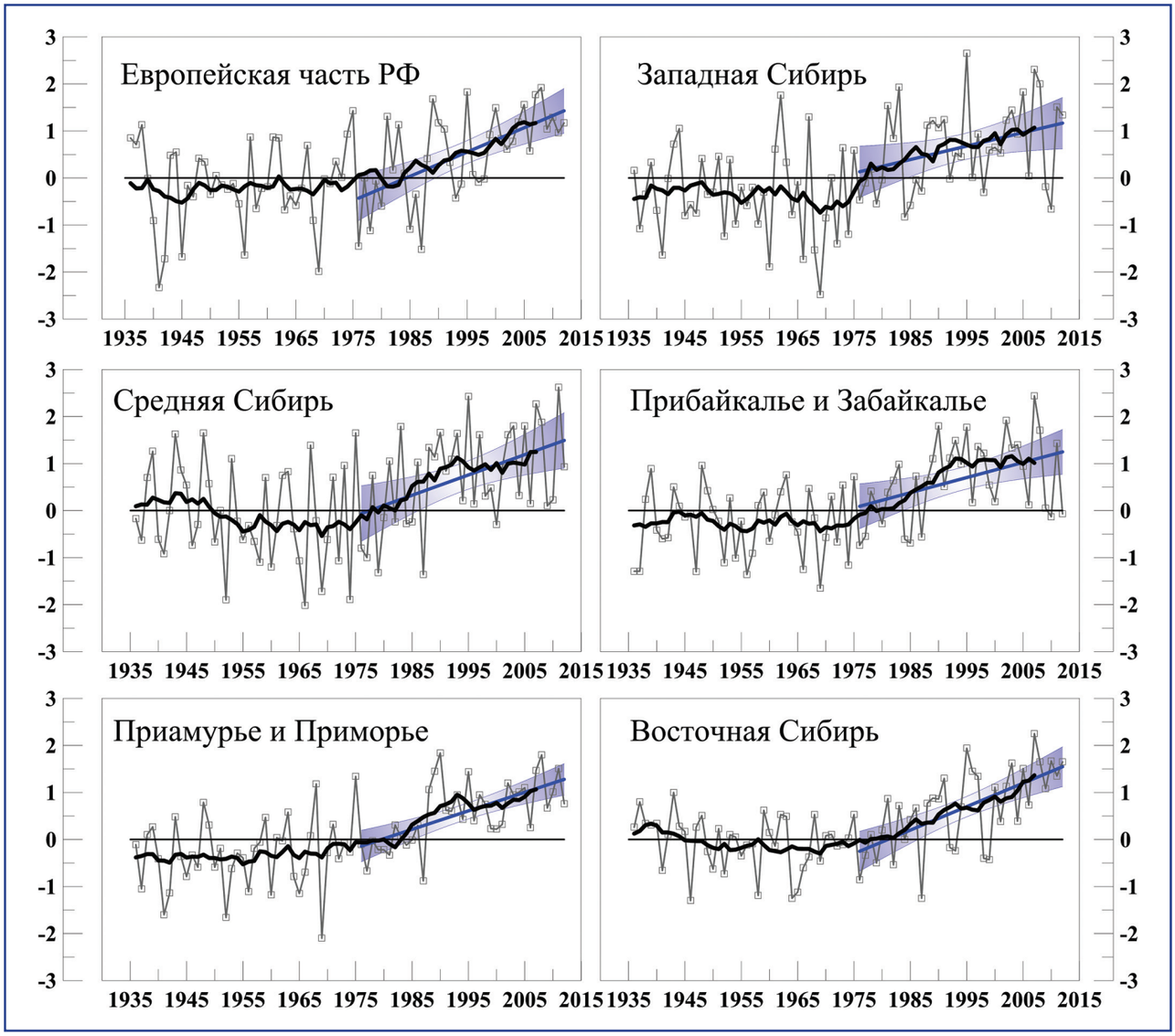



Рис. 1.2.7. Временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха для физико-географических регионов РФ.
*Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. Черные жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Показан линейный тренд за 1976–2012 гг. и его 95%-я доверительная область.*

суммирования противоположных сезонных тенденций: похолодание зимних сезонов и интенсивное потепление весенних. Полезно напомнить, что в этом районе тренды 1976–2006 гг. показывали тенденцию к понижению осенних температур, которая с добавлением 6 лет сменилась слабым потеплением. Отмеченное выше понижение зимних температур прослеживается в этом районе с 2010 года.

Территория на крайнем северо-востоке России (Чукотка, Магаданская область) находится в области положительных трендов среднегодовой температуры, убывающих примерно от +0.7°C/10 лет на арктическом побережье до +0.3°C/10 лет в Магадане. Потепление здесь имеет место во все сезоны, кроме зимы (весной и осенью весьма значительное – до +1.4°C/10 лет), но зимой уже в течение многих лет сохраняется область существенного похолодания. Однако за последние 6 лет (от 1976–2006 гг. к 1976–2012 гг.) скорость похолодания в центре этой области снизилась примерно с +2.0°C/10 лет до +0.8°C/10 лет.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 49



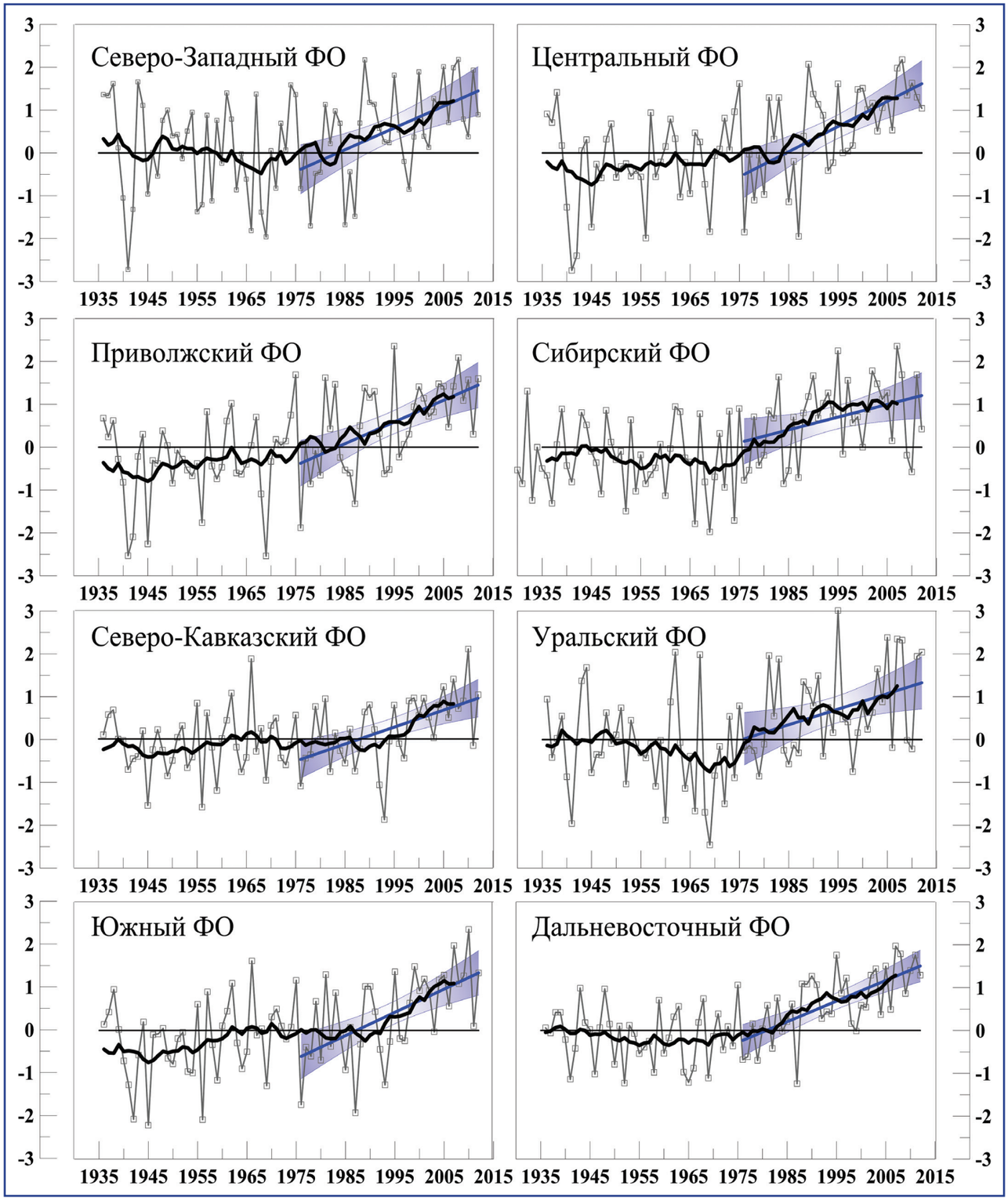



Рис. 1.2.8. Временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха для Федеральных округов РФ.
*Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. Черные жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Показан линейный тренд за 1976–2012 гг. и его 95%-й доверительная область.*

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 50



*Таблица 1.2.3. Оценки линейного тренда регионально осредненной температуры приземного воздуха за 1976–2006 и 1976–2012 гг. для физико-географических регионов России и Федеральных округов, в среднем за год и по сезонам: b – коэффициент линейного тренда (°C/10 лет), $\alpha_0$ – критический уровень значимости*

| Регион | Год | | Зима | | Весна | | Лето | | Осень | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *b* | $\alpha_0$ | *b* | $\alpha_0$ | *b* | $\alpha_0$ | *b* | $\alpha_0$ | *b* | $\alpha_0$ |
| **Физико-географические регионы России, 1976–2006** | | | | | | | | | | |
| Европейская часть РФ | **0.48** | 1 | 0.68 | 15 | 0.28 | 18 | **0.45** | 1 | 0.45 | 7 |
| Западная Сибирь | **0.32** | 5 | 0.26 | 59 | 0.60 | 6 | 0.22 | 23 | 0.18 | 59 |
| Средняя Сибирь | **0.46** | 2 | 0.42 | 45 | **0.58** | 5 | **0.47** | 0 | 0.24 | 45 |
| Прибайкалье и Забайкалье | **0.46** | 0 | 0.39 | 35 | **0.66** | 1 | **0.58** | 0 | 0.21 | 45 |
| Приамурье и Приморье | **0.40** | 0 | 0.52 | 10 | 0.32 | 12 | **0.26** | 3 | **0.56** | 0 |
| Восточная Сибирь | **0.42** | 1 | –0.23 | 35 | **0.73** | 1 | **0.44** | 0 | **0.85** | 0 |
| **Физико-географические регионы России, 1976–2012** | | | | | | | | | | |
| Европейская часть РФ | **0.52** | 0 | 0.43 | 18 | **0.41** | 1 | **0.59** | 0 | **0.64** | 0 |
| Западная Сибирь | **0.29** | 4 | –0.09 | 100 | **0.68** | 0 | 0.19 | 18 | 0.45 | 7 |
| Средняя Сибирь | **0.43** | 0 | 0.25 | 56 | **0.66** | 0 | **0.43** | 0 | 0.39 | 14 |
| Прибайкалье и Забайкалье | **0.32** | 1 | 0.06 | 100 | **0.53** | 1 | **0.52** | 0 | 0.26 | 14 |
| Приамурье и Приморье | **0.39** | 0 | 0.44 | 6 | 0.28 | 9 | **0.36** | 0 | **0.53** | 0 |
| Восточная Сибирь | **0.50** | 0 | –0.04 | 100 | **0.74** | 0 | **0.46** | 0 | **0.80** | 0 |
| **Федеральные округа РФ, 1976–2012** | | | | | | | | | | |
| Северо-Западный ФО | **0.51** | 0 | 0.58 | 18 | **0.41** | 4 | **0.48** | 0 | **0.59** | 1 |
| Центральный ФО | **0.59** | 0 | 0.53 | 14 | **0.44** | 2 | **0.75** | 0 | **0.64** | 0 |
| Приволжский ФО | **0.50** | 0 | 0.29 | 40 | **0.46** | 3 | **0.55** | 1 | **0.74** | 0 |
| Южный ФО | **0.54** | 0 | 0.37 | 18 | 0.37 | 6 | **0.78** | 0 | **0.65** | 0 |
| Северо-Кавказский ФО | **0.40** | 0 | 0.27 | 18 | 0.25 | 7 | **0.54** | 0 | **0.53** | 1 |
| Уральский ФО | **0.36** | 4 | 0.11 | 100 | **0.64** | 1 | 0.25 | 14 | 0.48 | 9 |
| Сибирский ФО | **0.30** | 2 | –0.02 | 100 | **0.66** | 0 | **0.34** | 0 | 0.31 | 18 |
| Дальневосточный ФО | **0.48** | 0 | 0.20 | 24 | **0.58** | 0 | **0.46** | 0 | **0.67** | 0 |

*Примечание.* Жирным шрифтом выделены коэффициенты тренда, значимые на 5%-м уровне; красным показаны те из них, которые статистически значимы уже на 1%-м уровне.

Таким образом, сравнение оценок линейного тренда температуры приземного воздуха за периоды 1976–2006 гг. и 1976–2012 гг. показало, что общий уровень трендов и основные сезонные соотношения за этот период изменились несущественно. Основные результаты сводятся к следующему.

а) В целом для России, среднегодовая скорость потепления не изменилась (+0.43°C/10 лет), но увеличился ее вклад в дисперсию (от 28 до 36%) и стали заметнее межсезонные различия трендов. Так, во все сезоны, кроме зимнего, скорость потепления несколько увеличилась, а зимой, напротив, заметно снизилась (от 0.35 до 0.18°C/10 лет). В результате, данные наблюдений о температуре приземного воздуха, осредненные по территории России, не позволяют отклонить гипотезу об отсутствии потепления в 1976–2012 гг. лишь для зимнего сезона ($\alpha_0$ = 40.4%); в остальные сезоны и в среднем за год эта гипотеза отвергается на уровне значимости 0.01% (0.1% для осени).

б) Области наиболее интенсивного потепления сохранились (ЕЧР –зимой, Сибирь – весной, северо-восток России – весной и осенью) и даже расширились: зимой – за счет северной территории Западной и Средней Сибири и Дальнего Востока, летом и осенью – за счет территории ЕЧР и Восточной Сибири.

в) Область похолодания зимних сезонов на крайнем северо-востоке России в течение 1976–2006 гг., отмеченная в (ОД_РФ-1, 2008), сохранилась в оценках за 1976–2012 гг. Дополнительно сформировалась обширная область похолодания зим на юге Западной Сибири (относительно 1976 г.). В то же время отмеченная в (ОД_РФ-1, 2008) за 1976–2006 гг. тенденция к

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 51



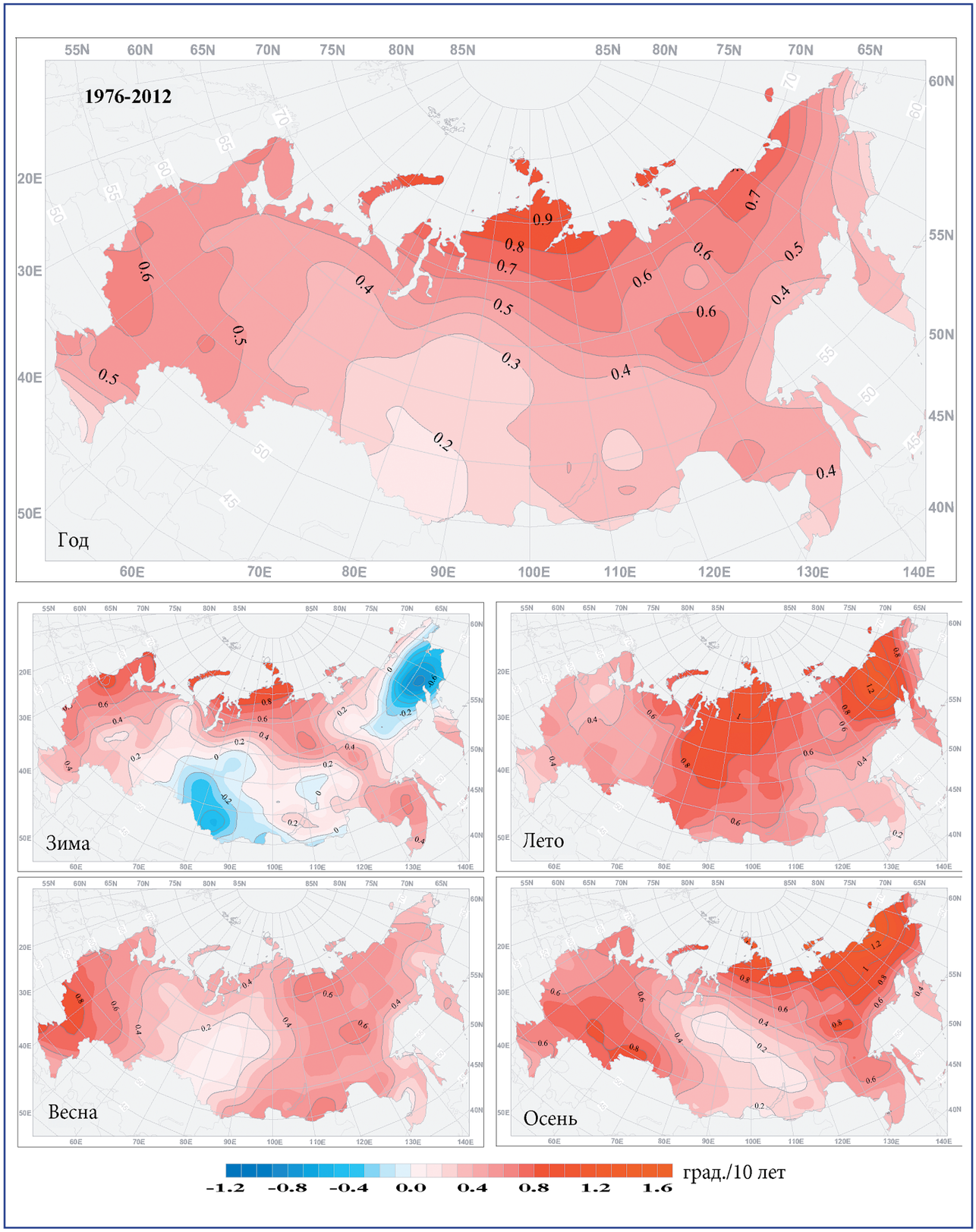



Рис. 1.2.9. Распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой и средних сезонных температур на территории России за 1976–2012 гг.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 52



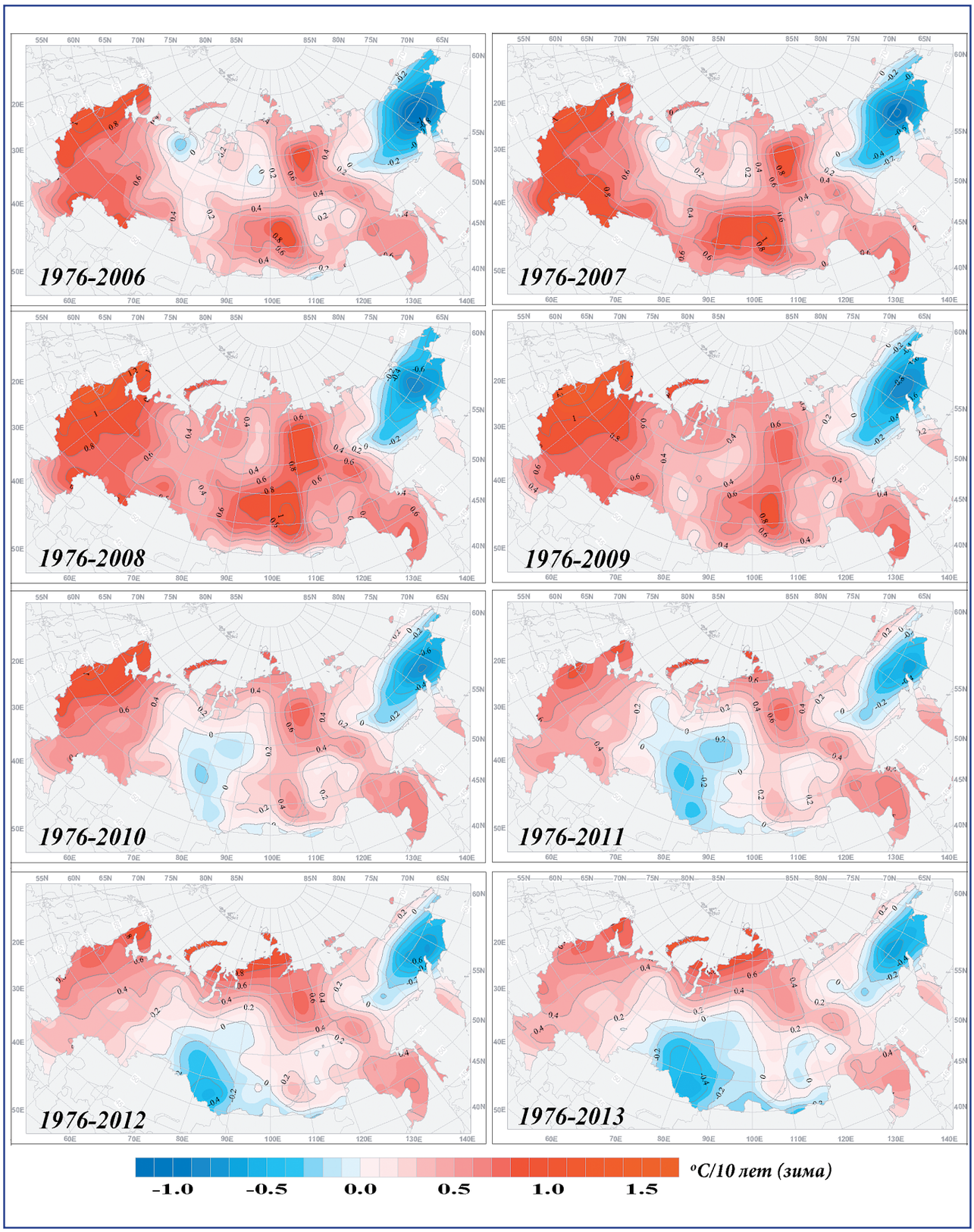



Рис. 1.2.10. Распределение коэффициентов линейного тренда зимних температур на территории России в динамике от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 53



уменьшению осенних температур на севере Западной Сибири к 2012 году сменилась тенденцией к слабому потеплению.

В контексте глобального потепления тенденции в изменении температуры зимнего сезона, по-видимому, наиболее интересны. Рассмотрим их в динамике, от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг. (рис. 1.2.10)

В тенденциях зимних температур в течение 1976–2006 гг., в соответствии с (ОД_РФ-1, 2008), на территории России отмечается обширная область интенсивного похолодания на Чукотке и область слабого потепления на севере Западной Сибири с двумя очагами слабого похолодания (рис. 1.2.10). В следующие два года тенденция к потеплению здесь усиливается и в 1976–2008 гг. вся территория Западной Сибири оказывается в области интенсивного потепления зимних сезонов, а к концу зимы 2008/2009 гг. в центре этой области намечается ослабление потепления. Позже, за счет холодных зим 2009/10, 2010/11 и 2012/13 гг. общая картина локальных трендов существенно меняется. Уже в 2010 г. на юге Западной Сибири оформилась обширная область отрицательных трендов (пока небольших), которые к 2013 году усилились и распространились на южную территорию азиатской части России, от Тюмени до Якутии. Интенсивное потепление теперь охватывает европейскую территорию, северный Урал, Таймыр, север Якутии и далее вытянулось узкой полосой к Сахалину и Хабаровскому краю. Область похолодания на Чукотке сохраняется, но интенсивность трендов (относительно 1976 г.) уменьшилась от –0.9…–1.4°С/10 лет в 2006 г. до –0.4…–0.8°С/10 лет в 2013 г.

В целом, динамика оценок трендов температуры зимнего сезона от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг. свидетельствует об усилении тенденции к похолоданию зимних сезонов на юге Западной Сибири и постепенному распространению ее на всю азиатскую территорию России. При этом величина локальных отрицательных трендов в точках максимальной интенсивности остается на уровне от –0.6 до –0.4°С/10 лет. По-видимому, полезно обратить внимание на развитие этой тенденции в ближайшие годы.

### 1.2.4. Изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг.

В соответствии с рекомендациями ВМО, в качестве базового периода для расчета климатических норм в настоящее время по-прежнему используется 30-летие 1961–1990 гг. Новые нормы предложено ввести в международную практику лишь после 2020 г., когда станут доступны данные очередного 30-летия (1981–2010 гг.). Однако, в условиях меняющегося климата применение этих норм на практике, особенно для оценки успешности месячных и сезонных прогнозов, становится крайне нецелесообразно. Поэтому на практике, для решения различных конкретных задач, наряду с базовым периодом 1961–1990 гг., используются другие периоды, в большей мере приближенные к текущему моменту. Представляется, что на сегодняшний день таким подходящим периодом является 30-летие 1981–2010 гг. С одной стороны, оно в большей мере характеризует современный климат, а с другой – его сравнение с 30-летием 1961–1990 гг. дает дополнительную (к оценкам трендов) информацию о характере современных изменений климата на территории России.

Климатическая характеристика температурного режима России (в т. ч. и нормы 1961–1990 гг.) представлена в многочисленных научных публикациях и справочной литературе и всесторонне исследована. Числовые значения норм 1961–1990 гг. на мировой сети станций (включая российские) опубликованы ВМО в (WMO, 1989). Обновленные по верифицированным данным климатические характеристики на сети российских метеорологических станций за 1961–1990 годы приведены в недавнем выпуске электронного справочника (Научно-прикладной справочник, 2011). Здесь же для ряда станций приведены многолетние статистики температуры за период 1981–2010 гг.

Комплект карт, содержащий поля базовых климатических характеристик среднемесячной температуры приземного воздуха за период 1981–2010 гг. для территории России, предложен в работе (Груза, Ранькова, 2012б). Комплект включает поля 30-летних средних (норм) и стандартных отклонений, а также поля трендов в изменении температуры за 1976–2011 гг. – для

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 54



каждого календарного месяца, сезона и года в целом.

Для общей характеристики температурного режима России в предыдущем выпуске Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008) были приведены поля норм температуры зимнего и летнего сезонов для базового периода 1961–1990 гг. Ниже аналогичные карты приведены за период 1981–2010 гг. для года в целом, зимы и лета (рис. 1.2.11).

Можно видеть, что среднегодовая температура на территории России, в среднем за 1981–2010 гг. меняется от менее –16°С на севере Якутии до +14°С на Северном Кавказе. Практически вся азиатская территория страны находится в области отрицательных температур. В районе полюса холода в Оймяконе и Верхоянске средняя температура последнего 30-летия составила –15.5 и –14.4°С, но самой низкой оказалась средняя температура на ст. Джангкы: –16.6°С. Соответствующие значения в 1961–1990 гг. были: –16.4, –15.3 и –16.2°С.

Зимой средние температуры практически на всей территории отрицательны (минимум –44.5°С в Якутии), летом – все положительны (максимум +24.0°С на Северном Кавказе).

Изменение многолетних статистик (в частности, многолетних средних) от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. можно рассматривать как дополнительную информацию об изменении климата за период после 1960-х.

С этой целью выполнен анализ полей разностей соответствующих станционных средних (т. е. норм) для всех календарных периодов (месяцы, сезоны, год). Значимость различий оценивалась с помощью *t*-критерия Стьюдента. Результаты приведены на рис. 1.2.12 для года и экстремальных сезонов (аналогично рис. 1.2.11). Открытыми (без штриховки) здесь оставлены области, где различия между нормами двух сравниваемых 30-летий статистически значимы на 5%-ом уровне (т. е. заштрихованные области не относятся к районам убедительного потепления).

Ежемесячные различия между климатами двух 30-летий иллюстрируются на рис. 1.2.13, где для каждого из 12 месяцев приведены попарно (для сравниваемых 30-летий) статистики пространственно осредненных по территории РФ значений среднемесячной температуры.

В таблице 1.2.4 для каждого региона (в т. ч. для территории России в целом) и каждого сезона приведена доля площади, на которой потепление климата от первого 30-летия ко второму можно считать установленным (на 5%-ом уровне значимости). Эти значения соответствуют площади незаштрихованных областей на рис. 1.2.12.

Судя по данным табл. 1.2.4 и рис. 1.2.12, потепление заданного уровня для среднегодовой температуры охватило 82% территории России, за исключением северных и южных районов европейской территории России, северных районов Якутии, центральной части Красноярского края и, частично, Корякского края. На большей части Сибири потепление составило более 0.8°С. Здесь и ниже под “потеплением” понимается повышение нормы температуры (от одного 30-летия ко второму), статистически значимое на уровне 5%.

Для России в целом такое потепление отмечается во все месяцы (рис. 1.2.13), но с мая по октябрь его оценка на фоне существенно более низкой межгодичной изменчивости надежнее (значимы на 1%-м уровне, кроме сентября). В феврале и октябре значительную часть потепления можно отнести за счет потепления минимумов: во втором 30-летии минимум повысился до уровня 16%-го квантиля первого – примерно, на 5 и 2°С, соответственно. В ноябре–декабре статистики обоих периодов практически неразличимы – изменение климата статистическими оценками не подтверждается.

Область потепления зимних сезонов, статистически значимого на 5%-м уровне, составляет лишь около 30% площади территории РФ. В основном, это западные и юго-восточные районы ЕЧР, Прибайкалье, Приморский край и юго-восток Якутии, где на отдельных станциях разность норм достигла более 1.4°С. На остальной территории России потепление зимних сезонов было несущественным, а на крайнем северо-востоке страны, напротив, отмечено похолодание (в основном, тоже незначимое). Самые низкие сезонные температуры в последнем 30-летии, как и ранее, наблюдались в полюсах холода Оймякон (–44.5°С) и Верхоянск (–43.4°С). Здесь среднее потепление зимних сезонов соста-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 55



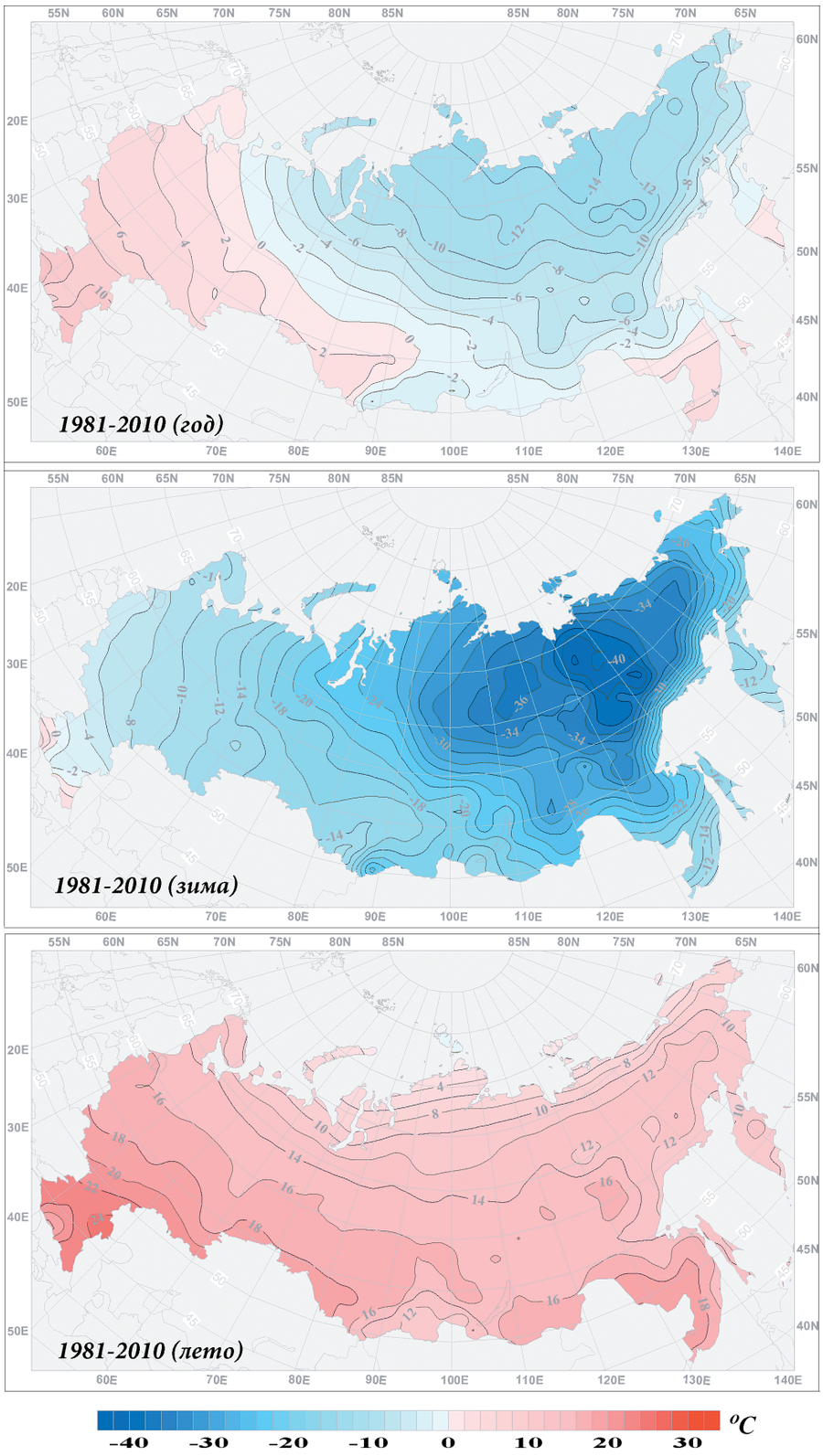



Рис. 1.2.11. Поля многолетних средних значений температуры приземного воздуха на территории России за 1981–2010 гг.: вверху – в среднем за год, в центре – зима (декабрь–февраль), внизу – лето (июнь–август).

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 56



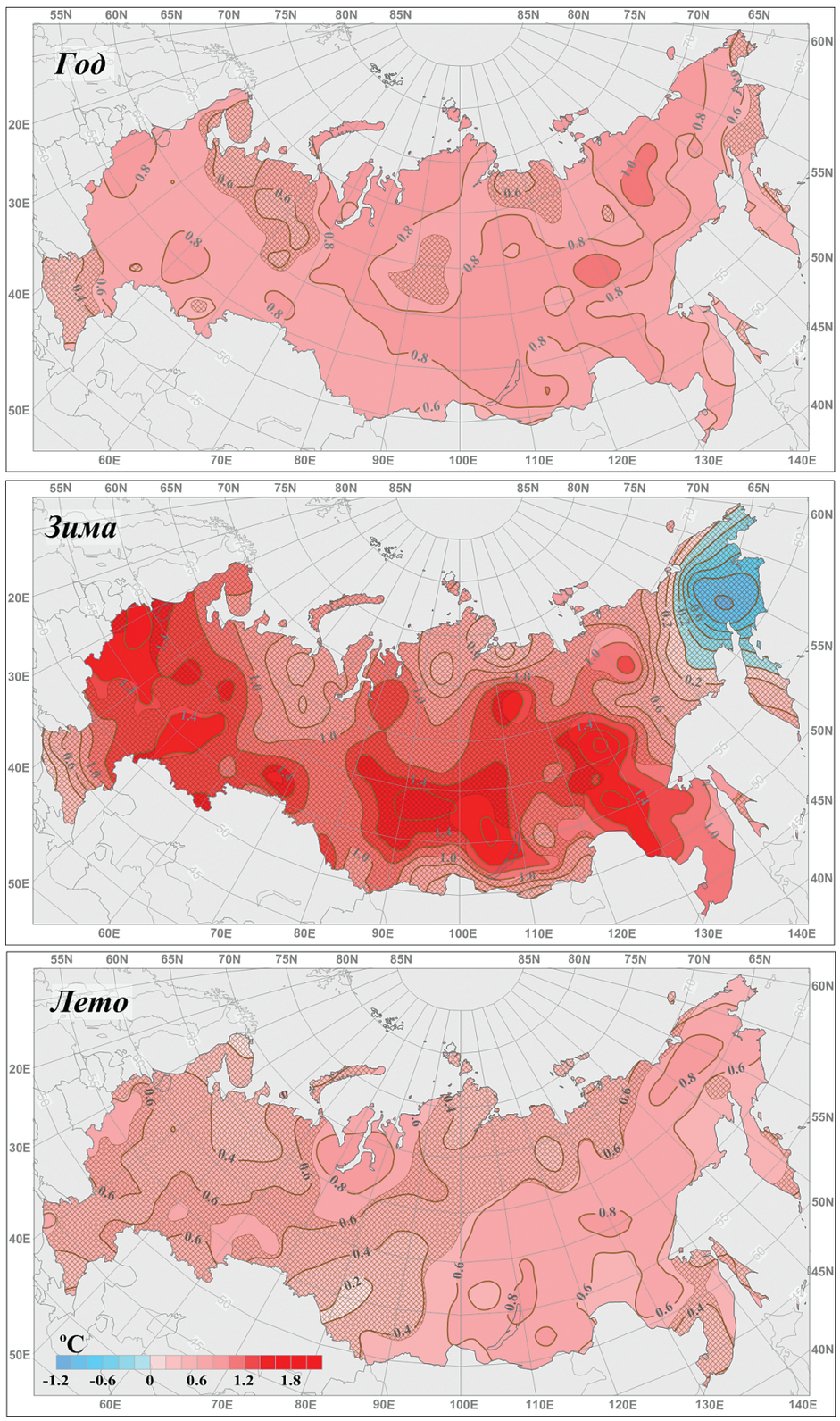



Рис. 1.2.12. Изменения норм температуры приземного воздуха на территории России от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг.: вверху – в целом за год, в центре – зима, внизу – лето. Заштрихованы области, не значимые уже на 5%-м уровне.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 57



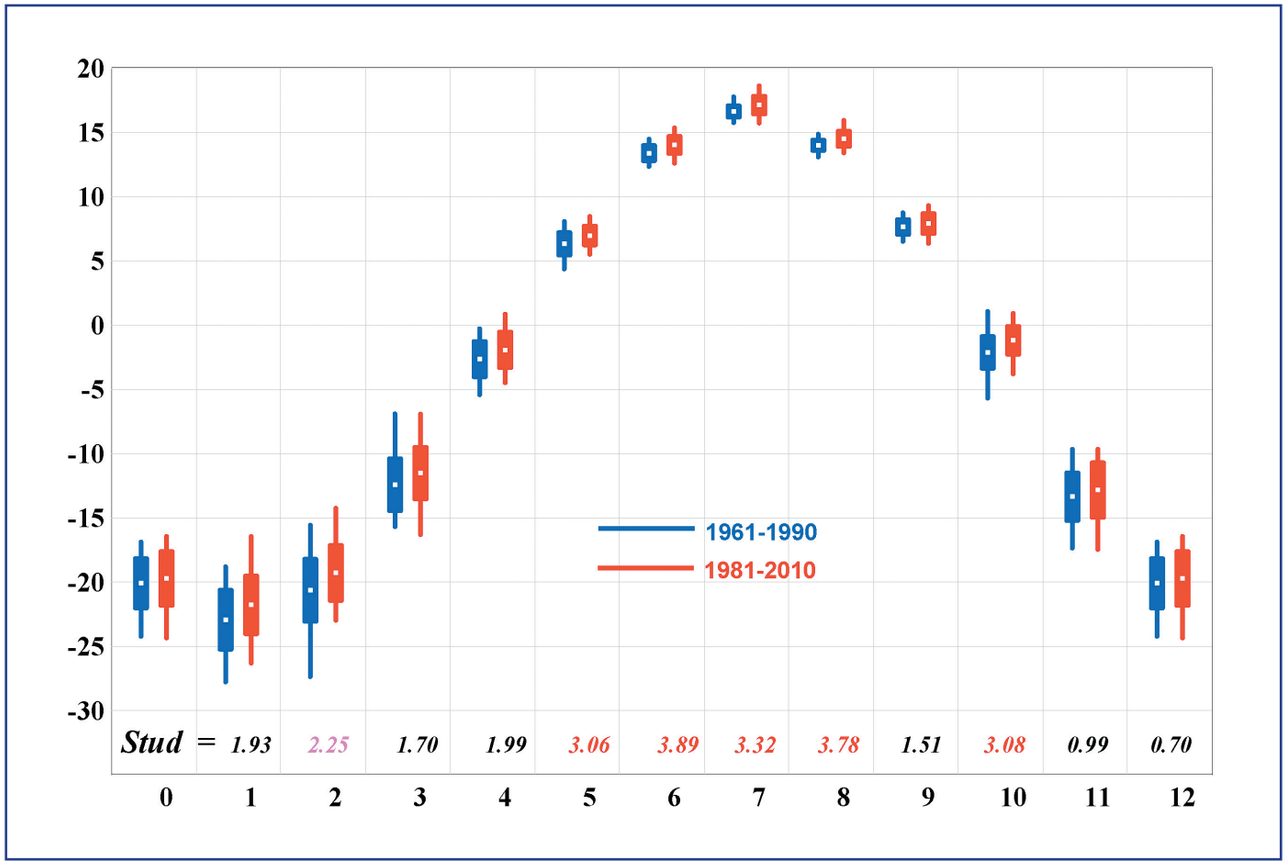



Рис. 1.2.13. Сезонный ход 30-летних статистик среднемесячной температуры приземного воздуха, осредненной по территории России в 1961–1990 гг. и 1981–2010 гг. (см. легенду).
Белые точки в центре указывают среднее значение *e* (норму). Высота прямоугольника равна 2α. Вертикальные отрезки указывают размах значений в течение 30-летия [min, max]. В нижней строке (над осью OX) приведены значения *t*-критерия Стьюдента, оценивающего значимость различия двух "климатов". Красным выделены значения *t*-критерия, соответствующие 1%-му уровню значимости, сиреневым – 5%-му уровню.

вило +0.6 и +1.1°C, соответственно. Из зимних месяцев выделяются январь и февраль, когда потепление проявилось более чем на 20% территории РФ.

Весной потепление указанного уровня охватило 38%, летом – 46%, осенью – 20% территории России. Самое заметное потепление летом отмечается в юго-восточных и восточных районах Сибири и в части Западной Сибири. Основные области осеннего потепления расположены в восточных регионах России (Восточная Сибирь, Приамурье-Приморье); в октябре оно охватило 41% российской территории.

Таким образом, характерной особенностью изменения температурного режима на территории России от 1961–1990 к 1981–2010 гг. является практически повсеместное повышение соответствующих норм среднегодовой температуры, статистически значимое на 5%-м уровне. Для сезонных температур (кроме зимы) такое повышение норм охватывает лишь 20–40% территории России (но разности норм положительны на всей территории). Для зимних температур на большей части территории изменение норм статистически незначимо уже на 5%-м уровне. Единственная область понижения норм выявлена в температуре зимнего сезона на крайнем северо-востоке страны, но величина его статистически незначима даже на 10%-м уровне.

### 1.2.5. Динамические климатические нормы

В середине прошлого столетия в климатологии подразумевалось, что современный климат практически можно считать постоянным. Времен-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 58



*Таблица 1.2.4. Доля площади региона (в %), на которой изменение норм температуры от 1961–1990 к 1981–2010 гг. статистически значимо на 5%-м уровне*

| Регионы РФ | Год | Зима | Весна | Лето | Осень |
|---|---|---|---|---|---|
| Россия | 82 | 29 | 38 | 46 | 20 |
| Европейская часть РФ | 73 | 21 | 10 | 10 | 0 |
| Западная Сибирь | 85 | 4 | 38 | 22 | 0 |
| Средняя Сибирь | 80 | 29 | 53 | 65 | 3 |
| Забайкалье и Прибайкалье | 93 | 42 | 85 | 92 | 21 |
| Приамурье и Приморье | 96 | 96 | 23 | 46 | 47 |
| Восточная Сибирь | 80 | 19 | 49 | 77 | 70 |

ные масштабы изменений порядка сотен, тысяч и миллионов лет, изучаемые палеоклиматологами, казались слишком медленными, чтобы их учитывать при изучении "современного" климата. Поэтому считалось, что для оценки статистических параметров метеорологических величин, необходимых для изучения климата и решения прикладных задач, целесообразно использовать весь доступный ряд наблюдений. Так, для подготовки климатических справочников в 1960-е гг. использовались данные за 80 лет, а так как станций с таким периодом наблюдений было мало, разрабатывались специальные методы приведения доступных (коротких) рядов наблюдений к единому периоду. Ученые-климатологи уже тогда понимали важность проблемы обнаружения изменений климата и однородности рядов наблюдений (см., например, Рубинштейн, 1979; Рубинштейн, Полозова, 1966).

Для температуры воздуха и других метеорологических величин, имеющих симметричную функцию распределения, важнейшим статистическим параметром является среднее многолетнее значение, получившее название "норма". В то же время активно велись работы по разработке методов долгосрочных прогнозов погоды на месяц, сезон, год. Объектом прогноза в них, в первую очередь, были отклонения средней месячной (сезонной, годовой) температуры воздуха от нормы, называемые "аномалиями". Для оценки качества методических долгосрочных прогнозов рассматривалось их преимущество над "климатическим прогнозом", под которым понимался прогноз климатической нормы. Методы оценки качества прогнозов, как предложенные в России (Багров, 1966), так и рекомендуемые Всемирной метеорологической организацией (WMO, 2006, 2010), предусматривают такое сравнение.

В целях упорядочения процесса подготовки долгосрочного прогноза и выработки единой системы оценивания качества прогнозов ВМО был принят единый 30-летний период для оценки климатических норм. Первый установленный ВМО период для оценки норм был 1931–1960 гг. (WMO, 1962), затем – 1961–1990 гг. (WMO, 1989). Следующим периодом должно стать 30-летие 1991–2020 гг.

В настоящее время, в соответствии с рекомендациями ВМО, метеорологические службы всех стран в практике метеорологического обслуживания продолжают использование 30-летних норм и отклонений от 30-летних норм. Однако в связи с несомненным фактом глобального потепления, актуальной стала задача пересмотра ряда фундаментальных понятий климатологии и долгосрочного прогноза. Назрела необходимость учета наблюдаемых изменений климата и в методологии прогнозирования, и при оценке качества прогнозов. В работах (Груза, Ранькова, 2011; 2012а) для этой цели была предложена концепция "динамических климатических норм" и "динамических аномалий".

Традиционно в долгосрочном прогнозе в качестве предсказываемых величин (предиктантов) используются "аномалии", месячные или сезонные, то есть отклонения текущего значения прогнозируемой переменной (средней за месяц или сезон конкретного года) от средней многолетней за базовый период (в настоящее время 1961–1990 гг.). Поиск прогностических признаков для долгосрочного (на месяц–сезон–год) прогноза температуры учеными 20-го века осуществлялся среди характеристик синоптических процессов с учетом сезонности, но без учета изменений климата. Предлагаемая методология предусматривает новый подход к формированию

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 59



предиктанта с использованием “динамических” норм и “динамических” аномалий.

“Динамические” нормы региональных (локальных) температур конкретного месяца (сезона) рассчитываются как отклик на изменение глобальной температуры, которая выступает здесь в роли индикатора глобальных изменений климата. Точнее, “динамические” нормы рассчитываются методом наименьших квадратов (линейная регрессия) с использованием в качестве регрессора глобальной температуры одноименного месяца, предварительно сглаженной 11-летним фильтром (результат осреднения относится к последнему году периода сглаживания – так называемое “сглаживание назад”). Уравнение регрессии оценивается по периоду определенной длины ($N$ = 21–31–41 лет) и экстраполируется на один год, непосредственно следующий за периодом оценивания. В результате серии экспериментов, выполненных по данным наблюдений на 70 станциях СНГ, сделан выбор в пользу $N$ = 31.

В качестве предсказываемых величин предлагается использовать “динамические” аномалии (отклонения температуры воздуха от “динамических” норм), которые уже не содержат ни межсезонных изменений, ни текущих многолетних трендов, характеризующих изменения климата (далее термин “динамический” будет использоваться без кавычек). Рабочая гипотеза состоит в том, что прогностические признаки, характеризующие начальные циркуляционные и синоптические условия, ответственны за формирование именно этих динамических аномалий, которые и должны быть объектом прогноза. Поправки на “сезонность” и “изменение климата” должны вводиться в прогноз динамических аномалий как аддитивные составляющие (например, в терминах динамических норм).

На рис. 1.2.14 для примера приведены временные ряды традиционных и динамических аномалий среднемесячной температуры в Москве для января и июля. Первые рассчитаны как отклоне-

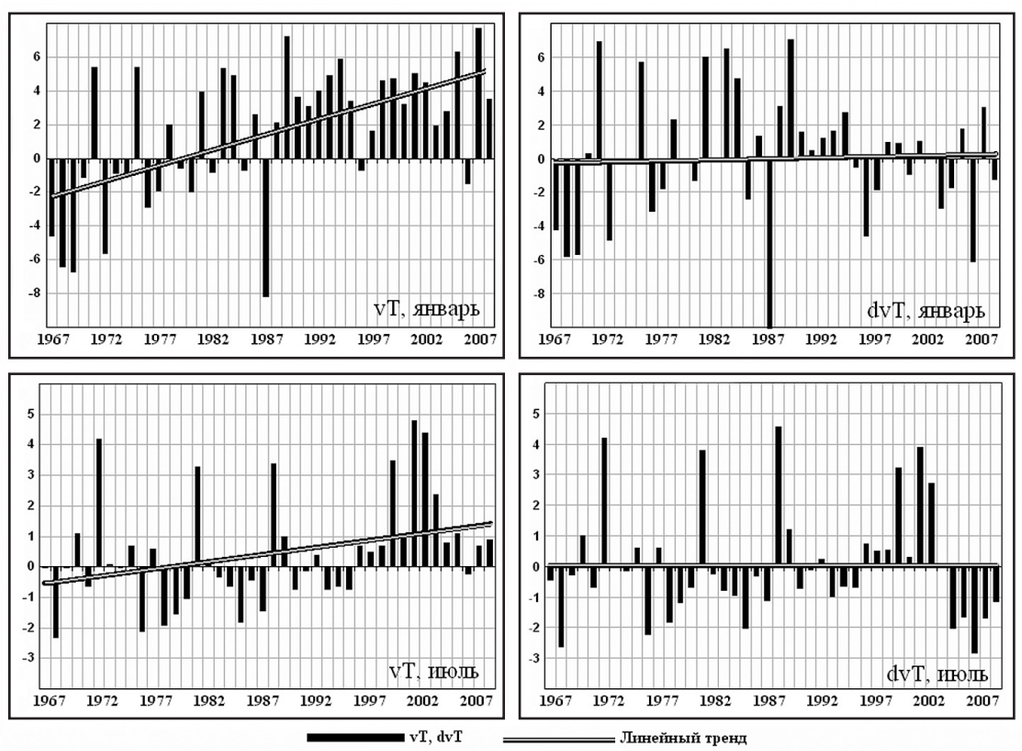



Рис. 1.2.14. Ход январских (вверху) и июльских (внизу) аномалий средней месячной температуры приземного воздуха в Москве в течение 1967–2008 гг.: слева – традиционные аномалии *vT*; справа – динамические аномалии *dvT*.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 60



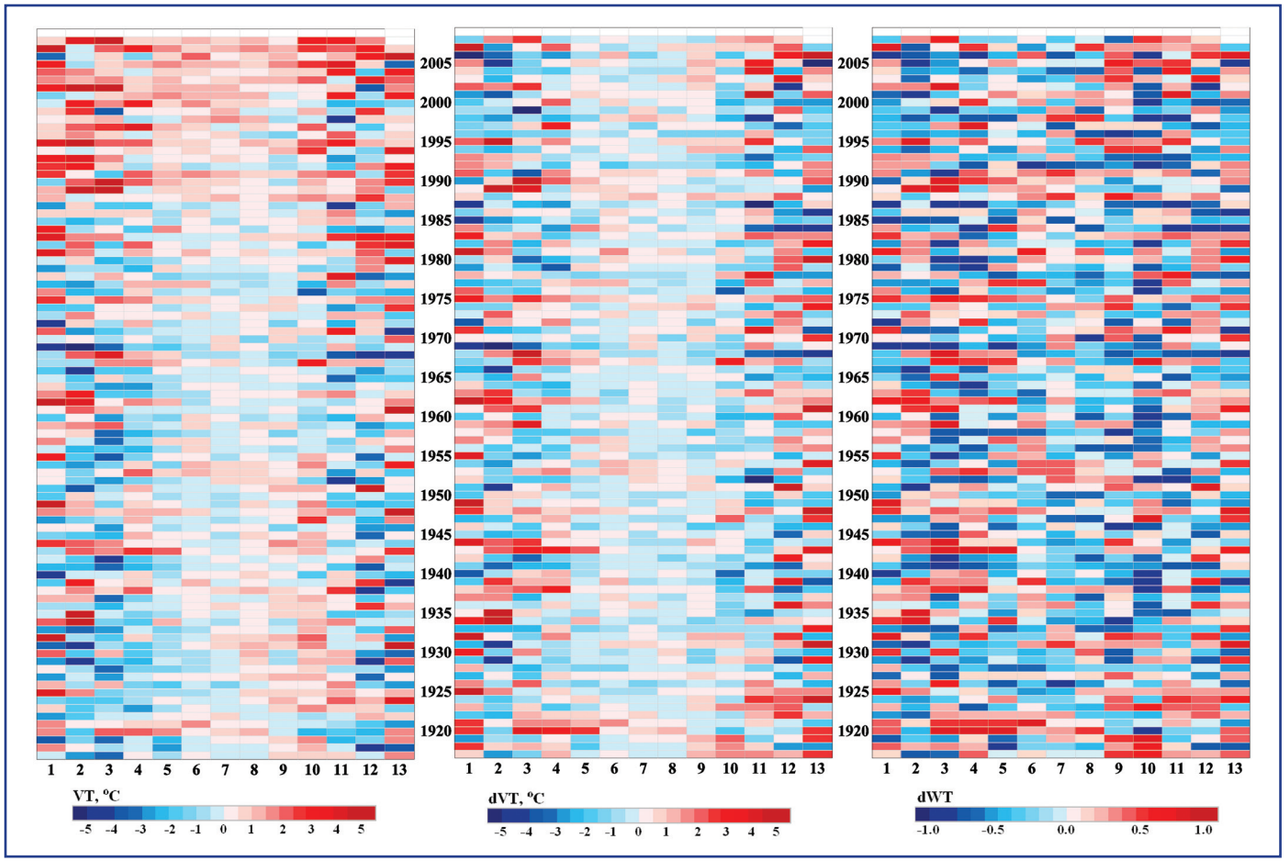



Рис. 1.2.15. Изменение осредненных по территории России аномалий среднемесячной температуры приземного воздуха в течение 1910–2008 гг. в зависимости от месяца (ось абсцисс) и года (ось ординат): *VT* – традиционные аномалии (слева), *dVT* – динамические аномалии (в центре); *dWT* – нормированные динамические аномалии (справа).

ния от постоянных норм 1961–1990 гг., а вторые – как отклонения от динамических норм с длиной базового периода $N = 31$ (регрессия на глобальную температуру, оцененная за предшествующее 31-летие).

Аналогичные среднемесячные аномалии температуры (в среднем для территории России) для всех месяцев года приведены на рис. 1.2.15 (абсцисса – месяц, ордината – год) в форме мозаичных диаграмм, четко отражающих чередование аномалий разного знака и интенсивности. Для большей наглядности горизонтальная шкала дополнена тринадцатым месяцем, дублирующим январь следующего года.

Диаграммы приведены для трех видов аномалий: традиционных *vT*, динамических *dvT* и нормированных динамических аномалий *dwT*, выраженных в долях стандартных отклонений динамических аномалий соответствующего периода ($dwT = dvT / \sigma_{dvT}$). Можно видеть, что процесс многолетних изменений динамических аномалий гораздо более близок к статистически стационарному процессу. Традиционные аномалии дают информацию скорее об изменении климата, тогда как в динамических аномалиях составляющая, связанная с изменением климата, исключена. Нормированные динамические аномалии образуют практически стационарный процесс, не содержащий многолетних и сезонных трендов (этот вывод был дополнительно подтвержден оценками по критерию серий Вальда-Вольфовица).

Хотя проблема обновления климатических норм активно обсуждается в научной литературе, близкая постановка задачи встретилась нам лишь в (Livezey et al., 2007). В этой работе предложены три эмпирические альтернативы, которые производят “разумно точные” нормы для текущего климата и при этом обеспечивают их экстраполяцию на несколько лет

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 61



вперед. В первой из этих альтернатив (OCN – оптимальные климатические нормы) период для оценки текущих норм не фиксируется, а подбирается, исходя из формы временного ряда, и экстраполируется "по инерции". Как правило, выбирается 15–10 летний период без значительных трендов, максимально приближенный к текущему моменту (к концу ряда). В двух других альтернативах экстраполируется тренд: МНК-линейная аппроксимация по данным с середины 1970-х гг. (для территории США, в случае очень сильных линейных трендов или более длительных экстраполяций) либо МНК-оценка в применении к классу моделей hing-формы (форма "клюшки") на длительных периодах времени. В статье очень предметно и всесторонне сформулирована проблема и высказан ряд обоснованных и перспективных суждений относительно нелинейных и адаптивных методов оценки трендов. Однако все предложенные в статье решения остаются в рамках экстраполяции временного ряда (и норм) по линии тренда и, кроме того, отсутствуют критерии для однозначного выбора предпочтительной модели.

В целом, в рассмотренной статье предложен подход, который эффективен на большей части территории США (но не на всей), где текущие климатические тренды приблизительно линейны или близки к таковым. Хотя авторы статьи (Livezey et al., 2007) ставили целью "наиболее точно учесть наблюдаемые характеристики глобального изменения климата как наиболее вероятной причины быстрого изменения норм", в предложенных методиках фактически учтена зависимость не от глобального изменения климата, а от формы тренда в рассматриваемом регионе, т. е. от формы локальной зависимости от времени. В результате, связь с глобальным изменением климата обеспечивается только степенью сходства формы локального тренда и тренда глобальной температуры. И именно по этой причине данная методика не эффективна в регионах, где тренд существенно отличается от линейного и от формы "клюшки".

В данном контексте подход к оценке норм с использованием регрессионного отклика локальной температуры на изменение глобальной температуры, еще и сглаженной 11-летним фильтром (Груза, Ранькова, 2011), представляется более обоснованным. В этом случае действительно учитывается зависимость региональной климатической нормы от характеристик глобального изменения климата, отражающих суммарный эффект всех вызвавших их причин. Существенным преимуществом этого подхода является также и унифицированное для всех регионов алгоритмическое решение сопутствующих проблем (таких, как оценка OCN).

Уместно также напомнить, что в работе (Груза, Ранькова, 2004) показано, что, при регрессионной оценке региональных (локальных) проявлений глобального изменения климата, глобальная температура в качестве фактора дает более устойчивые результаты, чем время, и, следовательно, является более эффективным индикатором глобального изменения климата.

Дополнительно отметим, что, в отличие от традиционного климатического прогноза, динамические нормы уже сами по себе несут прогностическую информацию о предстоящих аномалиях температурного режима, если рассматривать их как прогноз традиционных аномалий температуры с заблаговременностью 1 год. Действительно, практически на всех исследованных станциях (70 станций СНГ) корреляция между ходом динамических норм и фактическим ходом температуры положительна, тогда как традиционный климатический прогноз, т. е. нулевое поле аномалий, таким свойством не обладает по определению. Средняя ошибка прогноза в терминах динамических норм колеблется около 0.06°С в почти симметричном интервале (от –0.35 до +0.43°С), тогда как при традиционном подходе имеет место явное смещение: среднее значение +0.42°С, а область изменения от –0.3 до +0.75°С. Одновременно отмечается определенная тенденция к улучшению этих прогнозов к концу периода. В дальнейшем предполагается усовершенствовать методы и технологию оценивания и прогноза "динамических норм" и "динамических аномалий" температуры воздуха и на их основе разработать метод поиска потенциальных предикторов для прогноза крупных аномалий погоды на сроки более трех недель.

### 1.2.6. Оценка роли 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата

Исследования квази-60-летнего цикла и его роли в изменении глобального и регионального климатов нашли свое отражение в многочислен-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 62



ных публикациях (включая IPCC, 2007), подтверждающих наличие долгопериодных колебаний (с периодами 55–70 лет) в изменении приземной температуры, глобальной и крупных регионов. Эти колебания обнаруживаются как по инструментальным наблюдениям за 150 лет, так и по многочисленным реконструкциям температурных рядов длительностью до 2000 лет и более. В предлагаемом анализе будет представлены лишь оценки, основанные на данных инструментальных наблюдений (данные палеореконструкций менее надежны, хотя и содержат весьма интересные результаты – см., например, Замолодчиков, 2013; Борзенкова и др., 2011; Mann et al., 2008 и др.). Сигнал 60-летнего колебания, помимо глобальной температуры, ярко выражен в изменениях температуры поверхности океанов в северной части Атлантики и в Тихом океане (индексы AMO, PDO), и во временном ряду глобально осредненного уровня моря (IPCC, 2007; Delworth, Mann, 2000; Schlesinger, Ramankutty, 1994; Kerr, 2000).

Природа 60-летнего колебания пока неизвестна. Есть предположения, что эти циклы связаны с внеземными влияниями, такими как изменение расстояния между Солнцем и Землей вследствие влияния положения крупных планет. В работе (Монин, Берестов, 2005) 60-летний цикл рассматривается как “самый длинный из коротких циклов”, в котором “приблизительно повторяется взаимное расположение Солнца, Юпитера и Сатурна”. Выдвигаются также гипотезы, что причиной могут быть процессы в Мировом океане (IPCC, 2007).

В ряде работ изменения климата рассматриваются как результат совместного влияния антропогенного фактора (иногда в форме тренда глобального потепления) и 50-60-летних колебаний, не связанных с антропогенной деятельностью (Schlesinger, Ramankutty, 1994; Фролов и др., 2007; Панин, 2009; Семенов, 2010; Orssengo, 2010; Мохов и др., 2012). Остановимся подробнее на количественных оценках роли разных факторов, представленных в работе (Груза, Ранькова, 2012). Данные о наблюдаемой температуре рассчитаны по массивам HadCRUT3 и CRUTEM3 (версия 2011 г., см. выше рис. 1.2.3). Массивы содержат глобальные поля в 5-градусных “боксах”, базирующиеся только на данных инструментальных наблюдений с 1850 года по настоящее время.

В качестве основных физических причин климатической изменчивости приземной температуры здесь рассматриваются:

– изменение концентрации парниковых газов в атмосфере (в данном случае использован временной ряд концентрации $CO_2$);

– естественная долгопериодная изменчивость (в частности, квази-60-летнее колебание во временных рядах температуры);

– вариации солнечной активности (использован временной ряд числа солнечных пятен SS, sunspots, как доступный за более длительный период времени, в среднем за год и для каждого месяца).

Естественная долгопериодная изменчивость представлена в этой работе составляющими, выделенными низкочастотным фильтром Поттера с периодом отсечения около 60 лет. Показано, что отфильтрованные низкочастотные составляющие, соответствующие периодам отсечения от 55 до 70 лет, очень сходны между собой. По определению, они должны содержать колебания исследуемого ряда с периодами не ниже периода отсечения (в том числе тренд, если он есть в исходном ряду). На “хвостах” ряда сглаживание выполняется по усеченным данным и потому менее надежно. Исследуемые временные ряды приведены на рис. 1.2.16 (1850–2011 гг.). На верхнем фрагменте точками показаны аномалии средней годовой глобальной приповерхностной температуры воздуха HadCRUT3. На фоне хаотических изменений температур год от года отчетливо видно, что линейные тренды для различных отрезков времени показывают малые изменения температуры до 1900-го года и существенное потепление после 1910-го года. Следует обратить внимание, что аномалии среднегодовых температур Земного шара имеют разброс всего 1.2 градуса.

На втором фрагменте аномалии температуры соединены ломаной линией Gl и показаны сглаженные кривые $Gl_{59}$ и $Gl_{67}$ (результат применения низкочастотного фильтра Поттера с периодами отсечения 59 и 67 лет). Видно, что кривые $Gl_{59}$ и $Gl_{67}$ практически совпадают и позволяют выделить два примерно 60-летних колебания от одно-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 63



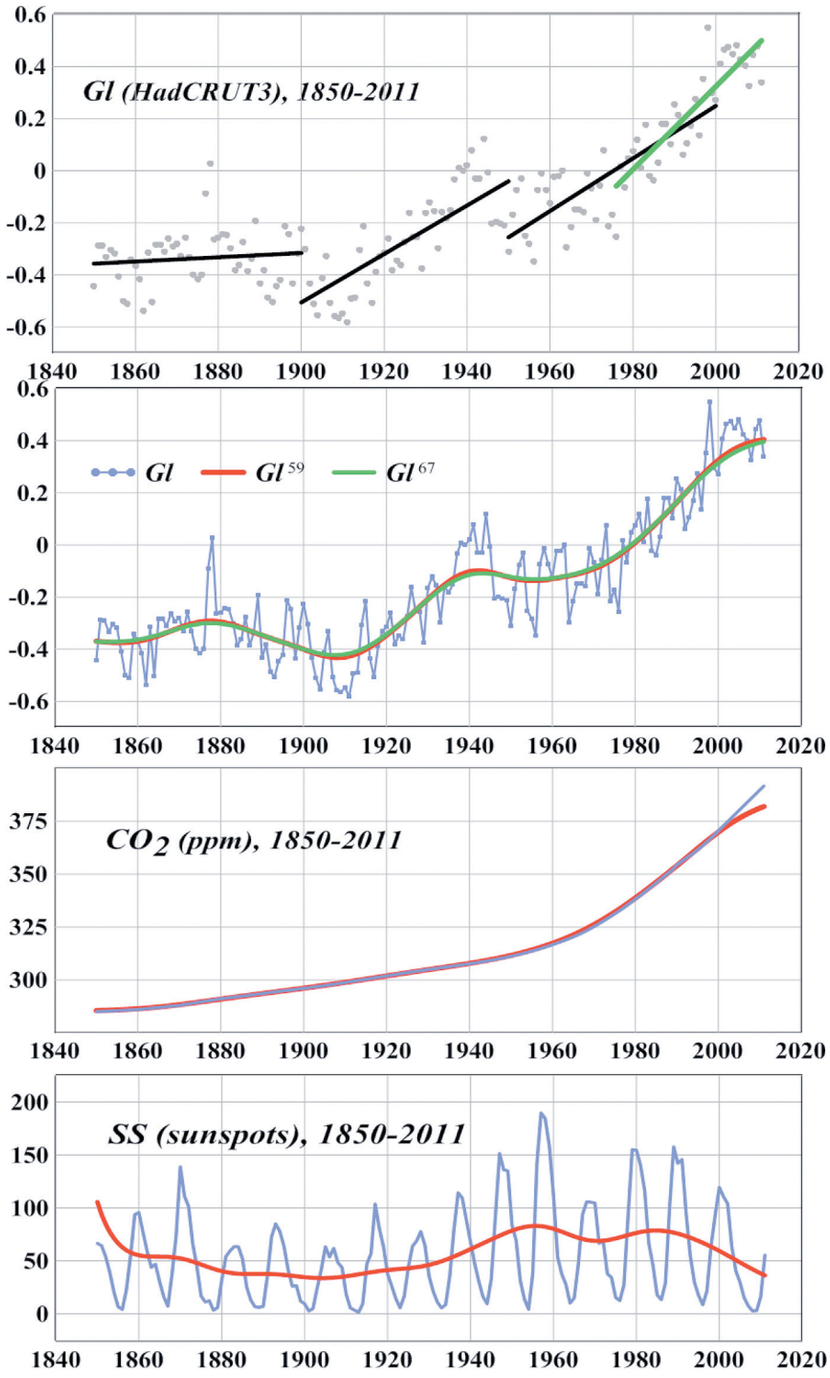



Рис. 1.2.16. Ход аномалий средних годовых значений глобальной приповерхностной температуры HadCRUT3 и факторов изменчивости приземной температуры в течение 1850–2011 гг. Аномалии рассчитаны относительно периода 1961–1990 гг.

*Сверху вниз: Наблюденные значения (точки) и линейные тренды для 4 периодов: 1850–1900, 1900–1950, 1950–2000 гг. и 1976–2011 гг.; наблюденные значения (ломаная линия Gl) и сглаженные кривые ($Gl_{59}$, $Gl_{67}$), полученные фильтром Поттера с периодами отсечения 59 и 67 лет; концентрация двуокиси углерода и число солнечных пятен (синие линии). Красными кривыми показаны компоненты, выделенные фильтром Поттера с периодом отсечения 55 лет.*

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 64



го максимума до другого: примерно от 1880 до 1940 и от 1940 до 2000 гг. Реальность этих колебаний вполне убедительна и дополнительно подтверждается результатами спектрального анализа. Монотонный рост глобальной температуры после 1910 года не вызывает сомнения и интерпретируется как "глобальное потепление вследствие роста концентрации парниковых газов в атмосфере Земли".

На следующих двух фрагментах показаны временные ряды факторов – концентрация $CO_2$ и число солнечных пятен SS. Красными кривыми показаны их составляющие, выделенные фильтром Поттера с периодом отсечения T = 55 лет. Характерно, что низкочастотная компонента хода $CO_2$ практически совпадает с самим рядом, поскольку временной ряд $CO_2$ не содержит колебаний с периодами менее 55 лет. Изгиб в конце периода подтверждает сделанное выше замечание относительно большей неопределенности результатов фильтрации на "хвостах" ряда. Аналогичная составляющая для числа солнечных пятен, по-видимому, отражает некоторую тенденцию к уменьшению амплитуды колебаний до 1930 г. и последующие два примерно 20-летних всплеска амплитуды с минимумом между ними в 1970 г. и, возможно, в конце периода.

Сравнительные оценки вклада предполагаемых факторов в изменчивость температуры проанализированы для разных регионов (земной шар, суша СП, арктический пояс, умеренные широты СП, территория России) и разных сезонов (год, январь, июль). Вклад концентрации $CO_2$ и солнечной активности оценивался с помощью линейной регрессии температуры на фактор (Груза, Ранькова, 2009), а вклад 60-летнего цикла – его низкочастотной составляющей. Оценки показали, что относительный вклад роста концентрации $CO_2$ в изменчивость температуры во всех рассмотренных регионах значительно больше, чем влияние 60-летнего цикла. Исключение представляют оценки для континентов Северного полушария (в июле) и для Арктического региона (в январе), где вклады этих двух факторов оказались сопоставимыми. Вклад солнечной активности (sunspots) в изменчивость температуры во всех случаях много ниже (менее 2%). Особо следует отметить, что для территории России практически во всех случаях два ведущих фактора (концентрация $CO_2$ и 60-летнее колебание) объясняют менее 50% изменчивости температуры (а в январе – лишь около 10%). В январе доля объясняемой этими факторами дисперсии существенно снижена и для других регионов. На основе полученных оценок сформулирован вывод: изменения средней глобальной приповерхностной температуры складываются из отклика на изменения концентрации парниковых газов и квази-60-летнего цикла, а также хаотических колебаний, связанных с чередованием синоптических процессов (рис. 1.2.17).

Понятно, что учет квази-60-летнего колебания в прогнозе изменений климата пока может быть реализован лишь в виде достаточно грубой эмпирической оценки (гидродинамическими моделями экстремумы квази-60-летнего цикла не воспроизводятся – см., например, IPCC-2007, рис. 9.5). При этом речь идет о колебаниях с амплитудой менее 0.2°C.

В работе (Груза, Ранькова, 2012б) такой эмпирический прогноз изменений глобальной температуры на 30–40 лет получен в соответствии с "моделью", представленной на рис. 1.2.17. На рис. 1.2.18 вклад квази-60-летнего цикла $T^{61}V_{CO_2}$ в изменения глобальной температуры (второй фактор) рассматривается подробнее, для года, января и июля. Общий характер колебаний в январских, июльских и годовых величинах этого фактора достаточно близок, хотя в деталях их численные оценки различны (особенно вблизи последнего максимума). Далее вводится допущение, что различия связаны со случайными ошибками, которых невозможно избежать в оценках такого рода.

Поскольку, доступный временной интервал включает лишь две "реализации" 60-летнего колебания (на рисунке они выделены цветными кривыми: розовой и голубой), которых недостаточно для статистической оценки его следующей "реализации", предлагается упрощенное решение по типу "инерционного прогноза". Другими словами, предлагается перенести каждый из двух наблюденных циклов для всех временных срезов (год, январь, июль) в точку последнего максимума. На рис. 1.2.18 момент последнего

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 65



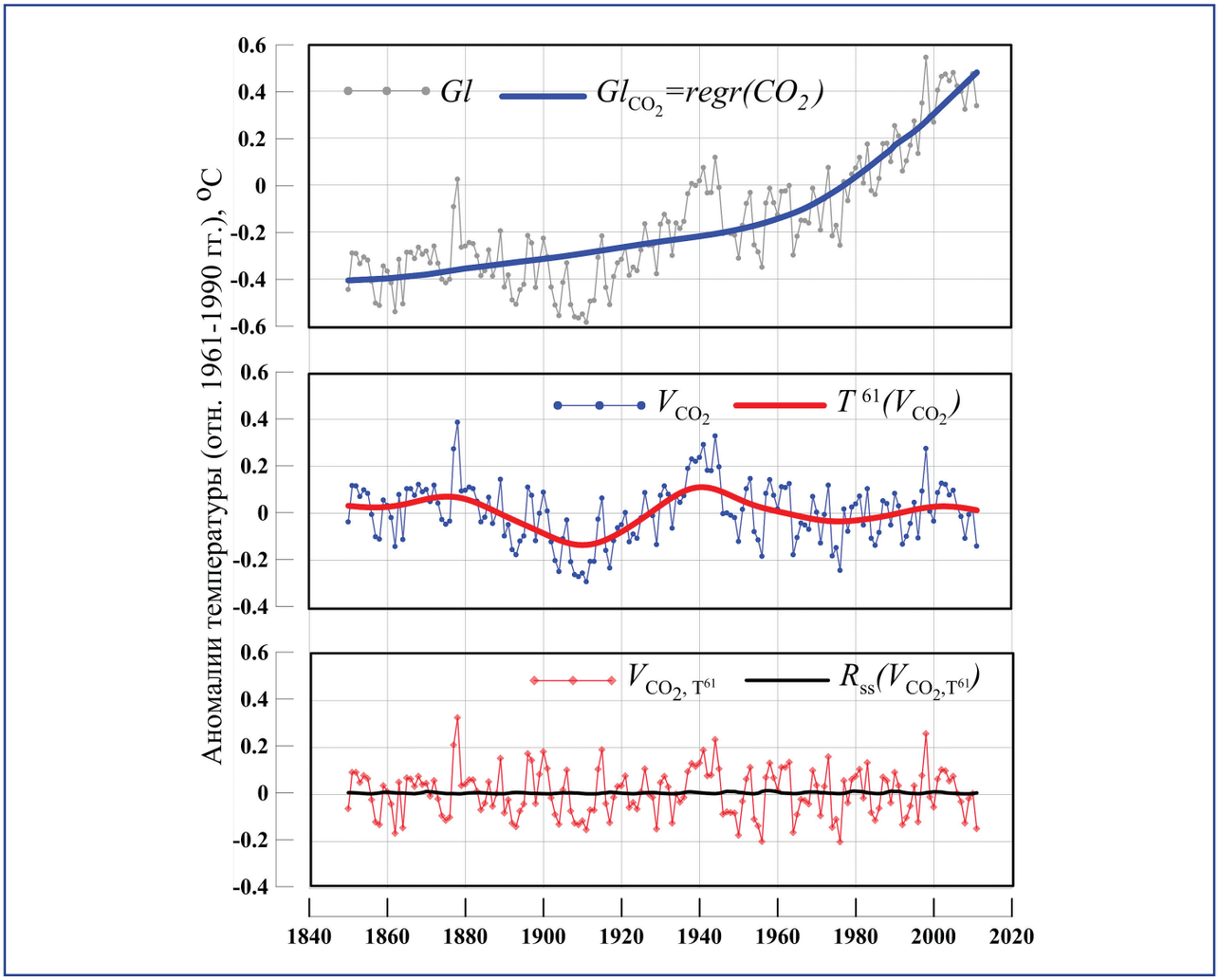



Рис. 1.2.17. Изменение средних годовых аномалий приповерхностной глобальной температуры. Вверху – ход глобальной температуры (Gl) и кривая ее регрессии на $CO_2$ ($Gl_{CO_2}$). В центре – ход остатков от регрессии ($V_{CO_2}$ = Gl – $Gl_{CO_2}$) и ее низкочастотная составляющая ($T^{61}V_{CO_2}$). Внизу – ход $V_{CO_2,T^{61}}$ (остатки после исключения обеих компонент: регрессия на $CO_2$ и $T^{61}$) и кривая ее регрессии на число солнечных пятен SS.

максимума на всех кривых показан вертикальной чертой, а подобные каждому циклу “инерционные” изменения температуры показаны кривыми соответствующего цвета. Наконец, принимается гипотеза о равнозначности всех временных срезов, и все три пары “инерционных” кривых объединяются в один пучок возможных траекторий предстоящих изменений средней глобальной температуры, независимо от календарного периода.

Конечная цель рассматриваемой задачи – формирование сценария изменений глобальной температуры воздуха в ближайшие десятилетия с учетом суммарного воздействия предполагаемых факторов. Речь идет о сценарии, поскольку предстоящие изменения внешних факторов неизвестны и оценка глобальной температуры основывается на некоторых условных (наиболее соответствующих решаемой задаче) сценариях их изменения. В нашем случае такими факторами являются концентрация парниковых газов в атмосфере и квази-60-летний цикл.

На рис. 1.2.19 представлены отклики среднегодовой глобальной температуры на изменение каждого из факторов и их суммарный эффект по данным наблюдений (до 2010 г.) и их оценка на

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 66



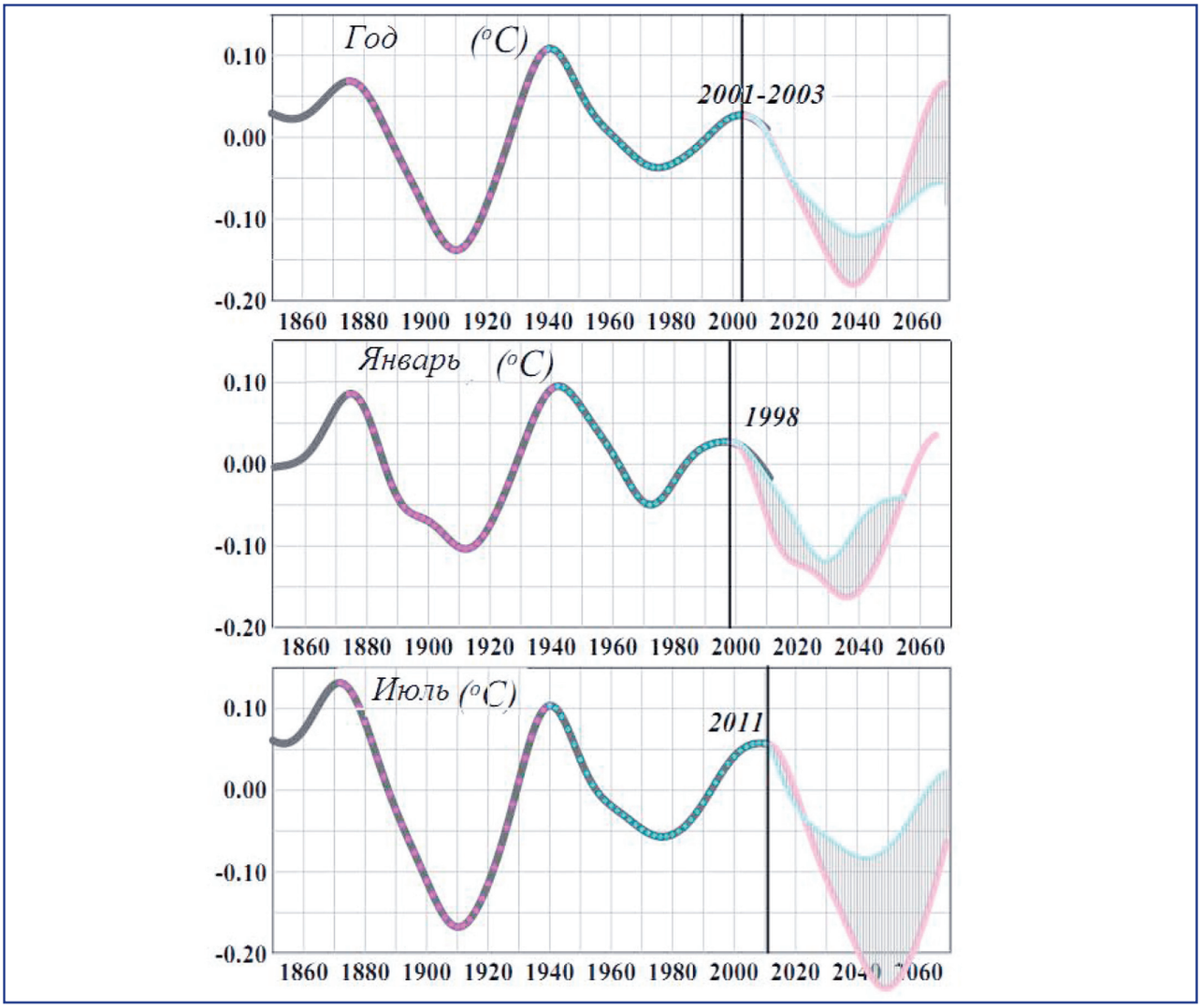



Рис. 1.2.18. Вклад 60-летнего колебания в изменение глобальной приповерхностной температуры в течение 1850–2011 гг. и оценка его изменения в следующем 60-летнем цикле (до 2070 года).

период до 2040 г. Необходимые для расчета регрессионного отклика значения регрессора (концентрация $CO_2$) на период прогноза взяты из сценария A1B МГЭИК (SRES, 2000).

На верхнем фрагменте рисунка “вклад $CO_2$” (сценарный прогноз изменения глобальной температуры вследствие изменения концентрации $CO_2$) включает ежегодную оценку ожидаемого среднего значения (черная кривая) и ее 95%-го доверительного интервала (вертикальные отрезки серого цвета). Пучком кривых зеленого цвета показан “вклад Т-60”, т. е. ожидаемые изменения глобальной температуры, связанные с квази-60-летним колебанием. За точку отсчета принят 2002 год как точка последнего максимума квази-60-летнего колебания для среднегодовых значений глобальной температуры (для разных сезонов она лежит в интервале от 1998 до 2011 г.).

Нижний фрагмент содержит только ход наблюдаемой температуры до 2010 г. включительно и искомую прогностическую оценку предстоящих изменений глобальной температуры до 2040 г. (красная кривая и доверительный интервал). Получена эта оценка суммированием вкладов обоих факторов, показанных на верхнем фрагменте.

Напомним, что полученные оценки относятся к средним 30-летним температурам (нормам) или к серединам соответствующих 30-летий. В соответст-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 67



вии с полученной оценкой можно ожидать через 30 лет (от 1981–2010 гг. к 2011–2040 гг.) повышения глобальной температуры на 0.58 ± 0.17°C, в том числе повышения на ~0.72 ± 0.11°C за счет увеличения концентрации $CO_2$ и снижения на 0.14 ± 0.06°C за счет квази-60-летнего колебания.

### 1.2.7. Заключение

1. По данным Университета Восточной Англии о приповерхностной температуре за 1850–2012 гг. (четвертая версия), самым теплым для Земного шара оказался 2010 год, за ним следуют 2005 и 1998. Соответствующие аномалии равны +0.540, +0.536, +0.523°C (различия в пределах точности расчета). Для суши Северного полушария самыми теплыми были 2007, 2010 и 2005 гг., с аномалиями +1.15, +1.08 и +1.02°C. Из 12 максимальных значений глобальной среднегодовой температуры лишь одно относится к прошлому столетию (за 1998 год), остальные 11 – все из 2000-х.

Сравнение четвертой версии данных Hadley/CRU (HadCRUT4, CRUTEM4) с третьей версией (HadCRUT3, CRUTEM3) показало, что в ходе глобальной температуры сгладился минимум 1940–1970-х и несколько повысились значения в начале ряда, в 1910–1930 и в 2000-х годах. В среднем для суши Северного полушария, различия между двумя последними версиями данных заметны лишь на “хвостах” ряда: примерно до 1886 г. температура была завышена, а с конца 1990-х – занижена. Существенных различий в оценках трендов в двух версиях данных не обнаруживается.

Температура воздуха над сушей северного полушария определенно более чувствительна к глобальному потеплению, чем температура поверх-

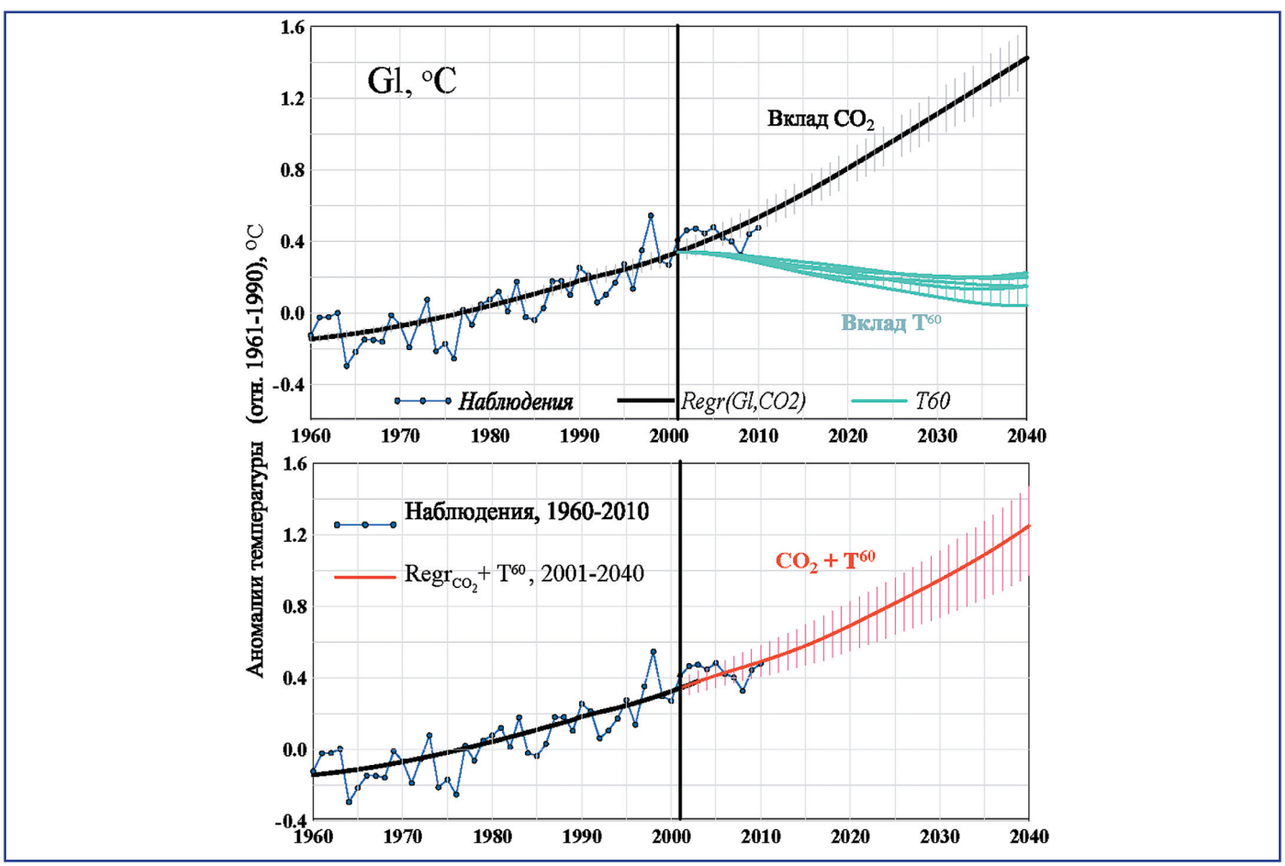



Рис. 1.2.19. Суммарная оценка (прогноз) ожидаемых изменений приповерхностной глобальной температуры на период до 2040 г. с учетом изменения концентрации $CO_2$ и фазы квази-60-летнего колебания в комплексе (комментарий см. в тексте).

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 68



ности океана. В целом, оценки указывают на продолжающееся глобальное потепление: средняя скорость потепления для Земного шара и суши Северного полушария составляет +0.166 и +0.328°C/10 лет за 1976–2012 гг. и +0.075 и +0.105°C/10 лет за 1901–2012 гг., соответственно. При этом начало XXI века остается самым теплым 12-летием за период инструментальных наблюдений, но внутри него монотонного потепления не наблюдается.

В связи с дискуссией о наблюдаемом замедлении глобального потепления, судя по оценкам Met Office, есть основания считать, что современная "пауза" еще не означает прекращение потепления. Для заключительных выводов нужны специальные исследования и более детальные и длительные данные наблюдений, а также согласующиеся оценки нескольких независимых источников.

2. Сравнение оценок линейных трендов температуры приземного воздуха за 1976–2006 гг. и 1976–2012 гг. показало, что общий уровень трендов на территории России и их основные сезонные особенности изменились несущественно. В целом для России, с добавлением 6 лет среднегодовая скорость потепления не изменилась (+0.43°C/10 лет), но стали заметнее межсезонные различия трендов. Во все сезоны, кроме зимнего, скорость потепления несколько увеличилась, а зимой, напротив, заметно снизилась (от 0.35 до 0.18°C/10 лет). Области наиболее интенсивного потепления сохранились (ЕЧР – зимой, Сибирь – весной, северо-восток России – весной и осенью) и даже расширились: зимой – за счет северной территории Западной и Средней Сибири и Дальнего Востока, летом и осенью – за счет территории ЕЧР и Восточной Сибири. Сохранилась и область похолодания зимних сезонов на крайнем северо-востоке России. Дополнительно сформировалась обширная область похолодания зим на юге Западной Сибири (относительно 1976 г.), а тенденция к уменьшению осенних температур на севере Западной Сибири сменилась тенденцией к их слабому потеплению.

На территории России тенденция к замедлению темпов потепления в 1976–2012 гг. по данным наблюдений не прослеживается в целом за год и во все сезоны, кроме зимы. Для этих сезонов, в среднем по территории России, гипотеза об отсутствии потепления уверенно отвергается (на уровне значимости 0.01%), а локальные оценки трендов положительны практически на всей российской территории. С другой стороны, данные о температуре зимних сезонов в течение 1976–2012 гг. не позволяют, в среднем для территории России, уверенно отклонить нулевую гипотезу – критический уровень значимости оказался равным 40.4%.

Динамика оценок трендов температуры зимнего сезона от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг. свидетельствует об усилении тенденции к похолоданию зимних сезонов на юге Западной Сибири и постепенному распространению ее на всю азиатскую территорию России. При этом величина локальных отрицательных трендов в точках максимальной интенсивности остается на уровне –0.6…–0.4°C/10 лет. По-видимому, полезно обратить внимание на развитие этой тенденции в ближайшие годы.

3. Для характеристики современных изменений температурного режима на территории России, в дополнение к анализу трендов за 1976–2012 гг., рассматривается изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. Выявлено практически повсеместное (на всей территории) повышение норм среднегодовой температуры, статистически значимое на 5%-м уровне. Для всех сезонов, кроме зимы, повышение норм также отмечается на всей территории, но лишь на 20–40% этой площади оно статистически значимо на уровне 5%. Изменение норм зимних температур на большей части территории России на 5%-м уровне статистически незначимо. Единственная область понижения нормы отмечена для зимних температур на крайнем северо-востоке страны, но величина его статистически незначима даже на 10%-м уровне.

4. Обсуждается концепция динамических норм и динамических аномалий, реализующая новый подход к оценке норм в условиях нестационарного климата.

Динамические нормы региональных (локальных) температур конкретного месяца (сезона) рассчитываются как регрессионный отклик на изменение глобальной температуры, которая выступает здесь в роли индикатора глобальных изменений климата. Уравнение регрессии оценивается по периоду от 20 до 40 лет (рекомендуется $N = 31$) и

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 69



экстраполируется на один год, непосредственно следующий за периодом оценивания. В связи с несомненным фактом глобального потепления и необходимостью пересмотра норм с учетом наблюдаемых изменений климата, такой подход представляется более обоснованным. В этом случае действительно учитывается зависимость региональной климатической нормы от характеристик глобального изменения климата, отражающих суммарный эффект всех вызвавших их причин.

Динамическая аномалия определяется как разность между наблюдаемой температурой и динамической нормой. Показано, что традиционные аномалии дают информацию скорее об изменении климата, тогда как в динамических аномалиях составляющая, связанная с изменением климата, исключена. Нормированные динамические аномалии образуют практически стационарный процесс, не содержащий ни межсезонных изменений, ни текущих многолетних трендов.

Предполагается, что с динамическими аномалиями могут быть связаны определенные перспективы прогноза крупных аномалий погоды на сроки более трех недель, поскольку прогностические признаки, характеризующие начальные циркуляционные и синоптические условия, ответственны за формирование именно этих динамических аномалий. Поправки на “сезонность” и “изменение климата” должны вводиться в прогноз динамических аномалий как аддитивные составляющие (например, в терминах динамических норм).

Динамические нормы уже сами по себе информативны как прогноз традиционных аномалий температуры с заблаговременностью 1 год. Показано, что корреляция между ходом динамических норм и фактическим ходом температуры положительна, тогда как традиционный климатический прогноз, т. е. нулевое поле аномалий, таким свойством не обладает по определению. Средняя ошибка прогноза в терминах динамических норм для территории России колеблется около 0.06°С в почти симметричном интервале (от –0.35 до +0.43°С), тогда как при традиционном подходе имеет место явное смещение: среднее значение ошибки +0.42°С, а область изменения от –0.3 до +0.75°С.

5. Исследован вклад 60-летнего цикла в изменчивость приземной температуры Земного шара и крупных регионов Северного полушария по данным инструментальных наблюдений за последние 150 лет. Показано, что экстремумы 60-летнего цикла обнаруживаются в рядах температуры для всех рассмотренных регионов и во все сезоны, но не воспроизводятся гидродинамическими моделями.

В качестве факторов климатической изменчивости температуры крупных регионов, наряду с 60-летним циклом, рассмотрены концентрация $CO_2$ и изменение солнечной активности (число солнечных пятен). Показано, что практически во всех случаях относительный вклад увеличения концентрации $CO_2$ значительно больше, чем влияние 60-летнего цикла. Вклад солнечной активности много ниже (менее 2%).

Сформулирован и реализован упрощенный сценарий изменения глобальной приповерхностной температуры в ближайшие десятилетия с учетом суммарного воздействия двух факторов – концентрация $CO_2$ и квази-60-летнее колебание. В соответствии с этим сценарием, снижение глобальной температуры вследствие 60-летнего колебания в первые 30 лет после точки максимума может составить до 0.20–0.25°С. С учетом влияния двух указанных факторов через 30 лет, от 1981–2010 гг. к 2011–2040 гг., можно ожидать повышения глобальной температуры на ~0.58 ± 0.17°С, в том числе повышения на ~0.72 ± 0.11°С за счет роста $CO_2$ и снижения на ~0.14 ± 0.06°С за счет 60-летнего колебания.

### 1.2.8. Литература

**Багров Н. А., 1966.** О статистических свойствах некоторых оценок прогнозов. Труды ММЦ, вып. 9, с. 61–69.

**Борзенкова И. И., Жильцова Е. Л., Лобанов В. А., 2011.** Вариации климата внетропической зоны Северного полушария за последние 1000 лет: анализ данных и возможных причин. – В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, Москва, НИЦ “Планета”, т. XXIV, с. 131–152.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2004.** Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 50–66.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 70



**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2009.** Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 11, с. 15–29.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2011.** Вероятностная оценка наблюдаемых и ожидаемых изменений климата Российской Федерации: температура воздуха. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ. с. 43–70.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012а.** Динамические климатические нормы температуры воздуха, Метеорология и гидрология, № 12, с. 5–18.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012б.** Ожидаемые и наблюдаемые изменения климата России: температура воздуха, Обнинск: ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД".194 с.

**Замолодчиков Д. Г., 2013.** Естественная и антропогенная концепции современного потепления климата, Вестник РАН, т. 83, № 3, с. 227–235.

**Монин А. С., Берестов А. А., 2005.** Новое о климате, Вестник Российской академии наук, т. 75, № 2, с. 126–138.

**Мохов И. И., Смирнов Д. А., Карпенко А. А., 2012.** Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений, Доклады Академии наук, т. 443, № 2, с. 225–231.

**Научно-прикладной справочник "Климат России", 2011.** Обнинск, ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", 2011.

**Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008.** М., Росгидромет. т. 1, 228 с. т. 2, 288 с.

**Панин Г. Н., 2009.** Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях, Доклады АН, т. 427, № 3, с. 397–402.

**Росгидромет, 2013.** Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ), Москва, ISBN 978-5-901579-38-1, с. 21–32.

**Рубинштейн Е. С., 1979.** Однородность метеорологических рядов во времени и пространстве в связи с исследованием изменения климата, Л.: Гидрометеоиздат, 80 с.

**Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г., 1966.** Современное изменение климата, Л.: Гидрометеоиздат, 200 с.

**Семенов В. А., 2010.** Долгопериодные климатические колебания в Арктике и их связь с глобальными изменениями климата. Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук, Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, 268 с.

**Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007.** Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа, Проблемы Арктики и Антарктики, № 75, с. 149–160

**Blunden J., Arndt D. S. (eds.), 2013.** State of the Climate in 2012. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 94, no. 8, 238 p.

**Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., Jones P. D., 2006.** Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850, J. Geophysical Research, vol. 111, D12106.

**Cook J., Nuccitelli D., Green S.A., Richardson M., Winkler B., Painting R., Way R., Jacobs P., Skuce A., 2013.** Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature, Environ. Res. Lett., no. 8, 024024, pp. 7.

**Delworth T. L., Mann M. E., 2000.** Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere, Clim. Dyn., vol. 16, pp. 661–676.

**Easterling D. R., Peterson T. C., 1995.** A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological time series, International journal of climatology, vol. 15, no. 4, pp. 369–377.

**Folland C. K., Parker D. E., 1995.** Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data, Quarterly J. of the Royal Meteorological Society, vol. 121, pp. 319–367.

**Hansen J. E., Ruedy R., Sato Mki., Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T., 2001.** A closer look at United States and global surface temperature change, J. Geophys. Res., vol. 106, pp. 23947–23963.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 71



**Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010.** Global surface temperature change, Rev. Geophys., vol. 48. RG4004.

**IPCC, 2007.** Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

**Ishi M., Shoji A., Sugimoto S., Matsumoto T., 2005.** Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection, Int. J. Climatol, vol. 25, pp. 865–879.

**Jones P. D., 1994.** Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993, J. of Climate, vol. 7, pp. 1794–1802.

**Jones P. D., Lister D. H., Osborn T. J., Harpham C., Salmon M., Morice C. P., 2012.** Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010, Journal of Geophysical Research, Atmospheres, vol. 117, DOI: 10.1029/2011JD017139.

**Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G., 1999.** Surface air temperature and its variations over the last 150 years, Reviews of Geophysics, vol. 37, pp. 173–199.

**Jones P. D., Osborn T. J., Briffa K. R., Folland C. K., Horton B., Alexander L. V., Parker D. E., Rayner N. A., 2001.** Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series, J. Geophys. Res., vol. 106, pp. 3371–3380.

**Kennedy J. J., Rayner N. A., Smith R. O., Saunby M., Parker D. E., 2011.** Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850, part 2: biases and homogenisation, Journal of Geophysical Research, vol. 116, DOI: 10.1029/2010JD015220.

**Kerr R. A., 2000.** A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, Science, vol. 288, pp. 1984–1985.

**Kevin C., 2012.** HadCRUT4: Analysis and critique. Posted on 13 June 2012. http://skepticalscience.com/hadcrut4_analysis_and_critique.html

**Lawrimore J. H., Menne M. J., Gleason B. E., Williams C. N., Wuertz D. B., Vose R. S., Rennie J., 2011.** An overview of the Global Historical Climatology Network monthly mean temperature data set, version 3, J. Geophys. Res., vol. 116, D19121.

**Livezey R., Vinnikov K., Timofeyeva M., Tinker R., Van Den Dool H., 2007.** Estimation and Extrapolation of Climate Normals and Climatic Trends. J. Appl. Meteor. Clim., vol. 46, pp. 1759–1776.

**Mann M. E., Zhang Z., Hughes M. K., Bradley R. S. et al., 2008.** Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia, Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 105. DOI:10.1073/pnas.0805721105.

**Menne M. J., C. N. Williams Jr., 2009.** Homogenization of temperature series via pairwise comparisons. Journal of Climate, vol. 22, no. 7, pp. 1700–1717.

**Met Office, 2013a.** Observing changes in the climate system. http://www.metoffice.gov.uk/media/pdf/e/f/Paper1_Observing_changes_in_the_climate_system.PDF

**Met Office, 2013б.** Recent pause in global warming. http://www.metoffice.gov.uk/media/pdf/q/0/Paper2_recent_pause_in_global_warming.PDF.

**Met Office, 2013в.** Paper 3: Implications for projections. http://www.metoffice.gov.uk/media/pdf/3/r/Paper3_Implications_for_projections.pdf

**Morice C. P., Kennedy J. J., Rayner N. A., Jones P. D., 2012.** Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset, J. of Geophys. Res., vol. 117. D08101.

**Orssengo G., 2010.** Predictions Of Global Mean Temperatures and IPCC Projections. Icecap, http://wattsupwiththat.com/2010/04/25/predictions-of-global-mean-temperatures-ipcc-projections/.

**Peterson T. C., Easterling D. R., 1994.** Creation of homogeneous composite climatological refer-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 72



ence series. International journal of climatology, vol. 14, no. 6, pp. 671–679.

**Peterson T. C., Vose R. S., 1997.** An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 78, no. 12, pp. 2837–2849.

**Rayner N. A., Brohan P., Parker D. E., Folland C. K., Kennedy J. J., Vanicek M., Ansell T., Tett S. F. B., 2006.** Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset, J. Climate, vol. 19, pp. 446–469.

**Rose D., 2012.** Global warming stopped 16 years ago. http://www.dailymail.co.uk/sciencetech/article-2217286.html (updated: 16 October 2012).

**Schlesinger M. E., Ramankutty N., 1994.** An oscillation in the global climate system of period 65–70 years, Nature, vol. 367, pp. 723–726.

**Smith T. M., Reynolds R. W., 2005.** A global merged land air and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997), J. Climate, vol. 18, pp. 2021–2036.

**SRES: Emission Scenarios, 2000.** Summary for Policymakers. IPCC Special Report of Working Group III. WMO/UNEP. SRES. 20 p.

**Taylor Karl E., Ronald J. Stouffer, Gerald A. Meehl, 2012.** An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 93, pp. 485–498.

**Thorne P. W., Willett K. M., Allan R. J., Bojinski S., Christy J. R., Fox N., Gilbert S., Jolliffe I., Kennedy J. J., Kent E., Klein Tank A., Lawrimore J., Parker D. E., Rayner N., Simmons A., Song L., Stott P. A., Trewin B., 2011.** Guiding the creation of a comprehensive surface temperature resource for twenty-first-century climate science. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 92, ES40–ES47. doi: http://dx.doi.org/10.1175/2011BAMS3124.1.

**WMO, 1962.** Climatic normals (CLINO) for CLIMATE and CLIMATE SHIP Stations for the period 1931–1960. WMO/OMM, no. 117, p. 52.

**WMO, 1989.** Calculation of monthly and annual 30-year standard normals. WCDP, no. 10 (WMO-TD/no. 341), Geneva, 11 p.

**WMO, 2006.** Standardised Verification System for Long-Range Forecasts. In: Manual on the GDPFS (WMO-no. 485), vol. 1. 1992 edition, Suppl. no.10 (X.2005). II.8–1 – II.8–17.

**WMO, 2010.** Standardised Verification System for Long-Range Forecasts. In: Manual on the GDPFS (WMO-no. 485), vol. 1. Updated in 2012, 2013. II.8–1 – II.8–17.

# ГЛАВА 1.3. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

**Э. Г. Богданова**

С. Ю. Гаврилова, Б. М. Ильин, Э. Я. Ранькова

## 1.3.1. Введение

Глава о климатических изменениях атмосферных осадков в настоящем докладе разделена на две части.

В первой части (1.3.2), подготовленной Э. Я. Раньковой, анализируются тенденции современных изменений режима осадков на территории России по данным наблюдений за 1936–2012 гг. Используется методика мониторинга климата, разработанная в ИГКЭ, и массив данных ИГКЭ о месячных суммах осадков на 455 станциях, расположенных на территории России и стран СНГ. Массив создан на основе данных стандартных наблюдений, архивируемых во ВНИИГМИ-МЦД, в которых в результаты наблюдений за осадками введены стандартные поправки на смачивание*, а данные дождемера приведены к показаниям осадкомера (по методике Ц. А. Швер) на уровне месячных сумм осадков. Оценки текущего состояния и изменения режима осадков на территории России по данным массива ИГКЭ ежегодно публикуются в официальных документах Росгидромета (например, Росгидромет, 2013).

Между тем, появляются новые возможности углубления анализа временных рядов атмосфер-

* Численные значения поправок на смачивание определены в ГГО в результате многолетних экспериментальных исследований под руководством И. Н. Нечаева (Нечаев, 1965).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 73



ных осадков. Во ВНИИГМИ-МЦД создан улучшенный архив синоптических данных из 3- и 6-часовых наблюдений за 1936–2010 гг. (Булыгина и др., 2013). На основе этого архива в ГГО им. А. И. Воейкова создан массив данных о срочных суммах осадков на 457 климатических станциях России с использованием методики, развивавшейся в ГГИ и ГГО на протяжении многих лет и учитывающей на уровне срочных измерений все систематические погрешности измерения осадков стандартными сетевыми приборами (WMO, 1998; Богданова и др., 2002). В настоящее время работа по расширению этого массива на большее число станций продолжается. Во второй части настоящей главы (1.3.3), подготовленной Э. Г. Богдановой, С. Ю. Гавриловой и Б. М. Ильиным, приводятся оценки, полученные в ГГО на основе этого массива.

Оценки наблюдаемых изменений осадков, приведенные в этих двух частях настоящей главы, различаются между собой. Эти различия и порожденные ими неопределенности картины наблюдаемых на территории России изменений режима осадков остаются предметом дискуссий между специалистами.

### 1.3.2. Тенденции современных изменений режима осадков на территории России (по данным массива ИГКЭ)

Рассматриваемые ниже оценки получены по данным о месячных суммах осадков в базовом массиве мониторинга климата России, продленным по 2012 г. (Росгидромет, 2013). В этом массиве исторические ряды содержат поправки на смачивание (Наставление, 1969; МУ, 1969а; внесены ретроспективно) и стандартное приведение данных дождемера к показаниям осадкомера (Швер, 1976). Данные после 1966 года до настоящего времени содержат поправки на смачивание, введенные наблюдателем в каждое измерение (Наставление, 1969; 1985; 2000; МУ, 1969б). Можно ожидать, таким образом, что исторические ряды до 1966 года в большей мере подвержены инструментальной неоднородности.

Оценки, представленные в первом Оценочном докладе Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008) были получены по данным этого же массива (по 2006 г. включительно) и по той же методике обработки. Таким образом, их сопоставление с текущими оценками вполне правомерно, и изменения тенденций следует отнести за счет реально наблюдаемых климатических изменений последних 6 лет.

Используемый массив включает данные об атмосферных осадках на 455 станциях, расположенных на постсоветской территории (из них 310 станций – российские). Данные выражены в аномалиях (отклонениях от соответствующих средних за 1961–1990 гг.) и осреднены внутри календарных сезонов каждого года и года в целом. В результате, годовые и сезонные аномалии сумм осадков выражены в мм/месяц, т. е. приведены к масштабу месячных сумм. Регионально осредненные оценки приведены, как и в предыдущем выпуске, для территории России в целом и шести крупных физико-географических регионов. Дополнительно представлены оценки для федеральных округов РФ. Границы регионов приведены выше в главе 1.2 (рис. 1.2.6).

#### *1.3.2.1. Атмосферные осадки, осредненные по территории РФ*

Самое общее представление о характере современных изменений режима атмосферных осадков на территории РФ дают временные ряды пространственно осредненных (по всей территории) аномалий атмосферных осадков: средних годовых (рис. 1.3.1) и сезонных (рис. 1.3.2).

В целом по России, тренд годовых сумм положительный (+0.8 мм/месяц/10 лет) и описывает 24% суммарной межгодовой изменчивости ряда (т. е. тренд небольшой, но статистически значимый даже на 0.5%-м уровне). Основной вклад принадлежит весеннему сезону (1.4 мм/месяц/10 лет, вклад в дисперсию ряда 23%) и отчасти осени, тогда как в изменении осадков зимы и лета линейный тренд (т. е. однонаправленные изменения) практически отсутствует. Наибольшее количество осадков на территории России в среднем выпадает летом и осенью – норма 1961–1990 гг. равна 64.4 и 42.1 мм/месяц соответственно (или 193.2 и 126.3 мм за сезон). Соответствующие значения для зимы и весны составляют, соответственно, 23.6 и 27.5 мм/месяц,

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 74



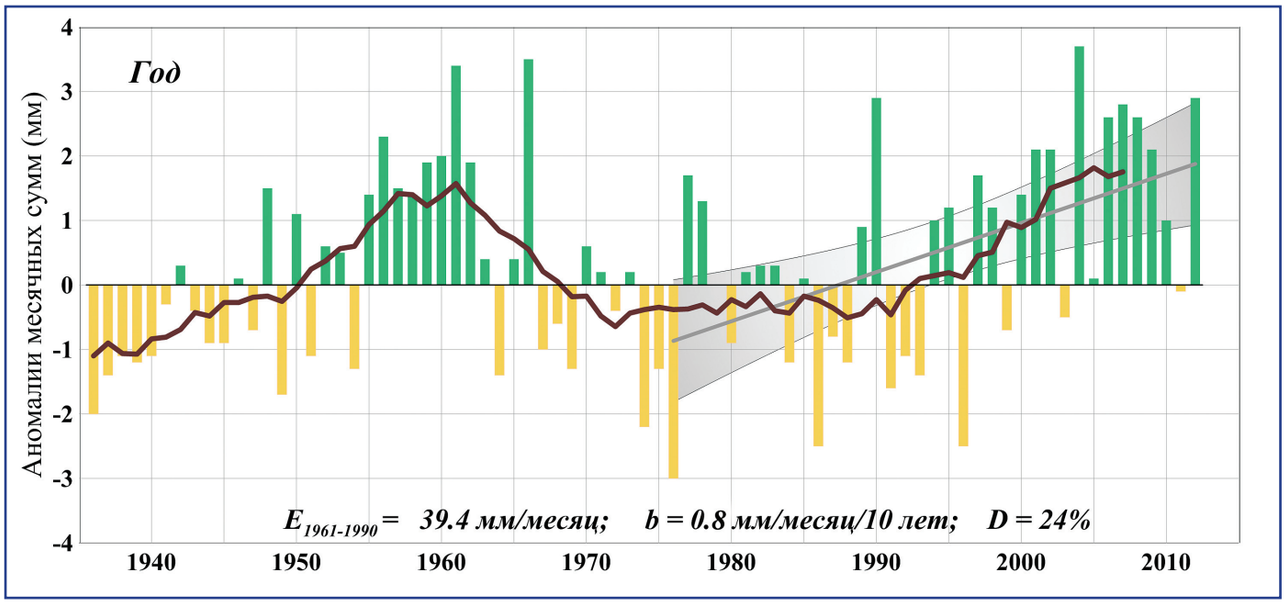



Рис. 1.3.1. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории Российской Федерации, 1936–2012 гг.
*Аномалии рассчитаны как отклонения от среднего за 1961–1990 гг. Сглаженная кривая получена 11-летним скользящим осреднением. Линейный тренд и его 95%-й доверительный интервал приведены по данным за 1976–2012 гг.: b – коэффициент тренда, D – вклад в суммарную дисперсию.*

т. е. менее 90 мм за сезон. Интересно при этом, что указанные значения норм (для территории России в среднем) от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. изменились весьма незначительно (менее чем на 1 мм/месяц). Этот факт, в свою очередь, подтверждает отсутствие существенных изменений в режиме осадков за последние 50–60 лет в среднем по территории Российской Федерации.

### *1.3.2.2. Атмосферные осадки в регионах РФ*

Региональные особенности изменений режима осадков на территории России рассматриваются здесь для шести физико-географических регионов и восьми федеральных округов РФ (Глава 1.2, рис. 1.2.6). Соответствующие регионально осредненные временные ряды аномалий годовых сумм осадков приведены на рисунках 1.3.3, 1.3.4 за период с 1966 года (как указано выше, данные наблюдений до 1966 года содержат существенную инструментальную неоднородность, которая в большей степени проявляется при осреднении по менее крупным территориям).

Числовые значения используемых статистик (нормы 1961–1990 гг. и оценки трендов за 1976–2012 гг.) приведены в табл. 1.3.1 для всех рассмотренных регионов и сезонов, т. е. для средних годовых и сезонных сумм осадков, осредненных по территории России в целом и по каждому из 14 регионов.

По оценкам трендов регионально осредненных сумм осадков выделяются сибирские регионы: Средняя Сибирь (явная тенденция к увеличению осадков летом и менее существенная – весной и осенью), Западная Сибирь (весной) и Восточная Сибирь (весной и осенью). В Европейской части России уверенная тенденция к увеличению осадков отмечается только весной. По результатам для федеральных округов также выделяются Сибирский и Дальневосточный округа (табл. 1.3.1). Отметим дополнительно, что изменения годовых сумм осадков на протяжении последних 30–40 лет, осредненных по территории регионов Сибирский федеральный округ (рис. 1.3.4) и Средняя Сибирь (рис. 1.3.3), имеют выраженный монотонный характер, тогда как в остальных регионах тренды выявляются на фоне очень значительных колебаний.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 75



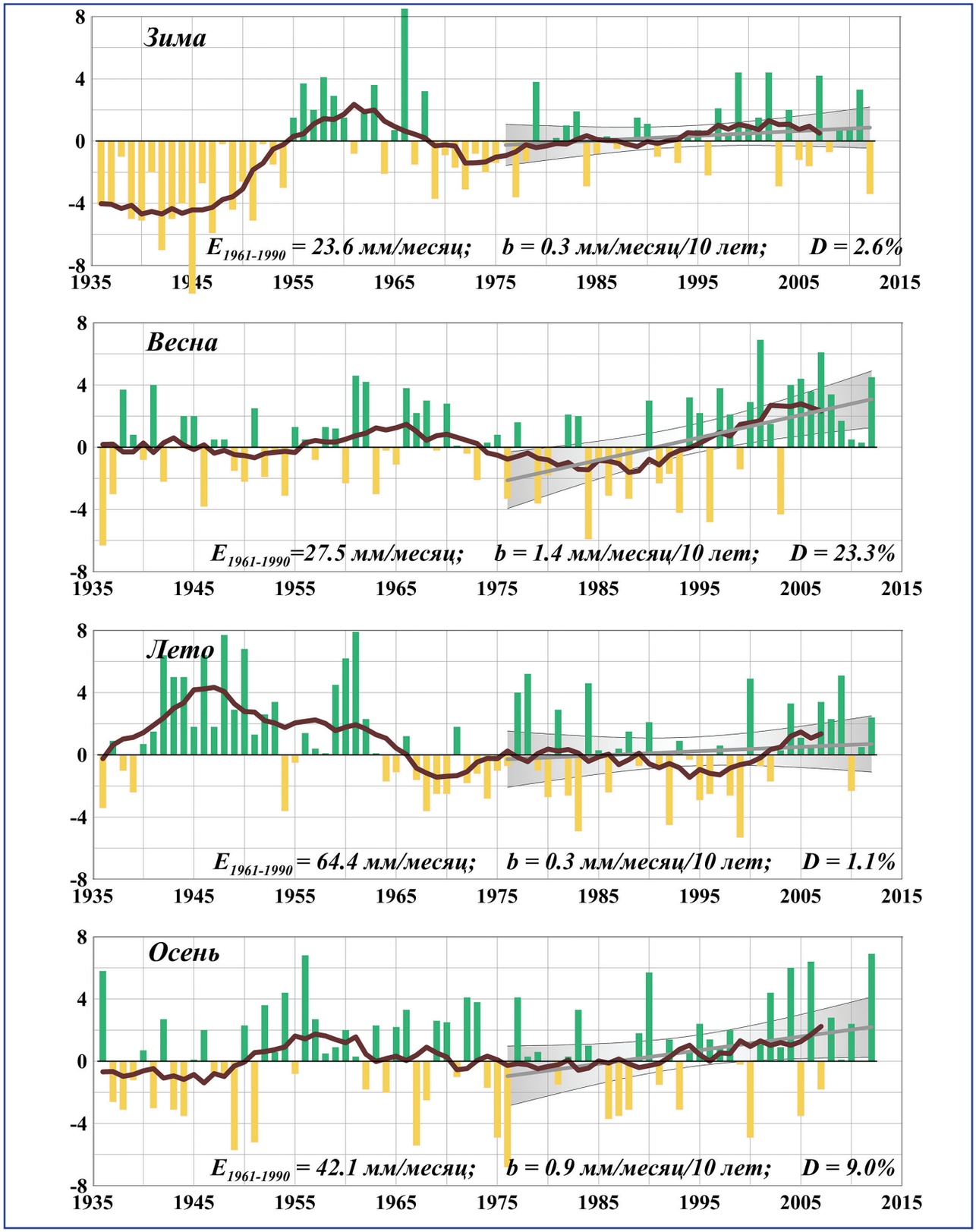



Рис. 1.3.2. Средние сезонные аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории Российской Федерации, 1936–2012 гг. Усл. обозначения см. на рис. 1.3.1.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 76



*Таблица 1.3.1. Оценки статистических характеристик регионально осредненных годовых и сезонных сумм атмосферных осадков на территории России: E – среднее значение (норма, мм/месяц); b – коэффициент линейного тренда (мм/месяц/10 лет), D – вклад тренда в дисперсию (%)*

| Регион | Год | | | Зима | | | Весна | | | Лето | | | Осень | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ***E*** | ***b*** | ***D*** | ***E*** | ***b*** | ***D*** | ***E*** | ***b*** | ***D*** | ***E*** | ***b*** | ***D*** | ***E*** | ***b*** | ***D*** |
| **Российская Федерация** | | | | | | | | | | | | | | | |
| РФ | 39.4 | **0.8** | **24** | 23.6 | 0.3 | 3 | 27.5 | **1.4** | **23** | 64.4 | 0.3 | 1 | 42.1 | 0.9 | 9 |
| **Физико-географические регионы** | | | | | | | | | | | | | | | |
| ЕЧР | 47.2 | 0.5 | 3 | 37.5 | 0.7 | 3 | 36.8 | **1.9** | **14** | 63.0 | –1.5 | 4 | 51.7 | 0.6 | 1 |
| ЗС | 38.8 | 0.7 | 5 | 22.7 | 0.2 | 0 | 28.2 | **1.9** | **19** | 62.5 | 0.4 | 0 | 41.8 | 0.3 | 0 |
| СС | 31.6 | **1.1** | **25** | 17.7 | 0.0 | 0 | 21.0 | **0.8** | **12** | 53.7 | **2.7** | **18** | 33.8 | **1.1** | **13** |
| ПБЗБ | 34.4 | **1.1** | **14** | 10.5 | 0.5 | 9 | 19.9 | 0.9 | 6 | 79.5 | 1.9 | 5 | 27.6 | 1.2 | 8 |
| ПАПМ | 53.6 | 0.5 | 1 | 15.2 | 1.1 | 8 | 38.1 | 1.6 | 4 | 104.8 | –0.8 | 0 | 55.9 | –0.1 | 0 |
| ВС | 32.9 | 0.9 | 10 | 22.1 | –0.4 | 1 | 19.4 | **1.1** | **18** | 52 | –0.1 | 0 | 38.1 | **2.1** | **17** |
| **Федеральные округа РФ** | | | | | | | | | | | | | | | |
| СЗФО | 47.9 | **1.3** | **13** | 34.8 | 1.3 | 6 | 34.1 | **1.9** | **15** | 66.0 | 0.4 | 0 | 56.4 | 1.1 | 2 |
| ЦФО | 50.4 | –0.1 | 0 | 39.8 | 0.8 | 1 | 39.2 | 0.8 | 1 | 71.0 | –3.2 | 6 | 51.7 | 0.8 | 1 |
| ПФО | 43.6 | –0.4 | 1 | 34.2 | –0.2 | 0 | 32.9 | 2.2 | 9 | 59.0 | –2.8 | 6 | 48.7 | –0.8 | 1 |
| ЮФО | 43.5 | 0.2 | 0 | 43.1 | 0.2 | 0 | 38.9 | 1.8 | 5 | 49.2 | –1.9 | 3 | 42.6 | 0.9 | 1 |
| СКФО | 55.2 | **1.9** | **11** | 48.5 | 1.7 | 4 | 55.4 | 2.8 | 7 | 61.5 | 0 | 0 | 54.9 | 1.9 | 2 |
| УФО | 40.8 | 0.7 | 4 | 24.4 | 0.1 | 0 | 28.7 | **2.5** | **22** | 65.1 | –0.5 | 1 | 44.8 | 0.7 | 1 |
| СФО | 35.5 | **0.8** | **20** | 18 | 0.2 | 1 | 23.9 | 0.8 | 7 | 65.0 | **1.9** | **16** | 35.0 | 0.6 | 4 |
| ДВФО | 36.6 | **0.9** | **14** | 18.1 | 0.1 | 0 | 23.5 | **1.3** | **23** | 64.7 | 0.4 | 0 | 40.1 | **1.4** | **15** |

*Примечание.* Период оценки норм: 1961–1990 гг. Период оценки трендов: 1976–2012 гг. Выделены оценки, значимые на 5%-м уровне.

*Список сокращений.* Регионы: ЕЧР – Европейская часть России; ЗС – Западная Сибирь; СС – Средняя Сибирь; ПБПЗ – Прибайкалье и Забайкалье; ПАПМ – Приамурье и Приморье; ВС – Восточная Сибирь. Федеральные округа: СЗФО – Северо-западный; ЦФО – Центральный; ПФО – Приволжский; ЮФО – Южный; СКФО – Северо-Кавказский; УФО – Уральский; СФО – Сибирский; ДВФО – Дальневосточный.

### *1.3.2.3. Тенденции современных изменений режима атмосферных осадков*

Более полное представление о характере изменений режима осадков на территории России дают пространственные распределения локальных коэффициентов линейных трендов (рис. 1.3.5 для годовых сумм осадков и рис. 1.3.6 для сезонных сумм). Оценки получены по станционным временным рядам годовых и сезонных аномалий осадков за 1976–2012 гг. (в точках расположения станций) и затем картированы. Дополнительно на обоих рисунках представлены оценки трендов за 1976–2006 гг. для сравнения с выводами, опубликованными в Первом оценочном докладе Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008).

В современных изменениях годовых сумм осадков (рис. 1.3.5) на территории России преобладает тенденция к росту. Скорость роста почти нигде не превышает 5%/10 лет, за исключением отдельных областей в Сибири и на Дальнем Востоке (за счет весны и осени). Убывание годовых сумм осадков (также менее 5%/10 лет) обнаруживается на ЕЧР (в широтном поясе 50–60° с.ш.) и Южном Урале, вдоль южной границы России на Дальнем Востоке и на севере Чукотки.

Региональные особенности изменения сезонных сумм осадков более заметны. Так, весной почти на всей территории России отмечается увеличение осадков, с максимумами до 15–20% нормы за 10 лет в Восточной Сибири (от Байкала до Чукотки), в Закавказье и в Западной Сибири. Сходная картина получена и для осени – преобладание положительных изменений, хотя и менее интенсивных, с максимумом в Восточной Сибири. Однако зимой и летом почти половина территории России находится в области уменьшения осадков. Зимой – это большая часть азиатской

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 77



территории РФ, а летом – напротив, территория от западных границ России до Красноярского края (кроме севера ЕЧР), а в азиатской части – лишь Арктическое побережье (Таймыр и к востоку от Новосибирских островов, включая Чукотку), Камчатка и юг Дальнего Востока.

В сравнении с оценками трендов за 1976–2006 гг. (ОД_РФ-1, 2008), направленность изменений режима осадков, их сезонные и географические особенности за прошедшие 6 лет изменились несущественно. В целом, уменьшилась интенсивность трендов обоих знаков, и сократились области уменьшения осадков. Как и ранее, интенсивность тенденций в изменении осадков зимой и весной заметно выше, чем летом и осенью. Однако это может объясняться выбранной единицей измерения: скорость изменения осадков представлена в % нормы за 10 лет, а норма осадков, как показано выше, летом и осенью больше, чем зимой и весной.

Таким образом, в современных (1976–2012 гг.) изменениях режима осадков следует отметить, во-первых, сохраняющуюся тенденцию к уменьшению осадков в азиатской части России зимой и к увеличению их в остальные сезоны. Во-вторых, почти во все сезоны имеют место разнонаправлен-

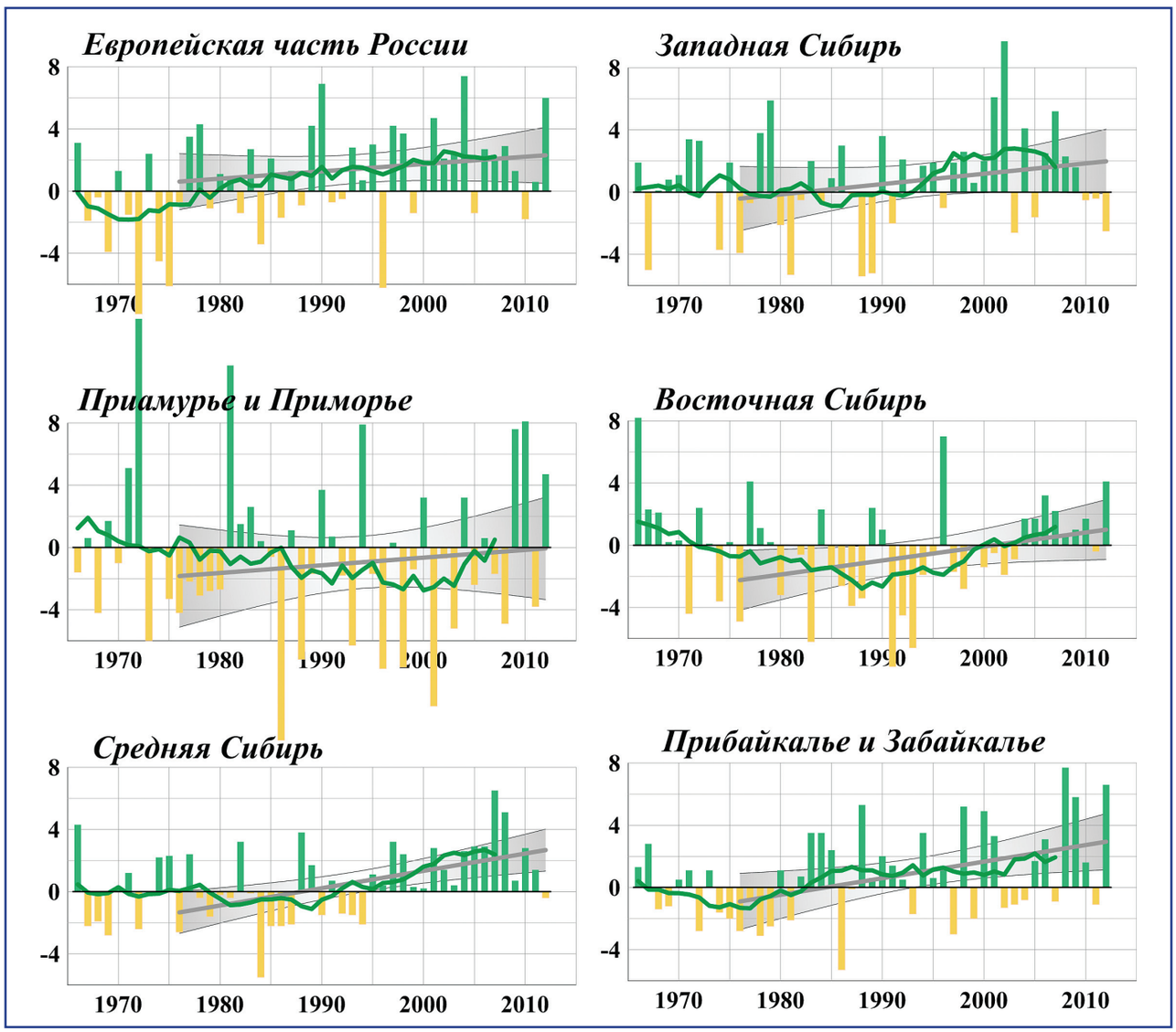



Рис. 1.3.3. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории физико-географических регионов России, 1966–2012 гг. Усл. обозначения см. на рис. 1.3.1.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 78



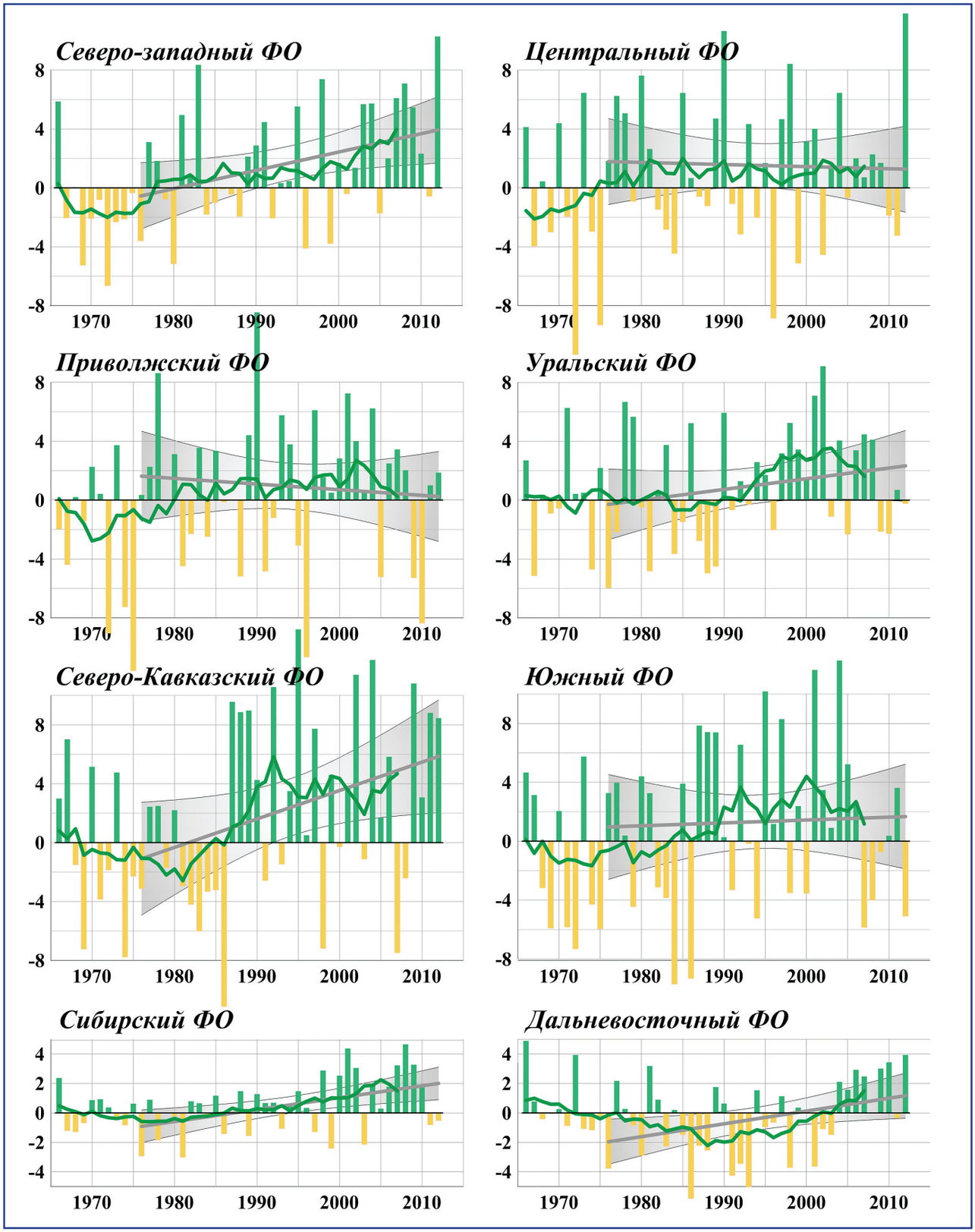



Рис. 1.3.4. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории Федеральных округов РФ.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 79



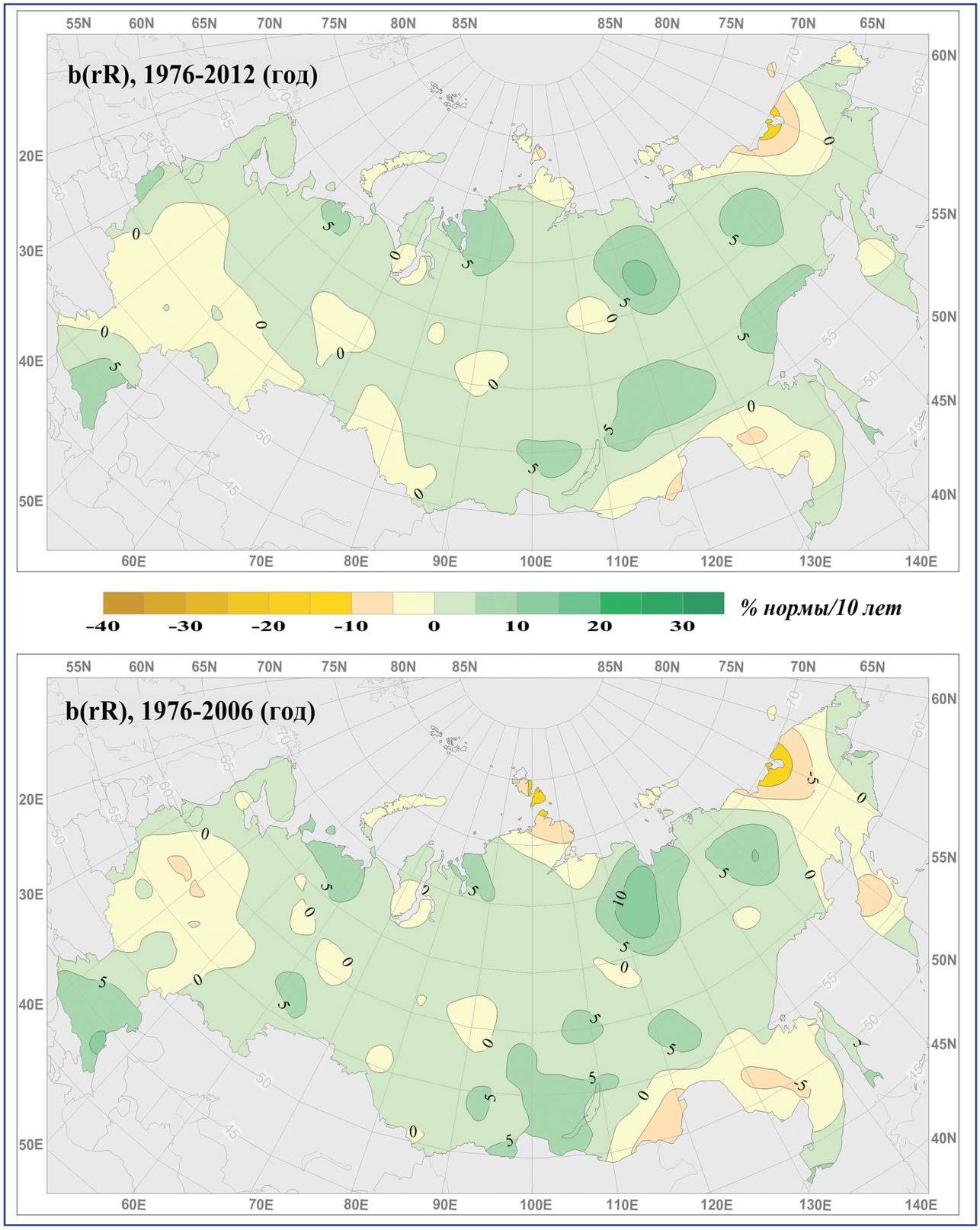



Рис. 1.3.5. Пространственные распределения локальных коэффициентов линейного тренда годовых сумм осадков на территории России (в % от нормы за 10 лет): вверху — за 1976–2012 гг., внизу — за 1976–2006 гг.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 80



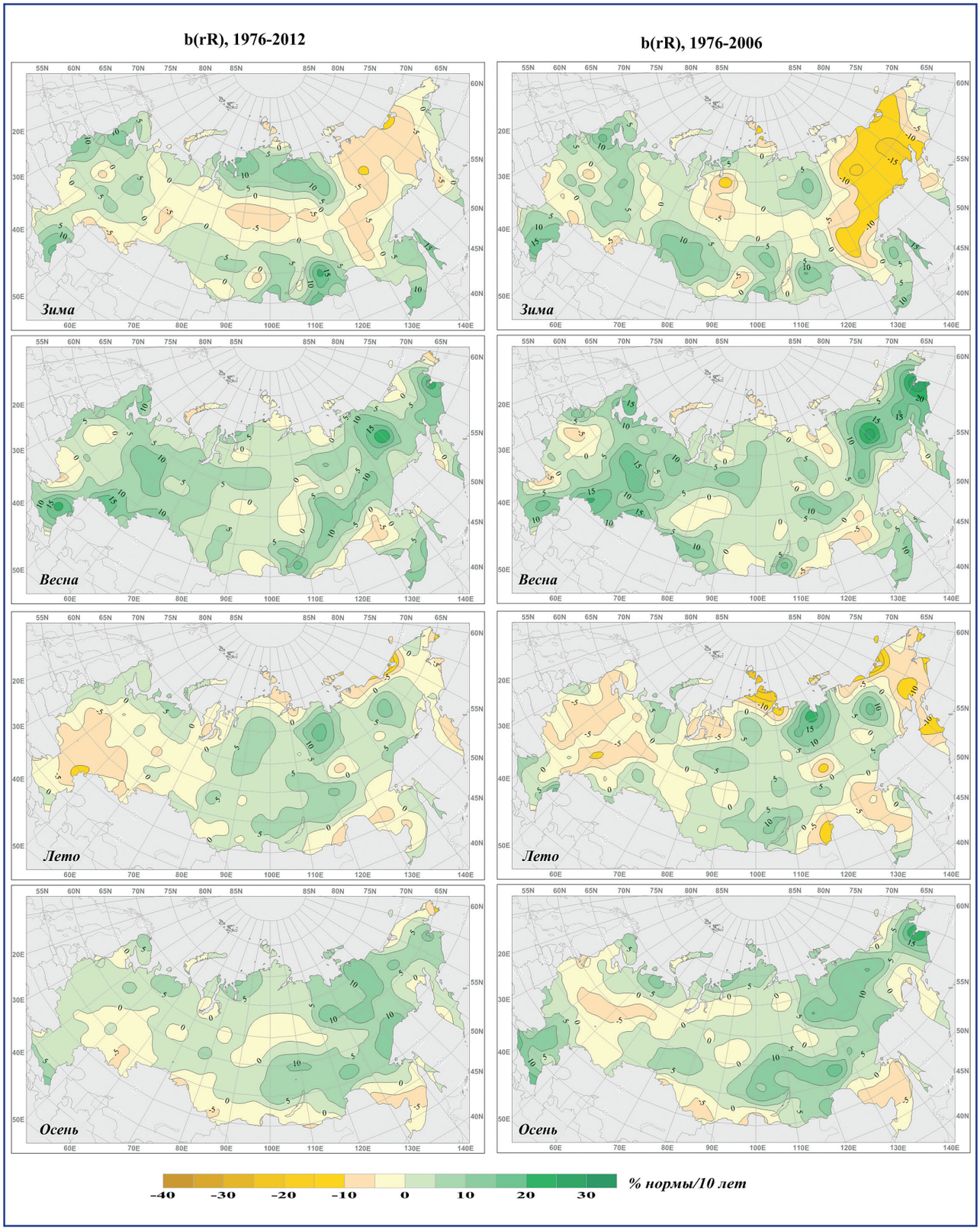



Рис. 1.3.6. Пространственные распределения локальных коэффициентов линейного тренда сезонных сумм осадков на территории России (в % от нормы за 10 лет): слева – за 1976–2012 гг., справа– за 1976–2006 гг.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 81



ные тенденции в разных регионах – в частности, на европейской территории и в Восточной Сибири. В результате, в годовых суммах регионально осредненных осадков, тем более в среднем по всей территории России, тренды несущественны и отмечаются на фоне интенсивных межгодичных флуктуаций.

#### *1.3.2.4 Заключение*

Полученный по методике ИГКЭ тренд годовых сумм осадков за период 1976–2012 гг. на бóльшей части территории России положительный. В среднем по России он составляет +0.8 мм/мес/10 лет и описывает 24% суммарной межгодовой изменчивости. Максимальная скорость увеличения годовых сумм осадков наблюдается в Средней Сибири, где количество осадков увеличивается во все сезоны, кроме зимы.

Преимущественно положительный тренд наблюдается и в отдельные сезоны. Тенденция к увеличению осадков наиболее выражена весной, когда линейный тренд, в среднем по территории РФ, объясняет 23% суммарной изменчивости осадков, и на обширных территориях локальный тренд превышает 5% нормы за 10 лет.

Уменьшение осадков заметно на азиатской территории России зимой и на ЕЧР летом. Кроме того, зафиксировано уменьшение осадков летом на Таймыре, на северо-востоке страны (от Арктического побережья до Камчатки) и на юге Восточной Сибири (от Забайкалья до Дальнего Востока, включая бóльшую часть Хабаровского края и Приморский край).

Изменения регионально осредненных годовых сумм осадков во всех регионах отмечаются на фоне интенсивных межгодичных флуктуаций. Исключение представляет регион Средней Сибири (территория Сибирского ФО), где в период после 1976 г. изменения осадков носят явно монотонный характер.

### *1.3.3. Многолетние изменения режима осадков на территории России (по данным массива ГГО)*

В главе “Атмосферные осадки” Первого оценочного доклада Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008) приводится детальное, снабженное обширной библиографией, обоснование необходимости гомогенизации временных рядов инструментальных данных об осадках. Подробно анализируются возможные причины нарушения однородности рядов и искажения, которые могут в связи с ними возникать в результатах исследования пространственных и временных изменений различных характеристик осадков.

Разработанная в последние полтора десятилетия совместно в ГГИ и ГГО методика корректировки (WMO, 1998; Голубев и др., 2000; Богданова и др., 2000; 2002; 2006; 2007; 2010; Гаврилова, 2010; Bogdanova et al., 2002), позволяет учитывать все систематические погрешности измерения осадков на уровне суточных и срочных данных с использованием набора сопутствующих метеорологических характеристик, а также сведений о временных изменениях защищенности осадкомерных приборов, оказывающей значительное влияние на величину ветрового недоучета (Богданова и др., 2006). В основу методики ГГИ–ГГО положены эмпирические зависимости между основными систематическими погрешностями измерения осадков (аэродинамической (ветровой недоучет), потерями на смачивание внутренней поверхности осадкосборника, искажением в результате процессов испарения собранных осадков из прибора и конденсации на внутренней его поверхности, а также возможного попадания в осадкомер “ложных” осадков, поднятых во время сильных метелей с поверхности снежного покрова до и выше уровня приемной поверхности прибора) и наблюдаемыми в период их выпадения метеорологическими характеристиками.

С применением этой методики и на основе архива 3- и 6-часовых метеорологических наблюдений, подготовленного во ВНИИГМИ-МЦД (Разуваев и др., 1995) и продленного там же до 2000 г., первоначально в ГГО был создан массив полностью скорректированных осадков суточного разрешения для 100 станций на территории России за период с 1936 по 2000 г. Данные этого массива позволили оценить различия между характеристиками осадков, исправленных только на смачивание и скорректированных полностью с учетом всех систематических погрешностей их измерения (рис. 1.3.7). Различия оказываются сущест-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 82



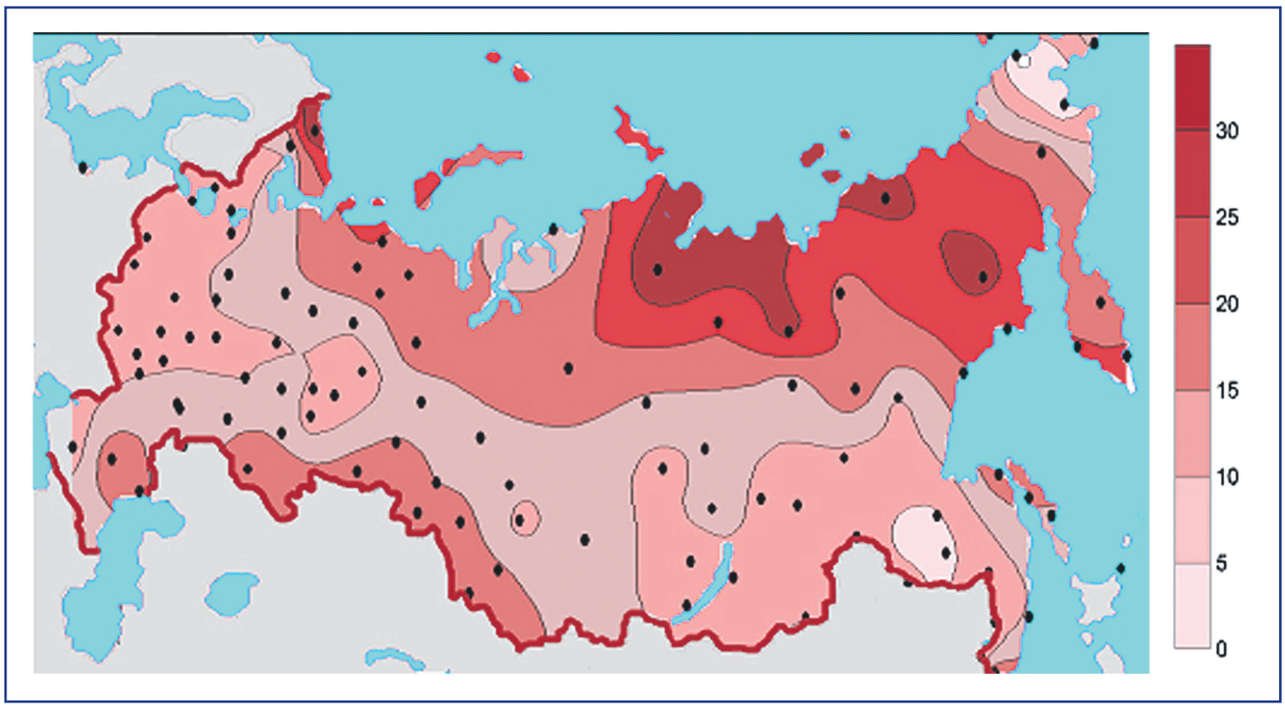



Рис. 1.3.7. Процентное отношение средних многолетних годовых сумм осадков, исправленных с учетом всех систематических погрешностей измерения ($P_{общ}$) (Богданова и др., 2010), к суммам осадков, исправленным только за счет потерь на смачивание ($P_{см}$) за период 1967–2000 гг. (поправки, компенсирующие потери на смачивание, стали вводиться в данные срочных измерений осадков с 1966–1967 гг.).

венными, преимущественно – в полярных широтах, где вклад твердых осадков в годовую сумму достаточно высок.

Однако различие средних многолетних значений сумм осадков еще не означает, что какие-то различия обязательно будут в характеристиках трендов временных рядов осадков. Из общефизических соображений можно предположить, что временные ряды величин поправок также неоднородны (меняется местоположение станций, защищенность установки прибора, ветровой режим и т. п.). В таком случае характеристики временных трендов осадков, скорректированных частично или полностью, могут различаться между собой (рис.1.3.8). Положительные коэффициенты линейных трендов годовых осадков (75% от всей выборки), рассчитанные с учетом только поправки на смачивание в среднем на 57% больше, чем соответствующие коэффициенты, рассчитанные по массиву ГГО. Для отрицательных трендов картина обратная: тренды, рассчитанные с учетом поправки на смачивание по абсолютному значению меньше, чем по массиву ГГО на 65%, однако доля отрицательных трендов составляют всего 25% от всей выборки.

Таким образом, годовые суммы осадков, скорректированные на систематический недоучет в основном за счет влияния ветра, (рис. 1.3.7) оказываются систематически больше, а значения преобладающих положительных коэффициентов линейных трендов годовых осадков (рис. 1.3.8) – меньше, чем соответствующие характеристики осадков, учитывающие лишь потери на смачивание.

В самое последнее время во ВНИИГМИ-МЦД создан архив срочных данных основных метеорологических параметров (Булыгина и др., 2013). В отличие от упомянутого выше архива ВНИИГМИ-МЦД (Разуваев и др., 1995) последний содержит большее число станций на территории России (457), более продолжительный период наблюдений (1936–2010 гг.) и дополнительные сведения об атмосферных явлениях и их продолжительности в пункте наблюдений. Эти сведения позволяют уточнить алгоритм и программу корректировки измеренных осадков и произво-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 83



дить ее на уровне данных срочных наблюдений. В результате такой корректировки в ГГО были получены исправленные срочные суммы осадков для всех 457 климатических станций за период 1936–2010 гг.

Представленные ниже результаты получены на основе использования в качестве исходного материала сумм осадков, скорректированных на основании улучшенного архива срочных данных и применения уточненной программы корректировки срочных сумм осадков*. Пространственное осреднение годовых и сезонных сумм осадков для расчета соответствующих трендов производилось арифметически. При пространственном осреднении сумм осадков в (ОД_РФ-1, 2008) при расчетах трендов в ИГКЭ использовался иной способ осреднения, применяемый к аномалиям и учитывающий неравномерность и густоту расположения станций на исследуемой площади (Груза, Ранькова, 2004).

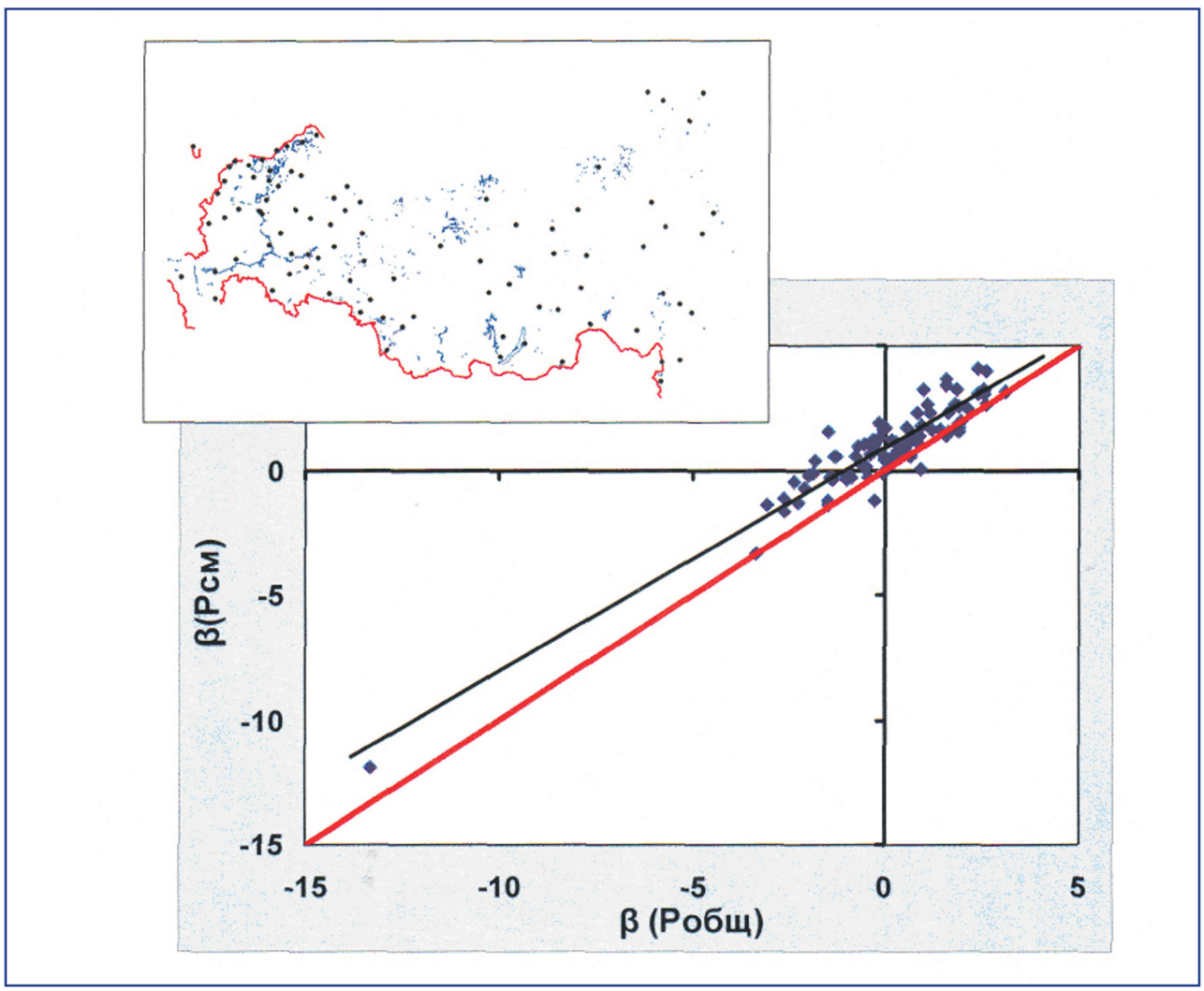



Рис. 1.3.8. Связь между коэффициентами линейных трендов годовых осадков (β, мм/год), рассчитанных с учетом только поправки на смачивание ($P_{см}$) и с учетом всех систематических погрешностей ($P_{общ}$), для 87 станций РФ за период 1967–2010 гг. На карте России в верхней части рисунка точками отмечено местоположение станций.

* С 2012 г. для всей сети станций Росгидромета уже проводится полная корректировка срочных сумм осадков в системе обработки данных ПЕРСОНА-МИС, скорректированные данные вместе с основными расчетными параметрами корректировки помещаются на специальной дополнительной странице таблицымесячных данных станций.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 84



Для пространственного осреднения в дальнейших расчетах ГГО применено арифметическое осреднение.

### *1.3.3.1 Временные и пространственные изменения количества атмосферных осадков (с учетом всех погрешностей измерения осадков)*

Временные и пространственные изменения осадков рассматриваются за два периода: за весь доступный период с 1936 по 2010 гг. и за современный период с 1976 по 2010 гг. (рис. 1.3.9, 1.3.10 и табл. 1.3.2). В среднем по России в целом за год количество осадков за период 1976–2010 гг. увеличивается быстрее, чем за весь период с 1936 по 2010 гг., преимущественно за счет интенсивного роста осадков весной.

При региональных оценках изменений в годовых трендах отчетливо выделяются их отрицательные значения на ЕЧР и в Восточной Сибири, свидетельствующие о заметном уменьшении осадков за 1976–2010 гг. по сравнению со всем рассматриваемым периодом (рис. 1.3.11 и табл. 1.3.2). В остальных регионах, наоборот, наблюдается существенное увеличение годового количества осадков за этот современный период.

Весной повсеместно наблюдается увеличение сезонных осадков за 1976–2010 гг. по сравнению с общим периодом.

Летом (так же, как и в среднем за год) заметно выделяется существенное уменьшение сезонных осадков на ЕЧР и в Восточной Сибири. В остальных регионах увеличение летних осадков за 1976–2010 гг. преобладает над их изменением за весь период 1936–2010 гг., в котором значения сезонных трендов – отрицательные.

Осенью и зимой соотношение значений трендов в отдельных регионах двух сравниваемых периодов довольно пестрое, стойких закономерностей не прослеживается. Можно лишь отметить появление положительного зимнего тренда (хотя и незначительного) на ЕЧР и практически круглогодичное (кроме весны) уменьшение сезонных осадков в Восточной Сибири.

Пространственное распределение изменений среднего многолетнего годового количества осадков на всей территории России представлено на рис. 1.3.12 в виде карт временного изменения годового количества осадков на каждой из станций в мм за весь период с 1936 по 2010 гг.

Общая картина пространственного распределения значений трендов на обеих картах совпадает. Отчетливо проявляется преобладание увеличения годовых осадков на территории ЕЧР, а также в центральной Сибири. В западной и восточной Сибири, а также в Прибайкалье, Забайкалье, Приамурье и Приморье преобладают площади с отрицательными значениями трендов. Далее на восток увеличение годовых осадков наблюдается

*Таблица 1.3.2. Коэффициенты линейных трендов годовых и сезонных регионально осредненных сумм осадков (мм/мес/10 лет) для России в целом и отдельных физико-географических регионов за периоды 1936–2010 гг. и 1976–2010 гг.*

| Регион | Год | | Зима | | Весна | | Лето | | Осень | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1936–2010 | 1976–2010 | 1936–2010 | 1976–2010 | 1936–2010 | 1976–2010 | 1936–2010 | 1976–2010 | 1936–2010 | 1976–2010 |
| Россия | **0.23** | **0.29** | **0.63** | **0.30** | **0.20** | **1.57** | *–0.43* | **0.03** | **0.20** | *–0.17* |
| Европейская часть | **0.48** | *–0.18* | **0.63** | **0.53** | **0.00** | **1.83** | **0.57** | *–2.40* | **0.37** | *–0.23* |
| Западная Сибирь | **0.24** | **0.83** | **0.87** | **0.00** | **0.27** | **2.47** | *–0.93* | **0.10** | **0.20** | **0.03** |
| Средняя Сибирь | *–0.10* | **0.72** | **0.03** | *–0.03* | **0.03** | **0.40** | *–0.83* | **1.87** | **0.23** | **1.27** |
| Прибайкалье и Забайкалье | *–0.41* | **0.83** | **0.00** | **0.10** | *–0.17* | **0.47** | *–1.13* | **1.13** | *–0.33* | **1.37** |
| Восточная Сибирь | *–0.19* | *–1.09* | **0.03** | *–1.63* | *–0.03* | **0.47** | *–0.70* | *–2.17* | *–0.13* | *–1.63* |
| Приамурье и Приморье | **0.66** | **0.85** | **1.33** | **1.67** | **1.03** | **2.17** | *–0.53* | **0.03** | **0.13** | *–1.80* |

*Примечание.* Жирным шрифтом и подчеркиванием выделены положительные значения трендов, курсивом – отрицательные.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 85



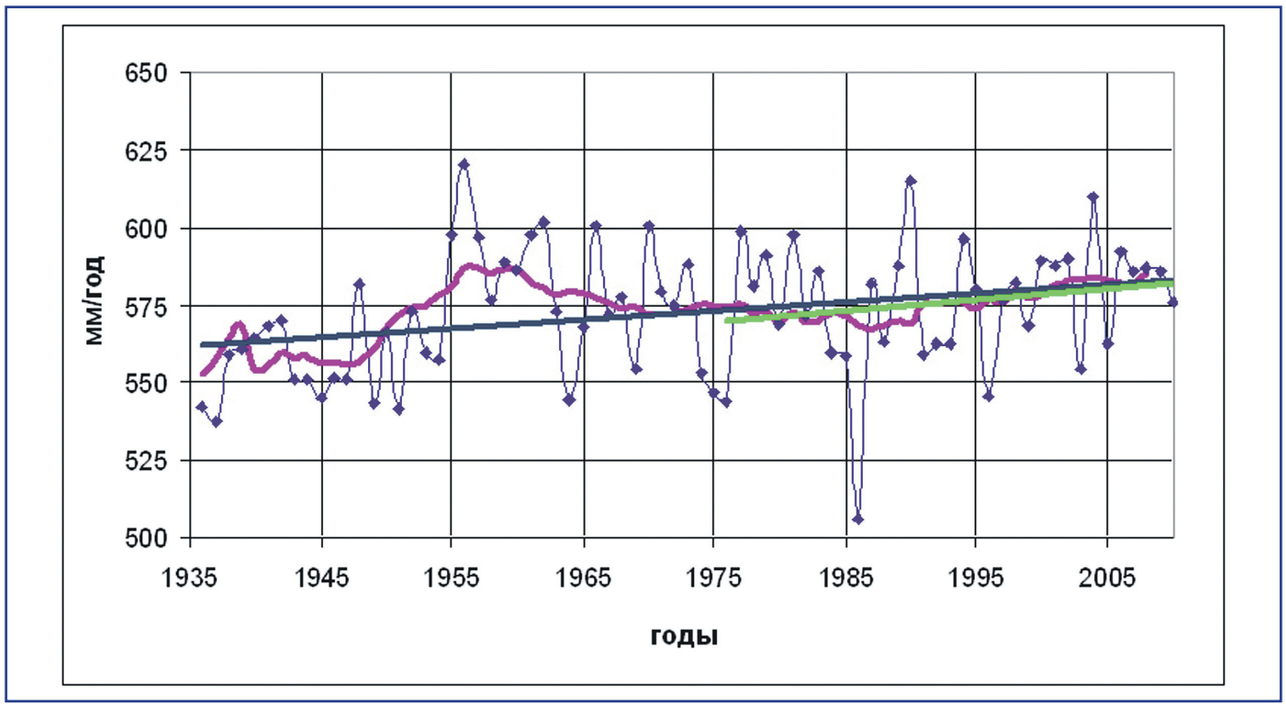



Рис. 1.3.9. Временной ряд и линейный тренд годовых сумм осадков (мм/год), осредненных по всей территории России (457 станций) за 1936–2010 гг. Жирная кривая соответствует 11-летнему сглаживанию. Дополнительной прямой линией показан линейный тренд за 1976–2010 гг.

лишь местами в узкой прибрежной полосе Охотского моря и на Сахалине.

На рис. 1.3.13 показано распределение станций только со статистически значимыми на уровне 5% линейными трендами за тот же период с указанием границ федеральных округов России.

На карте трендов зимнего сезона (рис. 1.3.14) отмечаются наибольшие площади с положительными трендами и наибольшие их значения по сравнению с остальными сезонами. Здесь же самое большое число станций со статистически значимыми величинами трендов (165 станций). Зимняя карта имеет существенное сходство с соответствующей годовой (рис. 1.3.12) по общей картине распределения площадей увеличения и уменьшения осадков за рассматриваемый период.

Для летнего сезона, наоборот, характерны большие площади с отрицательными трендами и наибольшими (по модулю) их значениями. Хотя на ЕЧР и сохраняется слабая тенденция к увеличению осадков, но за Уралом и до самого восточного побережья летние осадки почти повсеместно уменьшаются.

Весна и осень, как переходные периоды между зимним и летним типами атмосферной циркуляции, отличаются очень пестрой картиной распределения областей увеличения и уменьшения количества осадков, в которой трудно выделить устойчивые закономерности. Хотя можно отметить формирующуюся область увеличения осадков на ЕЧР вдоль западной границы РФ и обширную область положительных трендов в центральной и восточной Сибири, достигающими в областях максимумов 40% от сезонной нормы осадков.

### *1.3.3.2. Временные и пространственные изменения осадков разных видов (твердых, жидких и смешанных)*

Осредненные в целом по России и по площадям регионов годовые количества осадков разных видов* за период с 1936 по 2010 гг. и за пе-

* Массив ГГО скорректированных срочных значений осадковсодержит также все необходимые сведения для определения вида осадков (твердых, жижких, смешанных), выпавших между сроками их измерений.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 86



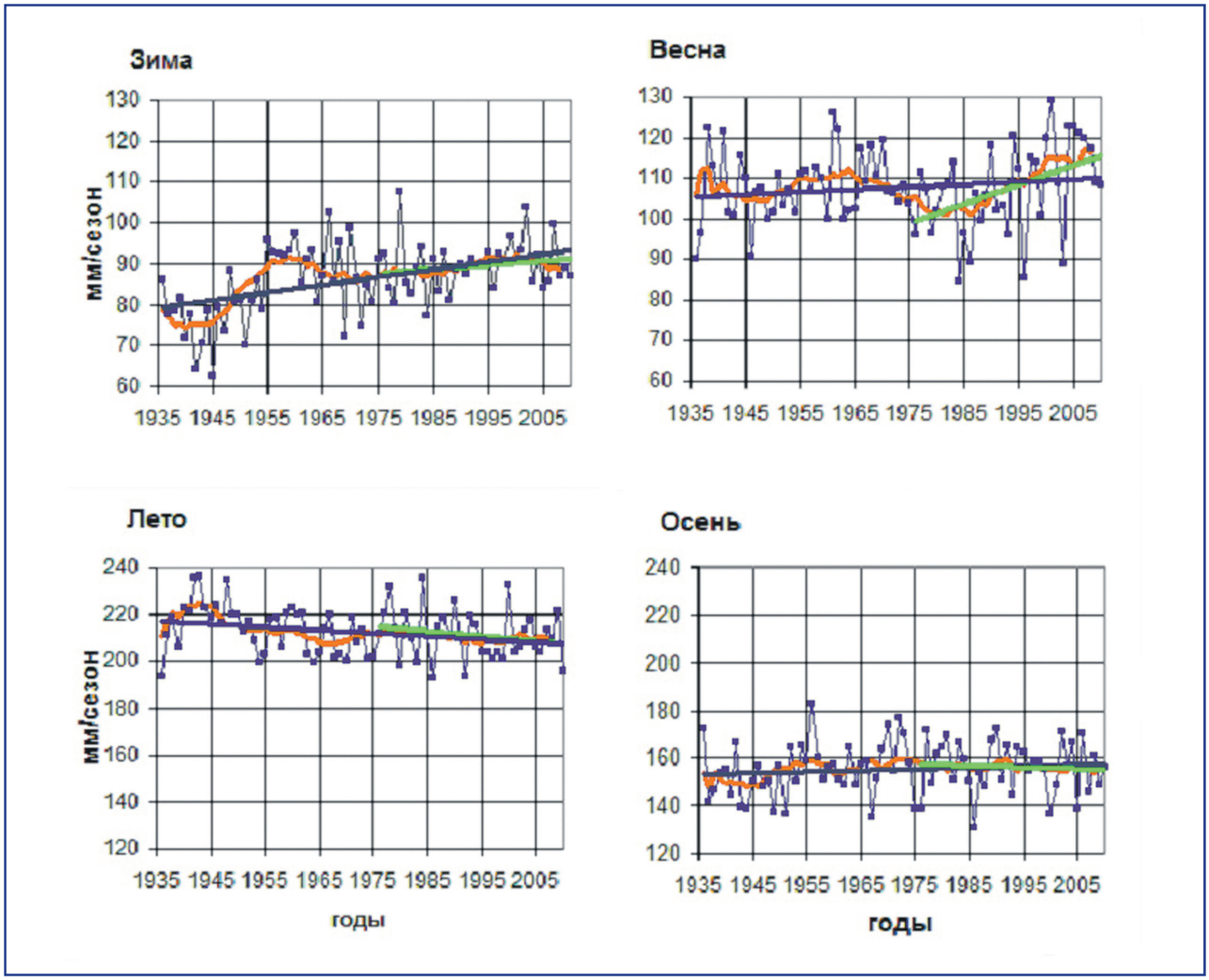



Рис. 1.3.10. Временные ряды и линейные тренды сезонных сумм осадков (мм/сезон), осредненных по всей территории России (457 станций) за 1936–2010 гг. Жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Дополнительными прямыми линиями показаны линейные тренды для каждого сезона за 1976–2010 гг.

риод 1976–2010 гг. (табл. 1.3.3 и табл. 1.3.4) демонстрируют повсеместное уменьшение твердых осадков и также повсеместное увеличение смешанных. Жидкие осадки также увеличиваются почти везде, кроме Западной Сибири, Приамурья и Приморья, где процент их уменьшения весьма невелик. Вполне очевидно, что увеличение количества жидких и смешанных осадков происходит за счет уменьшения количества твердых, связанного с повышением температуры воздуха в соответствующих регионах. Например, в Западной Сибири, где соотношение осадков разных видов в рассматриваемый период почти не меняется, повышение среднегодовой температуры, судя по карте рис. 3.6 из первого Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008), наименьшее. Наибольшее в процентном выражении увеличение смешанных осадков объясняется наименьшими значениями их среднего многолетнего количества (“эффект знаменателя”).

Связь пространственно-временных изменений осадков разных видов с изменениями температуры воздуха прослеживается достаточно наглядно (табл. 1.3.3 и рис. 1.3.15).

Количество твердых осадков (рис. 1.3.15а) уменьшается на преобладающей части территории России. Увеличение их наблюдается глав-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 87



ным образом в северных и приполярных частях Западной и Центральной Сибири, т. е. в областях слабого роста температуры воздуха. Увеличение количества твердых осадков на Кольском полуострове и в Карелии связано, очевидно, с общим существенным увеличением осадков в этом районе.

Жидкие осадки (рис. 1.3.15б) увеличиваются на большей части территории России, особенно на ЕЧР. Но значительные площади уменьшения количества жидких осадков располагаются в Западной Сибири и части центральной Сибири, где области увеличения жидких осадков находятся лишь в южных частях этих регионов.

Смешанные осадки (рис. 1.3.15в) увеличиваются практически повсеместно, слабо уменьшаясь только в северных и приполярных областях от Урала до Чукотки. Увеличение температуры воздуха оказывает влияние на изменение количества жидких осадков двояко. С одной стороны, при потеплении на границе "осень–зима" смешанных осадков становится больше за счет уменьшения количества твердых. С другой стороны, при переходе от лета к осени может увеличиваться коли-

*Таблица 1.3.3. Изменение регионально осредненных годовых сумм осадков разных видов (β*75) за 1936–2010 гг. в % от средней многолетней суммы осадков данного вида (мм/год)*

| Регионы | Вид осадков | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Жидкие | | Твердые | | Смешанные | |
| | % | мм | % | мм | % | мм |
| Россия | 7 | 380 | –14 | 163 | 33 | 30 |
| Европейская часть РФ | 14 | 436 | –22 | 157 | 35 | 36 |
| Западная Сибирь | –1 | 340 | –0.5 | 378 | 1 | 32 |
| Средняя Сибирь | 4 | 461 | –3 | 169 | 11 | 19 |
| Прибайкалье и Забайкалье | 6 | 317 | –18 | 105 | 14 | 15 |
| Восточная Сибирь | 9 | 295 | –23 | 195 | 24 | 35 |
| Приамурье и Приморье | –3 | 554 | –7 | 73 | 35 | 29 |

*Примечание.* Для каждого вида осадков приводится величина изменения количества осадков в % от среднего многолетнего значения (левая часть столбца таблицы), а также соответствующее среднее многолетнее количество осадков в мм (правая часть столбца).

*Таблица 1.3.4. Изменение регионально осредненных годовых сумм осадков разных видов (β*75) за 1976–2010 гг. в % от средней многолетней суммы осадков данного вида (мм/год)*

| Регионы | Вид осадков | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Жидкие | | Твердые | | Смешанные | |
| | % | мм | % | мм | % | мм |
| Россия | 5 | 385 | –1 | 158 | 18 | 33 |
| Европейская часть РФ | 4 | 449 | –18 | 151 | 17 | 39 |
| Западная Сибирь | 7 | 338 | –5 | 191 | 1 | 38 |
| Средняя Сибирь | 20 | 241 | –8 | 165 | 8 | 20 |
| Прибайкалье и Забайкалье | 11 | 320 | –2 | 197 | 10 | 16 |
| Восточная Сибирь | 1 | 299 | –17 | 180 | 5 | 38 |
| Приамурье и Приморье | 0 | 547 | 4 | 171 | 5 | 33 |

*Примечание.* Для каждого вида осадков приводится величина изменения количества осадков в % от среднего многолетнего значения (левая часть столбца таблицы), а также соответствующее среднее многолетнее количество осадков в мм (правая часть столбца).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 88



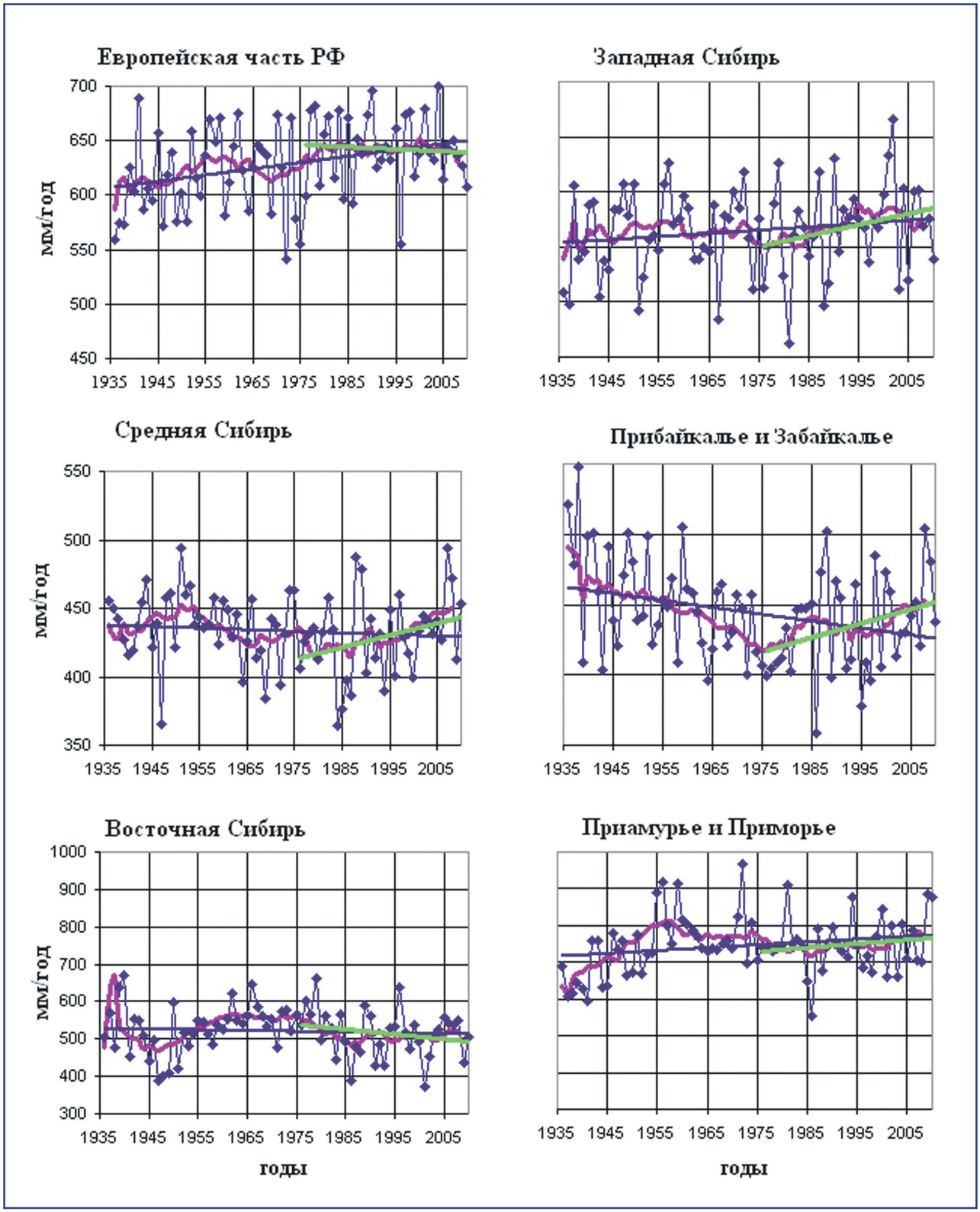



Рис. 1.3.11. Временные ряды и линейные тренды регионально осредненных годовых сумм атмосферных осадков (мм/год) для регионов России за 1936–2010 гг. Жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Дополнительными прямыми показаны линейные тренды за 1976–2010 гг.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 89



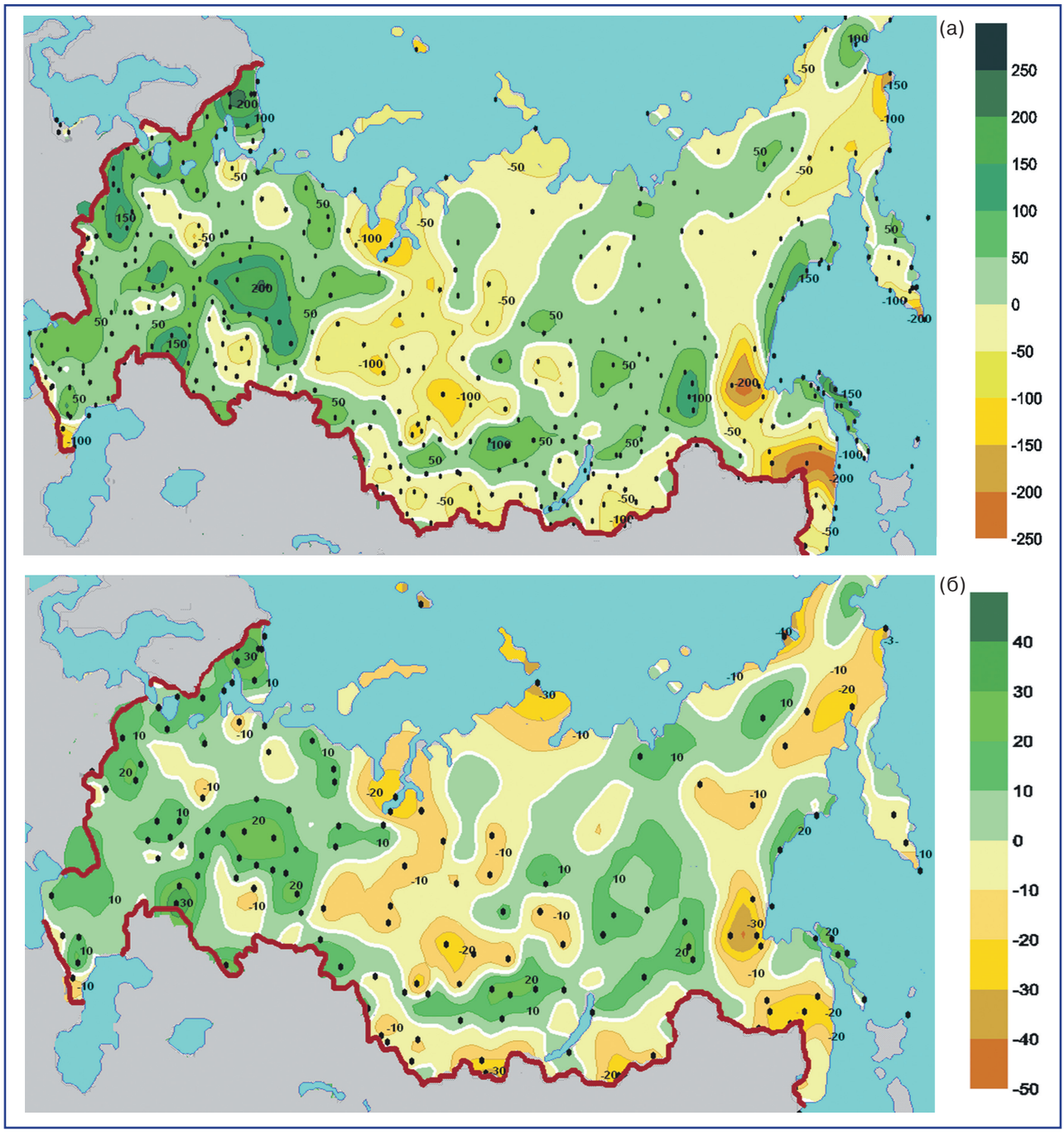



Рис. 1.3.12. Временные изменения годового количества осадков на территории России за период с 1936 по 2010 гг.; а) мм за 75 лет ( т. е. β*75), б) %. от нормы осадков 1961–1990 гг. При построении карт использованы данные не всех станций исходного массива. Некоторые из них были исключены из расчетов либо по очевидно сомнительной достоверности данных наблюдений, либо из-за краткости и нерегулярности временных рядов осадков.* На карте (а) в виде точек обозначено местоположение всех станций, по данным которых она построена. На карте (б) показаны только станции, со статистической значимостью трендов на уровне 8%, хотя построена эта карта по данным всех станций – так же, как и (а).

* За период с 1936 г. по 2010 г. количество действующих станций, включенных в массив, не оставалось постоянным. Число их постепенно росло от 195 в 1936 г. до 457 в 2010 г. по всей территории России. Поэтому длинна временных рядов на разных станциях может заметно различаться. Это вносит дополнительную неопределенность в представленные результаты.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 90



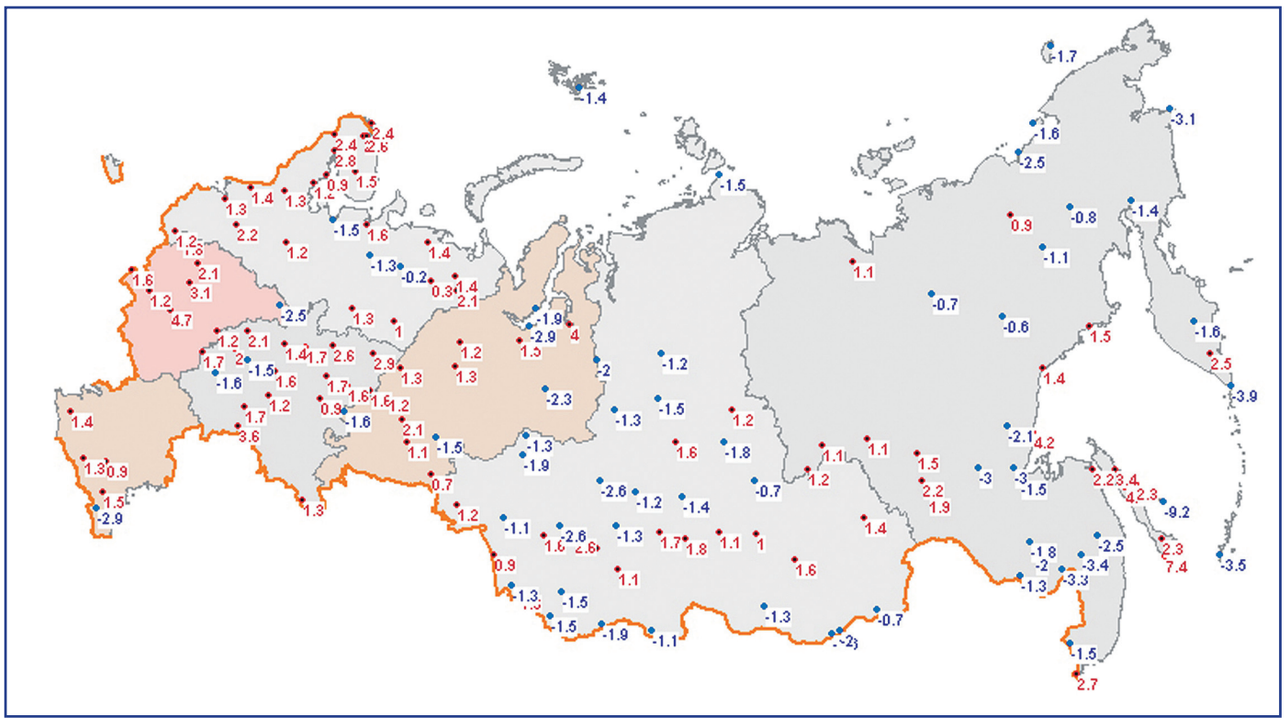


Рис. 1.3.13. Временные изменения годового количества осадков (линейные тренды, мм/год, со статистической значимостью на уровне 5%) на 151-ой станции за период с 1936 по 2010 гг. На рисунке обозначены границы федеральных округов России.

чество жидких осадков за счет смешанных. Поскольку наблюдается практически повсеместное интенсивное увеличение количества смешанных осадков, преобладает, очевидно, первый процесс.

### *1.3.3.3 Продолжительность осадков различных градаций интенсивности на территории России и ее изменение во времени*

Разработанные ранее (Богданова, 1979, 1982, 1998, 2001) методы определения суммарной месячной и годовой продолжительности осадков разных градаций интенсивности их выпадения дают возможность исследования изменений этих характеристик во времени и пространстве. В работе Богдановой (1979) была установлена и позже формализована связь между параметрами интегрального распределения месячной продолжительности выпадения осадков разных градаций интенсивности с их общей месячной интенсивностью (отношением месячного количества осадков к общей продолжительности их выпадения за этот месяц). Полученные формулы позволяют рассчитывать относительную (долю или %), или абсолютную (часы, минуты) продолжительность осадков определенной интенсивности в их общей продолжительности за месяц (Богданова, Зорина, 2013).

В предыдущих исследованиях (Богданова 1998, 2001) было принято выделять четыре градации интенсивности осадков ($i$, мм/ч) для которых определялась продолжительность их выпадения: слабые ($i \le 1.8$ мм/ч), умеренные ($1.8 < i \le 6$ мм/ч), сильные ($6 < i \le 60$ мм/ч) и очень сильные ($i > 60$ мм/ч) (табл. 1.3.5 и 1.3.6).

Вполне очевидно, что продолжительность выпадения общего количества осадков и слабых осадков систематически и повсеместно уменьшается, но с удлинением периода отрицательные тренды почти везде становятся меньше по модулю. Изменение продолжительности умеренных и сильных осадков в основном невелико и разнонаправлено, только в северо-восточном регионе отрицательные значения остаются существенными.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:37 PM Page 91



Обращает на себя внимание отчетливое увеличение в относительном выражении продолжительности очень сильных осадков. Но этот эффект нельзя считать вполне достоверным из-за очень малых значений продолжительности таких сильных осадков и, соответственно, существенных случайных погрешностей их определения. Однако в качестве тенденции это явление следует отметить.

Изменения продолжительности осадков демонстрируют отчетливую тенденцию увеличения площадей с положительными трендами продолжительности осадков и, соответственно, сокращение площадей с отрицательными их значениями (рис. 1.3.16). Районы увеличения продолжительности слабых осадков (рис. 1.3.16а) незначительны и приурочены в основном к горным областям. Наибольшее увеличение продолжительности не только слабых, но и умеренных и сильных осадков отмечается в предгорных и горных районах Черноморского побережья.

Особенно сильное уменьшение продолжительности слабых осадков в районах северных и северо-восточных морских побережий могут объясняться не только природными причинами, но и существенным ухудшением качества визуальных наблюдений, особенно за продолжительностью слабых твердых осадков в темное время суток. Кроме того, с начала девяностых годов прошлого века и по настоящее время весьма затруднительно обеспечить непрерывные круглосуточные наблюдения за продолжительностью атмосферных явлений из-за недостаточности штатного состава станций. Все эти причины определенно приводят к систематическому занижению общей продолжительности

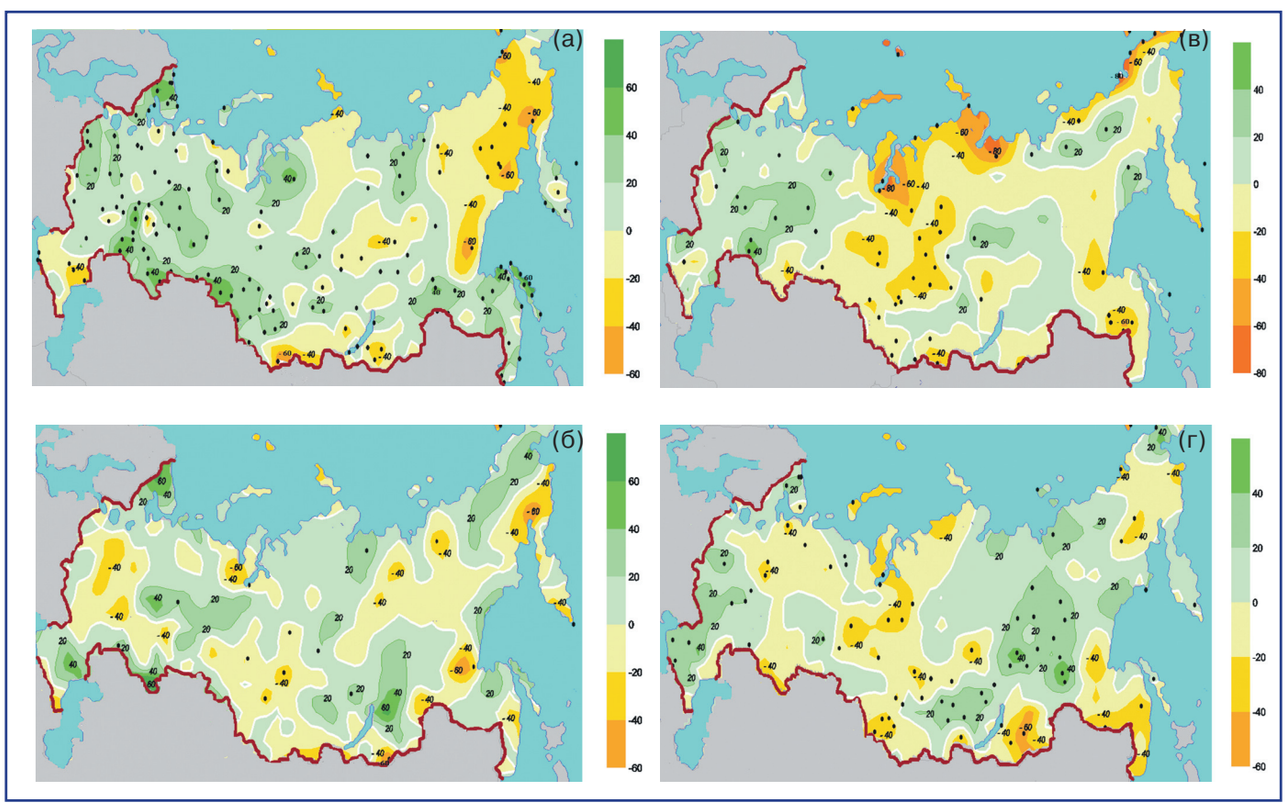



Рис. 1.3.14. Временные изменения средних сезонных сумм осадков на территории России за период с 1936 по 2010 гг. в % от соответствующих сезонных норм осадков (средних за период 1961–1990 гг.); а) зима, б) весна, в) лето, г) осень. Все 4 сезонные карты построены по данным тех же станций, которые помечены выше на рис. 1.3.12а, но на каждой из сезонных карт отмечено местоположение только тех станций, где статистическая значимость трендов составляет не менее 8%. Поскольку статистическая значимость тренда в значительной мере обусловлена его величиной (при равной длине ряда), количество точек на каждой из карт также является показателем уровня значений трендов в каждый из сезонов.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:37 PM Page 92



*Таблица 1.3.5. Средняя многолетняя годовая продолжительность (часы) выпадения осадков разных градаций интенсивности за 1976–2000 гг. и 1976–2010 гг.*

| Регион | Средняя многолетняя годовая продолжительность осадков, часы | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Период | Все осадки | Слабые | Умеренные | Сильные | Очень сильные |
| Россия | 1976–2000 | 1371 | 1310 | 45 | 16 | 0.28 |
| | 1976–2010 | 1357 | 1296 | 45 | 16 | 0.29 |
| Европейская часть РФ | 1976–2000 | 1334 | 1266 | 49 | 18 | 0.32 |
| | 1976–2010 | 1316 | 1249 | 49 | 18 | 0.32 |
| Западная Сибирь | 1976–2000 | 1468 | 1407 | 45 | 16 | 0.25 |
| | 1976–2010 | 1460 | 1399 | 45 | 16 | 0.26 |
| Средняя Сибирь | 1976–2000 | 1710 | 1664 | 34 | 12 | 0.16 |
| | 1976–2010 | 1697 | 1650 | 35 | 12 | 0.17 |
| Прибайкалье и Забайкалье | 1976–2000 | 982 | 936 | 33 | 12 | 0.26 |
| | 1976–2010 | 973 | 927 | 33 | 12 | 0.26 |
| Восточная Сибирь | 1976–2000 | 1679 | 1622 | 42 | 15 | 0.20 |
| | 1976–2010 | 1661 | 1603 | 42 | 15 | 0.20 |
| Приамурье и Приморье | 1976–2000 | 1191 | 1113 | 57 | 21 | 0.47 |
| | 1976–2010 | 1178 | 1100 | 56 | 21 | 0.46 |

*Примечание.* Данные осреднены по всей территории России и по принятым физико-географическим регионам за два периода: 1976–2000 гг. и 1076–2010 гг.

*Таблица 1.3.6. Изменение регионально осредненной годовой продолжительности осадков разной интенсивности на территории России и в каждом из регионов за 1976–2000 гг. и 1976–2010 гг*

| Регионы | Период | Изменение продолжительности осадков | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Все осадки | | Слабые | | Умеренные | | Сильные | | Очень сильные | |
| | | Часы | % | Часы | % | Часы | % | Часы | % | Часы | % |
| Россия | 1976–2000 | *–203* | *–15* | *–202* | *–15* | *–1.4* | *–3* | *–0.28* | *–2* | **0.01** | **4** |
| | 1976–2010 | *–176* | *–13* | *–175* | *–14* | *–0.3* | *–1* | 0.08 | **1** | **0.02** | **6** |
| Европейская | 1976–2000 | *–192* | *–14* | *–189* | *–15* | *–2.1* | *–4* | *–0.50* | *–3* | **0.02** | **2** |
| часть РФ | 1976–2010 | *–194* | *–15* | *–193* | *–15* | *–1.1* | *–2* | *–0.17* | *–1* | **0.01** | **4** |
| Западная | 1976–2000 | *–142* | *–10* | *–141* | *–10* | *–0.6* | *–1* | **0.01** | **0** | **0.01** | **5** |
| Сибирь | 1976–2010 | *–112* | *–8* | *–113* | *–8* | **0.7** | **2** | **0.41** | **3** | **0.02** | **7** |
| Средняя | 1976–2000 | *–302* | *–18* | *–303* | *–18* | *–0.3* | *–1* | **0.05** | **0.4** | **0.01** | **1** |
| Сибирь | 1976–2010 | *–221* | *–13* | *–223* | *–14* | **1.8** | **5** | **0.8** | **7** | **0.03** | **16** |
| Прибайкалье и | 1976–2000 | *–204* | *–21* | *–207* | *–22* | **2** | **4** | **0.6** | **5** | **0.11** | **11** |
| Забайкалье | 1976–2010 | *–139* | *–14* | *–141* | *–15* | *1.8* | **5** | **0.9** | **7** | **0.02** | **10** |
| Восточная | 1976–2000 | *–297* | *–18* | *–291* | *–18* | *–4.1* | *–11* | *–1.5* | *–10* | *–0.02* | *–2* |
| Сибирь | 1976–2010 | *–263* | *–16* | *–259* | *–16* | *–2.9* | *–7* | *–1* | *–7* | **0.07** | **6** |
| Приамурье и | 1976–2000 | *–128* | *–11* | *–128* | *–11* | *–0.7* | *–1* | *–0.09* | *–0.4* | **0.04** | **8** |
| Приморье | 1976–2010 | *–118* | *–10* | *–117* | *–11* | *–0.7* | *–1* | *–0.04* | *–2* | **0.02** | **4** |

*Примечание.* Показано изменение годовой продолжительности осадков разной интенсивности (т. е. коэффициент линейного тренда, умноженный на число лет в периоде) на всей территории России и в каждом из регионов за 1976–2000 гг. и 1976–2010 гг. в абсолютных (часы) и относительных (% от среднего многолетнего значения продолжительности за соответствующий период, т. е. за 25 и 35 лет) единицах. Жирным шрифтом и подчеркиванием выделены положительные значения трендов, курсивом – отрицательные.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:37 PM Page 93



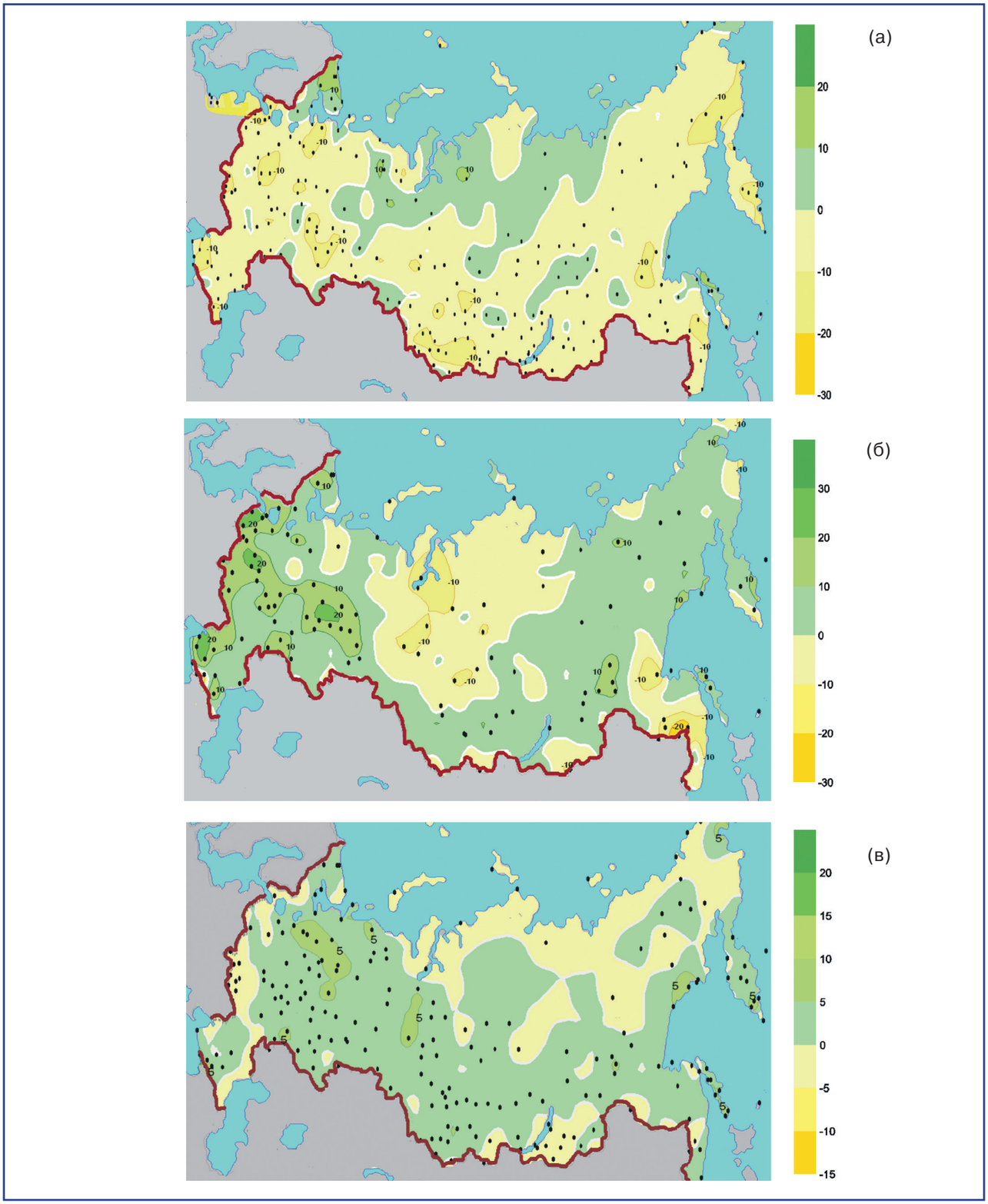



Рис. 1.3.15. Временные изменения годового количества осадков разных видов (мм/10 лет) за период 1936–2010 гг.; а) твердые осадки; б) жидкие осадки; в) смешанные осадки. Точками отмечено местоположение станций со статистической значимостью линейных трендов годовых осадков каждого вида на уровне 8%.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:38 PM Page 94



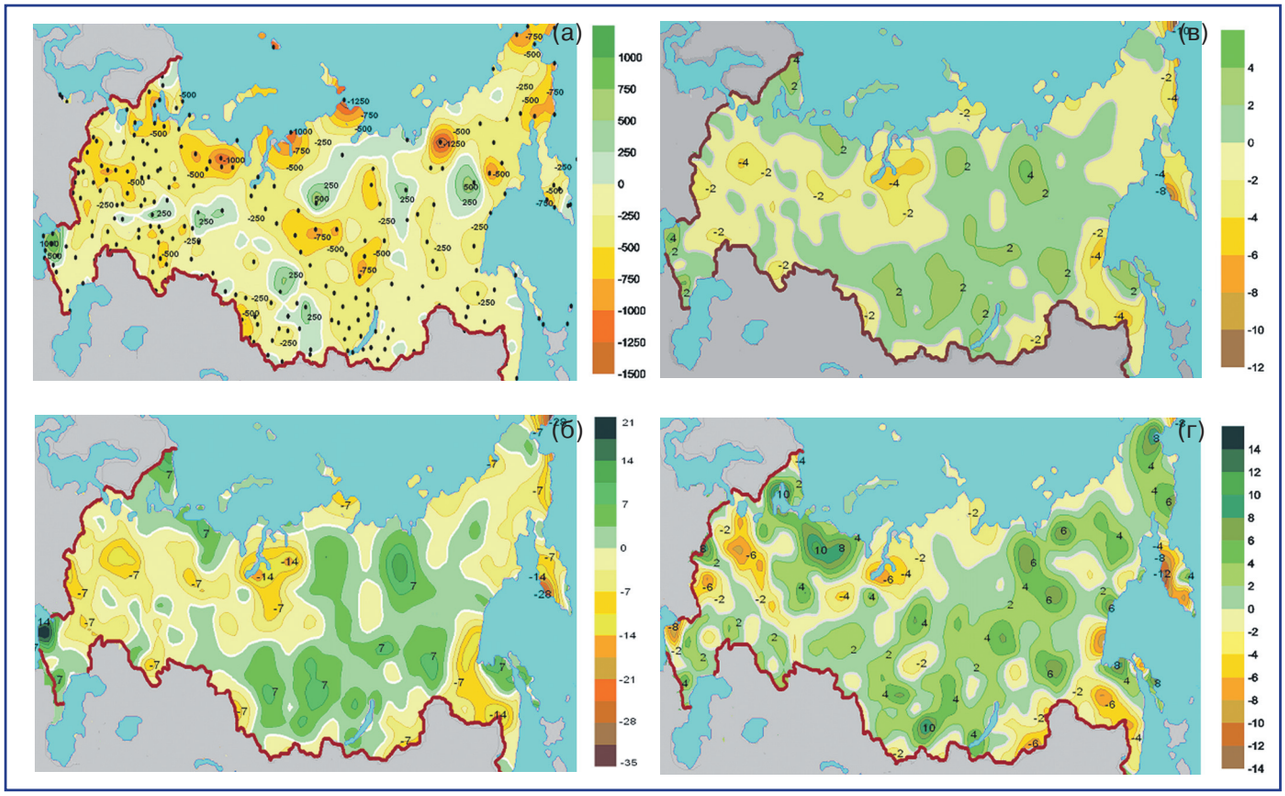



Рис. 1.3.16. Временные изменения продолжительности осадков разных градаций интенсивности за период 1976–2010 гг. (т. е. коэффициенты линейных трендов каждой станции, умноженных на 35); а) слабые, б) умеренные и в) сильные осадки (часы за 35 лет), г) очень сильные осадки (минуты за 35 лет). Точками отмечено местоположение станций с трендами, статистически значимыми на уровне 8%.

осадков, и в особенности – слабых. На продолжительности умеренных и сильных осадков эти обстоятельства отражаются меньше. Наблюдателю легче их зафиксировать, т. к. по большей части значительные осадки выпадают в теплый период года.

С увеличением интенсивности площади с положительными трендами продолжительности увеличиваются, хотя сами значения трендов в абсолютном выражении уменьшаются (рис. 1.3.16 б–г). При этом увеличение продолжительности очень сильных осадков занимает наибольшую часть всей площади России по сравнению с осадками остальных градаций интенсивности. На эту тенденцию следует обратить внимание, т. к. увеличение продолжительности сильных осадков приводит к существенному увеличению количества приносимых ими осадков.

### *1.3.3.4 Заключение*

Наиболее существенным отличием оценок, приведенных в 1.3.2 от 1.3.1 и от соответствующей главы из предыдущего Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008) является использование в качестве исходной базы данных для дальнейших расчетов нового архива срочных данных основных метеорологических параметров, который содержит большее число станций на территории России (457), и дополнительные сведения об атмосферных явлениях и их продолжительности в пункте наблюдений.

На основе этого архива в ГГО им. А. И. Воейкова создан массив данных об осадках, скорректированных по методике ГГИ–ГГО, учитывающей влияние основных систематических погрешностей осадкомерных приборов на результат измерения осадков.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:38 PM Page 95



По данным ГГО за периоды 1936–2010 гг. и 1976–2010 гг. в среднем по России отмечается увеличение годовых сумм осадков, при этом за современный период осадки увеличиваются заметно быстрее, чем за 1936–2010 гг., преимущественно за счет интенсивного роста осадков весной во всех регионах России.

Очевидный практический интерес представляет также выполненный анализ таких нетрадиционных характеристик режима осадков, как количество осадков разных видов (жидких, твердых и смешанных), и продолжительность выпадения осадков разных градаций интенсивности (слабых, умеренных, сильных и очень сильных).

Анализ временных изменений за период с 1936 по 2010 гг. количества осадков раздельно по их видам позволил детализировать вклад осадков каждого вида (твердых, жидких и смешанных) в годовые изменения. Количество твердых осадков уменьшается на преобладающей части территории России, как за общий период, так и за современный. Жидкие и смешанные осадки увеличиваются практически повсеместно, особенно на ЕЧР.

Продолжительность выпадения осадков сильной и очень сильной интенсивности в целом по России за период 1976–2010 гг. увеличивается, а соответственно увеличивается и количество приносимых осадков.

### 1.3.4. Литература

**Богданова Э. Г., 1979.** О расчете некоторых характеристик интенсивности дождей, Метеорология и гидрология, № 10, с. 40–44.

**Богданова Э. Г., 1982.** Использование стандартной метеорологической информации для определения режима характеристик продолжительности и интенсивности осадков, Труды ГГО, вып. 461, с. 44–56.

**Богданова Э. Г., 1998.** Осадки разной интенсивности – Год, карта в Атласе Природа и ресурсы Земли, М.-Вена, ED. HOLZER, т. I, с. 57.

**Богданова Э. Г., 2001.** Интенсивность осадков. В кн. Климат России, Кобышева Н. В. (ред.), Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, с. 317–329.

**Богданова Э. Г., Гаврилова С. Ю., Ильин Б. М., 2010.** Временные изменения атмосферных осадков на территории России по данным их скорректированных значений за период 1936–2000 гг., Метеорология и гидрология, № 10, с. 78–89.

**Богданова Э. Г., Голубев В. С., Ильин Б. М., Драгомилова И. В., 2002.** Новая модель корректировки измеренных осадков и ее применение в полярных районах России, Метеорология и гидрология, № 10, с. 68–94.

**Богданова Э. Г., Зорина А. А. 2013.** Продолжительность осадков различных градаций интенсивности на территории России и ее изменение во времени, Труды ГГО, вып. 569, с. 189–196.

**Богданова Э. Г., Ильин Б. М., Гаврилова С. Ю., 2006.** Оценка влияния защищенности установки осадкомера на величину ветровой погрешности измерения осадков, Метеорология и гидрология, № 10, с. 92–101.

**Богданова Э. Г., Ильин Б. М., Гаврилова С. Ю., 2007.** Современные методы корректировки измеренных осадков и результаты их применения в полярных регионах России и Северной Америки, Метеорология и гидрология, № 4, с. 21–44.

**Богданова Э. Г., Ильин Б. М., Драгомилова И. В., 2000.** Опыт применения усовершенствованной методики корректировки суточных сумм осадков в различных климатических условиях, Труды ГГО, вып. 551, с. 23–50.

**Булыгина О. Н., Веселов В. М., Разуваев В. Н., Александрова Т. М., 2013.** Описание массива срочных данных основных метеорологических параметров на станциях России. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 21 с.

**Гаврилова С. Ю., 2010.** Устранение неоднородности временных рядов атмосферных осадков и их использование для анализа изменений режима увлажнения на территории России, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. С-Пб, 22 с.

**Голубев В. С., Коновалов Д. А., Богданова Э. Г., Ильин Б. М., 2000.** Полная модель корректировки осадкомерных данных; методика и алгоритм оценки систематических составляющих погрешности. BMO, Instruments and Observing Methods, Report No. 74, WMO/TD-no. 1028, с. 136–139.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2004.** Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 96



и экстремальность климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 50–62.

**Наставление, 1969.** Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 1. Л., Гидрометеоиздат, 1969.

**Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1985.** Л., Гидрометеоиздат, вып. 3, ч. I, 300 с.

**Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 2000.** Обработка материалов гидрометеорологических наблюдений. С-Пб, вып. 3, ч. II. 119 с.

**Нечаев И. Н., 1965.** Потери осадков на смачивание осадкомеров и методика корректировки сумм осадков, Труды ГГО, вып. 175, с. 76–86.

**МУ, 1969а.** Указания для управлений Гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л., Гидрометеоиздат, 53 с.

**МУ, 1969б.** Указания для гидрометеорологических станций по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л., Гидрометеоиздат, 31 с.

**ОД_РФ-1, 2008.** Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.

**Разуваев В. Н., Апасова В. Г., Мартуганов Р. А., 1995.** Шести- и трехчасовые метеорологические наблюдения по данным 223 станций СССР. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 69 с.

**Росгидромет, 2013.** Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ), Москва, ISBN 978-5-901579-38-1, с. 21–32.

**Швер Ц. А., 1976.** Атмосферные осадки на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 302 с.

**Bogdanova E. G., Ilyin B. M., Dragomilova I. V., 2002.** Application of a Comprehensive Bias-Correction Model to Precipitation Measured at Russian North Pole Drifting Stations, Journal of Hydrometeorology, vol. 3, pp. 700–713.

**WMO, 1998.** Instruments and Observing Methods, Report no. 67. Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report. no. 872, pp. 212.

## ГЛАВА 1.4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

**О. Н. Булыгина**

П. Я. Гройсман, Н. Н. Коршунова,
В. Н. Разуваев

### 1.4.1. Введение

Для России состояние снежного покрова является важным показателем климатической системы, о чем еще в XIX веке говорил А. И. Воейков: "…Нигде влияние снежного покрова так не велико, как в России, так как нигде нет равнины настолько обширной, отдаленной от морей и покрытой зимой снегом" (Воейков, 1884). Традиционно изучению характеристик снежного покрова в России уделяется большое внимание, т. к. снежный покров является хорошим индикатором состояния климатической системы, оказывает большое влияние на экономику и условия жизнедеятельности (Копанев, 1971; Мещерская и др., 1995; Кренке и др., 2001; Попова, 2004).

В то же время на состояние снежного покрова влияют наблюдаемые в последние годы изменения температурного режима, режима осадков, частоты оттепелей и т. д. Наблюдаемое уменьшение площади, покрытой льдом летом в северном ледовитом океане на 40% (Serreze et al., 2007; Levinson and Lawrimore, 2008; Groisman and Soja, 2009), которое приводит к образованию источника водяного пара для сухой полярной атмосферы в начале холодного сезона, также не может не отражаться на состоянии снежного покрова.

Регулярные наблюдения за снежным покровом на метеостанциях в России проводятся с 1882 года. Ежедневные наблюдения за снежным покровом на метеорологических станциях включают измерения его высоты, определение степени покрытия снегом окрестности станции и характера залегания снежного покрова. Степень покрытия снегом окрестности станции и характер залегания снежного покрова определяются визуально в утренний срок наблюдений. Оценка

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 97



степени покрытия снегом видимой окрестности станции производится по 10-бальной шкале. Кроме ежедневных наблюдений, на метеостанциях проводятся маршрутные снегомерные съемки. В поле длина маршрута составляет 2000 или 1000 метров, в лесу – 500 метров. Высота снежного покрова в лесу измеряется через 10 м, а в поле – через 20 м. Плотность измеряется на маршруте в 1000 м и 500 м – через 100 м, на маршруте длиной 2000 м – через 200м. Во время снегомерных съемок определяются высота и плотность снежного покрова, толщина ледяной корки и слоя снега, насыщенного водой, а также степень покрытия снегом и ледяной коркой маршрута, состояние поверхности почвы под снегом. Снегомерные съемки начинают проводить с момента, когда снегом покрыта половина и более площади видимой окрестности 1 раз в десять дней. Весной перед началом и в период таяния снега измерения проводят каждые 5 дней. На лесных маршрутах до 20 января измерения осуществляют один раз в месяц (20 числа). Измерения плотности снега и запасов воды в снеге по данным маршрутных снегосъемок осуществляются в России с 1930 года. В 1966 году методика измерений была существенно изменена (Разуваев, Шакирзянов, 2000), и в настоящее время использование для климатического анализа данных снегосъемок (без специальных процедур устранения неоднородности данных) считается возможным только с 1966 года.

Большая протяженность территории России и многообразие физико-географических условий определяют различия в региональных характеристиках снежного покрова и их изменениях.

В главе “Криосферные процессы” предыдущего “Оценочного доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации” (ОД_РФ-1, 2008) было указано на уменьшение площади снежного покрова в Северном полушарии (по данным спутниковых измерений) за последние 30 лет, особенно весной и летом. Было отмечено, что на территории России в рядах (за период с 1951 по 2006 гг.) средней за зиму высоты снежного покрова преобладали положительные тренды, но в западных областях ЕТР, в Забайкалье и на Чукотке была обнаружена тенденция уменьшения высоты снежного покрова. На большей части территории России число дней с высотой снежного покрова более 20 см увеличивалось.

### 1.4.2. Климатические характеристики снежного покрова

Современное состояние климатических характеристик снежного покрова рассмотрим по данным

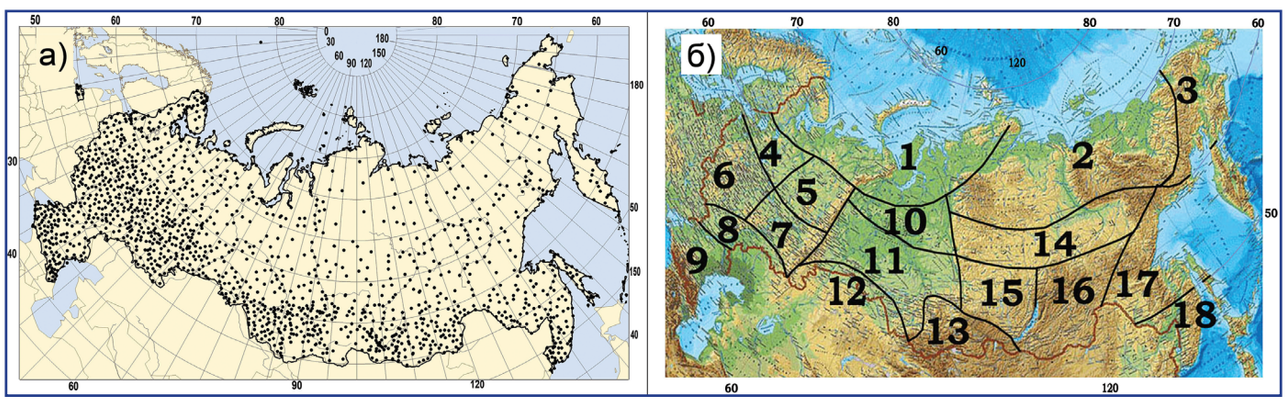



Рис. 1.4.1. Рисунок 1.4.1. а) Расположение 820 метеостанций с ежедневными наблюдениями за снежным покровом. б) Границы климатических квазиоднородных районов: 1, 2, и 3 – атлантическая, сибирская и тихоокеанская Арктика, соответственно; 4, 5, 6, 7, и 8 – северо-запад, северо-восток, юго-запад, юго-восток и степная часть Восточно-Европейской равнины, соответственно; 9 – степи и предгорье Северного Кавказа; 10 и 11 – северная и южная части лесной зоны Западной Сибири, 12 – степная зона Западной Сибири, 13 – Алтайские и Саянские горы и предгорье, 14, 15, и 16 – Восточная Сибирь: центральная часть, бассейн Ангары и Забайкалье, соответственно, 17 и 18 – Дальний Восток между 50˚ с.ш. и 60˚ с.ш. и южнее 50˚ с.ш., соответственно.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 98



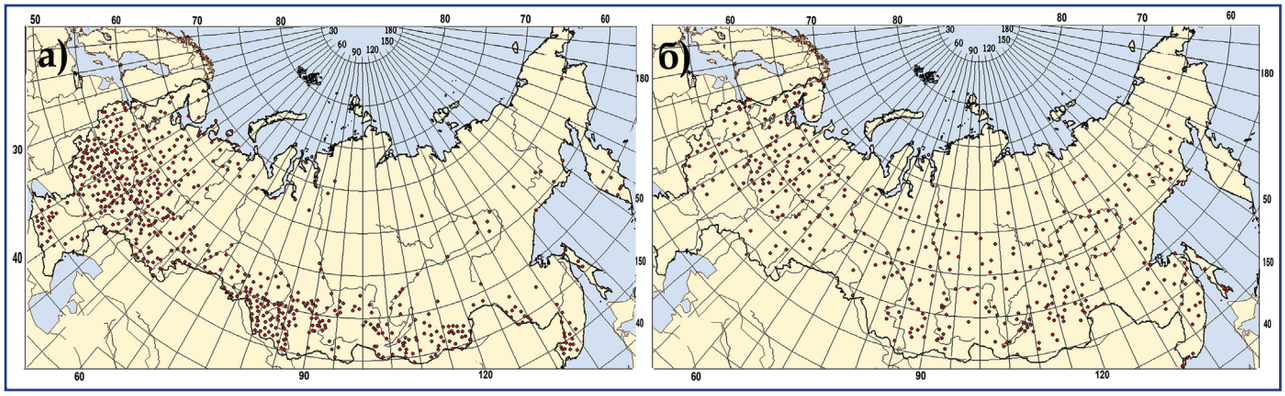



Рис. 1.4.2. Расположение 958 метеостанций с данными маршрутных снегосъемок в поле (а) и в лесу (б).

ежедневных наблюдений за высотой снежного покрова и степенью покрытия снегом окрестностей станции для 820 метеостанций России (рис. 1.4.1а) (Bulygina et al., 2011; Callaghan et al., 2011). Все эти метеорологические станции отнесены к типу незащищенных. Анализ влагозапаса осуществлялся по данным маршрутных снегомерных съемок на 958 метеостанциях (рис. 1.4.2). Эти данные доступны на сайте ВНИИГМИ–МЦД (http://www.meteo.ru). Из 958 станций на 665 проводятся наблюдения в поле, на 425 – в лесу (на части станций осуществляются наблюдения и в поле и в лесу).

Пространственное распределение средних многолетних значений продолжительности залегания снежного покрова представлено на рисунке 1.4.3а. Для оценки продолжительности залегания снежного покрова использовалось число дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50%.

Наибольшее число дней со снежным покровом наблюдается на побережье северных морей (более 250 дней), а наименьшее – на побережье Каспийского моря (менее 20 дней). На большей части страны более 100 дней в году лежит снег. Изменчивость числа дней со снежным покровом наглядно иллюстрируется распределением среднеквадратического отклонения. Максимальные значения наблюдаются на севере страны, наиболее подверженном влиянию океана, в южных и западных частях Европейской территории, в Сибири σ не превышает 15 дней. Высота снежного покрова зависит не только от общей продолжительности периода с отрицательной температурой и интенсивности твердых осадков, но и от особенностей подстилающей поверхности, ветрового режима и погодных условий конкретного года. Распределение средних многолетних значений максимальной за зимний период высоты снежного покрова представлено на рисунке 1.4.3б. Максимальное накопление снега за зимний период в России наблюдается на северо-востоке Европейской территории, в Западной Сибири и на Камчатке. Среднемноголетнее значение максимальной за зимний период высоты снежного покрова превышает в этих районах 80 см. Среднее квадратическое отклонение максимальной высоты снежного покрова на большей части России не превышает 15 см, достигая 20–25 см на севере Западной Сибири, Камчатке, Сахалине и побережье Охотского моря. Максимальная высота снега и его плотность определяют запас воды в снеге. Пространственное распределение среднемноголетних значений запаса воды в снеге во многом повторяет распределение максимальной высоты снежного покрова (рис. 1.4.3 в, г).

### 1.4.3. Многолетние изменения характеристик снежного покрова

В последние десятилетия на фоне повышения глобальной температуры и сокращения площади морского льда в северном полушарии на территории России наблюдаются значительные изменения высоты снежного покрова. Пространственное распределение локальных оценок трендов, характеризующих тенденцию (среднюю скорость) изменений максимальных за зимний период значений высоты снежного покрова на интер-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 99



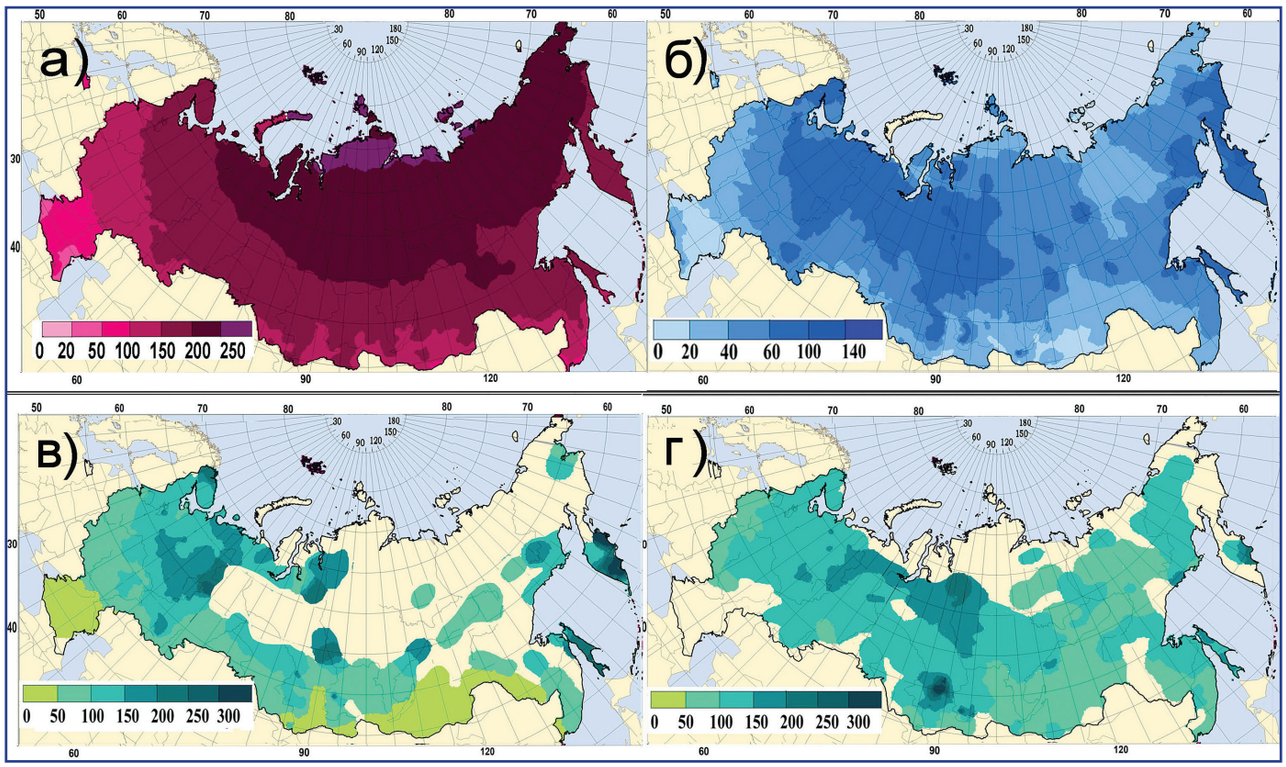



Рис. 1.4.3. Среднемноголетние значения (1966–2010 гг.): (а) число дней со снежным покровом (дни), (б) максимальная высота (см), (в) максимальный запас воды в снеге (мм) в поле, (г) максимальный запас воды в снеге (мм) в лесу.

вале 1966–2012 годов, рассчитанных непосредственно по данным станционных наблюдений на территории России, показано на рисунке 1.4.4 (Bulygina et al., 2011). Тренд рассчитан методом наименьших квадратов и выражен в см за десятилетие (см/10 лет). Наблюдается увеличение максимальной за зиму высоты снежного покрова на значительной территории Западной и Восточной Сибири, на побережье Охотского моря и дальневосточном юге, в центральных и северо-восточных областях Европейской территории. При этом обнаружено, что за последнее время на востоке Европейской территории России и в Западной Сибири число снегопадов средней и большой интенсивности возросло, а на северо-востоке Сибири – уменьшилось (Борзенкова, Шмакин, 2012). Вероятная причина наблюдаемых изменений, по мнению авторов, – смена режима атмосферной циркуляции в середине 1970-х годов. Если в 1950–1974 гг. в формировании осадков января доминировал циркуляционный механизм SCAND, то 1975–2006 гг. были периодом усиления положительной фазы NAO. Увеличение снегозапасов в этих регионах оказывает существенное влияние на гидрологический режим. В бассейнах Северной Двины, Енисея и Оби снегозапасы играют ведущую роль в колебаниях годового стока. Вклад жидких осадков в этих бассейнах составляет только 15–19% (Попова, 2011). В то время как в большинстве регионов России увеличивается максимальная высота снежного покрова, в Канаде наблюдается уменьшение снегонакопления (Atkinson et al., 2006). Это различие особенно интересно, т. к. на обоих континентах наблюдается рост осадков в холодный период (Trenberth et al., 2007; Min et al., 2008). В то же время, в Забайкалье за счет сокращения твердых осадков (на 20% за период с 1989 по 2006 гг.) (Шмакин, 2010) и значительного роста весенней температуры (Груза, Ранькова, 2009), наблюдается уменьшение максимальной за зимний период высоты снежного покрова. Тенденция уменьшения максимальной за зиму высоты снежного покрова на отдельных станциях обнаружена также

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 100



на западе Европейской территории, юге Западной Сибири, в Якутии и на побережье моря Лаптевых, но эти тенденции в настоящее время не являются характерными для квазиоднородных климатических регионов. В таблице 1.4.1, подготовленной по материалам (Булыгина и др., 2011), представлены изменения средней и максимальной высоты снежного покрова в процентах от среднемноголетних значений в квазиоднородных климатических регионах. Региональный анализ проводился по регионам, выбранным на основании классификации Алисова (Алисов, 1956). Средние для регионов значения характеристик получены следующим способом. Аномалии на метеостанциях арифметически осреднялись по квадратам сетки (1° с.ш. × 2° в.д.), а затем с весовыми коэффициентами в зависимости от широты квадрата проводилось осреднение по регионам, показанным на рис 1.4.1б.

Одной из причин увеличения снегонакопления на северном побережье страны и в Сибири является уменьшение площади, покрытой льдом летом в Северном Ледовитом океане, в результате которого образуется источник водяного пара для сухой Полярной атмосферы в начале холодного сезона (Ghatak et al., 2010; 2012; Park et. al., 2013).

Значимые тенденции увеличения максимального за зиму запаса воды в снеге в последние десятилетия (1966–2012 гг.) по данным маршрутных наблюдений в поле наблюдаются на севере Восточно-Европейской равнины, в южной части лесной зоны Западной Сибири и на Дальнем Востоке. По данным маршрутных наблюдений в лесу в Западной Сибири наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге.

Анализируя изменение числа дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50%, можно оценить тенденции изменения продолжительности залегания снежного покрова. Пространственное распределение локальных оценок трендов, характеризующих тенденцию (среднюю скорость) изменений продолжительности залегания снежного покрова, рассчитанных непосредственно по данным станционных наблюдений на территории России, показано на рисунке 1.4.4б. Уменьшение продолжительности залегания снежного покрова наблюдается в Западной Сибири, на Таймыре и востоке Якутии. Однако

*Таблица 1.4.1. Коэффициенты линейного тренда (%/10лет) в рядах осредненных по регионам характеристик снежного покрова за 1966–2012 гг. (значимые на 5% уровне)*

| **Название района** | $H_{max}$ | $H_{mean}$ | $N_d$ | $SWE_п$ | $SWE_л$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Север ЕТР и Западной Сибири | 4.4 | 3.7 | – | – | – |
| Северная часть Восточной Сибири и Якутии | 2.3 | 3.5 | – | – | – |
| Чукотка и север Камчатки | 5.4 | 6.0 | – | – | – |
| Северо–запад Восточно–Европейской равнины | – | – | – | 5.5 | – |
| Северо–восток Восточно–Европейской равнины | 3.2 | – | – | 5.2 | – |
| Юго–запад Восточно–Европейской равнины | – | – | – | – | – |
| Юго–восток Восточно–Европейской равнины | 5.9 | – | – | – | – |
| Степная часть Восточно–Европейской равнины | – | – | – | – | – |
| Северный Кавказ | – | – | – | – | – |
| Северная часть лесной зоны Западной Сибири | 5.1 | 4.5 | – | – | –3.1 |
| Южная часть лесной зоны Западной Сибири | 3.3 | – | –0.7 | 4.4 | – |
| Степная зона Западной Сибири | – | – | –1.1 | – | –4.8 |
| Алтай и Саяны | – | – | – | – | – |
| Центр Восточной Сибири | 2.9 | 3.7 | 0.9 | – | – |
| Бассейн Ангары | 8.8 | 7.5 | – | – | – |
| Забайкалье | – | – | – | 3.2 | – |
| Дальний Восток (между 50° с.ш., и 60° с.ш.) | 7.1 | 10.7 | 2.0 | 2.2 | – |
| Дальний Восток (южнее 50° с.ш.) | 8.0 | 11.2 | 4.4 | 8.3 | – |

*Обозначения:* $H_{max}$ – максимальная за зимний период высота снежного покрова; $H_{mean}$ –средняя за зимний период высота снежного покрова; $N_d$ – число дней со снежным покровом; $SWE_п$ – запас воды в снеге (в поле); $SWE_л$ – запас воды в снеге (в лесу).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 101



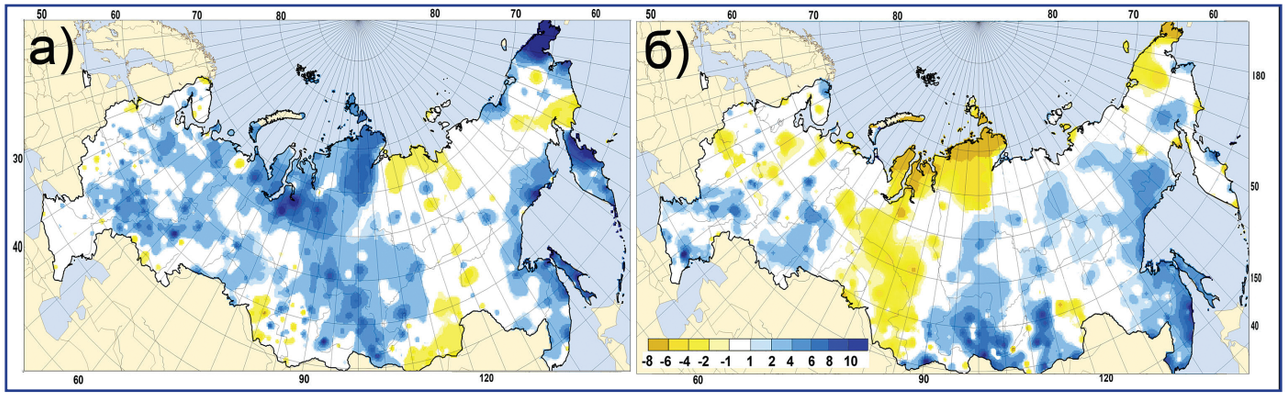



Рис. 1.4.4. Коэффициенты линейного тренда в рядах максимальной (а) за зимний период высоты снежного покрова (см/10 лет) и в рядах числа дней (б) со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50% (дни/10лет) 1966–2012 гг. (Обновленные данные – Bulygina, 2011).

при осреднении по регионам значимые отрицательные коэффициенты линейного тренда получены только в Западной Сибири. На северо-востоке Сибири в последние годы при резких межгодовых колебаниях преобладают поздние даты установления и ранние даты схода снежного покрова (Кононова, 2012). Вместе с тем, отмечается смещение сроков формирования максимальной толщины снежного покрова на более поздние по сравнению со средними. По данным на отдельных станциях увеличилась продолжительность залегания снежного покрова на Урале, на юге Восточной Сибири, в Приморье и на побережье Охотского моря. При осреднении по регионам максимальное увеличение периода залегания снежного покрова получено на юге Дальнего Востока, где оно составляет 4.4% от среднемноголетнего значения за 10 лет.

Если рассматривать тенденции изменения продолжительности залегания снежного покрова за период с 1976 по 2012 гг., который используется для исследования климатических изменений в Ежегодном докладе Росгидромета об особенностях климата на территории Российской федерации, то в целом по территории РФ преобладает тенденция к уменьшению продолжительности залегания снежного покрова (рис. 1.4.5б) (по данным станционных наблюдений). При осреднении по регионам, статистически значимые на 5%-уровне отрицательные коэффициенты линейного тренда получены только для центральных частей Европейской территории и Западной Сибири, а положительный – для Дальнего Востока.

При этом обнаружена (Peng et al., 2013) тенденция более раннего схода снежного покрова для 70% станций Евразии (–2.6 дней/10 лет за период с 1980 г. по 2006 г.), и тенденция более позднего появления снега (1.3 дня/10 лет).

По данным маршрутных наблюдений в лесу за тот же период (1976–2012 гг.) на большей части Европейской территории и Западной Сибири наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге (рис. 1.4.5 в, г). И среднее по I региону значение максимального запаса воды в снеге уменьшается на 8% от среднемноголетнего значения за 10 лет.

### 1.4.4. Ледяная корка

Ледяной коркой называют слой льда на поверхности почвы или снежного покрова, образующийся под влиянием солнечной радиации, глубоких оттепелей, сменяющихся морозами, жидких осадков, осевшего тумана в холодный период года. Различают ледяные корки притертые и висячие. Наиболее опасна притертая корка. Она появляется, когда снег при оттепелях полностью тает, а образовавшаяся вода при похолодании замерзает, образуя ледяную корку, смерзшуюся с верхним слоем почвы и вмерзшими в него растениями. Висячая корка может образовываться, когда снег тает сверху и замерзает. Влияние этих корок на жизнь диких животных и птиц в северных регионах очень значительно, а также имеет большое значение для оленеводства, затрудняя оленям поиск корма и приводя к миграции оленей. В сель-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 102



скохозяйственных районах ледяная корка создает неблагоприятные условия для озимых посевов.

Толщина ледяной корки и степень покрытия ледяной коркой маршрута определяется во время снегомерных съемок. Наибольшая повторяемость возникновения ледяных корок в поле отмечается в Центрально-Черноземных областях (Bulygina et al., 2010). Но, в общем, она довольно велика во всех западных областях ЕТР, где из-за сильного влияния Атлантики часто наблюдаются оттепели.

В таблице 1.4.2 представлены сравнительные данные по толщине и продолжительности залегания ледяной корки в лесу и поле, осредненные по квазиоднородным климатическим районам (рис. 1.4.1б). Из таблицы видно, что все статистические характеристики ледяных корок, возникающих в поле, выше, чем в лесу, во всех выделенных районах, за исключением северных районов Восточной Сибири (район 2) и Забайкалья (район 16). В Забайкалье, где зимой господствует Сибирский антициклон, в течение всего холодного периода сохраняется устойчивый зимний характер погоды, ледяные корки образуются только в период снеготаяния, который здесь проходит быстро в силу интенсивного прогревания материка. В результате — минимальная продолжительность существования ледяных корок, как в поле, так и в лесу, а средняя за год максимальная толщина корки в поле даже меньше, чем в лесу.

Ледяная корка считается опасным агрометеорологическим явлением, если при толщине 5 мм она удерживалась более 10 дней, или при толщине 20 мм – более 5 дней (Руководящий документ, 2008). Из рисунка 1.4.6 видно, что в лесу средняя максимальная толщина ледяной корки едва достигает 5 мм, тогда как та же величина на открытой местности в сельскохозяйственных районах России и в атлантическом секторе Арктики достигает и превышает критические значения 5 и 20 мм.

Анализ трендов — наиболее простой способ описания изменений средних за рассматриваемый период. Коэффициенты линейного тренда вычисле-

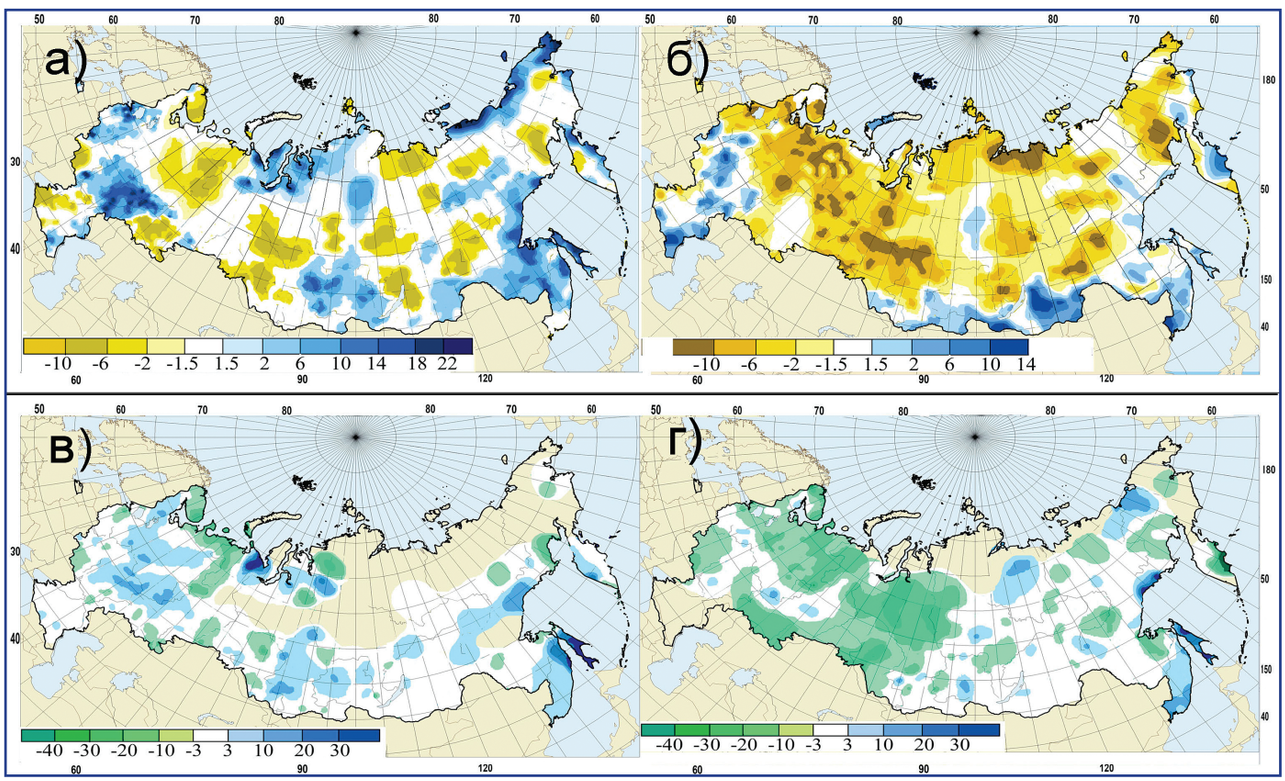



Рис. 1.4.5. Коэффициенты линейного тренда в рядах (а) максимальной за зимний период высоты снежного покрова (см/10 лет); (б) числа дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50% (дни/10лет); (в) запаса воды в снеге за зимний период в поле (мм/10лет); (г) запаса воды в снеге за зимний период в лесу (мм/10лет). 1976–2012 гг. (Доклад об особенностях климата, 2013).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 103



*Таблица 1.4.2. Средние многолетние значения продолжительности залегания и максимальной толщины ледяной корки в холодный период (Bulygina et al., 2010)*

| Номер района (рис. 1.4.3) | Число станций | | Продолжительность залегания ледяной корки (дни) | | Средняя за год максимальная толщина ледяной корки (мм) | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | поле | лес | поле | лес | поле | лес |
| 1 | 46 | 43 | 15.0 | 2.5 | 3.5 | 0.9 |
| 2 | 4 | 31 | 0.5 | 0.6 | 1.5 | 0.4 |
| 3 | 3 | 6 | 9.0 | 0.7 | 2.0 | 0.2 |
| 4 | 37 | 28 | 14.0 | 2.4 | 4.0 | 0.7 |
| 5 | 39 | 32 | 3.5 | 0.5 | 1.5 | 0.2 |
| 6 | 127 | 37 | 24.0 | 4.4 | 8.0 | 1.8 |
| 7 | 58 | 11 | 11.0 | 0.8 | 3.5 | 0.5 |
| 8 | 30 | – | 15.0 | – | 6.0 | – |
| 9 | 23 | – | 1.5 | – | 0.8 | – |
| 10 | 1 | 16 | – | 0.7 | – | 0.6 |
| 11 | 73 | 41 | 7.0 | 0.8 | 3.5 | 0.4 |
| 12 | 41 | 2 | 11.0 | – | 3.5 | – |
| 13 | 50 | 26 | 3.5 | 1.0 | 1.5 | 1.1 |
| 14 | 6 | 36 | 4.0 | 0.5 | 2.0 | 0.5 |
| 15 | 27 | 21 | 1.5 | 0.1 | 0.8 | 0.2 |
| 16 | 52 | 51 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.3 |
| 17 | 25 | 26 | 3.0 | 0.6 | 1.0 | 0.3 |
| 18 | 23 | 18 | 3.5 | 0.9 | 2.0 | 0.5 |

ны для каждой станции и районов в рядах продолжительности и толщины ледяной корки под снежным покровом для холодных сезонов 1967–2007 гг. За исключением степных зон Северного Кавказа и Западной Сибири и южной муссонной части Дальнего Востока знак коэффициентов линейного тренда в рядах продолжительности и толщины ледяной корки под снежным покровом – отрицательный, т. е. наблюдается уменьшение как продолжительности наличия ледяной корки под снежным покровом, так и ее максимальной толщины (рис. 1.4.7, 1.4.8).

Количественные оценки изменения средних региональных величин на рисунках 1.4.7–1.4.8 даны в процентах от средних региональных величин (имеющихся в таблице 1.4.2) только в тех случаях, когда тренды региональных временных рядов были статистически значимы на 5% уровне.

В центре Восточной Сибири и в горном районе Алтай-Саяны обнаружено статистически значимое уменьшение случаев потенциально опасных ледяных корок, которые при толщине более 5 мм наблюдаются непрерывно в течение

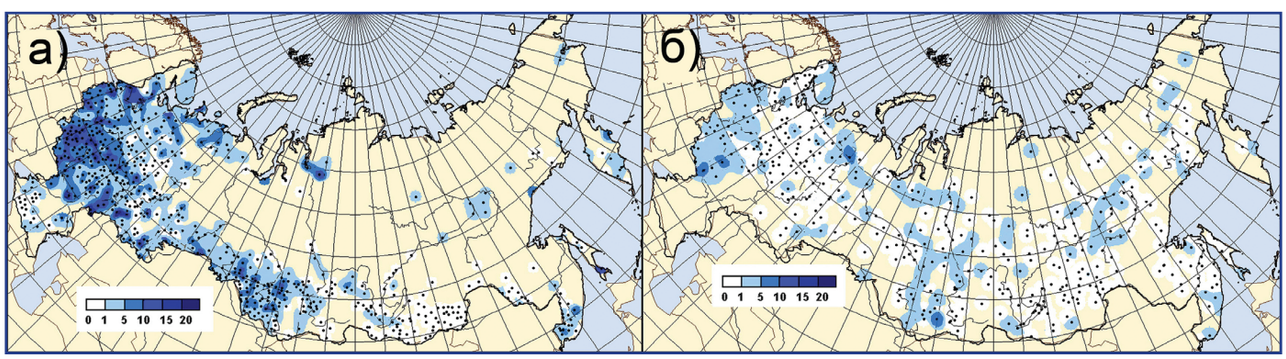



Рис. 1.4.6. Средние многолетние величины максимальной толщины ледяной корки в холодный период на территории России для полевых (а) и лесных (б) снегомерных маршрутов.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 104



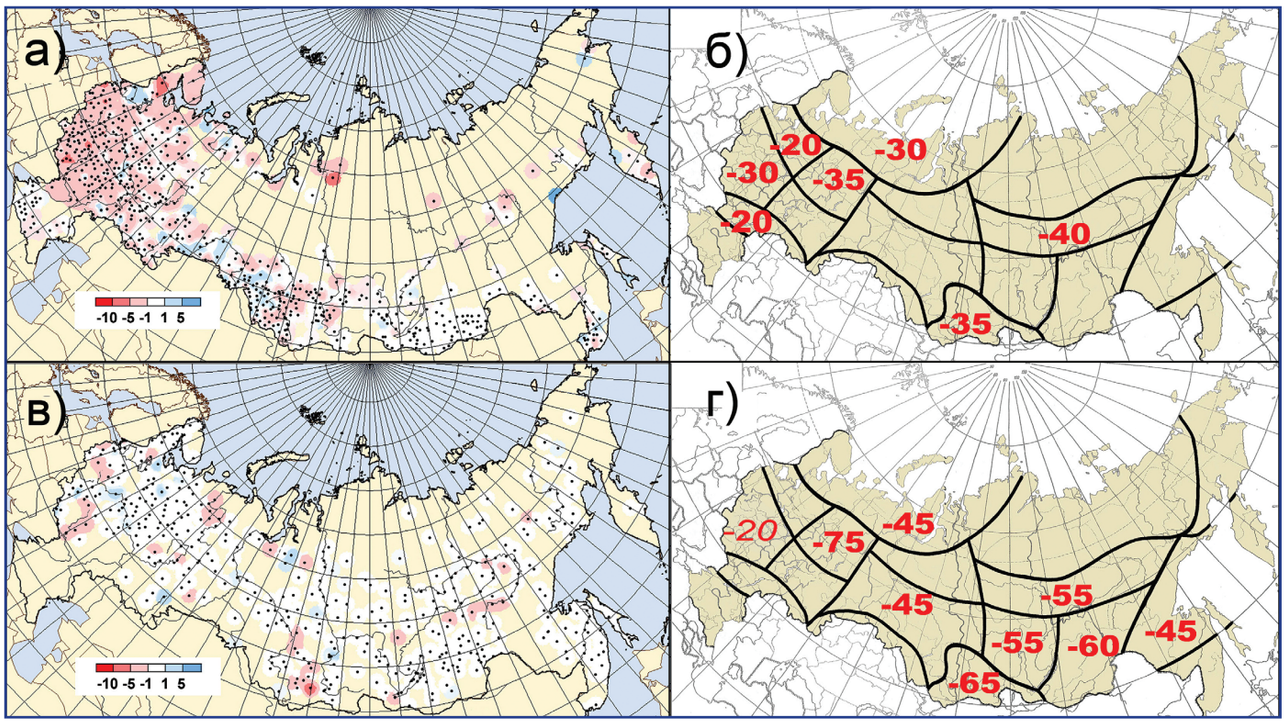



Рис. 1.4.7. Коэффициенты линейного тренда максимальной толщины ледяной корки (мм/10лет) для полевых (а) и лесных (в) маршрутов снегосъемок и их региональные величины в %/10лет (б) и (г) соответственно в холодный период на территории России.

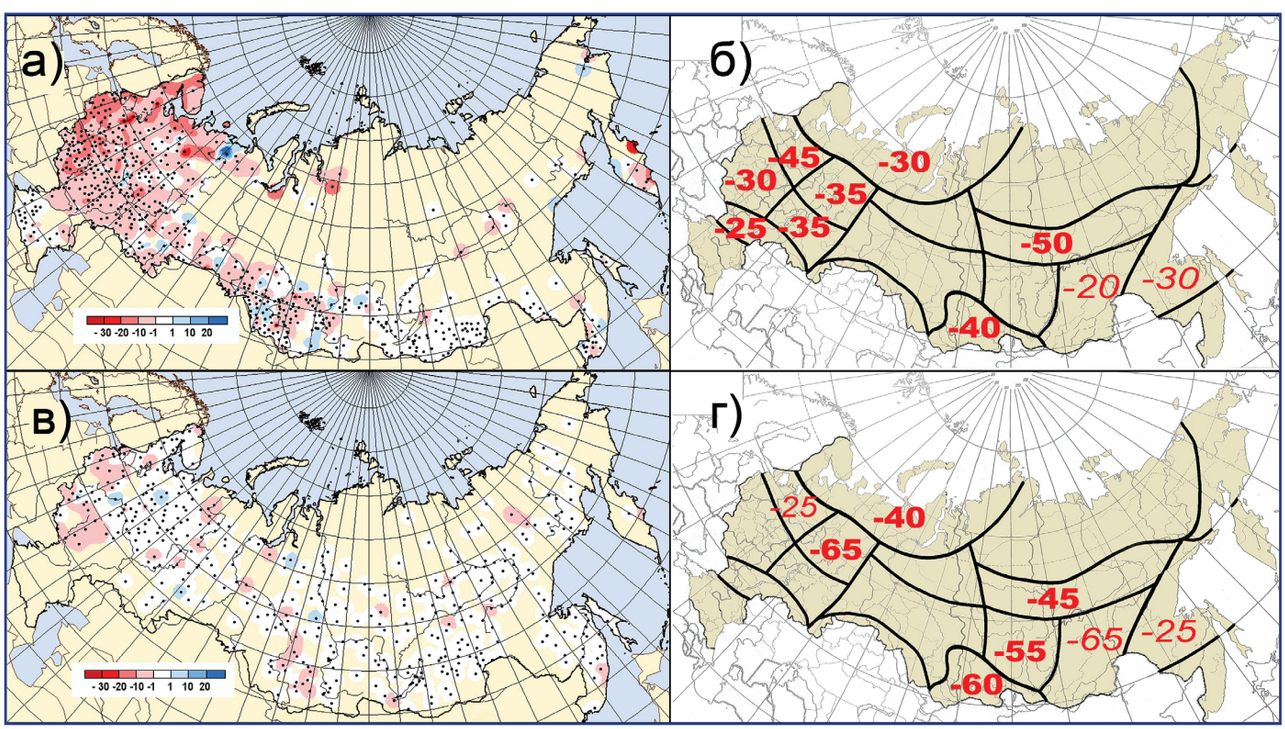



Рис. 1.4.8. Коэффициенты линейного тренда (дни/10лет) числа дней с ледяной коркой в холодный период на территории России для полевых (а) и лесных (в) маршрутов снегосъемок и их региональные средние величины в %/10лет (б) и (г) соответственно.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 105



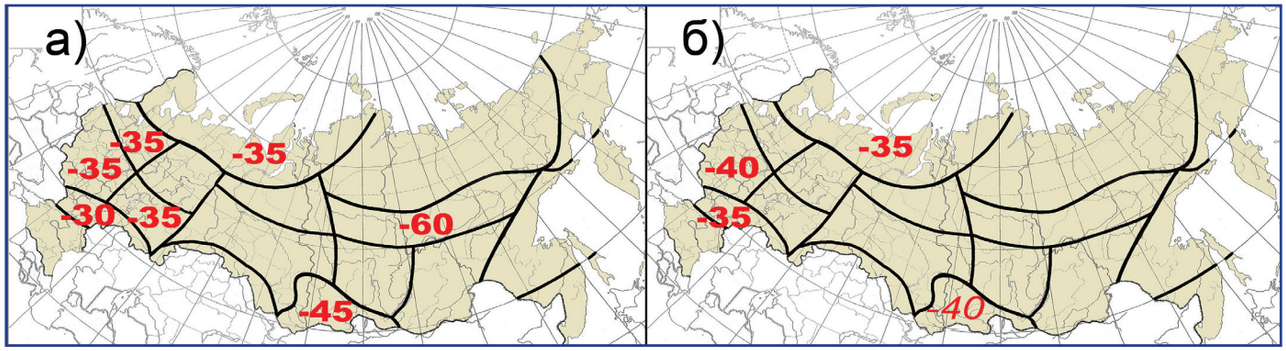



Рис. 1.4.9. Коэффициенты линейного тренда числа дней с ледяной коркой, которая при толщине более 5 мм наблюдалась в течение 10 дней, (а) и толщиной более 20 мм (б) в холодный период на территории России (%/ 10 лет). Тренды представлены только для районов, где они статистически значимы на 5% уровне.

10 дней (рис. 1.4.9). Другой критический предел (более 20 мм по крайней мере 1 раз в году) практически не наблюдался восточнее Енисея. Поэтому все другие статистически значимые тренды обоих потенциально опасных пределов для ледяной корки были получены в атлантическом секторе Арктики и сельскохозяйственных районах Европейской территории России.

Обнаруженное уменьшение продолжительности периодов с ледяной коркой и ее толщины за последние 43 года имеет практическое значение для живой природы и человеческой деятельности.

### 1.4.5. Изменение снежного покрова на территории Российской Федерации по данным спутниковых наблюдений

На сегодняшний день, из космоса на больших масштабах (вплоть до континентальных) удается систематически наблюдать только площадь снежного покрова (snow cover extent, SCE). Существует несколько экспериментальных продуктов толщины снежного покрова и влагозапасов снежного покрова, но для Евразии они недоступны или все еще находятся в стадии разработки. Напротив, Национальная Администрация США по Исследованиям Океана и Атмосферы (NOAA) производит и свободно распространяет данные об изменении снежного покрова по северному полушарию с октября 1966 по “предыдущий месяц” текущего года, в узлах специально выбранной нерегулярной сетки. Существует также вариант этого продукта (Robinson et al., 1993; NCDC, 2011), интерполированный в узлы регулярной сетки (“easy grid”). Со временем менялись спутники, объемы данных, методика обработки (от ручной до автоматизированной – Ramsay, 1998), временное разрешение (от недельного до суточного). В результате многочисленных инноваций нарушалась однородность рядов снежного покрова, и для ее восстановления применяются сложные процедуры (Robinson et al., 1993), которые, кстати, не во все сезоны года обеспечивают однородность рядов (Brown, Dersken, 2013). Так как в ранний период (до 1971) карты для некоторых недель холодного времени года отсутствуют, обычно для климатического анализа временные ряды SCE используются с 1972 года (Brown, 2000; Groisman et al., 1994; 2006; Brown et al., 2011, Robinson, 2009; NCDC, 2011). Сравнение наземных данных с данными наблюдений из космоса по территории Российской Федерации показало, что наличие достаточно густой национальной сети метеорологических наблюдений обеспечивает здесь несмещенные оценки регионального SCE (Groisman et al., 2006; Bulygina et al., 2011) и позволяет продлевать эти ряды в прошлое для исследований долгосрочной изменчивости этой характеристики снежного покрова (Brown, 2000; Brown, Robinson, 2011).

С декабря по март снежный покров занимает практически всю территорию России. Даже если бы он систематически изменялся в эти месяцы за последние сорок лет (а этого не происходило), то основные изменения наблюдались бы южнее и западнее. Напротив, в переходные сезоны (апрель–май и октябрь–ноябрь) основные колебания континентального SCE разворачиваются на территории России. То же можно сказать и о его систематических изменениях.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 106



В течение XX столетия, все исследователи отмечают систематическое уменьшение площади снежного покрова в апреле–мае со средней скоростью за 75 лет – 13% в год, причем в последние десятилетия 20-го века эта скорость возросла почти вдвое, но в последние 15 лет снова замедлилась (Brown, 2000; Groisman et al., 2006; Bulygina et al., 2011; Brown, Robinson, 2011). Наибольшие относительные изменения SCE в апреле–мае наблюдались в Центральной Сибири (Groisman et al., 2006). Рисунок 1.4.10 содержит пополненные до 2012 года ряды спутниковой информации об изменениях SCE по России и, отдельно, по Сибири за эти два месяца, которые подтверждают отмеченную ранее тенденцию. Наблюдаемое уменьшение SCE по спутниковым данным статистически значимо на 95% уровне, и рекордно снежной зимы и холодной поздней весны 2013 недостаточно для изменения этой тенденции. Интересно, что наземные данные, осредненные по тем же территориям, достаточно точно воспроизводят изменчивость и абсолютные значения SCE, но тренд SCE, оцененный по наземным данным, статистически незначим (в отличие от оценки по спутниковым данным), и этот факт требует дальнейших исследований. Низкая плотность наземной сети наблюдений в северной Сибири (где в мае расположены основные площади со снежным покровом) может быть одной из возможных причин расхождения, но нельзя также сбрасывать со счетов и возможную неоднородность спутниковых данных.

На рисунке 1.4.11 приведено сравнение средних оценок SCE по территории России по спутниковой и наземной станционной информации за октябрь-ноябрь за последние десятилетия (Bulygina et al., 2011). Нелинейность изменений SCE за последние 40 лет (особенно, по спутниковым данным, в которых наблюдался рост SCE с середины 1980-х годов до середины 2000-х) дала основания полагать, что глобальное потепление и отступление Арктических льдов влияет не только на максимальные снегозапасы, но и на увеличение осеннего SCE (Cohen et al., 2012). Однако, последующий анализ (Brown and Derksen, 2013) выявил неоднородность в октябрьских данных спутниковых наблюдений за SCE и искусственный тренд в сторону увеличения SCE после перехода на автоматическую обработку этих данных в конце 1880-х. Так что расхождение двух типов наблюдений за SCE

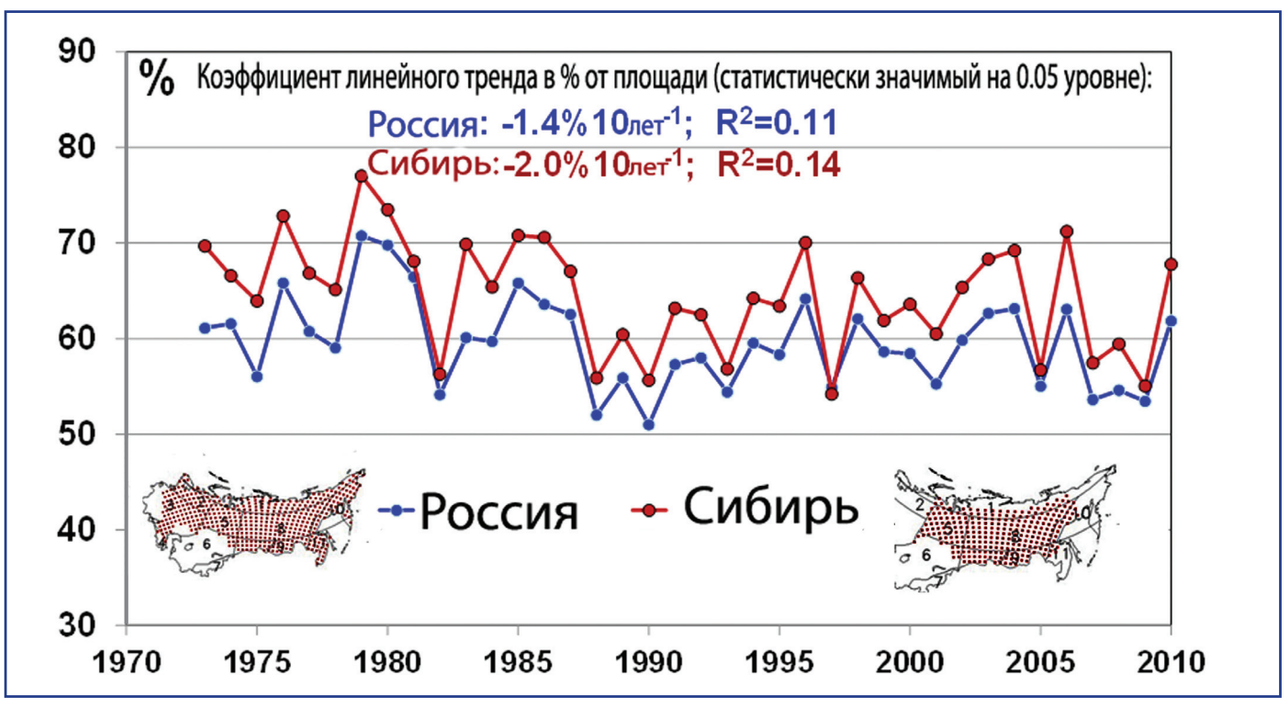



Рис. 1.4.10. Площадь снежного покрова по территории Российской Федерации и Сибири за апрель–май месяцы в процентах от площади страны (региона) по данным спутников NOAA (архив работы (Groisman et al., 1994), дополненный новейшей информацией).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 107



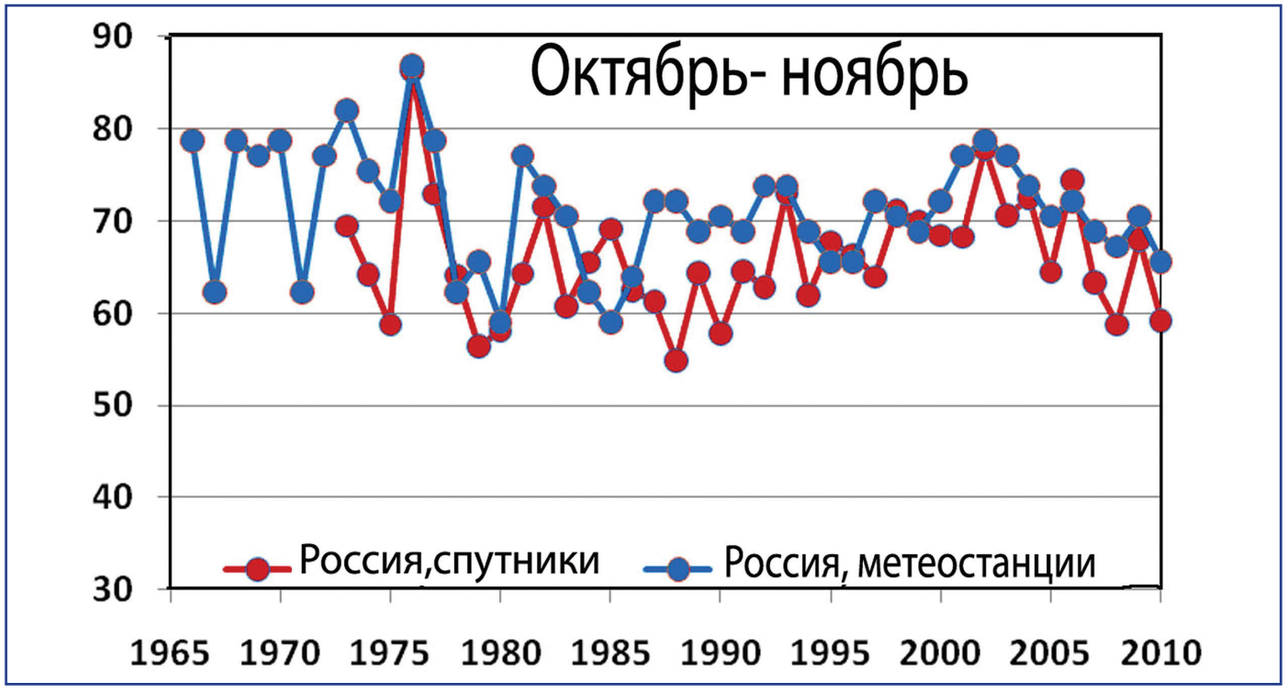



Рис. 1.4.11. Площадь снежного покрова по территории Российской Федерации за октябрь–ноябрь месяцы в процентах от площади страны по данным спутников NOAA и по данным наземной метеорологической сети (наблюдения за толщиной снежного покрова (Bulygina et al., 2011).

на рисунке 1.4.11 следует скорее всего трактовать в пользу наземных наблюдений. Тогда, если отбросить искусственную "нелинейность" в спутниковых данных, данные за октябрь-ноябрь указывают на уменьшение площадей снежного покрова и в эти два месяца. Таким образом, за последние четыре десятилетия на территории России SCE уменьшается в переходные периоды года, что указывает на доминирующее влияние роста температуры на эту характеристику снежного покрова, в то время как изменение атмосферной влажности (действующее в противоположном направлении) проявляет себя в других его характеристиках.

### 1.4.6. Заключение

Анализ климатических характеристик снежного покрова (максимальная высота, число дней со снежным покровом, максимальный запас воды в снеге, площадь снежного покрова SCE), который проводился по данным наблюдений по постоянной рейке на 820 станциях, маршрутных снегосъемок на 958 станциях России и спутниковым данным, позволил выявить следующие закономерности.

Наибольшее число дней со снежным покровом наблюдается на побережье северных морей (более 250 дней), а наименьшее – на побережье Каспийского моря (менее 20 дней). На большей части страны более 100 дней в году лежит снег. Максимальное накопление снега за зимний период в среднемноголетнем масштабе в России наблюдается на северо-востоке Европейской территории, в Западной Сибири и на Камчатке (более 80 см).

На значительной территории Западной и Восточной Сибири, на побережье Охотского моря и дальневосточном юге, в центральных и северо-восточных областях Европейской территории обнаружена тенденция увеличения максимальной за зиму высоты снежного покрова. В то же время, в Забайкалье за счет сокращения твердых осадков и значительного роста весенней температуры наблюдается уменьшение максимальной за зимний период высоты снежного покрова. Увеличивается максимальный за зиму запас воды в снеге (по данным маршрутных наблюдений в поле) на севере Восточно-Европейской равнины, в южной части лесной зоны Западной Сибири и на Дальнем Востоке. В Западной Сибири (по данным маршрутных наблюдений в

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 108



лесу) наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге. Уменьшается продолжительность залегания снежного покрова в Западной Сибири, на Таймыре и востоке Якутии. На северо-востоке Сибири в последние годы при резких межгодовых колебаниях преобладают поздние даты установления и ранние даты схода снежного покрова.

На большей части России, за исключением степных зон Северного Кавказа и Западной Сибири, а также южной муссонной части Дальнего Востока наблюдается уменьшение продолжительности наличия ледяной корки под снежным покровом и ее максимальной толщины.

За последние четыре десятилетия по данным спутниковых наблюдений на территории России площадь снежного покрова в переходные периоды года уменьшается.

### 1.4.7. Литература


**Алисов Б. П., 1956.** Климат СССР. М., Московский Университет, 127 с.

**Борзенкова А. В., Шмакин А. Б., 2012.** Изменения толщины снежного покрова и суточной интенсивности снегопадов, влияющие на расходы по уборке магистралей в российских городах, Лед и снег, № 2 (118), с. 59–70.

**Булыгина О. Н., Разуваев В. Н., Коршунова Н. Н., 2011.** Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг., Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М., ИГКЭ, т. 24, с. 211–227.

**Воейков А. И., 1884.** Климаты земного шара и в особенности России. С.-Пб., Издание картографического заведения А. Ильина, 132 с.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2009.** Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 11, с. 15–29.

**Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год, 2013.** М., РОСГИДРОМЕТ, 86 с.

**Кононова Н. К., 2012.** Влияние циркуляции атмосферы на формирование снежного покрова на северо-востоке Сибири, Лед и снег, № 1 (117), с. 38–53.

**Копанев И. Д., 1971.** Методы изучения снежного покрова. Л.: Гидрометиздат, 226 с.

**Кренке А. Н., Китаев Л. М., Турков Д. В., 2001.** Климатическая роль изменений снежного покрова в период потепления, Изв. РАН, сер. географ., № 4, с. 44–52.

**Попова В. В., 2004.** Структура многолетних колебаний высоты снежного покрова в Северной Евразии, Метеорология и гидрология, № 8, с. 78–88.

**Попова В. В., 2011.** Вклад снегозапасов в изменения стока крупнейших рек бассейна Северного Ледовитого океана в период современного потепления, Лед и снег, № 3 (115), с. 69–78.

**Мещерская А. В., Белянкина И. Г., Голод М. П., 1995.** Мониторинг толщины снежного покрова в основной зернопроизводящей зоне бывшего СССР за период инструментальных наблюдений, Изв. РАН, сер. географ., № 4, с. 101–110.

**ОД_РФ-1, 2008.** Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.

**Разуваев В. Н., Шакирзянов Р. И., 2000.** Изменения в методиках наблюдений за состоянием снежного покрова на территории Российской Федерацииб Труды ВНИИГМИ-МЦД, № 167, с. 41–51.

**Руководящий документ № 52.88.699, 2008.** Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений, М., Росгидромет, 33 с.

**Шмакин А. Б., 2010.** Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия, Лед и снег, т. 1, № 1, с. 43–57.

**Atkinson D. E, Brown R., Alt B., Agnew T., Bourgeois J., Burgess M., Duguay C., Henry G., Jeffers S., Koerner R., Lewkowicz A. G., McCourt S., Melling H., Sharp M., Smith S., Walker A., Wilson K., Wolfe S., Woo M. K. Young K.L., 2006.** Canadian cryospheric response to an anomalous warm summer: A synthesis of the climate change action fund project “The state of the arctic cryosphere during the extreme warm summer of 1998”, Atmosphere-Ocean, vol. 44, pp. 347–375.

**Brown R. D., 2000.** Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915–1997, J. Climate, vol. 13, pp. 2339–2355.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 109



**Brown R. D., Robinson D. A., 2011.** Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty, The Cryosphere, vol. 5, pp. 219–229.

**Brown R. D., Derksen C., 2013.** Is Eurasian October snow cover extent increasing?, Environ. Res. Lett., vol. 8, 024006, 7 pp. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.

B**ulygina O. N., Groisman P. Ya., Razuvaev V. N., Radionov V. F., 2010.** Snow cover basal ice layer changes over Northern Eurasia since 1966, Environ. Res. Lett., vol. 5, 015004, 10 pp.

**Bulygina O. N., Groisman P. Ya., Razuvaev V. N., Korshunova N. N., 2011.** Changes in snow cover over Northern Eurasia since 1966, Environ. Res. Lett., vol. 6, 045204, 10 pp.

**Callaghan T. V., Johansson M., Brown R. D., Groisman P. Ya., Labba N., Radionov V., Contributors, 2011.** Changing Snow Cover and its Impacts. In: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA), AMAP Report to the Arctic Council. Ch. 4, 59 pp. Available at http://amap.no/swipa/.

**Cohen J., Furtado J., Barlow M., Alexeev V., Cherry J., 2012.** Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling, Environ. Res. Lett., vol. 7, 014007, 8 pp.

**Ghatak D., Frei A., Gong G., Stroeve J. C., Robinson D., 2010.** On the emergence of an Arctic amplification signal in terrestrial Arctic snow extent, J. Geophys. Res., vol. 115, D24105, doi:10.1029/2010JD014007.

**Ghatak D., Deser C., Frei A., Gong G., Phillips A., Robinson D., Stroeve J., 2012.** Simulated Siberian snow cover response to observed Arctic sea ice loss, 1979–2008, J. Geophys. Res., vol. 117, D23108, doi:10.1029/2012JD018047.

G**roisman P. Y., Karl T. R., Knight R. W., Stenchikov G. L., 1994.** Changes of snow cover temperature and radiative heat balance over the Northern Hemisphere, J. Clim., vol. 7, pp. 1633–1656.

**Groisman P. Y., Knight R. W., Razuvaev V. N., Bulygina O. N., Karl T. R., 2006.** "State of the ground" rarely used characteristic of snow cover and frozen land: Climatology and changes during the past 69 years over Northern Eurasia, J. Clim., vol. 19, pp. 4933–4955.

**Groisman P. Y., Soja A. J., 2009.** Ongoing climatic change in Northern Eurasia: justification for expedient research, Environ. Res. Lett., vol. 4, 045002.

**Levinson D. H., Lawrimore J. H., 2008.** State of the Climate in 2007, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 89, S1–S179, doi:10.1175/BAMS-89-7-StateoftheClimate.

**Min S. K., Zhang X. B., Zwiers F., 2008.** Human-induced arctic moistening, Science, vol. 320, pp. 518–520.

**National Climatic Data Center (NCDC), 2011.** State of the Climate. Online monthly publication available at http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/snow/.

**Park H., Walsh J. E., Kim Y., Nakai T., Ohata T., 2013.** The role of declining arctic sea ice in recent decreasing terrestrial Arctic snow depths, Polar Sci., pp. 174-187. doi:10.1016/j.polar. 2012.10.002.

**Peng S., Piao S., Ciais P., Friedlingstein P. , Zhou L., Wang T., 2013.** Changes in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades, Environ. Res. Lett., vol. 8, 014008.

**Ramsay B. H., 1998.** The interactive multi-sensor snow and ice mapping system, Hydrol. Process., vol. 12, pp. 1537–1546.

**Robinson D. A., 2009.** Northern Hemisphere continental snow cover extent: in – Peterson T. C., Baringer M. O. (eds.), 2009, State of the Climate in 2008, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 90, S28–9.

**Robinson D. A., Dewey K. F., Heim R. R. Jr., 1993.** Global snow cover monitoring: An update, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 74, pp. 1689–1696.

**Serreze M. C., Holland M. M., Stroeve J., 2007.** Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover, Science, vol. 315, 1533–6.

**Trenberth K. E., Jones P. D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., A. Klein Tank, Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J. A., Rusticucci M., Soden B., Zhai P., 2007.** Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 235–336. Cambridge University Press Cambridge, UK and New York, NY, USA

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 110



# ГЛАВА 1.5. ОБЛАЧНОСТЬ И РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ

**Е. И. Хлебникова**

Е. Л. Махоткина

## 1.5.1. Облачность

Облачность является важнейшим регулятором солнечного и земного излучения и может обеспечивать формирование механизмов обратной связи, обусловленных антропогенными воздействиями. Радиационные эффекты облаков зависят от сезона и времени суток, а также от вида облачности (IPCC, 2007). Вместе с тем, к настоящему времени сохраняется большая степень неопределенности в оценке наблюдаемых изменений облачного покрова как глобального, так и регионального масштаба.

Как отмечалось в (Оценочный доклад..., 2008), оба вида наблюдений за облачностью – спутниковые и наземные – имеют свои специфические особенности, которые не дают оснований отдать безусловное предпочтение какому-либо одному из них. В рамках наземных наблюдений определение состояния облачного покрова осуществляется наблюдателями, которые визуально по 10-балльной шкале оценивают степень покрытия небосвода облаками (по общей и нижней облачности) и регистрируют наличие различных форм облаков. При наличии нижней облачности по наземным наблюдениям сложно охарактеризовать облачность верхнего и среднего ярусов. В то же время спутниковые наблюдения во многих случаях отражают состояние лишь самого верхнего слоя облаков.

Редкая наземная сеть наблюдений не дает достоверных данных об облачности для многих регионов. По сравнению с наземными наблюдениями спутниковые данные обладают существенно более высоким пространственным и временным разрешением. Однако их обработка требует серьезных усилий, направленных на идентификацию и корректировку искажающего влияния различных методических факторов (смещение орбитальных параметров, деградация сенсора, особенности межспутниковой калибровки и пр.).

В настоящее время существует более десяти глобальных баз данных по облачности, основанных на разных источниках информации, детальный сравнительный анализ которых проведен в (Черножукльский, Мохов, 2010; Chernokulsky, Mokhov, 2012). С точки зрения оценки климатических изменений облачности по спутниковым данным наибольший интерес представляют два базовых архива, формирование которых началось в 1980-х годах XX в.: ISCCP (Rossow, Schiffer, 1999) и PATMOS (Jacobowitz et al., 2003). В (IPCC, 2007) отмечалось несоответствие в тенденциях изменения облачности между ISCCP и другими спутниковыми продуктами. Последующие исследования свидетельствуют, что выраженный нисходящий тренд глобальной облачности, обнаруживаемый по данным ISCCP в 1980-х годах (см., например, (Покровский, 2012)), не согласуется с данными PATMOS и наземными данными, и большая часть этого тренда может быть объяснена методическими причинами (Baringer et al., 2010).

В (Оценочный доклад..., 2008) основное внимание уделялось изучению региональных тенденций в изменении характеристик облачности по результатам наземных наблюдений во второй половине XX столетия. Пространственное осреднение среднегодовых аномалий общей облачности по данным 150 станций на территории России выявило во второй половине XX столетия тенденцию к увеличению общей облачности, наиболее выраженную в Азиатской части России на интервале 1961–1990 гг. (0.08/10лет). Однако на рубеже XX–XXI веков сохранения положительной тенденции не наблюдалось.

Более устойчивые и глубокие изменения были обнаружены в отношении распределения разных видов и форм облачности по частоте их повторения (Хлебникова, Салль, 2009). В частности, была отмечена хорошо выраженная тенденция к увеличению доли облачности вертикального развития, наблюдаемая во все сезоны года (скорость изменения варьирует от 1%/10лет в зимний сезон до 3%/10 лет и более в теплое время года), а также уменьшение слоисто-дождевой облачности и увеличение вклада облаков верхнего яруса.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 111



В отличие от (Хлебникова, Салль, 2009), где основное внимание уделялось крупномасштабным изменениям на продолжительном интервале 1951–2005 гг., в работе (Chernokulsky et al., 2011) представлены результаты детализированного регионального анализа характеристик облачности, основанного на информации с более чем 1600 метеорологических станций, за двадцатилетний период 1991–2010 гг.

В целом результаты исследований хорошо согласуются между собой и дают возможность в определенной степени уточнить выводы, содержащиеся в (Оценочный доклад…, 2008). В последние десятилетия сохраняется хорошо выраженная тенденция увеличения частоты появления конвективной облачности (рис. 1.5.1, рис. 1.5.2). Растет частота появления облаков верхнего яруса. Продолжается перераспределение вклада дождевой облачности разных типов, проявляющееся в росте отношения доли кучево-дождевых облаков к доле слоисто-дождевых облаков. При этом, однако, на Урале и в прибрежных районах Дальнего Востока в 2001–2010 гг. отмечается уменьшение частоты появления кучево-дождевых облаков и увеличение слоисто-дождевой облачности по сравнению с предыдущим десятилетием. Рост общей облачности, обнаруженный по среднегодовым данным во 2-й половине XX в. и отмеченный в (Оценочный доклад…, 2008), на рубеже веков значимо проявляется лишь в переходные сезоны.

Повсеместное увеличение частоты появления конвективной облачности является важным свидетельством интенсификации конвективных процессов, происходящим в последние десятилетия над северными районами суши умеренных широт (Мохов и др., 2009). Особенности наблюдаемых изменений облачности могут быть связаны с изменениями динамических и термодинамических процессов, обусловленными увеличением приземной температуры воздуха, которые приводят к ослаблению статической устойчивости и, как следствие, к увеличению конвективных облаков и уменьшению слоистой облачности (Мохов, Акперов, 2006).

### 1.5.2. Радиационный режим

Регулярные наземные наблюдения за поступающей солнечной радиацией на отдельных метеорологических станциях на территории России были организованы еще в начале XX в. Однако плановое развитие актинометрической сети связано с проведением Международного Геофизического Года (1957–1958 гг.). По состоянию на 1.01.2012 актинометрическая сеть Росгидромета включает в себя 115 станций с программами наблюдений, позволяющими осуществлять климатологический анализ различных потоков коротковолновой радиации (прямой солнечной, рассеянной, отраженной и суммарной радиации), а

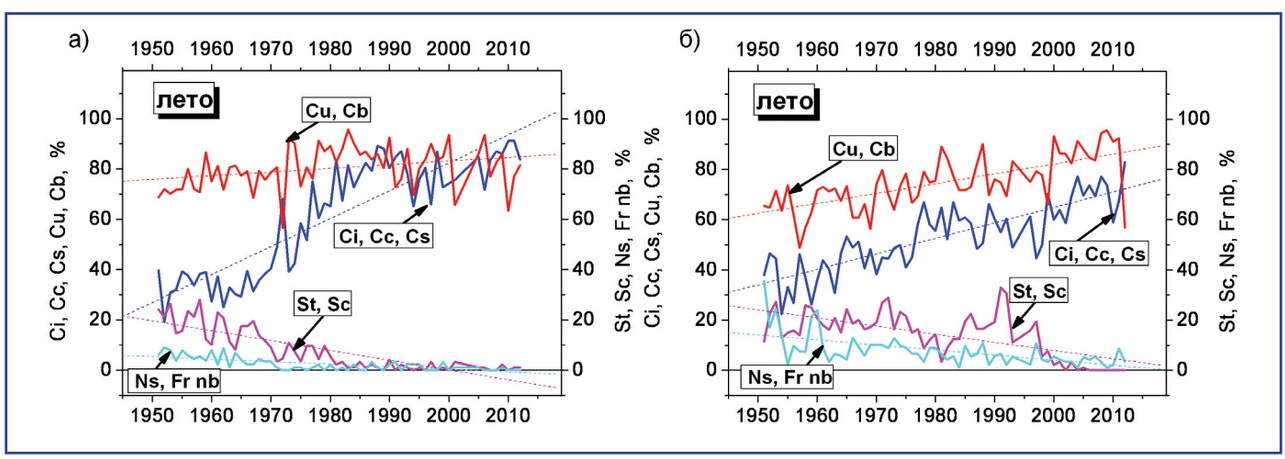



Рис. 1.5.1. Изменение доли разных форм облачности (в % от общего числа наблюдений с наличием облаков) в полуденный срок по данным метеорологических (1951–1975 гг.) и актинометрических (1976–2012 гг.) наблюдений в летний сезон: а) станция Павелец (Европейская часть России), б) станция Енисейск (Азиатская часть России). (Хлебникова, Салль, 2009 – продленные ряды).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 112



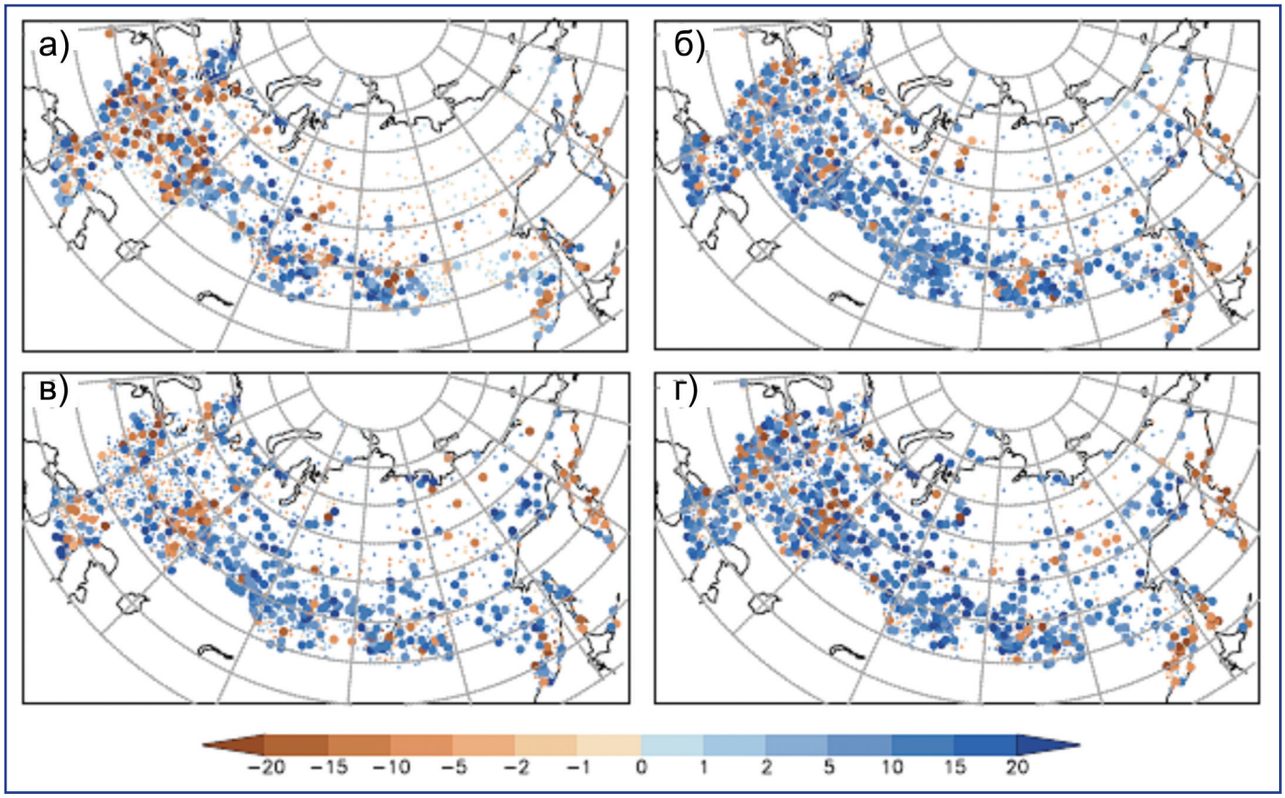



Рис. 1.5.2. Изменение повторяемости Cb облаков (%) на интервале 2001–2010 гг. по отношению к периоду 1991–2000: а) зима, б) весна, в) лето, г) осень. (Chernokulsky et al., 2011).

также радиационного баланса подстилающей поверхности.

Величина солнечной радиации у поверхности земли зависит не только от астрономических факторов, но и от изменения характеристик аэрозолей, содержания водяного пара, от количества и свойств облаков. Различные виды аэрозолей поразному воздействуют на радиационный баланс и температуру воздуха в приземном слое. Стратосферный аэрозольный слой вызывает отражение приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации и уменьшает нагрев нижележащих слов (например, сульфатный вулканический аэрозоль может вызвать “кратковременное” глобальное похолодание). Воздействие тропосферного аэрозоля неоднозначно и – в зависимости от оптических свойств – может способствовать как увеличению, так и уменьшению приземной температуры воздуха.

Аэрозольная оптическая толщина атмосферы (АОТ), являющаяся основным показателем аэрозольного влияния на потоки солнечного излучения, в настоящее время может быть определена на основе прямых измерений спектральной прозрачности с помощью солнечных фотометров на глобальной сети станций AERONET (Aerosol Robotic NETwork). Эта сеть, насчитывающая несколько сотен станций, достаточно хорошо освещает территорию Западной Европы и Северной Америки. На территории России действует 8 станций, семь из которых находится в азиатской части.

Данные AERONET активно используются для валидации различных спутниковых продуктов (Sayer et al., 2012; Hsu et al., 2012), а также – несмотря на непродолжительность рядов – для анализа по имеющимся данным тенденции изменения АОТ в различных регионах. В работе (De Meij et al., 2012) на станции Томск, считающейся репрезентативной для юга Западной Сибири, на интервале 2000–2009 гг. была отмечена тенденция к уменьшению АОТ (–0.04/10лет).

Изучение региональных особенностей пространственно-временных изменений прозрачности атмосферы на территории России базируется,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 113



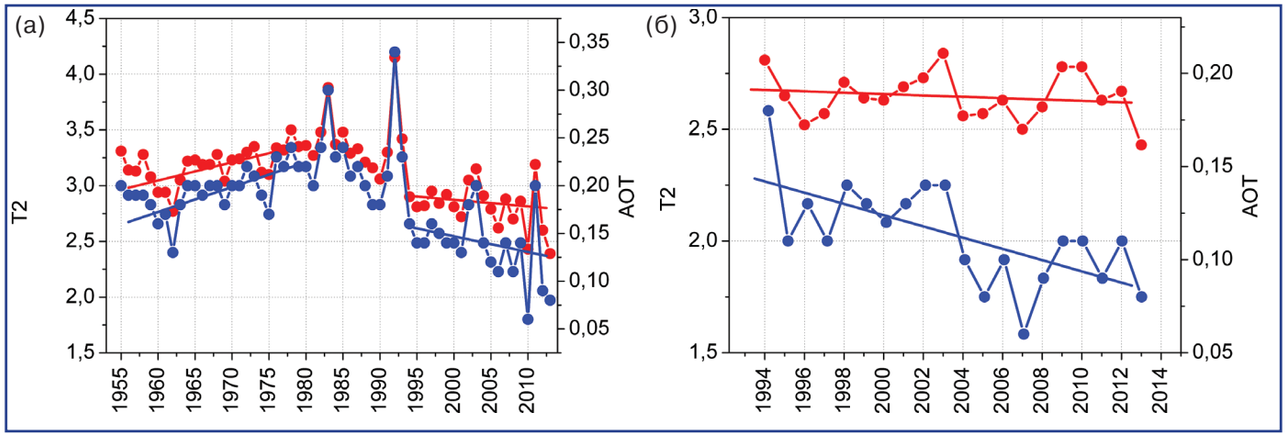



Рис. 1.5.3. Средние годовые значения интегральной мутности атмосферы $T_2$ (красные линии) и аэрозольной оптической толщины АОТ (синие линии), осредненные по территории ЕЧР (а) и Западной Сибири (б). Прямыми линиями показаны линейные тренды.

в основном, на данных сетевых актинометрических наблюдений (Махоткина и др., 2005), которые могут быть использованы для оценки характеристик интегральной (широкополосной) атмосферной прозрачности. Такая оценка выполняется по специальной методике (см., например, Евневич, Савиковский, 1989), по данным о прямой солнечной радиации при безоблачном небе. Применение этого подхода дало возможность сформировать продолжительные ряды показателей интегральной прозрачности – коэффициента прозрачности ($P_2$) и фактора мутности Линке ($T_2$), а также – с привлечением информации о влажности у поверхности Земли и температуре воздуха – осуществить выделение аэрозольной составляющей ослабления радиации (Махоткина и др., 2005; Абакумова, Горбаренко, 2008).

В (Оценочный доклад, 2008) отмечалось, что в конце XX в. на всей территории России сформировалась тенденция к уменьшению мутности атмосферы – как интегральной, так и аэрозольной. Последующие исследования в целом подтверждают сохранение этой тенденции и позволяют уточнить некоторые региональные проявления наблюдаемых изменений (Плахина и др., 2009; Махоткина и др., 2010; Плахина и др., 2011).

Основная особенность распределения атмосферного аэрозоля над территорией России состоит в уменьшении АОТ с юго-запада на северо-восток при наличии районов с постоянной повышенной аэрозольной замутненностью на юго-западе и юго-востоке (Плахина и др., 2009). На этом фоне отмечаются отдельные очаги более высокой тропосферной аэрозольной нагрузки, которые наиболее ясно проявились после 1995 г. в связи с глобальным очищением атмосферы от стратосферного аэрозольного слоя. Эти тропосферные источники связаны, в основном, с интенсивным антропогенным воздействием (города юга России, Западной Сибири и Приморья), а также с лесотундровыми пожарами в Сибирском регионе. Еще одной причиной понижения прозрачности атмосферы на востоке российского региона, проявляющейся в средних годовых АОТ, являются вулканы Камчатки.

В период 1960–2011 гг. наблюдается сложная картина временных изменений интегральной ($T_2$) и аэрозольной (АОТ) мутности атмосферы (рис. 1.5.3а). Глобальные эффекты крупных извержений (Эль-Чичон, апрель 1982 г.; Пинатубо, июнь 1991 г.) проявились на всей территории России в резком увеличении мутности спустя 3–6 месяцев после извержений и постепенном уменьшении ее до обычных значений на протяжении 12–18 месяцев.

Аномальная жара и связанные с ней пожары лета 2010 г. привели к значительному уменьшению атмосферной прозрачности на территории ЕЧР и формированию замкнутой области экстремально высоких значений фактора мутности $T_2$ в регионе (48°–55° с.ш.; 37°–42° в.д.) (Плахина и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 114



В последние десятилетия в центре и на юге ЕЧР проявляется тенденция к уменьшению интегральной мутности $T_2$ (рис. 1.5.3а). На остальной территории изменения неоднозначны и, в основном, слабо выражены (рис. 1.5.3б). При этом аэрозольная составляющая мутности атмосферы (АОТ) продолжает уменьшаться практически на всей территории России. Лишь на отдельных станциях Камчатки и Дальнего Востока регистрируются положительные тренды АОТ.

Принятый в России подход к оценке изменений атмосферной прозрачности по измерениям прямой солнечной радиации используется в настоящее время и в других странах. В работе (Ohvrill et al., 2009) представлены результаты анализа интегральной прозрачности атмосферы в Европе по данным 6 станций, расположенных на территории Эстонии (3 станции), России (Павловск, Москва) и Украины (Феодосия). Ряды наблюдений на этих станциях в совокупности характеризуют более чем 100-летний период и обнаруживают значительное сходство на длительных временных интервалах. С конца 1990-х на всех действующих станциях регистрируются высокие значения прозрачности, что связывается не только со снижением вулканической активности, но и с экологически ориентированными изменениями в технологиях, снижением промышленных выбросов, а также выводом отдельных производств из Европы.

Климатические изменения приходящей солнечной радиации при реальных условиях облачности в контексте проблемы глобальных изменений климата вызывают в настоящее время повышенный интерес (Wild, 2012). В последнее десятилетие сложились представления, в определенной степени нашедшие отражение в (IPCC, 2007), что изменения приходящей радиации играют маскирующую роль по отношению к потеплению антропогенного происхождения. Отправной точкой таких представлений явились результаты работ, выполненных, в основном, в 90-х годах прошлого столетия, в рамках которых была обнаружена тенденция к уменьшению поступления солнечной радиации на подстилающую поверхность в 1950-х–1980-х годах XX в.

Среди наиболее ранних исследований по этому вопросу следует отметить работы отечественных специалистов (Житорчук и др., 1994), а также (Abakumova et al., 1996), где эта крупномасштабная тенденция была выявлена по данным 160 станций, освещающих значительную часть Евроазиатского континента. Уменьшение прихода солнечной радиации, начавшееся в 1950-х и продолжавшееся до конца 1980-х годов, было зафиксировано и в других регионах земного шара, и это явление получило название “global dimming” (Stanhill, Cohen, 2001).

Основным источником информации для глобальных исследований изменения приходящей радиации является архив Global Energy Balance Archive (GEBA), в котором на начальном этапе в 1988 г. было представлено около 500 постанционных рядов суммарной радиации месячного разрешения (Gilgen, Ohmura, 1999). В 1990-х годах архив был существенно пополнен путем привлечения информации из Мирового Центра радиационных данных (ГГО), в том числе данных наблюдений на российских станциях международного обмена, а также данных Национальных Метеослужб других стран. Впоследствии GEBA был использован для анализа изменений суммарной радиации за последнее десятилетие XX в. Для повышения обоснованности выводов к анализу были также привлечены данные сетей высокоточных радиационных измерений, которые начали функционировать в 1990-х годах. К числу этих сетей относятся: Baseline Surface Radiation Network (Ohmura et al., 1998), насчитывающая в настоящее время свыше 50 станций, Atmospheric Radiation Measurement (ARM), NOAA Earth System Research Laboratory (ESRL), а также региональные сети в США, Австралии, Швейцарских Альпах.

Исследования, основанные на данных GEBA и имеющихся результатах высокоточных измерений, показали, что повсеместное уменьшение прихода радиации к концу XX в. прекратилось и началось восстановление исходных значений приходящей радиации, получившее название “brightening” (Wild et al., 2005). Стала высказываться точка зрения, что именно изменение знака тренда приходящей солнечной радиации внесло существенный вклад в сильный рост температуры воздуха в конце прошлого столетия (Wild et

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 115



al., 2005). В последующих работах (Omura, 2009), (Gilgen et. al., 2009), а также в других исследованиях, обзор которых дан в (Wild, 2010), широко обсуждается влияние аэрозольных и облачных эффектов на обнаруживаемые крупномасштабные особенности изменения солнечной радиации.

В (Оценочный доклад…, 2008) отмечались основные закономерности многолетних изменений радиационных характеристик на территории России. В частности, обращалось внимание как на уменьшение прихода солнечной радиации в 1960-е–1980-е годы, так и на ослабление к концу XXI в. отрицательной тенденции в поступлении солнечной радиации. Анализ данных за последующие годы, осуществляемый в рамках мониторинга радиационного режима (Доклад Росгидромета, 2013) и обобщенный в (Хлебникова, Салль, 2014), позволил выявить как общие черты, так и особенности междесятилетних изменений приходящей радиации на территории России, по сравнению с другими регионами Земного шара.

В основе мониторинга коротковолновой солнечной радиации (Доклад Росгидромета..., 2013) лежит анализ месячных сумм различных видов радиации. Значения норм определяются за единый базовый период, в качестве которого ис-

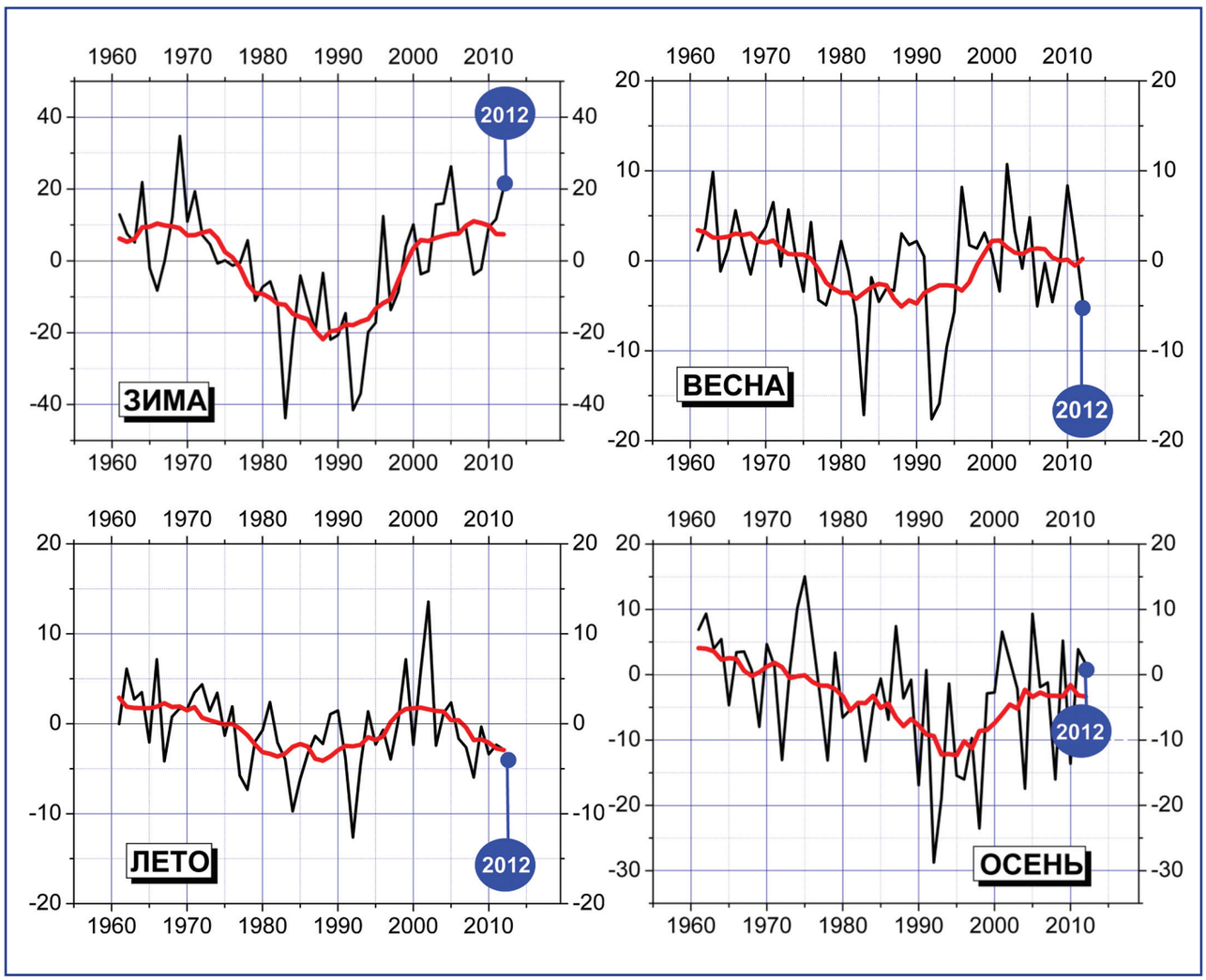



Рис. 1.5.4. Аномалии (в процентах от среднего за 1961–1990 гг.) сезонных сумм прямой радиации, приходящей к земной поверхности, осредненные по территории РФ. 1961–2012 гг. (Доклад Росгидромета..., 2013).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 116



пользуется интервал 1961–1990 гг. Нормированные аномалии оцениваются как отклонения соответствующих величин от средних многолетних значений (норм), выраженные в процентах от этих значений. На основе месячных аномалий рассчитываются сезонные и годовые аномалии. Именно эти два временных масштаба – сезон и год – рассматриваются для выявления долгопериодных климатических изменений солнечной радиации.

В качестве базового источника информации используются данные измерений плотности потоков разных видов радиации в фиксированные сроки (так называемых "срочных" наблюдений). Из двух видов актинометрических наблюдений, дающих информацию не только о суммарной радиации, но и об отдельных составляющих радиационного баланса, предпочтение отдано именно срочным наблюдениям в силу большей плотности подсети этих станций – как в начале XXI века, так и в 60-х годах XX в. По состоянию на 1.01.2012 г. около 90 станций на территории России функционируют по программе срочных актинометрических наблюдений. Для большинства действующих станций со срочными наблюдениями (в отличие от станций, ведущих непрерывные наблюдения) могут быть рассчитаны нормы за базовый период 1961–1990 гг.

Оценки климатических изменений на территории России и бывшего СССР, в отличие от других регионов, выполнялись как для суммарной, так и для прямой солнечной радиации. В (Abakumova et al., 1996) было показано, что скорость относительного изменения годовых сумм прямой радиации на интервале 1961–1987 гг. составляет 4–6%/10 лет, а суммарной – около 2%/10 лет. В изменение суммарной радиации большой вклад вносит рассеянная радиация, существенно зависящая от аэрозолей антропогенного происхождения, имеющих локальное распространение. На настоящем этапе в системе регулярного мониторинга радиационного режима рассматриваются и суммарная, и прямая солнечная радиации (Доклад Росгидромета, 2013). При этом в контексте выявленной чувствительности этих составляющих радиационного баланса первоочередное внимание уделяется анализу прямой радиации.

Анализ сезонных аномалий прямой радиации, осредненных по территории России (рис. 1.5.4), демонстрирует единообразие векового хода аномалий для различных сезонов, свидетельствующее о крупномасштабности воздействия, приведшего к пониженным значениям прямой радиации в последней четверти XX в. на территории России. В начале XXI в. и особенно в последние годы (2006–2012 гг.) регистрируемые аномалии близки к нулю и значительно отстоят от экстремально низких значений, достигнутых в начале 90-х годов прошлого столетия.

Региональный анализ многолетних колебаний пространственно-осредненных аномалий годовых сумм прямой радиации (рис. 1.5.5) показывает, что в начале XXI в. значения, близкие к норме, наблюдаются практически на всей территории России. В большей степени, чем для других регионов, отклоняются от нормы годовые суммы прямой радиации на территории Средней Сибири, где в течение ряда лет регистрируются отрицательные аномалии.

Особенности многолетних изменений солнечной радиации в 1961–2012 гг. с выраженным минимумом вблизи середины этого периода делают нецелесообразным использование линейной модели для всего рассматриваемого интервала. Для выявления региональных особенностей изменения радиационных потоков более информативной является оценка линейного тренда для двух последовательных интервалов: 1961–1985 гг. и 1986–2010 гг. (Хлебникова и др., 2011). Следует заметить, что исключение из рассмотрения 2010 г., когда была зафиксирована крупная температурная аномалия, лишь незначительно уменьшило величину коэффициентов линейного тренда, но не изменило конфигурации поля и общих наблюдаемых закономерностей.

Представленные результаты оценки трендов прямой и суммарной радиации (рис. 1.5.6) наглядно демонстрируют наличие повсеместной тенденции к уменьшению поступления солнечной радиации в 1960-х–1980-х годах (рис. 1.5.6а, в). Вместе с тем, тенденция к росту радиации, проявившаяся к концу XX в., не оказалась долговременной на всей территории России.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 117



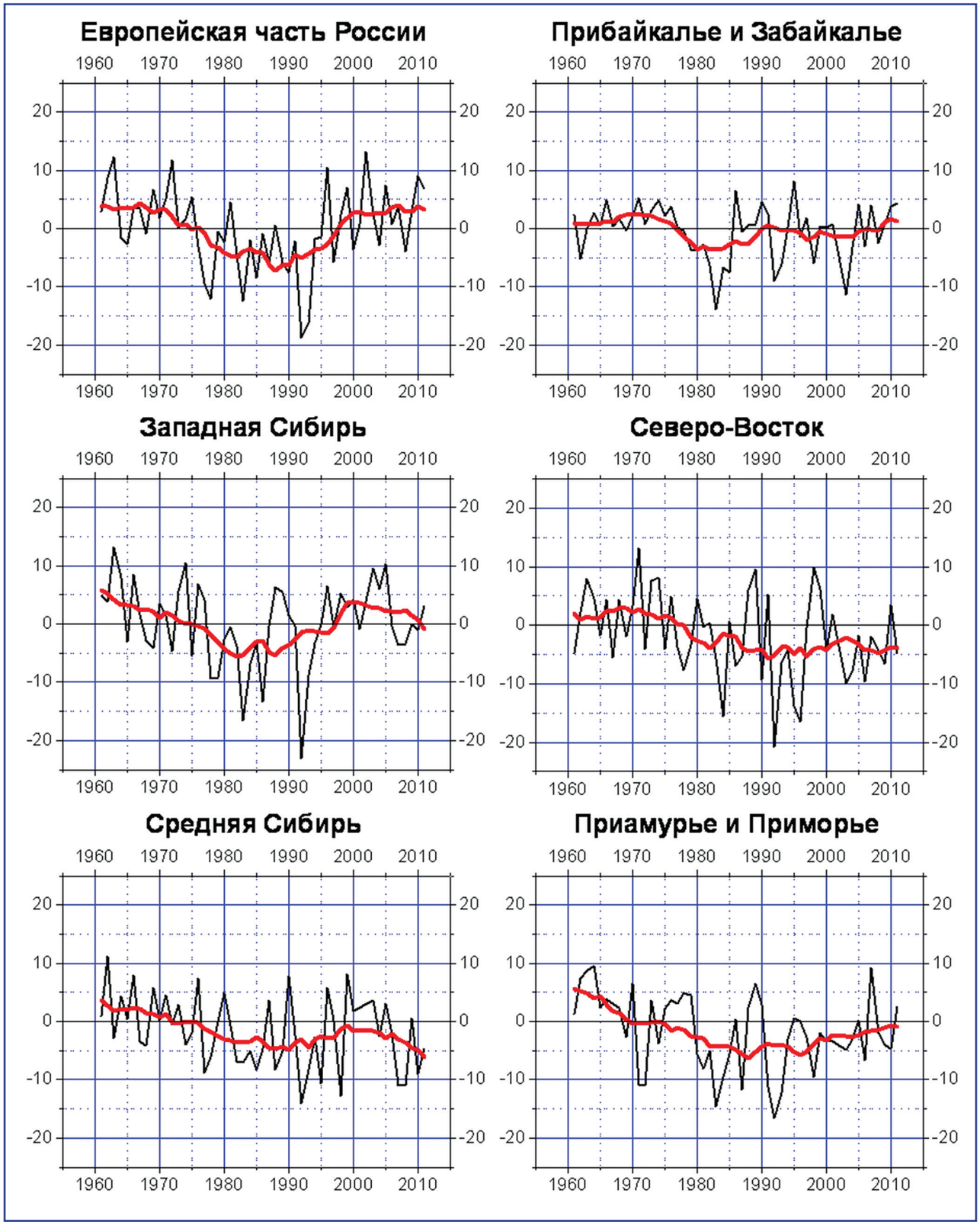



Рис. 1.5.5. Регионально-осредненные аномалии (в процентах от среднего за 1961–1990 гг.) годовых сумм прямой солнечной радиации, приходящей к земной поверхности (Доклад Росгидромета..., 2013).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 118



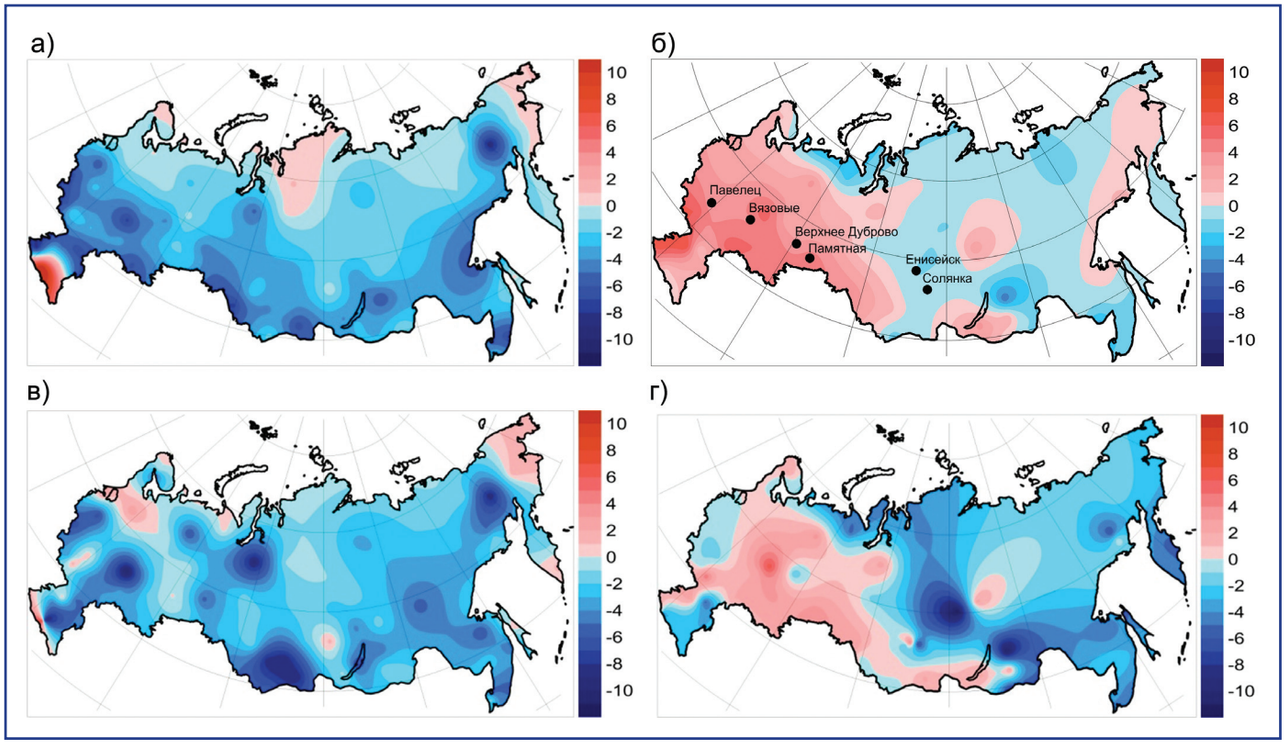



Рис. 1.5.6. Изменение (Вт/м$^2$/10лет) прямой и суммарной радиации, приходящей к земной поверхности в среднем за год, на различных временных интервалах: а) прямая радиация, 1961–1985 гг., б) прямая радиация, 1986–2010 гг.; в) суммарная радиация, 1961–1985 гг., г) суммарная радиация, 1986–2010 гг. (Хлебникова, Салль, 2014).

Рост прямой радиации на интервале 1986–2010 гг. является хорошо выраженным на территории ЕЧР, где скорость изменения в южных районах составляет около 6 Вт/м$^2$/10лет. Вместе с тем, в Азиатской части России сформировалась обширная область со слабыми отрицательными трендами приходящей радиации (рис. 1.5.6 б, г). В действительности, как можно видеть на рис. 1.5.7, в этом регионе наблюдается сложный характер изменений в 1986–2010 гг., который плохо описывается линейной моделью на всем интервале.

На ряде российских станций значения стабилизировались на определенном уровне, хотя и не достигли максимальных значений, наблюдаемых в 1960-х годах (рис. 1.5.7). В некоторых регионах АЧР после 2000 г. возобновилась тенденция к снижению прямой и суммарной радиации. Наиболее ярко это проявляется в Средней Сибири (Енисейск, Солянка). Аналогичные особенности изменения радиации обнаруживаются на территории Китая и Монголии (Wild et al., 2009; Wild, 2012).В то же время изменения, наблюдаемые на территории ЕЧР (в первую очередь, в южных регионах с большим годовым приходом радиации), вполне аналогичны тем, которые отмечаются на зарубежных европейских станциях, например, на станции Потсдам (Wild et al., 2005).

При выявлении трендов радиационных характеристик часто возникает вопрос о качестве используемых приборов. Это связано с тем, что большинство радиометров со временем теряют чувствительность и при отсутствии своевременной и надлежащей калибровки могут демонстрировать ложные нисходящие (но не восходящие) тренды. В этом контексте обнаружение положительного тренда в конце XX в. является аргументом в пользу истинности наблюдаемых вариаций.

Сеть актинометрических станций, пригодных для мониторинга междесятилетних колебаний, довольно редкая. Соответственно получаемое поле оценок может отражать лишь крупно-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 119



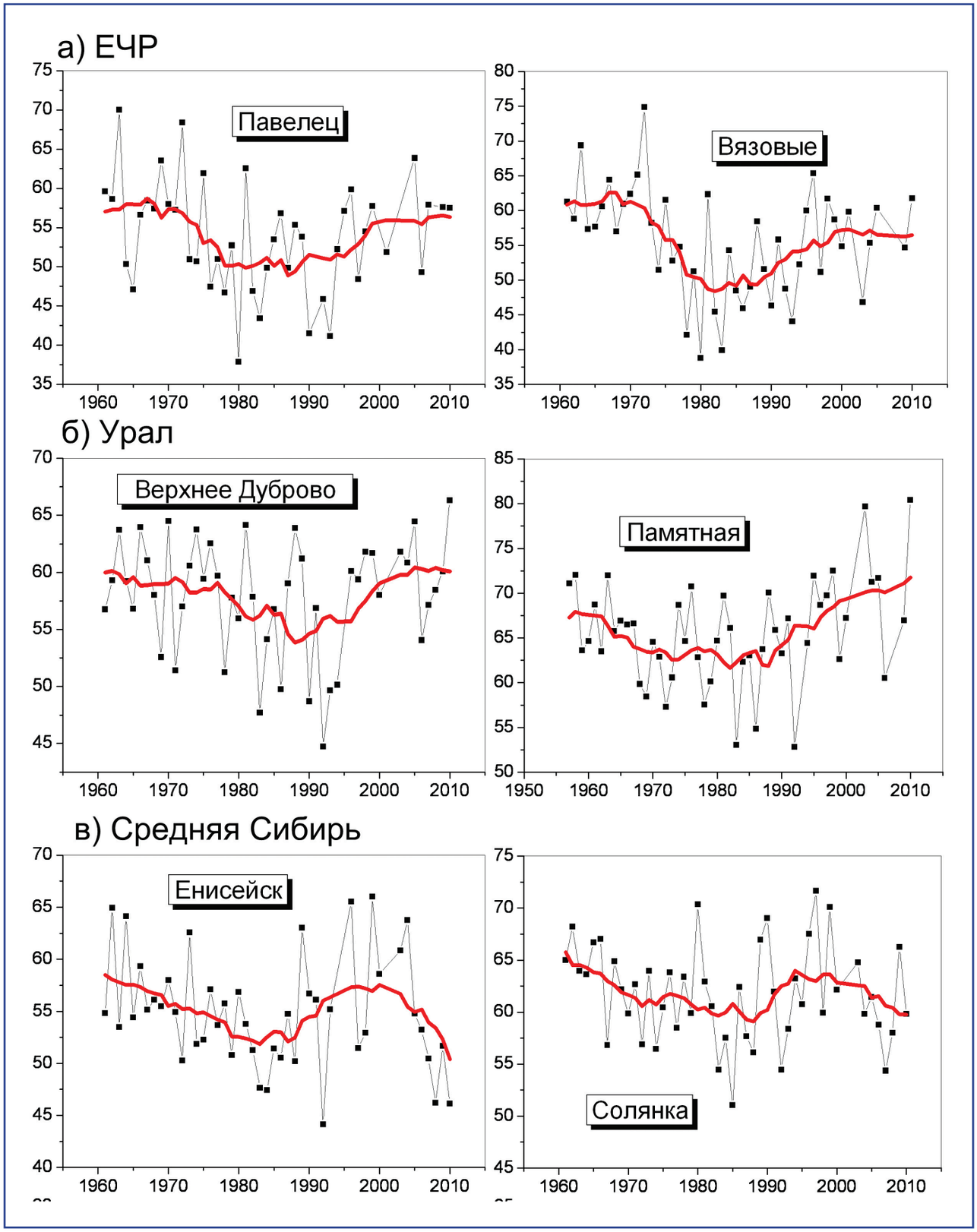



Рис. 1.5.7. Прямая радиация (Вт/м$^2$), приходящая к земной поверхности в среднем за год. 1961–2010 гг. а) ЕЧР, б) Урал, в) Средняя Сибирь (Хлебникова, Салль, 2014).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 120



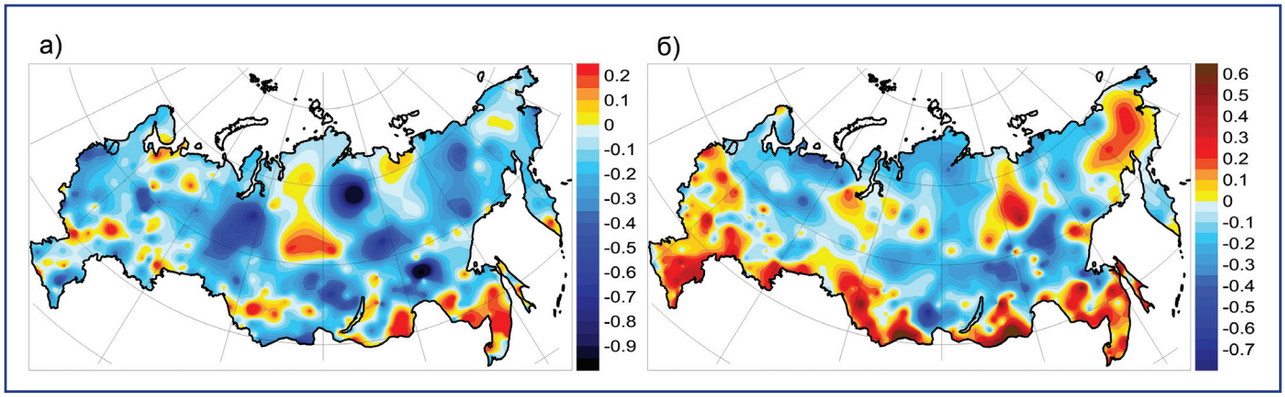



Рис. 1.5.8. Изменение среднегодовой суточной амплитуды температуры воздуха: а) 1961–1985 гг. б) 1986–2010 гг. (Хлебникова, Салль, 2014).

масштабные особенности наблюдаемых изменений при условии репрезентативности сети станций (рис. 1.5.6). По этой причине возможность использования дополнительной информации, в той или иной степени подтверждающей выявляемые региональные особенности, является весьма актуальной.

Одной из характеристик, которая может рассматриваться как косвенный источник информации о солнечной радиации у поверхности Земли, является суточная амплитуда температуры воздуха (САТ). Это обусловлено тем, что солнечное излучение, в отличие от теплового, в большей степени влияет на дневной максимум температуры воздуха и является главным фактором, определяющим рост суточной амплитуды температуры воздуха. Взаимосвязь долговременных изменений солнечной радиации и суточной амплитуды воздуха хорошо проявляется при достаточно большом временном и пространственном осреднении, позволяющем уменьшить влияние циркуляционных процессов (Makowski et al., 2009). Средние годовые значения суточных амплитуд, осредненные по Северному полушарию, аналогично региональным изменениям солнечной радиации (Wild et al., 2007; Wild, 2009), начиная с 1960-х годов, демонстрируют значительное понижение, которое завершилось в середине 1980-х годов.

Определенные связи долговременных изменений солнечной радиации и суточных амплитуд температуры воздуха проявляются и по данным на территории России. На интервале 1986–2010 гг. область положительных трендов САТ на юге России довольно отчетлива, простирается с запада на восток и занимает весьма большую территорию (рис. 1.5.8). В Европейской части России эта область несколько меньше, чем область положительных трендов солнечной радиации, которая выделена по очень редкой сети актинометрических станций. Однако в целом, учитывая ограниченные возможности линейной модели, можно считать, что особенности изменения САТ на рассматриваемом интервале косвенно подтверждают пространственные закономерности долговременных изменений приходящей радиации в 1961–2010 гг.

В теплый сезон (апрель–сентябрь) изменения прямой радиации хорошо согласуются с изменениями общей облачности (рис. 1.5.9). Лишь в Якутии для интервала 1961–1985 гг. (рис. 1.5.9а и рис. 1.5.9б) в силу слабой освещенности территории получить согласованные оценки трендов не удалось.

Междесятилетние изменения суммарной радиации в Западной Европе хорошо согласуются также с рядами продолжительности солнечного сияния (Sanchez-Lorenzo et al., 2008). Аналогичные связи хорошо прослеживаются также по данным наблюдений в Москве (Абакумова и др., 2012).

Для понимания причин наблюдаемых климатических изменений первостепенное значение имеет слежение за разными компонентами

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 121



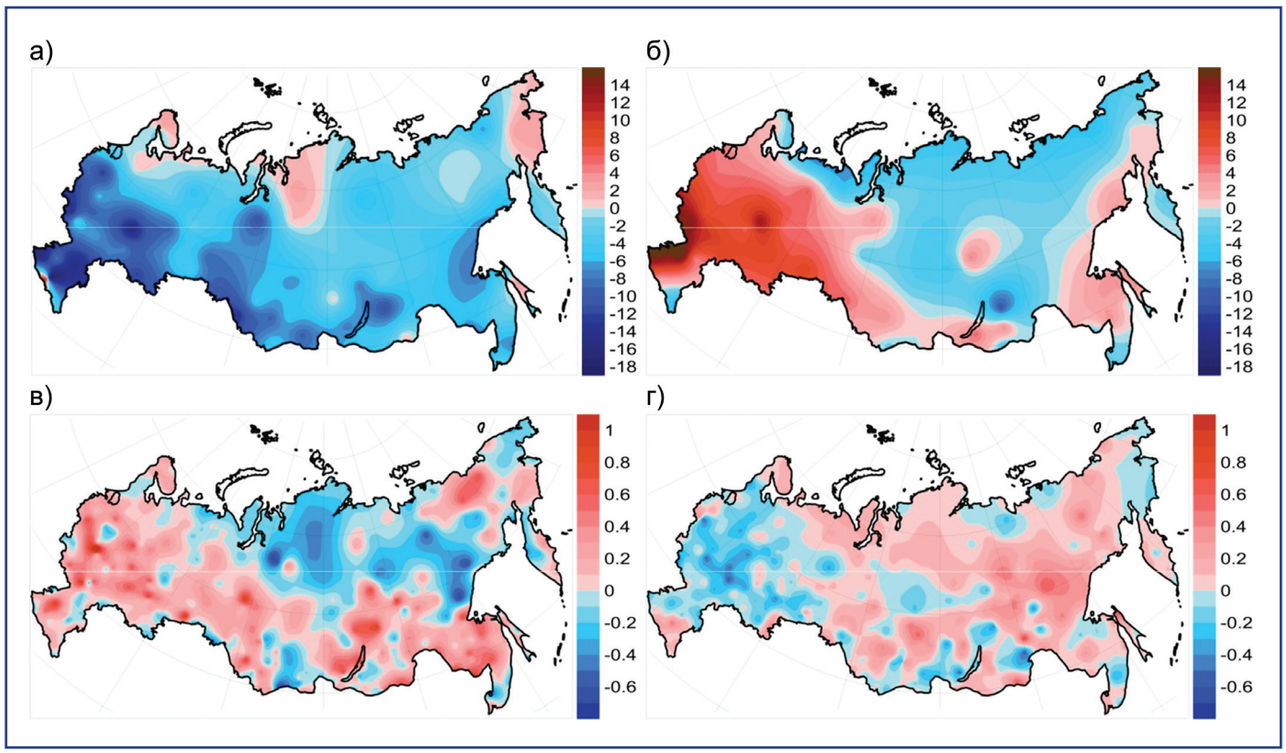



Рис. 1.5.9. Изменение прямой радиации (Вт/м²/10лет) и общей облачности (балл/10лет). Теплый сезон (апрель–сентябрь): а) прямая радиация, 1961–1985 гг., б) прямая радиация, 1986–2010 гг., в) общая облачность, 1961–1985 гг., г) общая облачность, 1986–2010 гг. (Хлебникова, Салль., 2014).

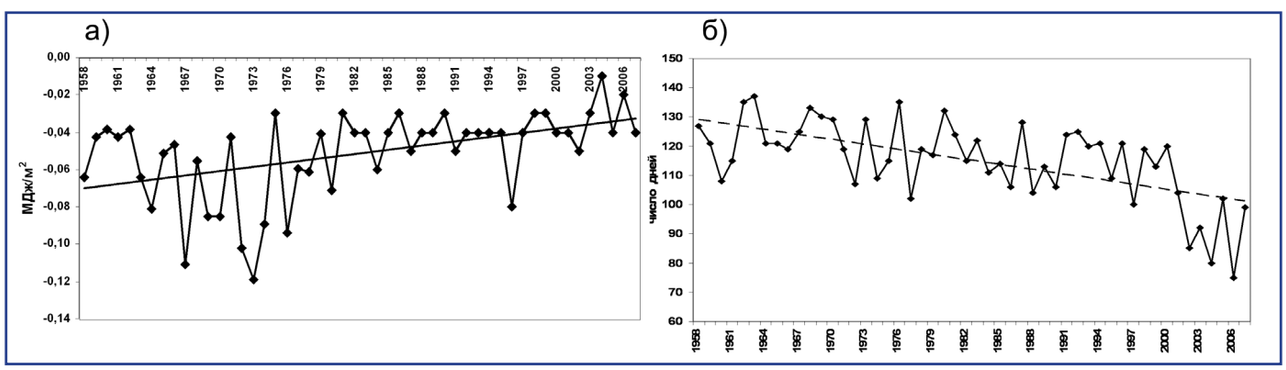



Рис. 1.5.10. Характеристики радиационного баланса за 1958–2007 гг. на станции Москва, МГУ: а) Январь. Часовые суммы радиационного баланса в срок 02–03 час. (МДж/м²), б) Год. Число дней с отрицательными значениями суточных сумм радиационного баланса (Горбаренко, Абакумова, 2011).

радиационного баланса земной поверхности, его приходной и расходной частью, а также результирующей величиной радиационного баланса. В настоящее время состояние приборной базы и сложность соблюдения регламента производства измерений дают возможность судить о климатических изменениях радиационного баланса лишь в отдельных пунктах на территории России (Климат, 2010; Абакумова и др., 2012).

По результатам наблюдений в Москве (МГУ) были систематизированы и обобщены данные о радиационном балансе подстилающей поверхности за 50 лет непрерывных наблюдений с 1958 по 2007 гг. (Горбаренко, Абакумова, 2011). Отмечается тенденция к росту ночных

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 122



часовых сумм радиационного баланса, наиболее выраженная в зимние месяцы, а также происходящее уменьшение числа дней с отрицательными суточными суммами радиационного баланса (рис. 1.5.10). Сравнение средних многолетних значений суточных сумм для отдельных месяцев за 1994–2007 гг. с соответствующими значениями для базового периода 1961–1990 гг. демонстрирует увеличение радиационного баланса во все месяцы года. При этом максимальный рост наблюдается в зимние и переходные месяцы.

### 1.5.3. Заключение

Анализ данных наземных наблюдений за характеристиками облачности с акцентом на последние десятилетия показал, что основные тенденции, проявившиеся в конце XX в., нашли свое подтверждение в последующие годы. Сохраняется хорошо выраженная тенденция увеличения частоты появления конвективной облачности. Растет частота появления облаков верхнего яруса. Продолжается перераспределение вклада дождевой облачности разных типов, которое проявляется в преимущественном увеличении доли кучево-дождевых облаков. Лишь на Урале и в прибрежных районах Дальнего Востока регистрируется увеличение слоисто-дождевой облачности в 2001–2010 гг. по сравнению с предыдущим десятилетием. Рост общей облачности и уменьшение частоты безоблачной погоды отмечается, в основном, в весенний и осенний периоды.

С середины 1990-х годов, в условиях отсутствия крупных вулканических извержений, тенденция к уменьшению интегральной мутности атмосферы хорошо проявляется в центре и на юге Европейской части России. На остальной территории изменения неоднозначны и, в основном, слабо выражены. При этом на фоне роста общего влагосодержания атмосферы, связанного с увеличением температуры воздуха, на большей части территории России отмечается тенденция к уменьшению величины аэрозольной составляющей мутности атмосферы. Лишь на отдельных станциях Камчатки и Дальнего Востока регистрируются положительные тренды аэрозольной оптической толщины атмосферы.

Рост поступления солнечной радиации, наблюдаемый по наземным данным во многих регионах Земного шара в последнее десятилетие XX в., с разной степенью отчетливости проявился практически на всей территории России. Изменения, происходящие в начале XXI в., не столь крупномасштабны и однозначны. На ряде станций значения стабилизировались на определенном уровне, хотя и не достигли максимальных значений, наблюдаемых в 1960-х годах. В Европейской части России, в особенности в центральных и южных районах, сохраняется положительная тенденция, которая наблюдается и на территории зарубежной Европы. В некоторых регионах АЧР возобновилась тенденция к снижению прямой и суммарной радиации. Наиболее ярко это проявляется в Средней Сибири.

### 1.5.4. Литература

**Абакумова Г. М., Горбаренко Е. В., 2008.** Прозрачность атмосферы в Москве за последние 50 лет и ее изменения на территории России. М.: Издательство ЛКИ, 192 с.

**Абакумова Г. М., Горбаренко Е. В., Незваль Е. И., Шиловцева О. А., 2012.** Климатические ресурсы солнечной энергии Московского региона. М: Издательство Книжный дом “ЛИБРОКОМ”, 310 с.

**Горбаренко Е. В., Абакумова Г. М., 2011.** Вариации радиационного баланса подстилающей поверхности по многолетним наблюдениям МО МГУ. Метеорология и гидрология, № 6, с. 42–54.

**Доклад Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2013** год. М., Росгидромет, 2014.

**Евневич Т. В., Савиковский И. А., 1989.** Расчет прямой солнечной радиации и коэффициента прозрачности атмосферы, Метеорология и гидрология, № 5, с. 92–95.

**Житорчук Ю. В., Стадник В. В., Шанина И. Н., 1994.** Исследование линейных трендов во временных рядах солнечной радиации, Известия

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 123



РАН, Физика атмосферы и океана, т. 30, № 3, с. 389–391.

**Климат Санкт-Петербурга и его изменения, 2010.** В. П. Мелешко, А. В. Мещерская, Е. И. Хлебникова (ред.). СПб, 256 с.

**Махоткина Е. Л., Плахина И. Н., Лукин А. Б., 2005.** Некоторые особенности изменения мутности атмосферы на территории России в последней четверти XX века, Метеорология и гидрология, № 1, с. 28–36.

**Махоткина Е. Л., Плахина И. Н., Лукин А. Б., 2010.** Выявление изменений интегральной и аэрозольной мутности атмосферы в Забайкалье и Центральной Сибири. Метеорология и гидрология, № 1, с. 53–67.

**Мохов И. И., Акперов М. Г., 2006.** Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа. Изв. РАН, т. 42, № 4, с. 467–475.

**Мохов И. И., Чернокульский А. В., Акперов М. Г., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э., 2009.** Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических широт северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными реанализа и спутниковыми данными, Доклады РАН, т. 424, № 3, с. 393–397.

**Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008.** М., Росгидромет, т. 1. Изменения климата, 277 с.

**Плахина И. Н., Махоткина Е. Л., Панкратова Н. В., 2009.** Вариации аэрозоля в толще атмосферы по данным российской актинометрической сети (1976–2006 гг.). Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 45, № 4, с. 489–500.

**Плахина И. Н., Панкратова Н. В., Махоткина Е. Л., 2011.** Пространственные вариации фактора мутности атмосферы над европейской территорией России в условиях аномального лета 2010 г, Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 1–6.

**Покровский О. М., 2012.** Климатология облачности по результатам международного спутникового проекта, Труды ГГО, вып. 565, с. 115–131.

**Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2009.** Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России, Метеорология и гидрология, 2009, № 7, с. 5–13.

**Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2014.** Региональные изменения основных составляющих радиационного баланса земной поверхности на территории России, Труды ГГО, вып. 570.

**Хлебникова Е. И., Салль И. А., Стадник В. В., Трофимова О. В., 2011.** Климатические изменения составляющих радиационного баланса подстилающей поверхности на территории России. В сб.: Труды Международного симпозиума “Атмосферная радиация и динамика”. СПб, с. 157–158.

**Чернокульский А. В., Мохов И. И., 2010.** Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям, Исследования Земли из космоса, № 3, с. 12–29.

**Abakumova G. M., Feigelson E. M., Russak V. K., Stadnik V. V., 1996.** Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union, Journal of Climate, vol. 9, pp. 1319–1327.

**Baringer M. O., Arndt D. S., Johnson M. R., 2010.** State of the climate in 2009. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 91, no. 7, pp. 1–15.

**Chernokulsky A. V., Bulygina O. N., Mokhov I. I., 2011.** Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations, Environ. Res. Lett., vol. 6, 035202, 6 pp. doi:10.1088/1748-9326/6/3/035202.

**Chernokulsky A. V., Mokhov I. I., 2012.** Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses, Advances in Meteorology, vol. 2012, ID 542093, 15 pp. DOI: 10.1155/2012/542093.

**De Meij A., Pozzer A., Lelieveld J., 2012.** Trend analysis in aerosol optical depths and pollutant emission estimates between 2000 and 2009, Atm. Env., vol. 51, pp. 75–85.

**Gilgen H. A., Ohmura A., 1999.** The Global Energy Balance Archive, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 80, pp. 831–850.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 124



**Gilgen H., Roesch A., Wild M., Ohmura A., 2009.** Decadal changes in shortwave irradiance at the surface in the period from 1960 to 2000 estimated from Global Energy Balance Archive Data, Journal of Geophysical Research – Atmospheres, vol. 114, D00d08.

**Hsu N. C., Gautam R., Sayer A. M., Bettenhausen C., Li C., Jeong M. J., Tsay S.-C., Holben B. N., 2012.** Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010, Atmos. Chem. Phys., vol. 12, pp. 8037–8053.

**IPCC, 2007.** Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Solomon, S., D.Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

**Jacobowitz H., Stowe L. L., Ohring G., Heidinger A., Knapp K., Nalli N.R., 2003.** The advanced very high resolution radiometer Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: a resource for climate research, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 84, no. 6, p. 785–793.

**Makowski K., Jaeger E. B., Chiacchio M., Wild M., Ewen T., Ohmura A., 2009.** On the relationship between diurnal temperature range and surface solar radiation in Europe, Journal of Geophysical Research – Atmospheres, vol. 114, D00d07. DOI: 10.1029/2008JD011104.

**Ohmura A., Dutton E. G., Forgan B. et al., 1998.** Baseline surface radiation network, a new precision radiometry for climate research, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 79, pp. 2115–2136. Doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2115:BSRNBW>2.0.CO;2.

**Ohvril H., Teral H., Neiman L., Kannel M., Uustare M., Tee M, Russak V., Okulov O., Joeveer A., Kallis A., Ohvril T., Terez E. I., Terez G. A., Gushchin G. K., Abakumova G. M., Gorbarenko E. V., Tsvetkov A. V., Laulainen N., 2009.** Global dimming and brightening versus atmospheric column transparency, Europe, 1906–2007, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, vol. 114, D00d12.

**Rossow W. B., Schiffer R. A., 1999.** Advances in understanding clouds from ISCCP, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 80, no. 11, pp. 2261–2287.

**Sanchez-Lorenzo A., Calbo J., Martin-Vide J., 2008.** Spatial and temporal trends in sunshine duration over Western Europe (1938–2004), Journal of Climate, vol. 21, no. 22, pp. 6089–6098.

**Sayer A. M., Hsu N. C., Bettenhausen C., Ahmad Z., Holben B. N., Smirnov A., Thomas G. E., Zhang J., 2012.** SeaWiFS Ocean Aerosol Retrieval (SOAR): algorithm, validation, and comparison with other datasets, J. Geophys. Res, vol. 117, D03206, doi:10.1029/2011JD016599.

**Stanhill G., Cohen S., 2001.** Global dimming: A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation, Agric. For. Meteorol., vol. 107, pp. 255–278. doi:10.1016/S0168-1923(00)00241-0.

**Wild M., 2009.** Global dimming and brightening: A review, Journal of Geophysical Research, Atmospheres, vol. 114, D00d16. doi:10.1029/2008JD011470.

**Wild M., 2010.** Introduction to special section on global dimming and brightening, J. Geophys. Res., vol. 115, D00D00. doi:10.1029/2009JD012841.

**Wild M., 2012.** Enlightening global dimming and brightening, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 93, no. 1, pp. 27–37.

**Wild M., Gilgen H., Roesch A., Ohmura A., Long C. N., Dutton E. G., Forgan B., Kallis A., Russak V., Tsvetkov A., 2005.** From dimming to brightening: decadal changes in surface solar radiation, Science, vol. 308, pp. 847–850. doi:10.1126/science.1103215.

**Wild M., Ohmura A., Makowski K., 2007.** Impact of global dimming and brightening on global warming. Geophys. Res. Lett., vol. 34, L04702, doi: 10.1029/2006GL02803.

**Wild M., Trussel B., Ohmura A., Long C. N., Konig-Langlo G., Dutton E. G., Tsvetkov A., 2009.** Global dimming and brightening: An update beyond 2000, Journal of Geophysical Research–Atmospheres, vol. 114, D00d13.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:54 PM Page 125



# ГЛАВА 1.6. АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

**А. В. Мещерская**

О. Н. Булыгина, М. П. Голод, В. В. Иванов, Т. Б. Иванова, Н. К. Кононова, А. И. Неушкин, А. Т. Санина

## 1.6.1. Введение

Общая циркуляция атмосферы – это система макромасштабных воздушных течений над земным шаром (определение С. П. Хромова). По согласованию с исполнителями в эту главу включены разделы, рассмотренные в аналогичном разделе первого Оценочного доклада по изменению климата на территории Российской Федерации и его последствиям (ОД_РФ-1, 2008, глава 3, раздел 3.5). Это – изменение во времени индексов атмосферной циркуляции, типов атмосферных процессов, циклонов и антициклонов, в том числе блокирующих антициклонов, приземного давления и скорости ветра.

Поскольку циркуляция атмосферы не имеет административных границ, рассмотренные характеристики относятся к территории северного полушария и его условных секторов, причем основное внимание уделено атмосферным процессам над Атлантико-Европейским сектором, влияние которого на метеорологические условия Европейской части России (ЕЧР) и Западной Сибири (до Енисея) общеизвестно. Однако главной задачей Второго Оценочного доклада Росгидромета (ОД_РФ-2) остается анализ изменений циркуляционных условий на территории РФ.

В ОД_РФ-2 представлены характеристики двух циркуляционных индексов: Северо-Атлантического (САК) и Северо-Тихоокеанского (ТК). Дано описание блокирующих антициклонов. Показано, что во второй половине XX века понизилось приземное давление, и почти повсеместно уменьшилась скорость ветра на территории России. Рассмотрен вопрос о тенденциях в изменении циклоничности, в частности с использованием каталогов Л. А. Вительса. Из двух известных в России синоптических типизаций (Г. Я. Вангенгейма и Б. Л. Дзердзеевского) относительно подробно рассмотрена только первая (по годовым данным).

В ОД_РФ-2 эти вопросы расширены с привлечением результатов, опубликованных в российских и зарубежных изданиях за последние годы. Поскольку ряд проблем носит обзорный характер, нельзя было игнорировать и более ранние результаты (как правило, они относятся к XX веку). Введен новый раздел “Центры действия атмосферы”, рассмотрены индексы Арктического (АК) и Восточно-Европейского колебания (ВАК) и индекс ЭНЮК с оценкой их влияния на температурный режим РФ. Существенно дополнен раздел “Блокирующие антициклоны”, при рассмотрении которого использованы результаты недавно опубликованной под редакцией А. И. Неушкина и Р. М. Вильфанда монографии (Мониторинг общей циркуляции, 2012). Раздел по анализу средних и максимальных скоростей ветра по данным за 1977–2011 гг. подготовлен сотрудниками ВНИИГМИ-МЦД Булыгиной О. Н., Коршуновой Н. Н. и Разуваевым В. Н. Значительно полнее представлена типизация Б. Л. Дзердзеевского (Дзердзеевский и др., 1946; Дзердзеевский, 1968).

## 1.6.2. Центры действия атмосферы и их динамика во времени

Центры действия атмосферы (ЦДА) – области высокого или низкого приземного давления на многолетних среднемесячных климатических картах, которые являются статистическим результатом преобладания в данном районе барических систем одного знака (циклонов или антициклонов) над барическими системами другого знака (по С. П. Хромову).

С начала XX века известно, что местоположение и интенсивность ЦДА, их изменение во времени (Mokhov, Petukhov, 1999) во многом определяют особенности циркуляции атмосферы в различных районах земного шара, что имеет непосредственные погодные и климатические последствия. На погодно-климатические условия Российской Федерации наибольшее влияние оказывают четыре ЦДА: Исландский и Алеутский минимумы, Азорский и Сибирский максимумы. Первые три ЦДА относятся к перманентным климатическим центрам действия; они обнаруживаются

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 126



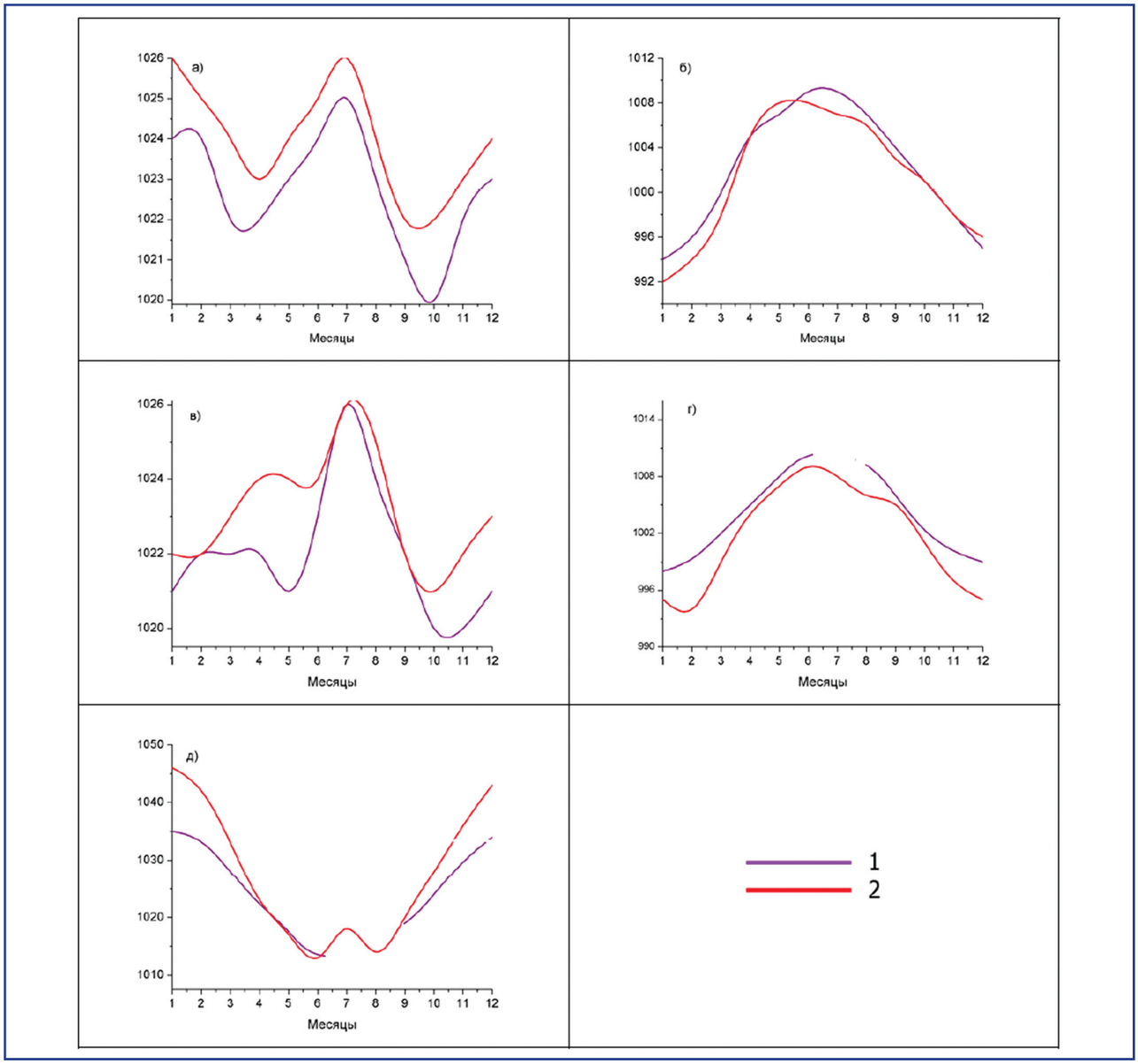



Рис. 1.6.1. Годовой цикл интенсивности центров действия атмосферы: 1 – в среднем за 1891-1967 гг.; 2 – в среднем за 1968-2010 гг.; а) Азорский максимум; б) Исландский минимум; в) Гонолульский максимум; г) Алеутский минимум; д) Сибирский максимум.

во все месяцы года, но различаются по интенсивности: Исландский и Алеутский минимумы лучше развиты зимой, когда давление в центре особенно низкое, а Азорский и Гонолульский максимумы – летом, когда приземное давление в центре наибольшее (рис. 1.6.1).

Сибирский максимум относится к сезонному климатическому ЦДА: он хорошо развит зимой, а в летние месяцы сменяется азиатской депрессией. Подробное описание перечисленных ЦДА можно найти во многих публикациях (Мониторинг общей циркуляции, 2012; Мартынова, 1990; Астафьева, 2011 и др.).

ЦДА характеризуются тремя основными параметрами: давлением в центре (интенсивность ЦДА) и географическими координатами (широтой $\varphi$ и долготой $\lambda$). На рис. 1.6.2 приведены продленные до 2011 г. ряды среднего за зиму (декабрь–февраль) давления в центре Исландского минимума, Азорского максимума и Алеутского

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 127



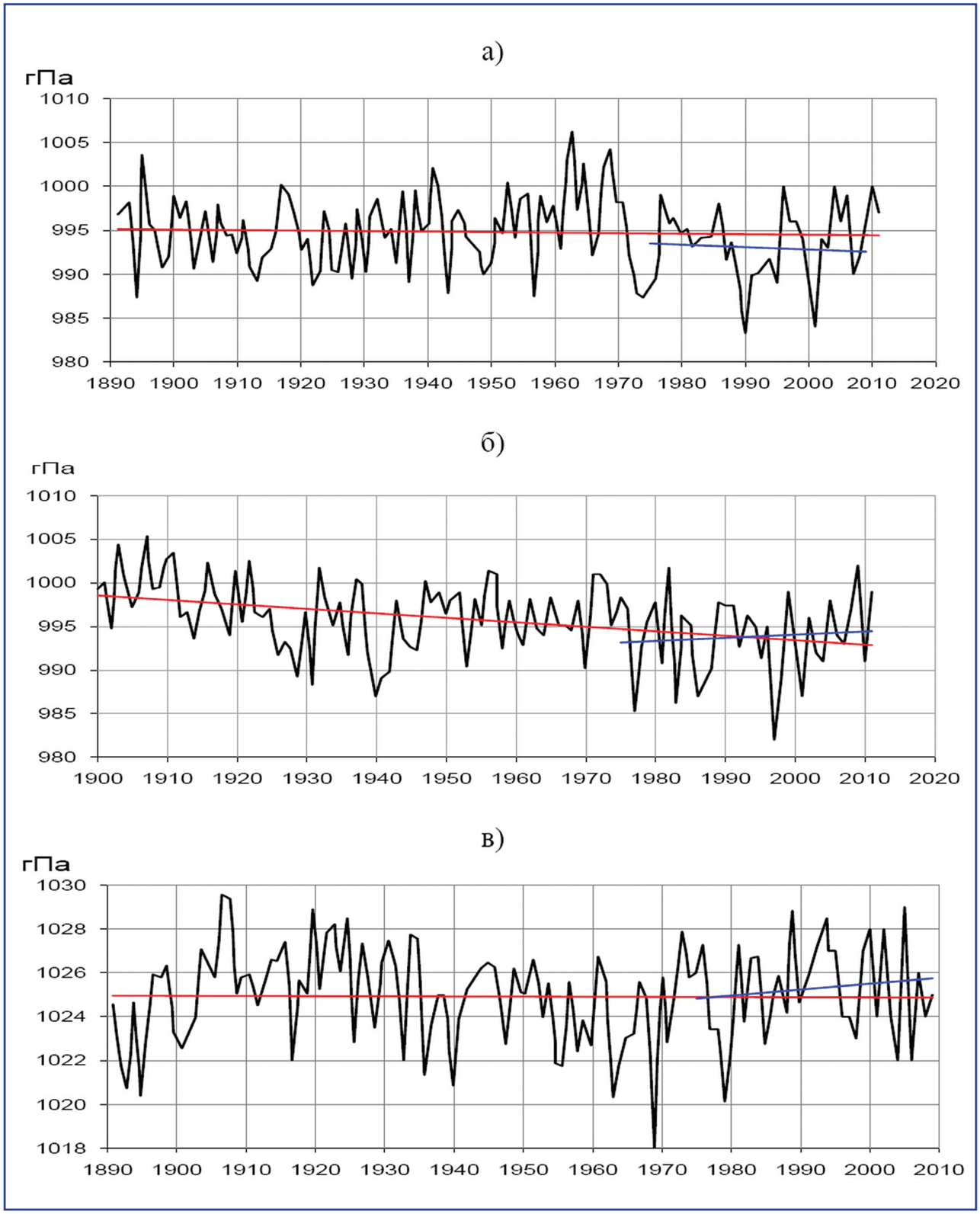



Рис. 1.6.2. Временные ряды и линейные тренды приземного давления зимой (декабрь–февраль) в центрах Исландского (а) и Алеутского (б) минимумов и Азорского максимума (в). Тренды приведены за весь период 1891–2011 гг. и за период интенсивного потепления 1975–2011 г. (Смирнов и др., 1998).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 128



*Таблица 1.6.1. Коэффициенты корреляции между характеристиками Исландского минимума и Азорского максимума: P – давление, φ – широта, λ – долгота*

| Сезон | Период оценивания | Характеристики ЦДА | | | Источник |
|---|---|---|---|---|---|
| | | *P* | φ | λ | |
| Зима | 1973–1995 | –0.48 | 0.64 | 0.27 | (Смирнов и др., 1998) |
| Год | | –0.49 | 0.38 | 0.34 | Данные наблюдений |
| Зима | 1891–2010 | –0.38 | 0.60 | 0.17 | (Мониторинг общей циркуляции, 2012) |
| Год | | –0.31 | 0.39 | 0.11 | Данные наблюдений |
| Зима | 1982–2003 | –0.68 | – | – | (Мирвис и др., 2009) |
| Год | | –0.49 | – | – | Данные реанализа |

минимума (Смирнов и др., 1998; Смирнов, Воробьев, 2002). Тренды рядов, рассчитанные за весь период с 1891 г. и за период интенсивного потепления в 1975–2011 гг., статистически незначимы (на 5% уровне), за исключением уменьшения давления в центре Алеутского минимума с 1891 г. и в Сибирском максимуме после 1975 г. (Латышева и др., 2010а).

Характеристики ЦДА взаимно коррелированы. Из табл. 1.6.1 следует, что изменения давления в Исландском и Азорском ЦДА находятся в противофазе как зимой, так и в целом за год (за 1973–1995 гг. корреляция между ними $r = –0.48$; –0.49). Этот вывод качественно подтверждается оценками по данным реанализа за 1982–2003 гг. ($r = –0.68$ за зимние месяцы).

Изменение географического положения центров Исландского минимума и Азорского максимума происходит в одном направлении, при положительных коэффициентах корреляции между одноименными координатами: оценки *r* за зимний период колеблются у разных авторов от 0.64 до 0.38 для широт и от 0.27 до 0.17 для долгот. Положительная корреляция между координатами двух ЦДА сохраняется в среднем за год.

В 50-х годах XX века в России выполнено большое число исследований, посвященных ЦДА и их связям с синоптическими процессами на территории бывшего СССР. Рассматривались тенденции в изменении интенсивности и географического положения центров ЦДА и оценки последствий этих изменений. В этой связи следует отметить пионерские исследования (Мультановский, 1915; Walker, 1915) в начале XX века. Б. П. Мультановский ввел понятие “центров действия атмосферы” (Азорский и Норвежский максимумы, Исландский минимум и др.), а G. Walker первый обнаружил Северо-Атлантическое, Северо-Тихоокеанское и Южное колебания, положив их в основу известного прогностического метода “мировой погоды”.

В настоящее время внимание как отечественных, так и зарубежных специалистов привлек к себе Сибирский максимум. F. Panagiotopoulos et al. (2005) рассмотрели ряды стандартизованного давления вблизи центра Сибирского максимума зимой по пяти источникам за 1920–2001 гг., включая ряд (Trenberth, Paolino, 1980), и показали их хорошее согласование. Представленные в работе (Panagiotopoulos et al., 2005) материалы, а также рис. 1.6.3 (по данным с карт), показывают, что в течение длительного периода (1891–1965 гг.) давление в центре Сибирского максимума колебалось около среднего значения. Однако с начала 70-х годов приземное давление в центре Сибирского ЦДА начало “драматически уменьшаться” со скоростью ≈ 3 гПа/10 лет. Одновременно со статистически значимым ослаблением Сибирского ЦДА (уменьшение давления в центре на 10 гПа за 1975–2011 гг.) произошло его смещение на 8° к востоку, но это изменение статистически незначимо. В 2009–2013 гг. направление движения центра Сибирского максимума вновь сменилось с восточного на западное.

Поля взаимной корреляции характеристик Сибирского ЦДА с различными метеорологическими величинами показывают, что Сибирский максимум влияет на атмосферную циркуляцию и температуру воздуха далеко за пределами ареала ЦДА: от Арктики до тропиков Тихого океана. Адвекцию теплого воздуха из Восточной Европы следует рассматривать как главный механизм,

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 129



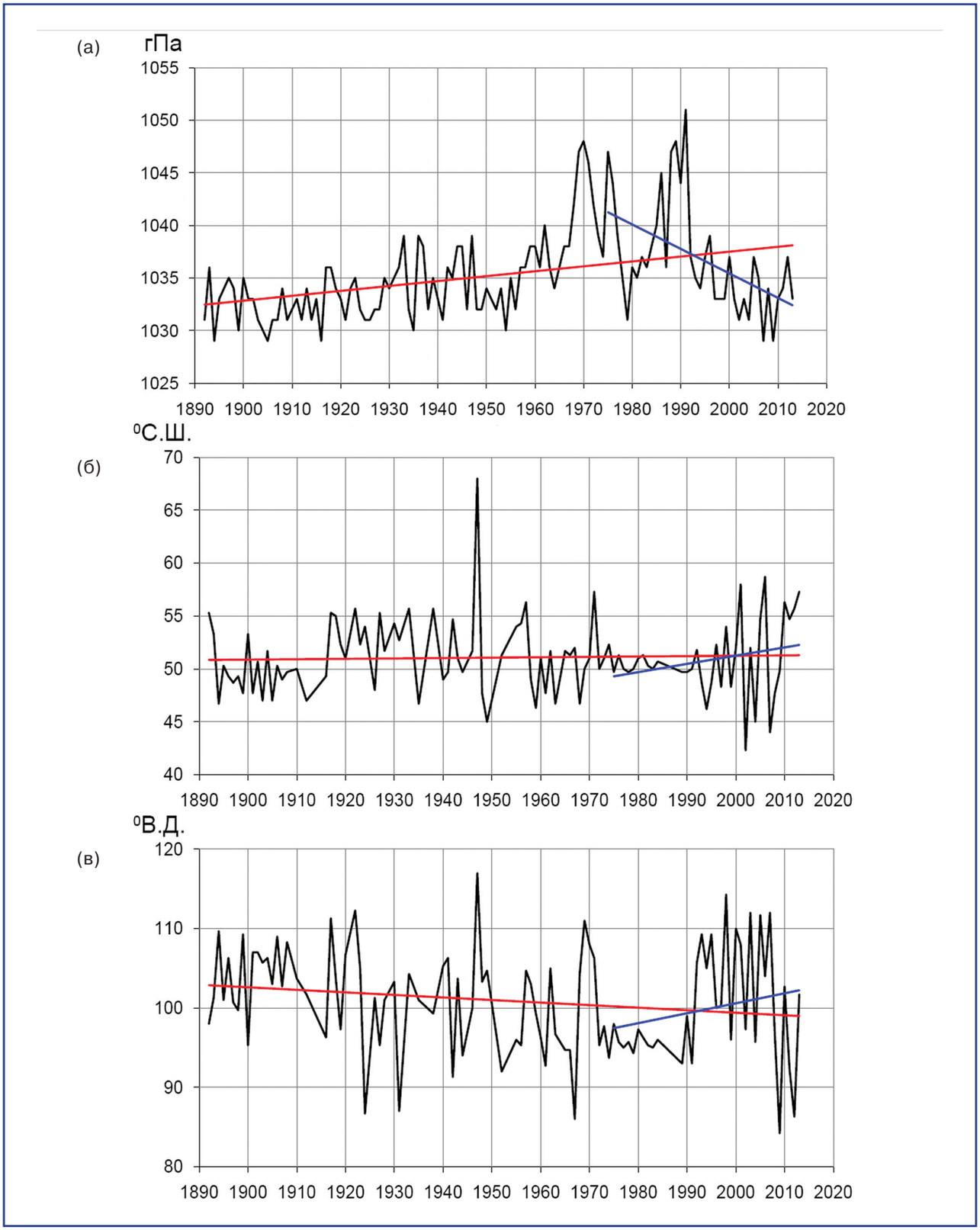



Рис. 1.6.3. Временные ряды характеристик Сибирского центра действия атмосферы в декабре-феврале: а) давление; б) широта; в) долгота за 1891–2013 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 130



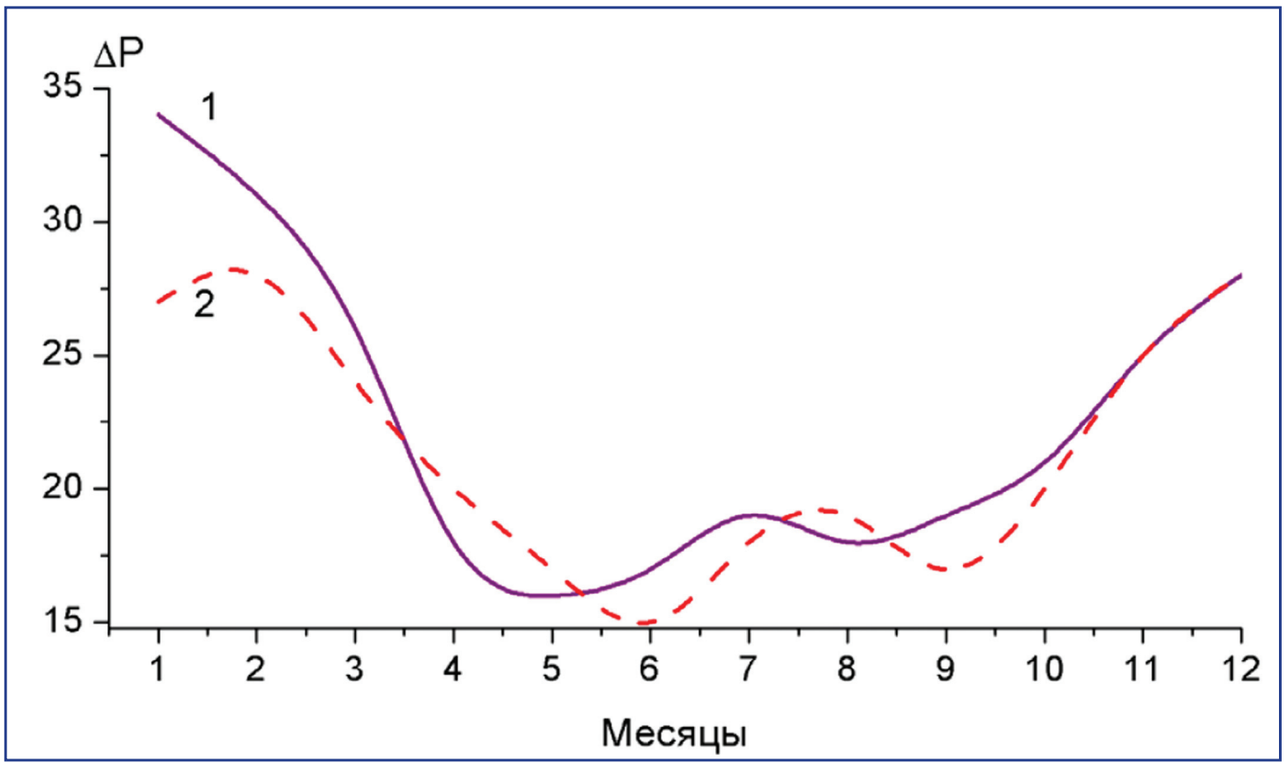



Рис. 1.6.4. Годовой ход разности давления в центрах ЦДА: 1- Азорский максимум – Исландский минимум; 2 – Гонолульский максимум – Алеутский минимум.

вызывающий потепление в Карском море и море Лаптевых в связи с изменением интенсивности Сибирского антициклона.

### 1.6.3. Индексы атмосферной циркуляции и их связь с изменениями температурных условий на территории России

Низкочастотную изменчивость циркуляции атмосферы обычно характеризуют циркуляционными индексами. Для Атлантико-Европейского региона наибольший интерес представляют следующие индексы, описывающие колебательные системы в атмосфере северного и южного полушарий:

(1) североатлантическое колебание (САК или NAO);
(2) восточно-атлантическое колебание (ВАК или ЕА);
(3) арктическое колебание (АК или АО);
(4) колебание полярная область–Евразия (Pol);
(5) Южное колебание (ЮК или SOI);
(6) тихоокеанское колебание (ТДО или NPI).

*Североатлантическое колебание (САК)*. Индекс САК рассчитывается в нескольких вариантах. Один из них – нормированная разность давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом (Смирнов и др., 1998; Полонский, Башарин, 2002; Мохов, 2006). Четко выражен представленный на рис. 1.6.4 годовой цикл разностей давления в этих двух ЦДА (Мониторинг общей циркуляции, 2012), достигающих максимума зимой (до 27 гПа) и минимума летом (до 14 гПа). Эта особенность годового цикла разностей давления определяет информативность САК: как правило, используются именно зимние циркуляционные индексы, которые оказывают наибольшее влияние на метеорологический режим территории Евразии.

В качестве индекса САК используются также разложения поля высоты изобарической поверхности 500 гПа в средней тропосфере северного полушария на основе анализа “вращающихся главных компонент” (Мохов, 2006). Данный вариант САК – более крупномасштабный: на первую е.о.ф. приходится 69% дисперсии поля ано-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 131



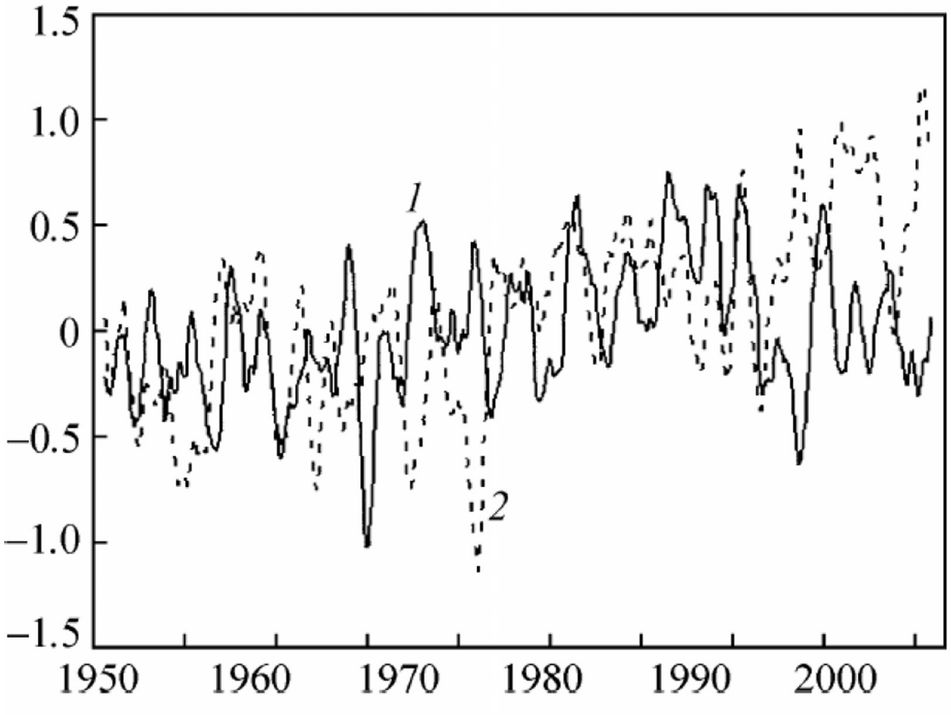



Рис. 1.6.5. Среднемесячные значения индексов САК (1) и ВАК (2) и годовое скользящее сглаживание (Нестеров, 2009).

малий давления. Временные ряды разных вариантов индексов тесно коррелируют друг с другом. При положительной фазе САК происходит усиление зонального переноса, смещение в северо-восточном направлении траекторий циклонов и ослабление их активности над Европой. При отрицательной фазе САК наблюдается обратная тенденция (Нестеров, 1998; Полонский, Башарин, 2002; Бардин, Полонский, 2005; Hurrell, 1995). Индексы САК и ТДО подробно рассмотрены в (ОД_РФ-1, 2008).

*Восточноатлантическое колебание (ВАК)* имеет существенное значение для климата Европы, в том числе для европейской части России (Полонский, Башарин, 2002; Бардин, Полонский, 2005; Нестеров, 1998; 2003; 2009а; 2009б; Вазилова, 2012; Gulev et al., 2001; 2002; Hurrel, 1995; 2003; Rogers, 1997; Franzke, Feldstain, 2005 и др.).

Индекс ВАК определяется шестой модой разложения по е.о.ф. полей H1000 (Barnston, Livezey, 1987). Это колебание отличается от северо-атлантического большим числом циклонов и их большей интенсивностью как в полярных широтах при положительной фазе, так и в умеренных широтах при отрицательной фазе развития ВАК (Вазилова, 2012). При положительной фазе ВАК формируется область отрицательной аномалии приземного давления, охватывающая Северную Атлантику к северу от 30° с.ш. При одновременно положительных фазах САК и ВАК зимой характерна положительная аномалия температуры в Европе с наибольшими значениями на Европейской части России (более 3°С). При отрицательных фазах САК и ВАК наблюдается обратная тенденция: усиление меридиональной циркуляции, что приводит к формированию отрицательных аномалий температуры воздуха в Европе с максимальными по абсолютной величине значениями (до –5°С) в центре ЕЧР.

На рис. 1.6.5 представлены временные ряды среднемесячных значений индексов САК и ВАК. Эти ряды существенно различаются в 1996–2007 гг., когда преобладала положительная фаза ВАК, по сравнению с предыдущим десятилетием. Это отразилось на температуре воздуха в Европе: в 1996–2007 гг. произошло ее повышение по сравнению с

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 132



1984–1995 гг., в основном в области Скандинавии и Кольского полуострова (Нестеров, 2009б).

*Арктическое колебание (АК или АО).* В последние годы интерес к Арктическому колебанию (рис. 1.6.6) заметно усилился (Мохов, Смирнов, 2006; Крыжов, 2004; 2012; Barnston, Livezey, 1987; Kryjov, 2002). Индекс АК – первая мода в разложении по эмпирическим ортогональным функциям средних месячных аномалий $H_{1000}$ севернее 20° с.ш. (Thompson, Wallace, 2000). Индекс АК характеризует градиент давления между средними широтами и полярной областью, определяя интенсивность зональной циркуляции в тропосфере и циркуляционного вихря в стратосфере. Коэффициент корреляции между индексами АК и САК превышает 0.9.

Ряд индексов АК за 1950–2012 гг. (рис. 1.6.7) свидетельствует, что с 1950 по 1988 г. значения индекса АК были преимущественно отрицательными, в 1989 г. произошло резкое их увеличение (до 2.7), а затем плавное снижение с абсолютным минимумом в 2010 г. (–3.4).

Анализ причин резких климатических изменений на севере ЕТР в XX веке (Крыжов, 2012) показал, что потепление первой половины XX века обусловлено резким повышением температуры воды в Северной Атлантике, а с конца 80-х годов – резким переходом зимнего АК от отрицательной фазы к положительной.

Полезно сравнить информативность зимних циркуляционных индексов САК, ВАК и АК по отношению к средней за зимний сезон температуре воздуха на территории России в 1950–2012 гг. Из этих трех циркуляционных индексов с аномалиями температуры воздуха зимой теснее других связан индекс Арктического колебания (рис.

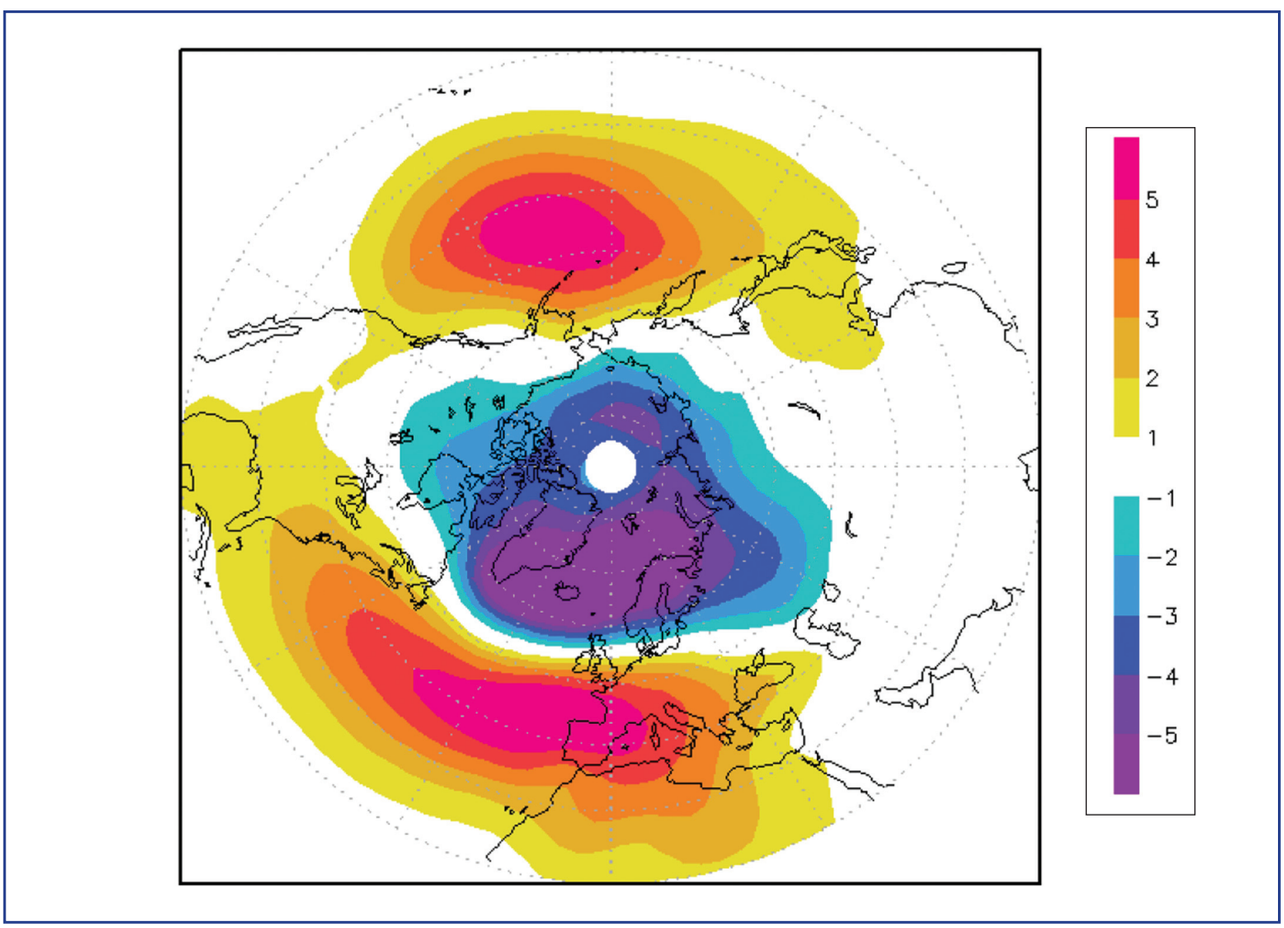



Рис. 1.6.6. Арктическая осцилляция (АО) – первая эмпирическая ортогональная функция (ЭОФ1) средних месячных аномалий H1000 (относительно средней месячной нормы за 1979–2000 гг.). Объясняемая дисперсия 19%. Значения ЭОФ1 нормированы (сумма равна единице) и умножены на 1000.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 133



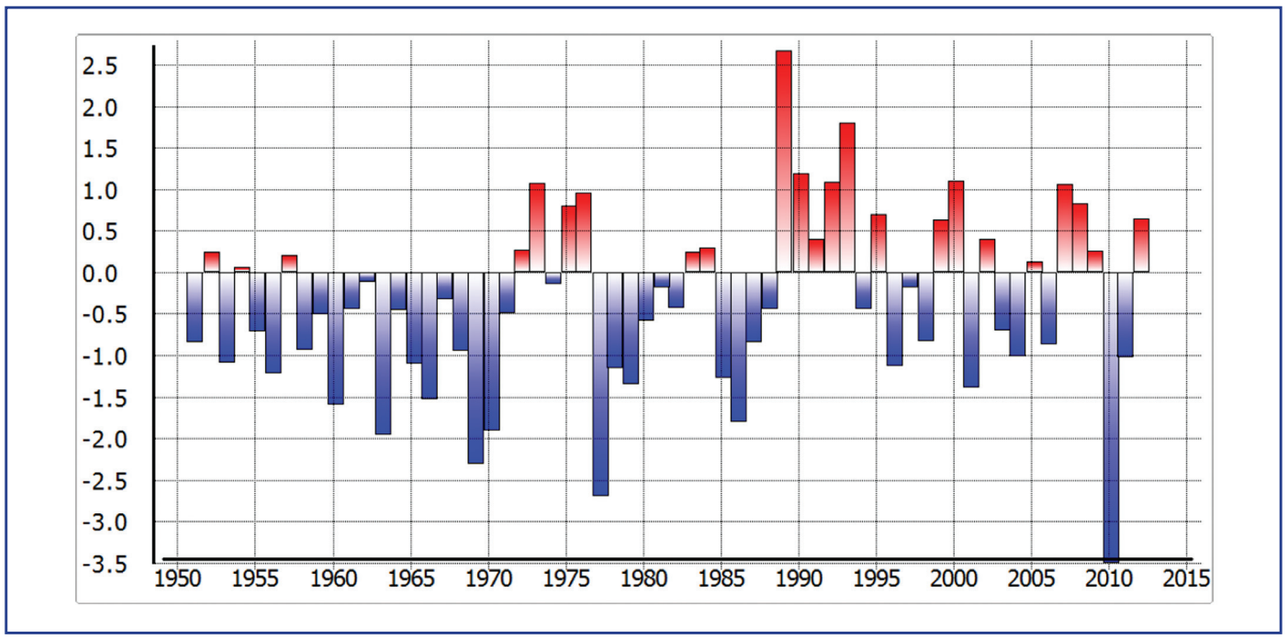



Рис. 1.6.7. Многолетний ход среднего за зимний сезон индекса АК.

1.6.8в). На большей части рассматриваемой территории коэффициенты корреляции преимущественно положительные со значениями $r \approx 0.6$ на Северо-западе Европейской территории бывшего СССР и в Якутии. На крайнем северо-востоке России $r = –0.3...–0.5$. Синхронные коэффициенты корреляции индекса САК с аномалиями температуры незначительно слабее по общему распределению коэффициентов корреляции (рис. 1.6.8б, д), но выше таковых для индекса Восточно-атлантического колебания (рис. 1.6.8в).

Практический интерес представляют асинхронные зависимости, которые могут быть использованы для долгосрочного прогноза (Крыжов, 2003). В качестве примера приведены карты коэффициентов корреляции между зимним индексом АК и последующими полями аномалий средней месячной температуры воздуха в июне (рис. 1.6.9а) и августе (рис. 1.6.9б). Можно видеть, что при положительных значениях зимнего индекса АК более вероятны положительные аномалии температуры воздуха в последующие месяцы почти на всей территории России и сопредельных стран (кроме северо-запада и севера Средней Сибири, где коэффициенты корреляции статистически незначимы). Исключением оказался 2010 г., крайне засушливый летом на ЕТР, несмотря на экстремально низкое значение зимнего индекса АК. Асинхронные зависимости между индексом АК за январь–февраль и последующим ноябрьским полем аномалий температуры воздуха могут использоваться для прогноза полей температуры и давления в ноябре (Крыжов, 2012).

Следует отметить, что индексы атмосферной циркуляции фактически давно используются в целях долгосрочных метеорологических прогнозов, поскольку эти индексы определяются модами разложения приземных и высотных полей по эмпирическим ортогональным функциям (САК, ВАК, АК, ТДО). Представление предикторов (предиктантов) в виде коэффициентов разложения метеорологических полей по эмпирическим ортогональным функциям (э.о.ф.) в практику долгосрочного прогнозирования впервые введено М. И. Юдиным (1968).

В работе (Мирвис и др., 2009) исследована воспроизводимость САК гидродинамическими моделями. Рассмотрены связи между САК и температурой воздуха на территории России. Сделан вывод о возможности использования прогнозов САК для улучшения месячных прогнозов температуры воздуха.

*Колебание полярная область – Евразия (Pol).* Индекс САК (NAO) имеет много общего с

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 134



индексом POL, оба характеризуют интенсивность западного переноса. Они в равной степени коррелируют ($r$ = 0.6–0.7) с индексом Арктического колебания. Индексы POL и NAO могут рассматриваться как компоненты индекса Арктического колебания, причем POL описывает интенсивность зонального переноса в евразийском секторе, а САК – интенсивность переноса в атлантико-европейском секторе.

В работе (Бабкин и др., 2004) установлено влияние арктического колебания на направление движения атлантических циклонов, при этом АК является одним из регуляторов формирования стока крупнейших сибирских рек. При усилении циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой всегда интенсифицируется циркуляция атмосферы над Арктическим регионом, что приводит к увеличению поступления влаги на север Азиатского континента. При интенсификации Арктического антициклона больше влаги поступает в бассейн Оби, а при ослаблении – в бассейн Енисея и Лены. Корреляция между характеристиками арктической осцилляции и стоком Сибирских рек, однако, невелика. Значимые связи выявлены ме-

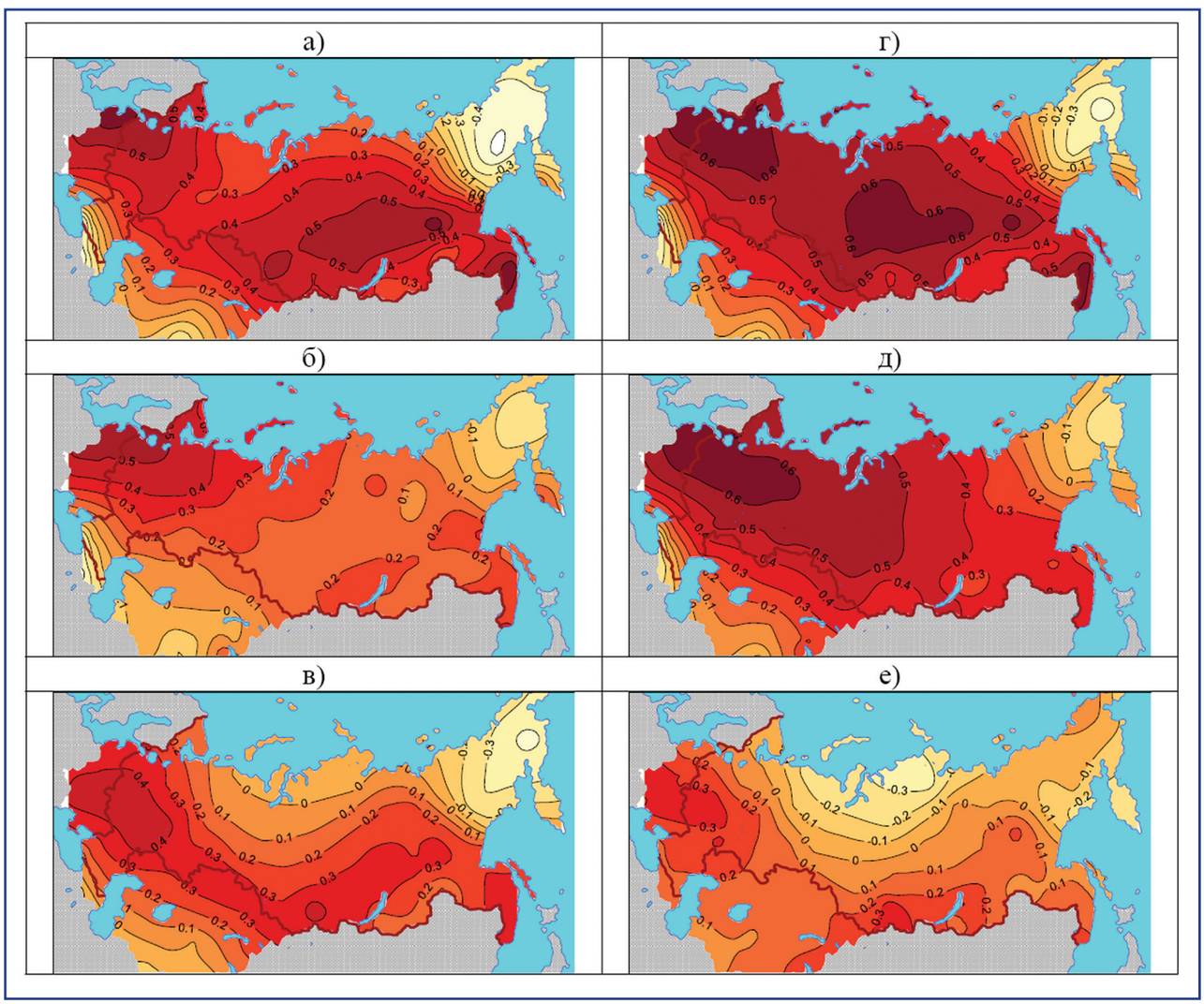



Рис. 1.6.8. Географическое распределение синхронных коэффициентов корреляции между январскими циркуляционными индексами АК (а), САК (б) и ВАК (в) и аномалиями температуры воздуха в январе, а также между средними за зиму индексами АК (г), САК (д) и ВАК (е) и аномалиями температуры воздуха на территории России и сопредельных стран (1950–2011 гг.).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 135



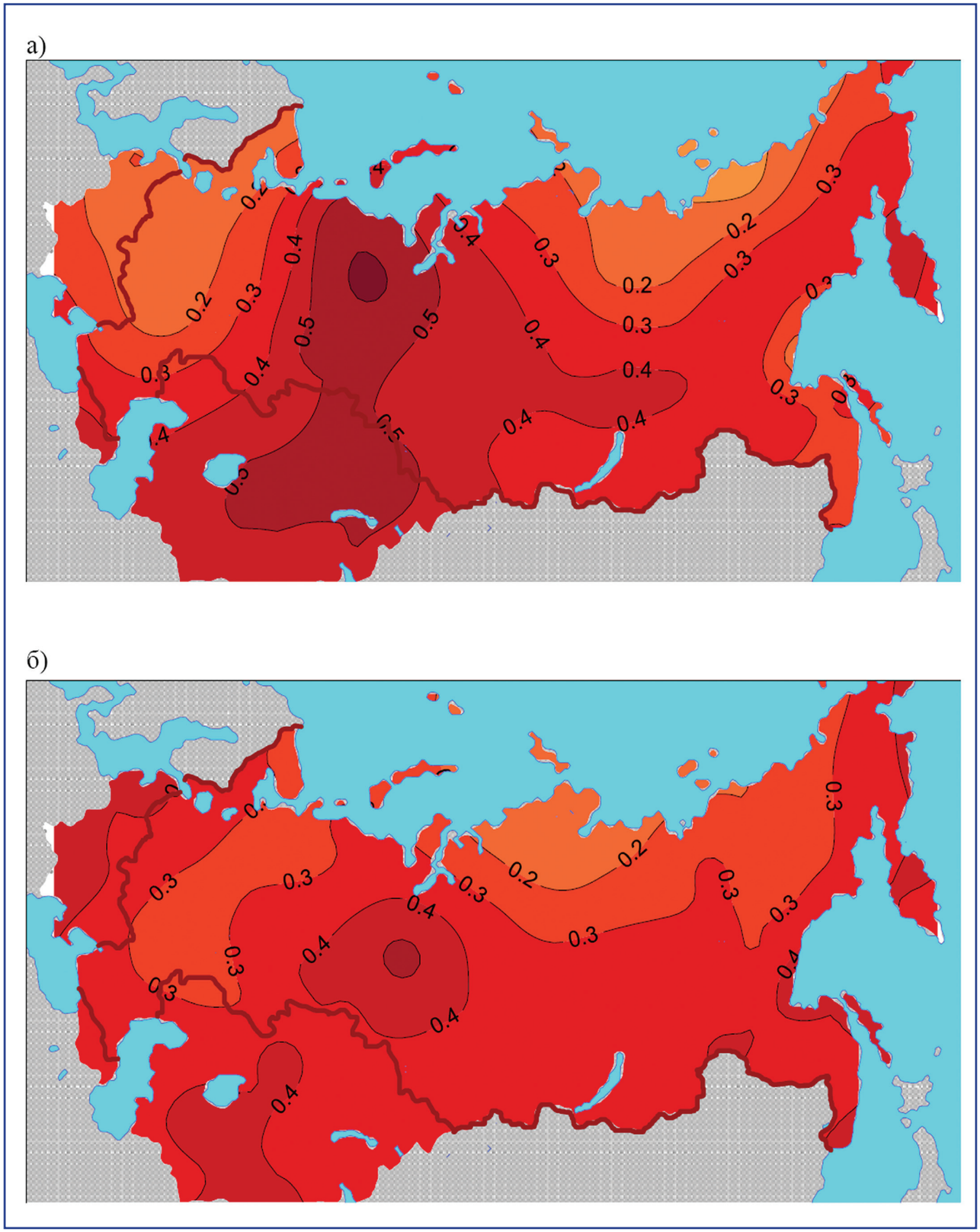



Рис. 1.6.9. Географическое распределение асинхронных коэффициентов корреляции между зимним циркуляционным индексом АК и полями аномалий температуры воздуха в июне (а) и августе (б) . (1951–2010 гг.).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 136



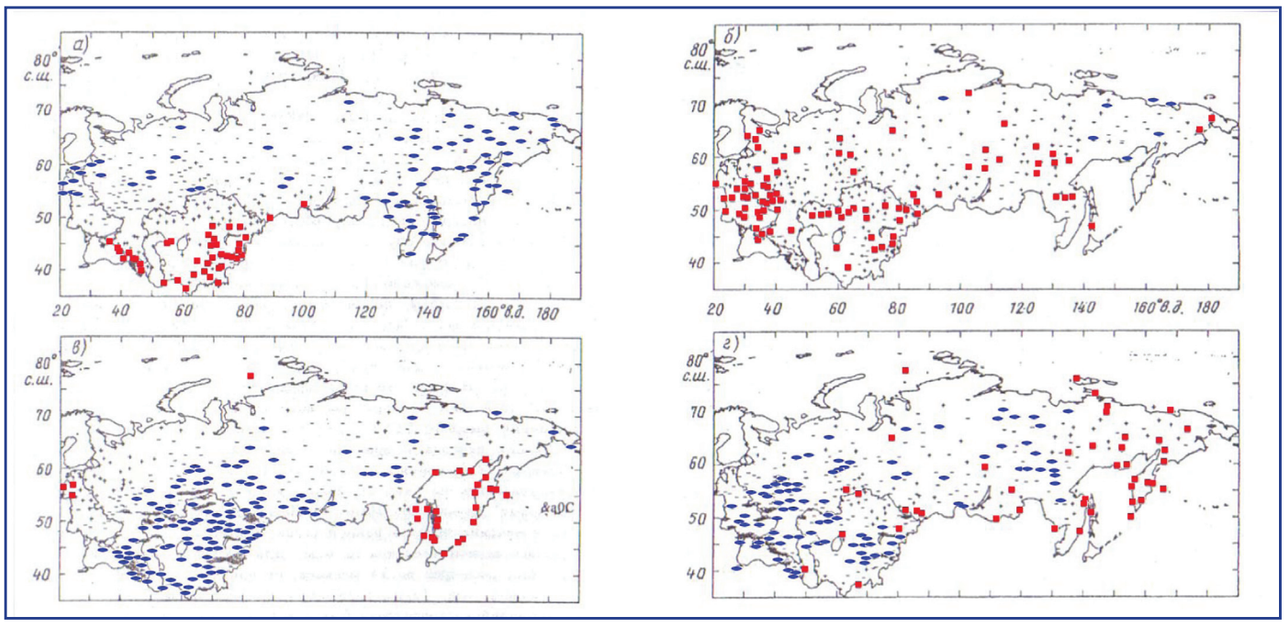



Рис. 1.6.10. Распределение аномалий температуры воздуха (а, в) и осадков (б, г), осредненных за январь–март, в годы осуществления Эль-Ниньо (а, б) и Ла-Нинья (в, г). (Груза и др., 1999).

жду стоком Оби и широтой центра арктического антициклона, а также между стоком Лены и его долготой за период 1946–1995 гг. Показана также зависимость между индексом NAO и среднегодовыми расходами воды ($Q$) р. Енисей.

*Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК).* Явлению Эль-Ниньо (Ла-Нинья) и оценке его влияния на метеорологические процессы посвящены сотни работ (Мохов и др., 2000; Fraederich, 1994; Mokhov, Smirnov, 2006). Прежде всего, они касаются связей этого явления с метеорологическими условиями в тропиках, где эти зависимости не только четко выражены, но и имеют практическое значение, особенно для западных побережий Южной Америки (сельское хозяйство, рыболовство). Во многих работах рассматриваются связи индексов Эль-Ниньо – Южное колебание с метеорологическими условиями северного полушария. Однако число статей, в которых оценивается связь явлений Эль-Ниньо с метеорологическим режимом на территории России и сопредельных стран, невелико, например, (Стерин и др., 2000). Из них наиболее известна работа (Груза и др., 1999). Методами корреляционного и композитного анализов показано, что “наибольший отклик ЭНЮК в полях температуры воздуха и месячных сумм осадков на территории РФ отмечается в феврале–марте второго года” (вслед за пиком развития явления). При развитии ЭНЮК в восточных регионах РФ в зимне-весенний период формируются отрицательные аномалии температуры воздуха у поверхности Земли (рис. 1.6.10а, в), а при развитии явления Ла-Нинья – положительные аномалии температуры воздуха (на побережье Охотского моря – рис. 1.6.10б, г). Второй регион проявления отклика – Казахстан и Средняя Азия, где, наоборот, явлению Эль-Ниньо сопутствуют положительные аномалии температуры, а Ла-Нинья – отрицательные.

В поле осадков региональные отклики на осуществление явления Эль-Ниньо (Ла-Нинья) проявляются в меньшей степени, чем в поле температуры. Тем не менее, можно выделить две области аномалий осадков, определенно связанные с фазами ЭНЮК (рис. 1.6.10б, г): регион Казахстана и Средней Азии и ЕЧР. В этих регионах с Эль-Ниньо связаны положительные аномалии осадков в январе–марте, а с Ла-Нинья – отрицательные.

В целом, сигнал ЭНЮК на территории России обнаружен, но имеет слабую интенсивность. Тем не менее, “есть указание на существование избирательной предсказуемости и возможности вероятностного долгосрочного прогноза погоды на территории России в годы Эль-Ниньо/Ла-Нинья” (Груза и др., 1999).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 137



Оценки потенциальной предсказуемости полей температуры, высоты изобарических поверхностей и сумм осадков в разных регионах Северного полушария при разных эпизодах ЭНЮК рассмотрены в (Казначеева, Тросников, 2008). Используя расчеты средних квадратических отклонений упомянутых величин по полулагранжевой модели ГМЦ и по данным наблюдений, авторы пришли к выводу, что сигналы ЭНЮК имеют отклик в системах циркуляции атмосферы во внетропических широтах, в определенных регионах и для определенных метеорологических величин. Зимой это – Европа для $T_{850}$ и осадков, ЕТР только для $T_{850}$, Восточная Сибирь для $H_{500}$ и $T_{850}$, Дальний Восток и Северная Америка только для осадков. Летом – Дальний Восток для $H_{500}$, $T_{850}$.

В работе (Мохов, Смирнов, 2006) с доверительной вероятностью 0.95 сделан вывод о наличии воздействия ЭНЮК на САК во второй половине XX в. и в начале XXI в. Это воздействие характеризуется эффектом запаздывания примерно на 2 года. Вывод имеет прогностическое значение.

*Тихоокеанское колебание (ТДО).* Тихоокеанской декадной осцилляции в научной литературе уделено несравненно меньше внимания, чем североатлантическому колебанию, а также восточно-атлантическому, арктическому, южному и др. Работа (Бардин, Воскресенская, 2007) в значительной мере восполняет этот пробел.

В качестве меры изменчивости тихоокеанской декадной осцилляции часто используют индекс ТДО, представляющий собой среднюю аномалию температуры поверхности воды между 20° и 60° с.ш. в Тихом океане. Одним из важных проявлений ТДО являются атмосферные циклоны, зарождающиеся над акваторией океана, перемещающиеся затем на континенты. Они в значительной мере формируют там погодные аномалии.

Анализ временного хода индекса ТДО показал, что при положительной фазе ТДО происходит интенсификация циклогенеза и смещение траектории циклонов к северу. Положительная фаза ТДО сопровождается усилением САК и зональной циркуляции в высоких широтах. Отрицательной фазе ТДО соответствует ослабление САК и зональной циркуляции. Таким образом, изменения САК десятилетнего масштаба поддерживается крупномасштабными аномалиями ТДО. Этот весьма важный результат безусловно заслуживает дальнейшего развития.

Изменчивость климатических характеристик Атлантико-Европейского региона десятилетнего масштаба формируется в результате совместного действия процессов в системе “океан – атмосфера” Атлантического и Тихого океанов (Бардин, Воскресенская, 2007).

### 1.6.4. Тренды сезонной и годовой повторяемости циклонов

Циклоны и антициклоны – мощные барические образования, определяющие климат и погоду на значительной территории земного шара, в том числе в умеренных широтах России. В последние десятилетия интерес к циклонической деятельности и ее характеристикам резко усилился. На базе модельных расчетов и реанализа отечественными специалистами (прежде всего РАН), а также совместно с зарубежными учеными выполнен большой комплекс работ, касающихся различных аспектов циклонической активности. Получен ряд существенных выводов, кратко перечисленных ниже.

В работе (Акперов, Мохов, 2010) выполнено сравнение характеристик внетропических циклонов с использованием разных методов их идентификации и разных реанализов (NCEP/NCAR, ERA-40, ERA-INTERIM). Выявлены значительные количественные различия характеристик циклонов по регионам Северного полушария (числа циклонов, размеров, интенсивности и времени жизни). Общим для всех методов является превышение числа летних внетропических циклонов над зимними. Время жизни циклонов обычно не более трех дней (Акперов, Мохов, 2010). По модели ECMWF схемы автоматического определения внетропических циклонов высоко чувствительны к горизонтальному разрешению ($T_L95$, $T_L159$ и $T_L255$). Даже версия модели высокого разрешения ($T_L255$) переоценивает число случаев циклонов.

По данным реанализа за 46 лет (Rudeva, Gulev, 2006) средний радиус циклонов составляет 200–300 км над континентами и более 900 км над океанами. Обнаружена сильная зависимость радиуса циклонов от времени жизни циклона и его

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 138



интенсивности: чем больше размер циклона, тем больше его интенсивность и время жизни. Радиус циклонов в течение их жизни увеличивается от 50% до 150%.

Согласно (Sinclair, 1997), по данным реанализа циклоны северного полушария формируются вблизи восточных побережий Азии и Северной Америки. В течение своей жизни они перемещаются к северо-востоку, прежде чем заполниться около Аляскинского залива и вблизи Исландии. Повторяемость атлантических циклонов демонстрирует высокую корреляцию с североатлантическим колебанием (САК) и отражает сдвиг САК в середине 70-х годов, связанный со значительным изменением траекторий циклонов на востоке Тихого океана и на побережье Северной Америки в течение последних десятилетий (Gulev et al., 2001).

Оригинальный результат получен в (Голицын и др., 2006; Akperov et al., 2007). По данным за

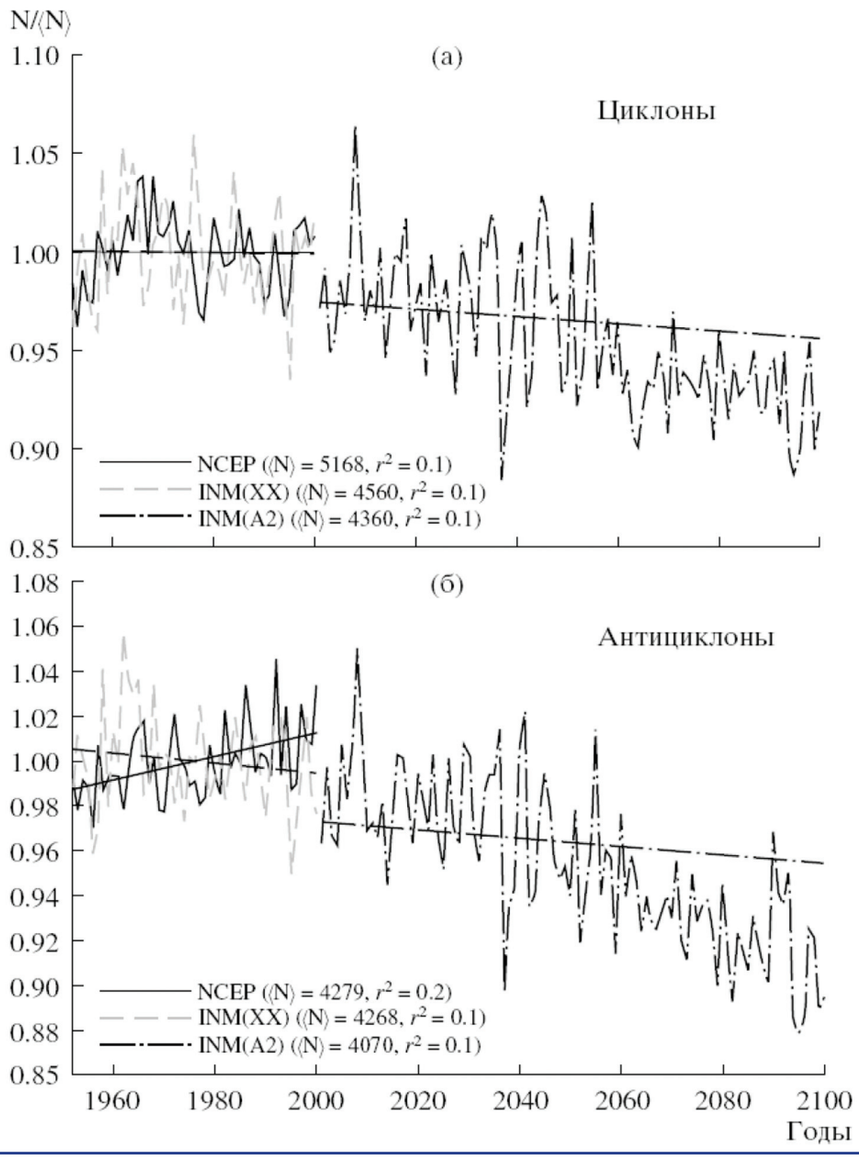



Рис. 1.6.11. Межгодовые изменения нормированного числа циклонов (а) и антициклонов (б) по данным реанализа NCEP/NCAR (NCEP) и по расчетам с моделью ИВМ для широтного пояса 20–80° с.ш.. Нормировки и величины достоверности аппроксимации ($r^2$) указаны на врезках (Акперов, Бардин, 2007).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 139



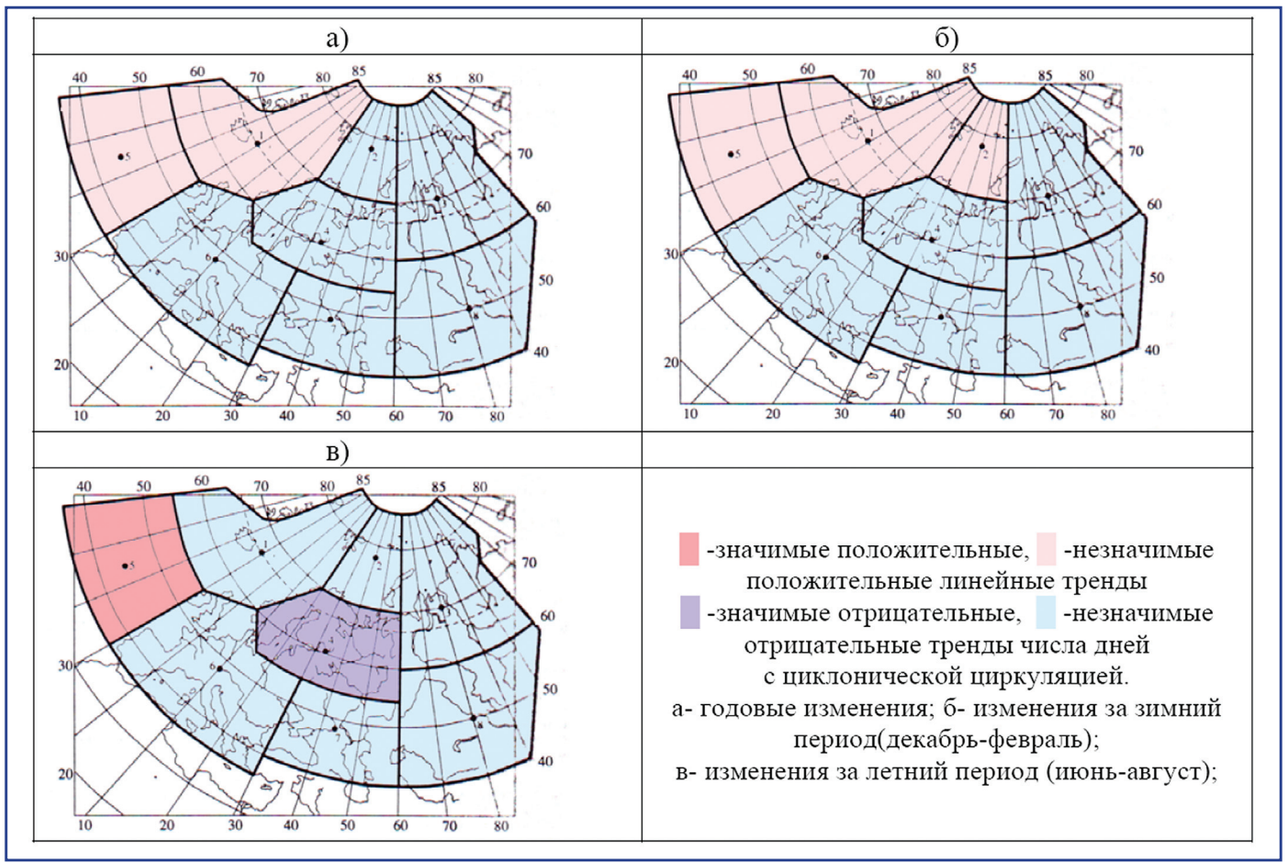



Рис. 1.6.12. Характеристика линейных трендов в ходе числа дней с циклонической циркуляцией (в процентах от нормы за 1961–1990 год) за 1950–2011 гг. по восьми районам Л. А. Вительса (Вительс, 1965).

1952–2000 гг. оценивались кумулятивные распределения числа циклонов и антициклонов в зависимости от их интенсивности (разность геопотенциала в центре циклона и на последней замкнутой изолинии) и площади. Наибольший интерес представляют хвосты гистограмм. Оказалось, что для циклонов хвосты гистограмм спадают быстрее экспоненты, а для антициклонов – медленнее. Первое обстоятельство можно считать благоприятным для общества, поскольку с очень интенсивными циклонами обычно связаны опасные аномальные явления (сильные ветры, аномально большое количество осадков). Второе обстоятельство неблагоприятно. Повышение вероятности антициклонов означает большую вероятность засух летом и сильных морозов зимой.

Особый интерес для практики представляют оценки усиления (ослабления) циклонической деятельности (Куражов и др., 2007), что непосредственно определяет тип погоды и его характеристики (облачность, ветер, количество осадков). Оценки трендов циклонической активности (Бардин, 1995) выполнялись неоднократно разными авторами. К сожалению, результаты часто не согласуются из-за разных территорий, временных периодов, методов идентификации циклонов (табл. 1.6.2). Изменение во времени повторяемости циклонов и антициклонов косвенным образом сигнализирует об изменении термического режима и увлажненности рассматриваемой территории.

Для количественной оценки повторяемости циклонов (циклоничности) применяются три основных подхода. Первый из них (эмпирический) активно использовался до 80-х годов XX столетия. При этом анализировалась однородность исходных рядов с устранением грубых ошибок наблюдений и нередко с заполнением пропусков в рядах данных. Каталоги циклоничности по методике Вительса основаны на визуальном анализе ежедневных синоптических карт, что содержит

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 140



большую долю субъективности. Кроме того, эмпирические ряды формировались несколькими поколениями специалистов, и нет уверенности в сохранении единой методики на протяжении столетий.

Второй подход (реанализ), как и третий (результаты моделирования) связан с развитием физико-математических моделей общей циркуляции атмосферы (рис. 1.6.11). Эти работы выполняются на новом современном уровне науки. Их результаты объективны. Здесь рассматриваются, прежде всего, крупномасштабные атмосферные процессы в атмосфере и в связанных с нею сферах (гидросфера, биосфера).

Результаты мониторинга характеристик климата, полученных с помощью каждого из трех подходов, различаются. Однако с усовершенствованием гидродинамических моделей результаты сближаются, хотя на сегодняшний день они не всегда согласуются как в силу разных подходов, так и вследствие различий в территориях и исторических периодов, о чем уже упоминалось выше. Это наглядно демонстрирует таблица 1.6.2, в которой обобщены результаты изменения во времени циклоничности по данным разных авторов.

В течение зимнего периода XX века в Северной Америке, Северной Атлантике и в Западной Европе циклоническая активность уменьшалась (Bengtsson et al., 2006; Ulbrich et al., 2013). Уменьшение числа циклонов выявлено для Средиземного, Баренцева, Гренландского морей, для умеренных широт Тихого океана и Северной Америки.

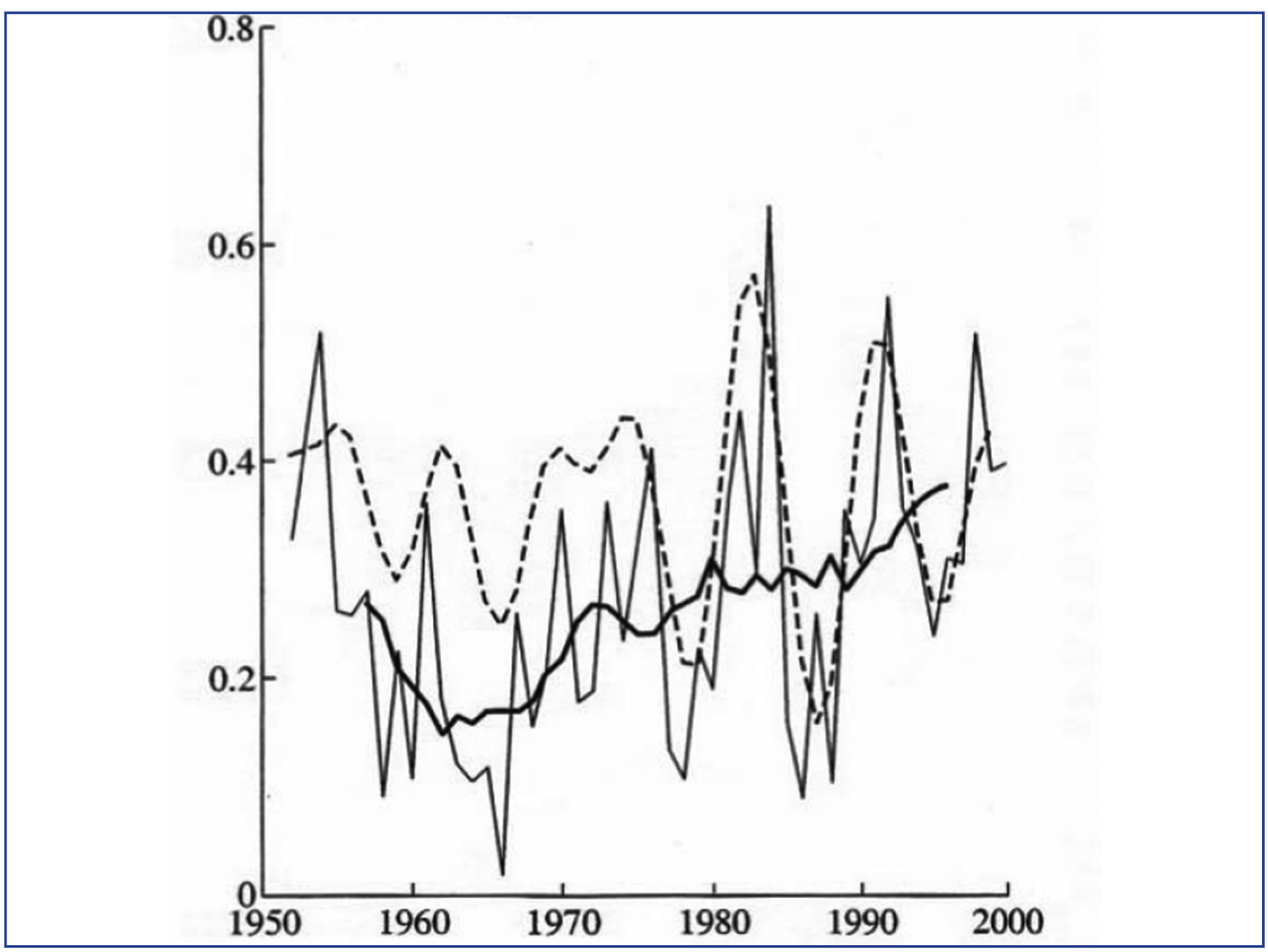



Рис. 1.6.13. Ход повторяемости зимних циклонов в районе Исландского минимума в 1952–2000 гг.: тонкая линия – относительная годовая повторяемость циклонов в прямоугольнике 20–40° з.д., 60-70° с.ш.; пунктир – междесятилетние колебания (результат применения полосового фильтра, сохраняющего колебания в полосе 7-17 лет); жирная линия - низкочастотная составляющая (9-летняя скользящая средняя).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 141



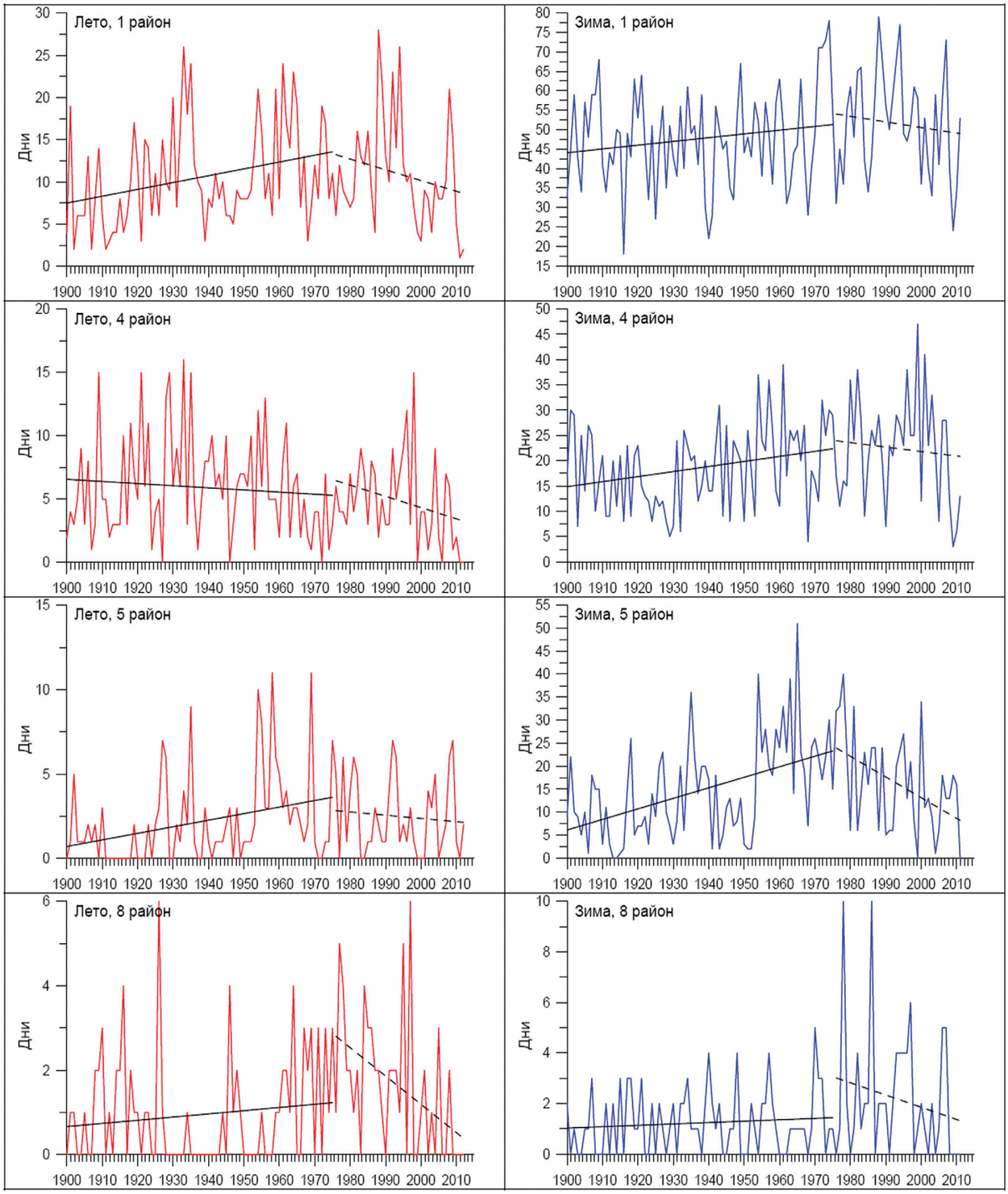



Рис. 1.6.14. Повторяемость глубоких циклонов за 1891-2012 гг. в районах Вительса. Линейные тренды показаны за 1891-1975 гг. (——) и за 1976-2012 гг. (------).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 142



*Таблица 1.6.2. Заключения об изменении повторяемости циклонов (Zy) и антициклонов (Azy) в XX веке (по опубликованным источникам)*

| Источник (авторы) | Территория | Метод | Сезон | Период | Вывод |
|---|---|---|---|---|---|
| Bengtsson et al., 2005 | Сев. Америка<br>Сев. Атлантика<br>Зап. Европа | ECHAM5 | Зима | XX век | Zy: уменьшение |
| Bengtsson et al.,2005 | Арктика | ECHAM5 | Зима | XX век | Zy: увеличение |
| Mokhov et al., 2007 | 20–80°с.ш. | INMCM3.0 | | 1960–2000 | Zy: не обнаружено |
| Акперов, Мохов, 2010 | Тихий океан,<br>Атлантический<br>океан | NCEP/NCAR<br>ERA-INTERIM<br>ERA-40 | Зима<br>Лето | 1948–2007 | Zy: увеличение |
| Акперов, Бардин, 2007 | | INMCM3.0<br>NCEP/NCAR | | вторая половина<br>XX века | Zy, Azy: не<br>обнаружено |
| Акперов, Бардин, 2007 | 20–80°с.ш. | INMCM3.0 R<br>NCEP/NCA | апрель–<br>сентябрь | вторая половина<br>XX века | Zy: не обнаружено<br>Azy: INM –<br>уменьшение<br>NCEP увеличение |
| Ulbrich et al., 2000 | Моря:<br>Средиземное<br>Баренцево<br>Гренландское<br>ум. широты:<br>Тихого океана<br>Сев. Америка,<br>Зап. Европа | CGCM<br>Спутники,<br>Реанализ | Зима | XX век | Zy: уменьшение |
| Полонский и др., 2007 | Черное море | | Зима Весна<br>Осень | 1952–2000 | Zy: уменьшение |

*Таблица 1.6.3. Суммарное изменение ($\beta \times \eta$)% числа дней с циклонической циркуляцией в восьми районах Л. А. Вительса за периоды (а) 1950–2011 гг. и (б) 1891–2011 гг. (в процентах от нормы за 1961–1990 гг.)*

| Район | Год | | Зима | | Весна | | Лето | | Осень | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | а | б | а | б | а | б | а | б | а | б |
| 1. Исландская депрессия | 3.6 | 7.2 | 6.9 | **–1.8*** | 12.7 | **14.1*** | –3.1 | 5.0 | –1.0 | **11.5*** |
| 2. Баренцево море | –5.4 | **–8.2*** | 1.8 | –7.6 | –14.4 | –7.4 | –20.2 | **–17.0*** | 3.4 | –4.5 |
| 3. Карское море | –6.3 | 4.0 | –6.2 | **13.4*** | –5.1 | 4.1 | –7.1 | –2.2 | –5.9 | 0.5 |
| 4. Север Европы | –9.2 | **12.1*** | –8.1 | **22.8*** | 1.7 | 9.3 | **–21.5*** | –4.2 | –13.2 | **16.9*** |
| 5. Азорский максимум | 11.2 | **26.6*** | 10.5 | **24.8*** | 3.5 | **18.7*** | **29.7*** | **43.6*** | 11.0 | **28.1*** |
| 6. Западная Европа | –5.0 | 6.7 | –17.6 | 13.4 | –2.0 | –1.6 | –2.0 | 7.2 | 0.0 | 9.4 |
| 7. Юг ЕТР | –8.1 | –3.3 | –9.9 | 12.4 | 3.0 | 0.6 | –14.8 | –3.3 | –7.5 | 8.1 |
| 8. Юго-запад Сибири | –11.4 | 2.4 | –2.4 | 16.1 | –0.5 | 11.0 | –13.7 | **–16.3*** | –25.8 | 11.1 |

*Примечание:* Звездочкой (*) и жирным шрифтом выделены статистически значимые значения.

Уменьшение числа циклонов обнаружено также над Черным морем (Полонский и др., 2007). Однако в Арктике число циклонов увеличивалось (Bengtsson et al., 2006). В работах (Bengtsson et al., 2006; Акперов и др., 2007) статистически значимых изменений циклоничности не обнаружено, по крайней мере, в северном полушарии.

Вместе с тем в недавно опубликованной работе (Акперов, Мохов, 2010) показаны сильные положительные тренды повторяемости циклонов над акваториями Атлантики и Тихого океана как в летний, так и в зимний сезоны. В связи с этим выводом целесообразно обратить внимание на оценки изменения скорости ветра в северном

OD-2-1-3n 12/15/14 12:59 PM Page 143



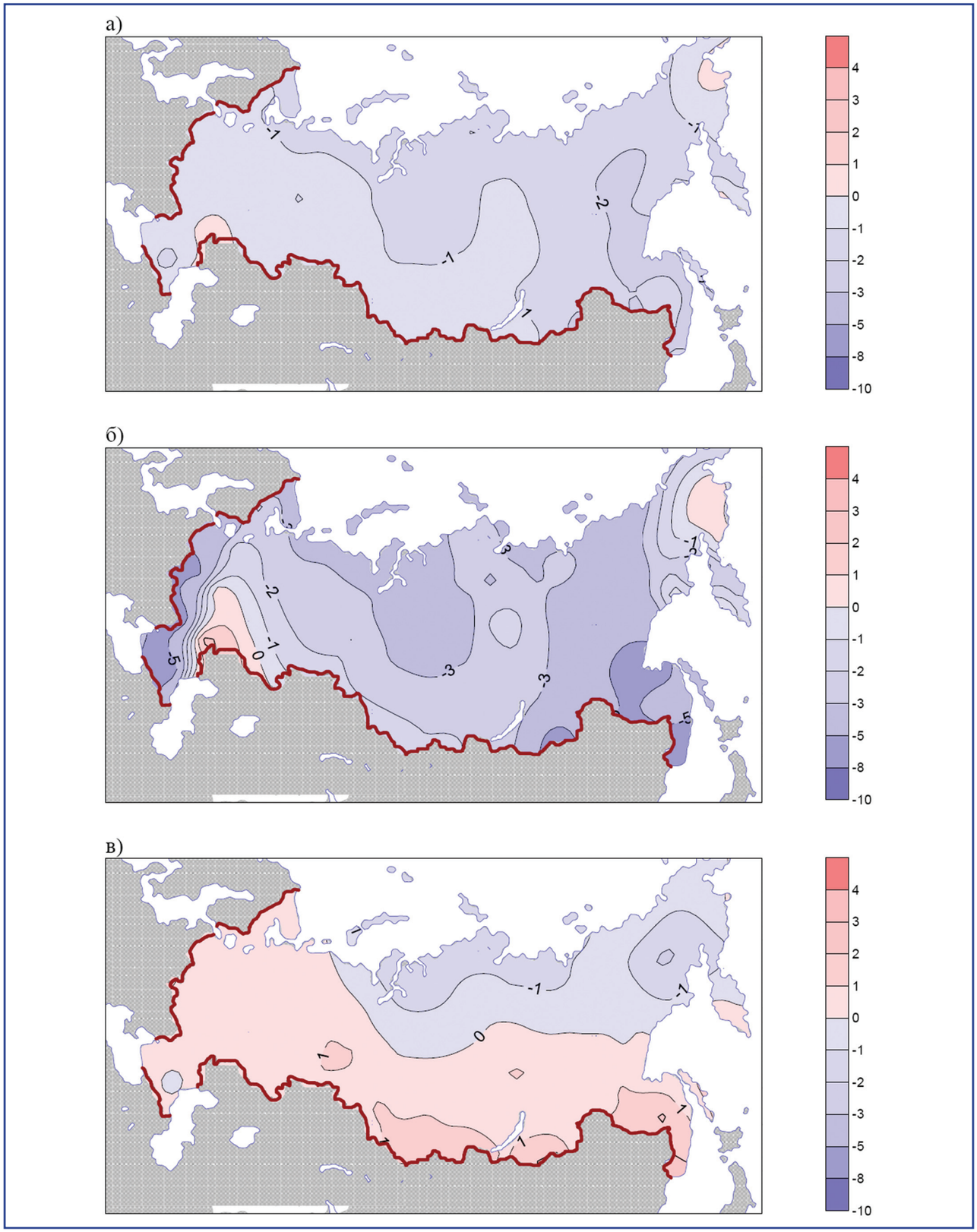



Рис. 1.6.15. Изменение приземного давления воздуха на территории России за 1946–2012 гг.: а) за год, б) зимой, в) летом.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:59 PM Page 144



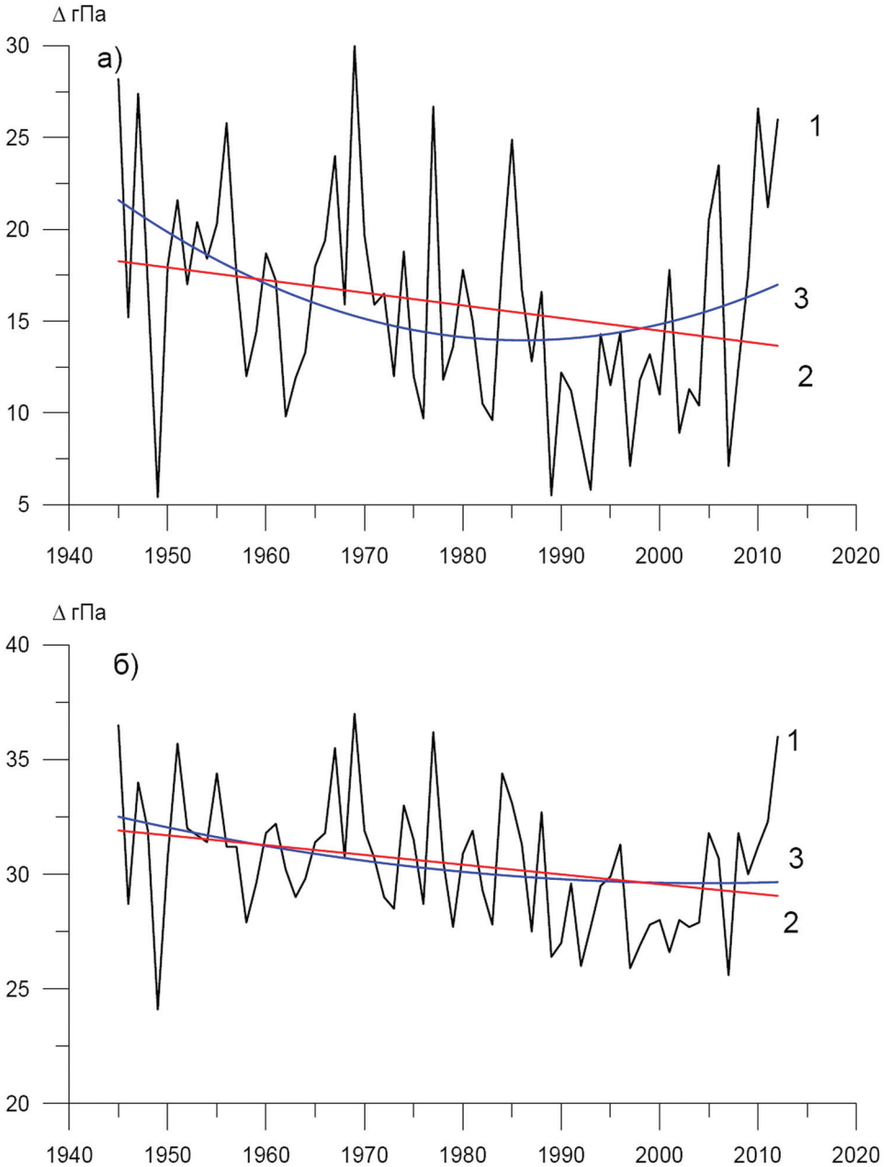



Рис. 1.6.16. Временные ряды приземного давления воздуха за зимний сезон 1946–2012 гг.: а) в узле (65˚ с.ш., 75˚ в.д.), южнее Обской губы; б) в узле (50˚ с.ш., 100˚ в.д.) вблизи климатического центра Сибирского максимума. Кривая 1 показывает ход давления (в отклонениях от 1000 гПа), кривая 2 – линейный тренд, кривая 3 – параболический тренд.

полушарии по результатам публикаций 18 авторов, обобщенных в (McVicar et al., 2012). Согласно этому обобщению, в течение XX века скорость ветра уменьшалась над материками и росла над океанами. Эта закономерность подтверждает реальность увеличения повторяемости числа циклонов над океанами (при высоком уровне циклоничности обостряются фронтальные процессы и, как следствие, увеличивается скорость ветра).

Перейдем теперь к оценкам по субъективным данным, рядам индексов Вительса, подготовленным за период с 1891 по 2012 гг. В табл. 1.6.3 представлено суммарное изменение числа дней с циклонической циркуляцией, а на рис. 1.6.12. – географическое распределение знаков трендов в

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 145



восьми районах Вителься (что более наглядно по сравнению с табл. 1.6.3). В Атлантико-Европейском секторе для восьми районов Вителься по ежедневным синоптическим картам определялось состояние барического поля, которое относилось к одному из девяти типов в зависимости от характера поля и величины давления в центре. Расчеты трендов выполнены для длинного (1891–2011 гг.) и короткого периодов (1950–2011 гг.). Эти оценки относятся непосредственно к Северной Атлантике и к прилегающей территории России. По длинному ряду лет (табл. 1.6.3) в целом за год преобладают положительные тренды циклоничности, особенно сильные в районе Азорского максимума (суммарное увеличение годового числа циклонов составило 26.6% от нормы). Однако климатическая повторяемость циклонов здесь невелика: по многолетним данным на долю циклонической циркуляции приходится только 59 дней, а на долю антициклонической – 293 дней в году (Мещерская и др., 2001). Ослабление Азорского максимума происходит в унисон с ослаблением Сибирского максимума.

На севере Европы (от Скандинавии до Урала) число циклонов увеличилось на 12.1% (статистически значимо). Статистически значимый рост числа циклонов выявлен также в районе Исландской депрессии за год и зимой по короткому ряду (1950–2011 гг.), что согласуется с оценками в (Бардин, 2000) для периода 1952–2000 гг. (рис. 1.6.13). Весной и осенью по длинному ряду рост циклоничности также преобладал, оценки преимущественно значимые. В отличие от 122-летнего ряда, во второй половине XX – начале XXI вв. в четвертом (север Европы), седьмом (юг ЕТС) и восьмом (юго-запад Сибири) районах повторяе-

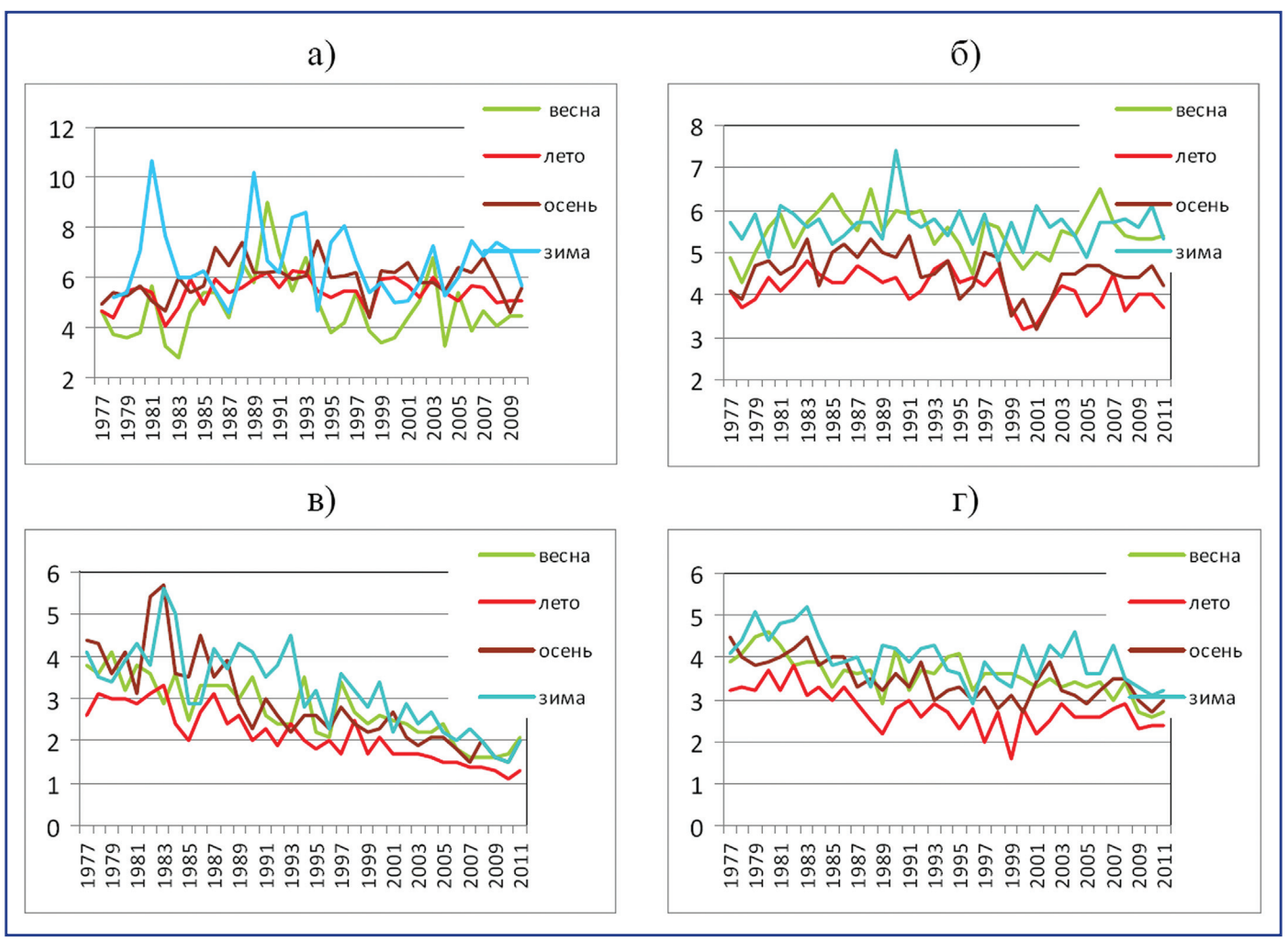



Рис. 1.6.17. Временные ряды средних скоростей ветра для четырех сезонов на станциях: а) Бухта Тикси; б) Елецкая; в) Торжок; г) Конь-Колодезь.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 146



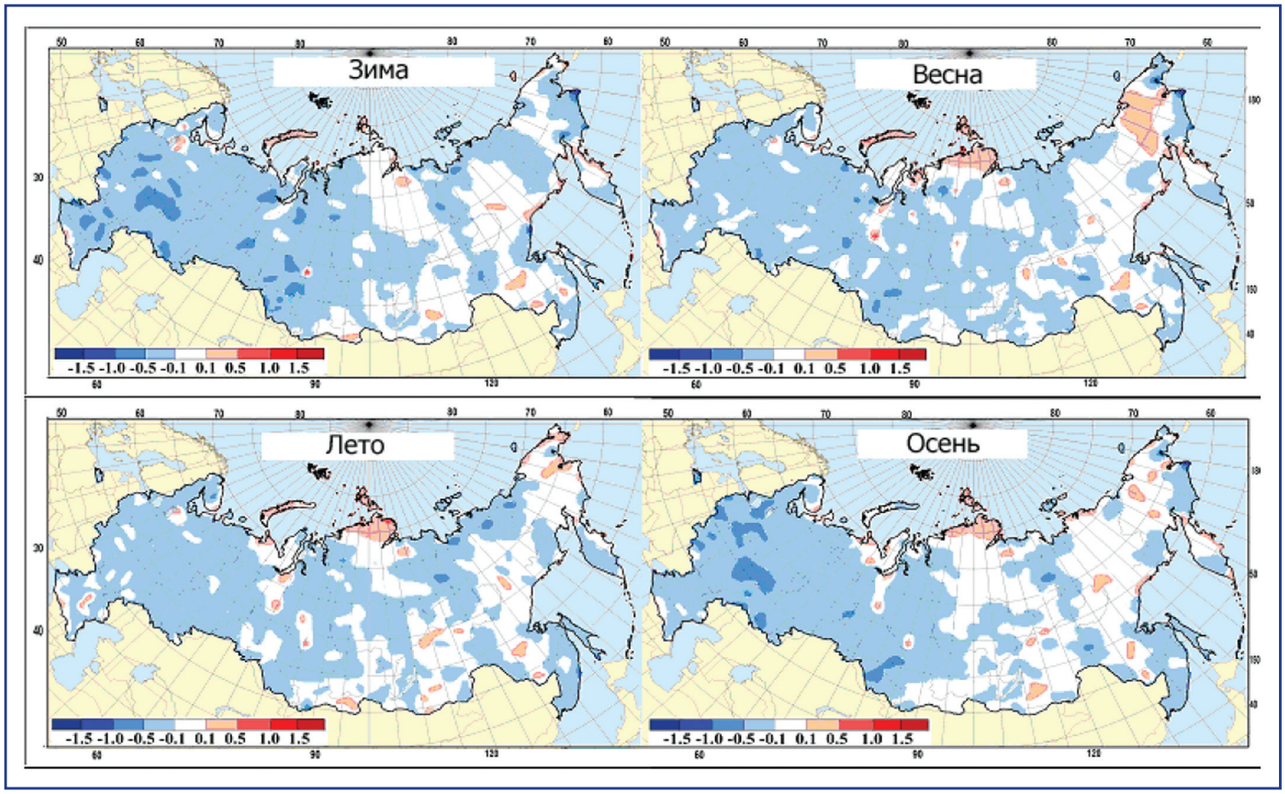



Рис. 1.6.18. Географическое распределение статистически значимых (на 5% уровне) сезонных коэффициентов линейного тренда скорости ветра за 1977–2011 гг.

мость циклонов уменьшается в среднем за год, а также зимой, осенью и особенно летом, что согласуется с ростом засушливости в этих районах (см. раздел 4.6).

Тренды циклоничности за два периода оценивались также для числа глубоких циклонов, под которыми имелись в виду циклонические образования с давлением в центре 990 гПа и меньше (рис. 1.6.14). Вывод из этого рисунка однозначен: во всех восьми районах число глубоких циклонов в 1891–1975 гг. росло, а в период интенсивного потепления – уменьшалось. Согласно работе (Акперов и др., 2007), уменьшение циклоничности в период глобального потепления связано с увеличением парникового эффекта.

### 1.6.5. Приземное давление воздуха

В (ОД_РФ-1, 2008) приведена карта-схема изменения аномалий приземного давления на территории РФ за зимний период в 1946–2005 гг. Карта получена по данным в узлах сетки 5° × 5° путем умножения коэффициентов линейных трендов в каждом узле сетки на число лет. За рассматриваемый период приземное давление зимой и весной уменьшилось практически на всей территории России. Регион наибольшего понижения давления до 5 гПа и более охватывает северо-восток Европейской территории, а также регионы нижнего и среднего течения Оби и Енисея. Согласно оценкам в (Баранова и др., 2007), летом приземное давление не изменилось за 59 лет, а осенью увеличилось до 3 гПа в западной половине России и уменьшилось в восточной.

Продление рядов приземного давления до 2012 года не изменило общей картины суммарного изменения давления на территории РФ (рис. 1.6.15). Зимой и весной коэффициенты линейных трендов остаются преимущественно отрицательными, однако по абсолютной величине они уменьшились почти вдвое. В равной мере это относится к изменению атмосферного давления летом и осенью. Таким образом, удлинение рядов приземного давления на 7 лет приблизило поле атмо-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 147



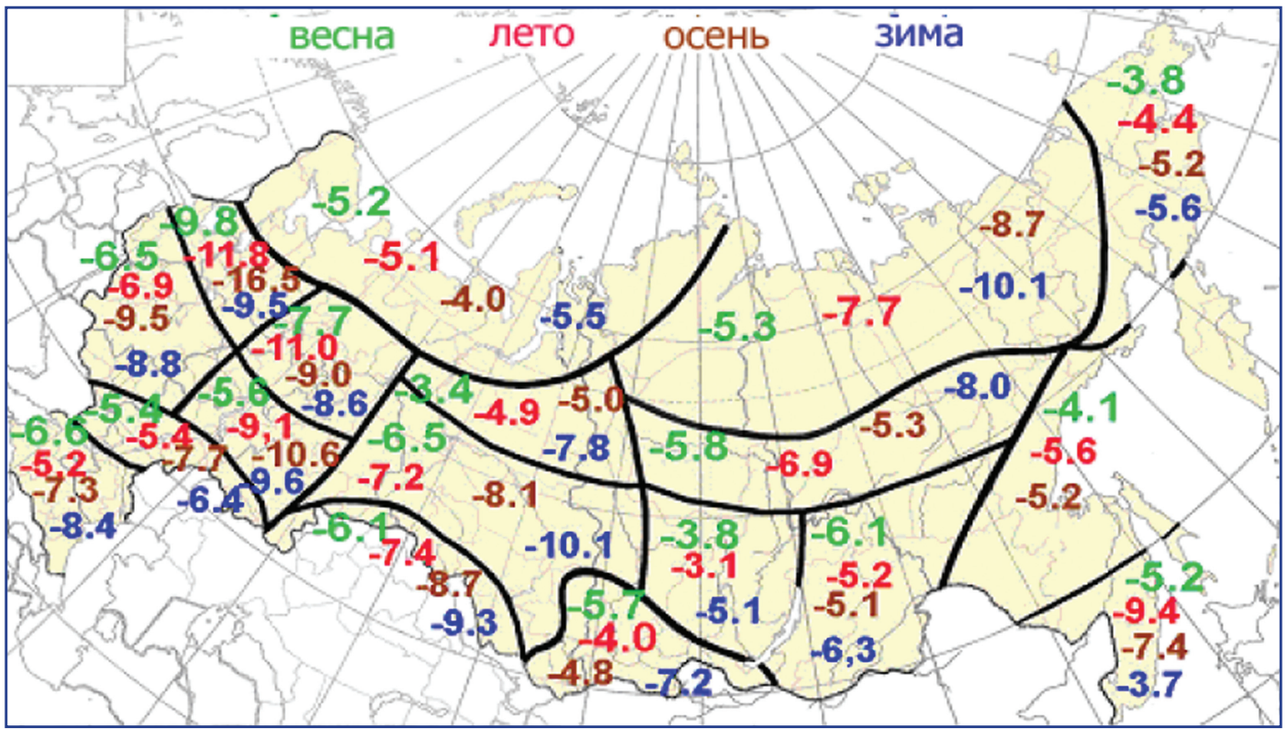



Рис. 1.6.19. Коэффициенты линейного тренда (% /10 лет) во временных рядах сезонных скоростей ветра, осредненных по 18 квазиоднородным регионам (1977–2011 гг.). Приведены оценки, значимые на 5% уровне.

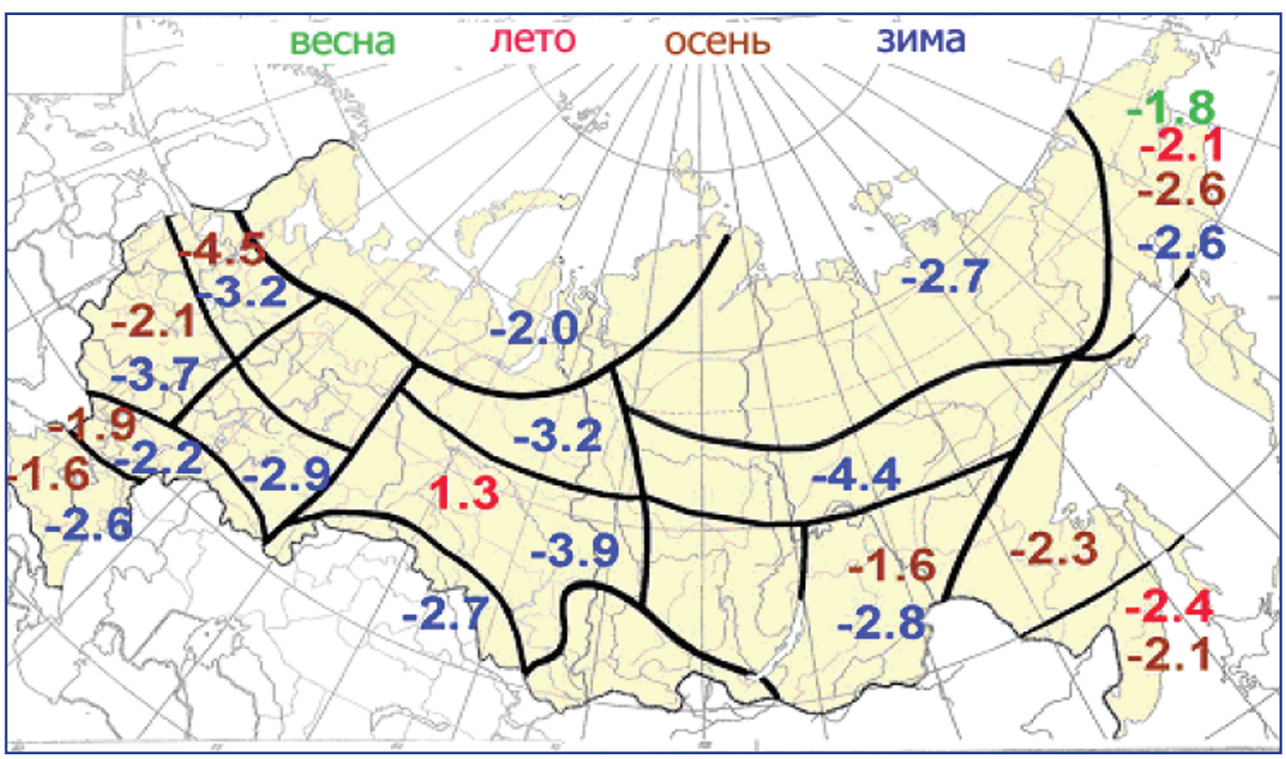



Рис. 1.6.20. Коэффициенты линейного тренда (%/10 лет) в рядах осредненной по регионам максимальной скорости ветра за 1977–2011 гг. (приведенные оценки значимы на 5% уровне).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 148



сферного давления к его среднемноголетним значениям.

Целесообразно рассмотреть ряды приземного давления за 59 лет в отдельных узлах сетки. В узле сетки (65° с.ш., 75° в.д.), расположенной южнее Обской губы, и втором узле (50° с.ш., 100° в.д.), вблизи климатического Сибирского максимума, давление уменьшалось с середины 40-х годов, достигнув минимума в 1989–2004 гг. (рис. 1.6.16). Однако с 2005 г. начался период роста приземного давления (кроме 2007 г.). Это проявилось в суровых зимах последних лет на территории Сибири, например, аномально холодная зима 2005–2006 гг. (Латышева и др., 2007).

В заключение подраздела о давлении необходимо остановиться на расхождении рядов зимнего давления, представленного в узлах сетки (рис. 1.6.16) и в центре Сибирского максимума (рис. 1.6.3). В Сибирском ЦДА давление росло с начала ряда до начала 90-х годов, затем оно “катастрофически” уменьшалось вплоть до 2013 г., тогда как в узлах сетки с 2005 г. давление начало расти.

Причина расхождений, по-видимому, состоит в следующем. Географические координаты ЦДА меняются во времени, в отличие от узлов сетки. Характеристики ЦДА определяются визуально по картам давления с определенной долей субъективности. По-видимому, более надежными следует признать ряды давления в узлах, откуда следует вывод, что период ослабления Сибирского максимума закончился, перейдя в фазу его усиления.

### 1.6.6. Изменение во времени характеристик ветра

В (ОД_РФ-1, 2008) была приведена карта-схема линейных трендов средней годовой скорости ветра за 1936–2006 гг. (показания анеморумбометра предварительно были приведены к показаниям флюгера, согласно разработанным ранее коэффициентам). За 1936–2006 гг. почти на всей территории России средняя годовая скорость уменьшилась, особенно сильно на ЕТС, где коэффициенты (β) линейного тренда скорости ветра составили преимущественно –0.3...–0.6 м/с за 10

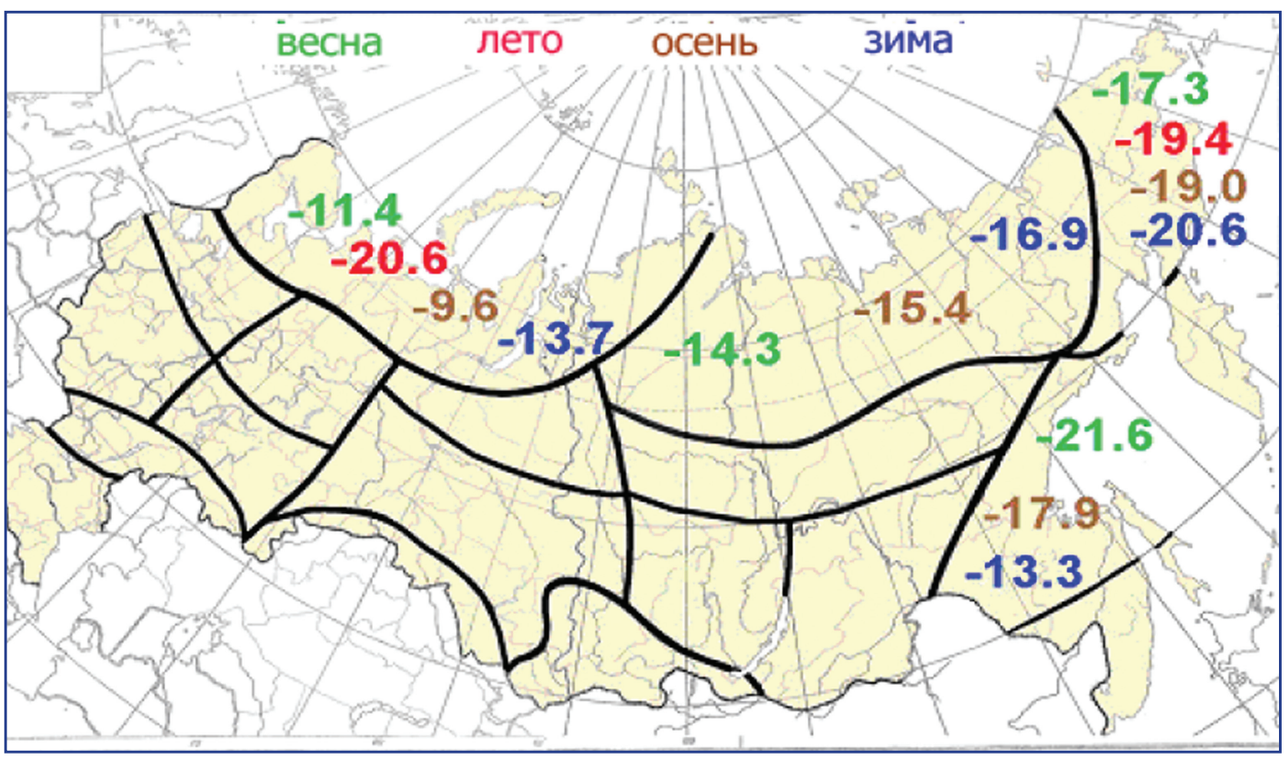



Рис. 1.6.21. Коэффициенты линейного тренда (%/10 лет) в рядах регионально осредненного числа дней со скоростью ветра выше 15 м/с (1977–2011 гг.). Приведены оценки, значимые на 5% уровне.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:01 PM Page 149



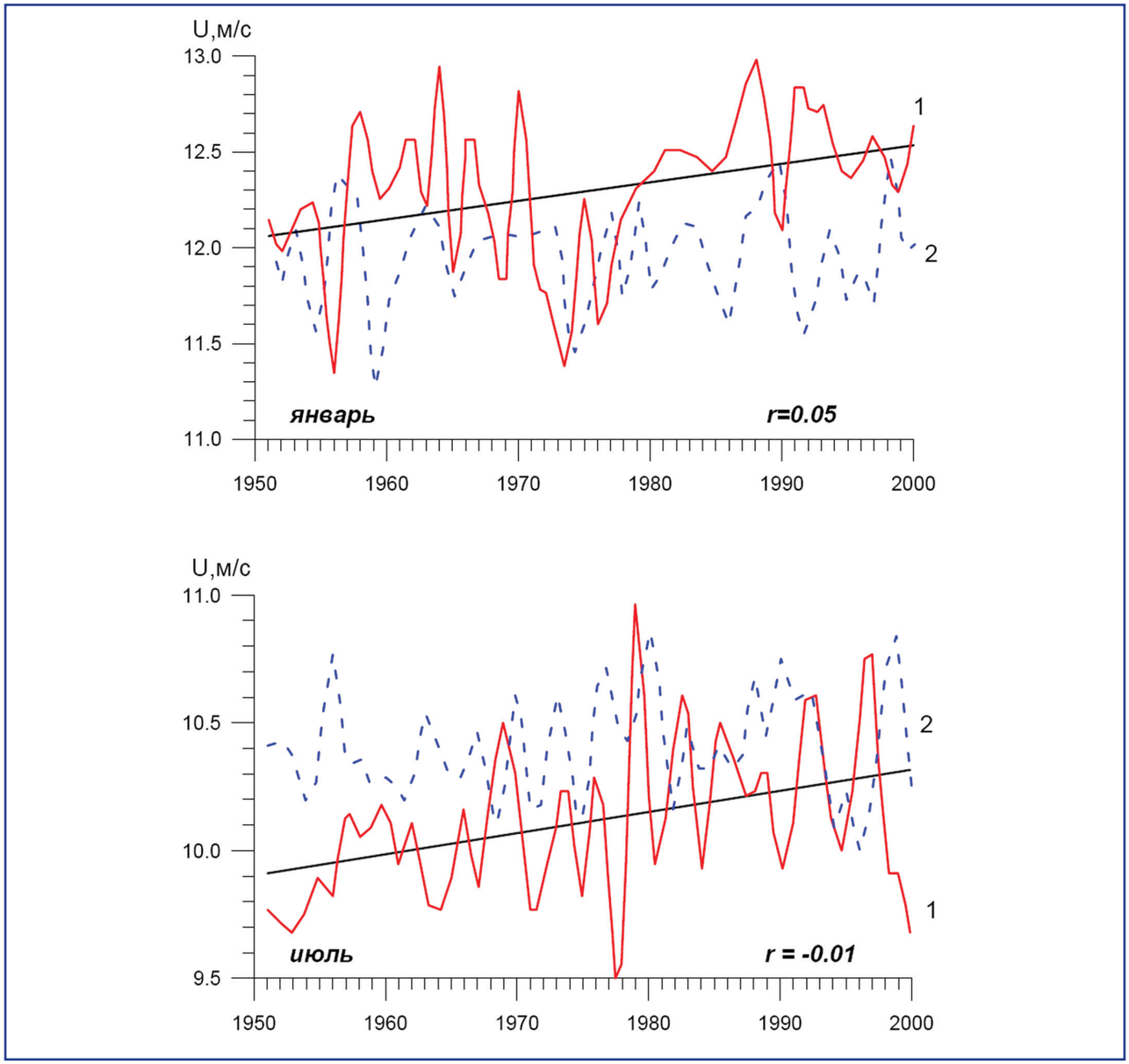



Рис. 1.6.22. Многолетние изменения осредненной по земному шару зональной скорости ветра по данным реанализов NCEP/NCAR (1) и модели ИВМ РАН (2). (Аристова, Клещенко, 2007).

лет. Одновременно с уменьшением скорости ветра на большинстве метеорологических станций произошло ее перераспределение по градациям (Мещерская и др., 2006; Баранова и др., 2007): повторяемость слабых ветров (2–3 м/с) увеличилась, а повторяемость градации 6–7 м/с и всех последующих градаций повсеместно уменьшилась.

Обновленные оценки современных тенденций в изменении характеристик ветра получены в (Булыгина и др., 2013) по данным 1457 метеорологических станций России за 1977–2011 гг. Преимущество этих данных – в практически полном покрытии территории России и в инструментальной однородности рядов (все данные базируются на показаниях анеморумбометра); недостаток данных – в относительно коротком периоде наблюдений.

Временные ряды сезонных коэффициентов линейного тренда скорости ветра за 1977–2011 гг. на избранных станциях (рис. 1.6.17) и их геогра-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:01 PM Page 150



фическое распределение на всей территории РФ (рис. 1.6.18) показало дальнейшее (в сравнении с 1936–2006 гг.) уменьшение скорости ветра на большей части РФ (особенно на ЕТР и в Западной Сибири). Это уменьшение характерно для всех сезонов, но сильнее проявляется зимой и весной. Оно составляет зимой–весной преимущественно $\beta = –0.5…–1.0$ м/с за 10 лет, в отдельных районах до $\beta = –1.5$ м/с за 10 лет, тогда как летом и осенью оно едва достигло $\beta = –0.1...–0.5$ м/с за 10 лет. В Центральной и Восточной Сибири, а также на Дальнем Востоке скорость ветра изменялась незначительно ($\beta = \pm$ 0.1м/с/10 лет), либо уменьшалась.

Наглядное представление о величинах изменений скорости ветра дает рис. 1.6.19, на котором приведены осредненные по 18-ти квазиоднородным регионам значения $\beta$ скорости ветра, рассчитанные по сезонам в процентах от средних многолетних величин.

Наибольшее уменьшение скорости ветра (в процентах) отмечается в северо-западных и центральных районах ЕЧС: $\beta = –11.8...–16.5$%/10 лет или –39...–54% суммарно за весь 35-летний период. Отчасти это связано с увеличением защищенности метеорологических площадок за счет застройки и роста деревьев вокруг них. В малообжитых районах севера России скорость ветра тоже уменьшилась, но всего на 4–5%/10 лет, в южных районах это уменьшение не превышает 5–7%/10 лет.

На практике важны изменения максимальных скоростей ветра и скоростей ветра более 15 м/с. Во всех регионах России число дней с максимальной скоростью ветра (рис. 1.6.20) незначительно уменьшилось (на 2–3%/10 лет).

Скорость ветра более 15 м/с регулярно наблюдается только в некоторых регионах РФ. Это прибрежные районы Северного Ледовитого океана (СЛО), Чукотка, Дальний Восток (рис. 1.6.21). Здесь число дней со скоростью ветра более 15 м/с уменьшилось очень существенно: на 10–22%/10 лет, а суммарно за весь период на 33–73%.

Уменьшение сильных ветров (более 25–30 м/с) на побережьях СЛО (юго-запад Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря) за период с 1966 по 1990 гг. ранее было показано в (Брязгин, Дементьев, 1996). По мнению авторов, уменьшение сильных ветров в основном связано как с уменьшением повторяемости глубоких циклонов, так и циклоничности в целом.

Уменьшение скорости ветра над территорией России подтверждается уменьшением скорости приземного ветра на всех континентах Земли.

В коллективной статье 14 авторов (McVicar et al., 2012) проанализированы результаты 148 работ. Показано, что коэффициенты линейных трендов на всех метеорологических станциях в среднем составляют -0.014 м/с/год. Исключением являются высокие широты (более 75°), где в обоих полушариях скорость ветра увеличилась. В какой-то мере это согласуется с результатами (Donat et al., 2011), где по данным реанализа за 1871–2008 гг. обнаружены статистически значимые положительные тренды штормовых ветров в Центральной, Северной и Западной Европе. Беспрецедентно высокими значениями числа штормов отмечен конец XX века, особенно над Северным и Балтийским морями.

Необходимо отметить еще одно обстоятельство, касающееся изменения скорости ветра. Приведенные выше отрицательные линейные тренды скорости ветра на континентах касаются приземного ветра. К скорости ветра на высотах по аэрологическим наблюдениям этот вывод не относится. В (Мещерская и др., 2006) показано, что за период 1961–2000 гг. на метеорологических (аэрологических) станциях РФ, расположенных севернее 60° с.ш., скорость ветра либо не изменилась, либо слабо увеличилась (поверхность 850 и 500 гПа). На высоте 300 гПа за этот период скорость ветра на подавляющем большинстве станций возросла, причем коэффициенты линейных трендов статистически значимы.

Этот результат находит подтверждение в работе (Аристова, Клещенко, 2007). По данным реанализов NCEP/NCAR и модели ИВМ РАН авторы выявили увеличение зональной скорости ветра на уровне $H_{500}$ над северным полушарием за период с 1951 по 2000 гг. (рис. 1.6.22). За этот период средняя годовая зональная скорость ветра зимой увеличилась с 11.9 м/с до 12.5 м/с, а в июле – с 9.9 м/с до 10.3 м/с.

Почти повсеместное на континентах уменьшение скорости ветра сопровождается уменьшением испарения, которое зависит также от влаж-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:01 PM Page 151



ности воздуха (она растет), температуры воздуха и радиационных компонент. Однако первостепенная роль в уменьшении испарения принадлежит уменьшению скорости ветра.

В отличие от континентов, над океанами скорость ветра растет (Young et al., 2011). Этот результат получен по альтиметрическим наблюдениям со спутников за 1991–2008 гг. Коэффициенты линейного тренда скорости ветра над океанами, в среднем, составляют от 0.25 до 0.5%/год, причем в Южном полушарии они больше, чем в Северном.

Среди возможных причин уменьшения скорости ветра над континентами в (McVicar et al., 2012) называются следующие: увеличение шероховатости поверхности Земли, связанное с увеличением растительных покровов под влиянием роста температуры и концентрации $CO_2$, а также с ростом лесонасаждений (наблюдения со спутников); изменение мезомасштабной циркуляции (El-Nino, тропическая муссонная циркуляция); смещение штормовой деятельности в сторону полюс – экватор вследствие большей скорости потепления полярных широт и, как следствие, уменьшение скорости ветра в экваториальных и умеренных широтах обоих полушарий.

С достаточной уверенностью можно также утверждать, что дополнительная причина уменьшения скорости приземного ветра на континентах состоит в увеличении защищенности метеорологических площадок, по крайней мере, в крупных городах.

### 1.6.7. Блокирующие антициклоны и их тренды

Блокирующие антициклоны (блокинги) представляют собой мощные малоподвижные атмосферные формирования высокого давления над обширными (преимущественно континентальными) районами северного полушария. С ними связаны значительные климатические аномалии – экстремальные морозы зимой и засухи летом. Характеристики блокирующих ситуаций (повторяемость, продолжительность, интенсивность, районы преимущественного формирования и др.) рассмотрены по данным наблюдений на высотах, по данным реанализов, а также по результатам гидродинамического моделирования. Оценки характеристик блокирующих антициклонов сильно различаются по данным разных авторов, в зависи-

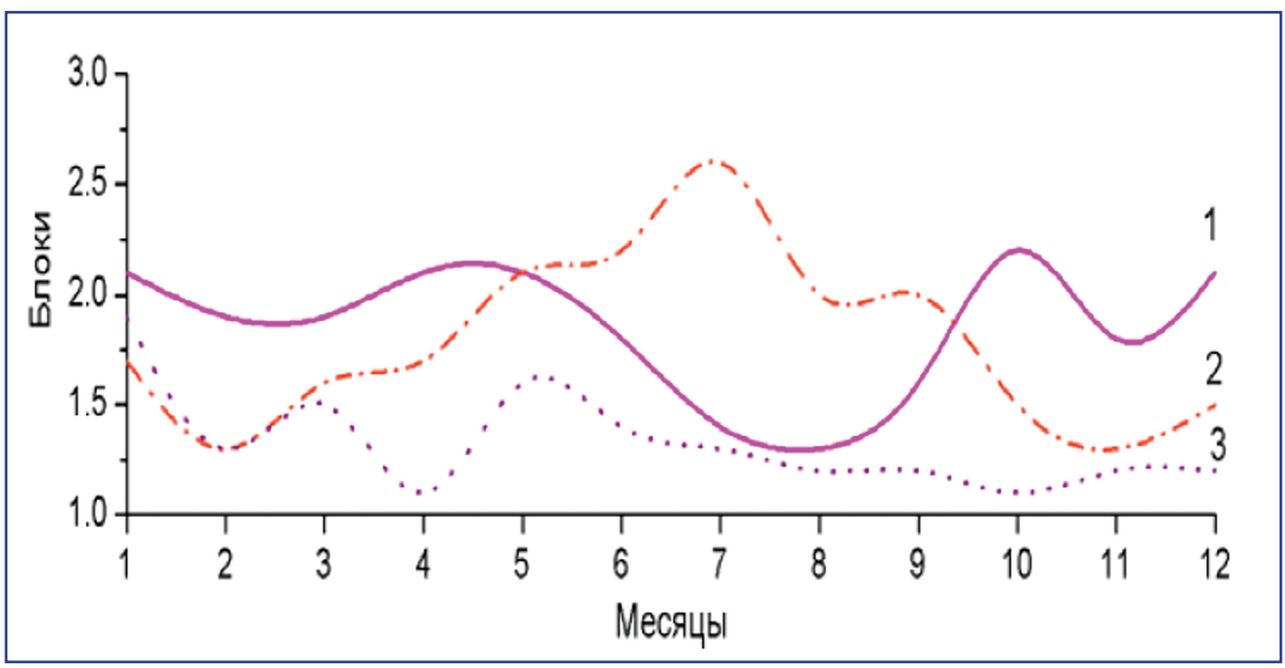



Рис. 1.6.23. Годовой ход среднемноголетнего числа блоков по секторам Северного полушария: 1 – Атлантико-Европейский, 2 – Европейско-Азиатский, 3 – Тихоокеанский (Мониторинг общей циркуляции атмосферы, 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:11 PM Page 152



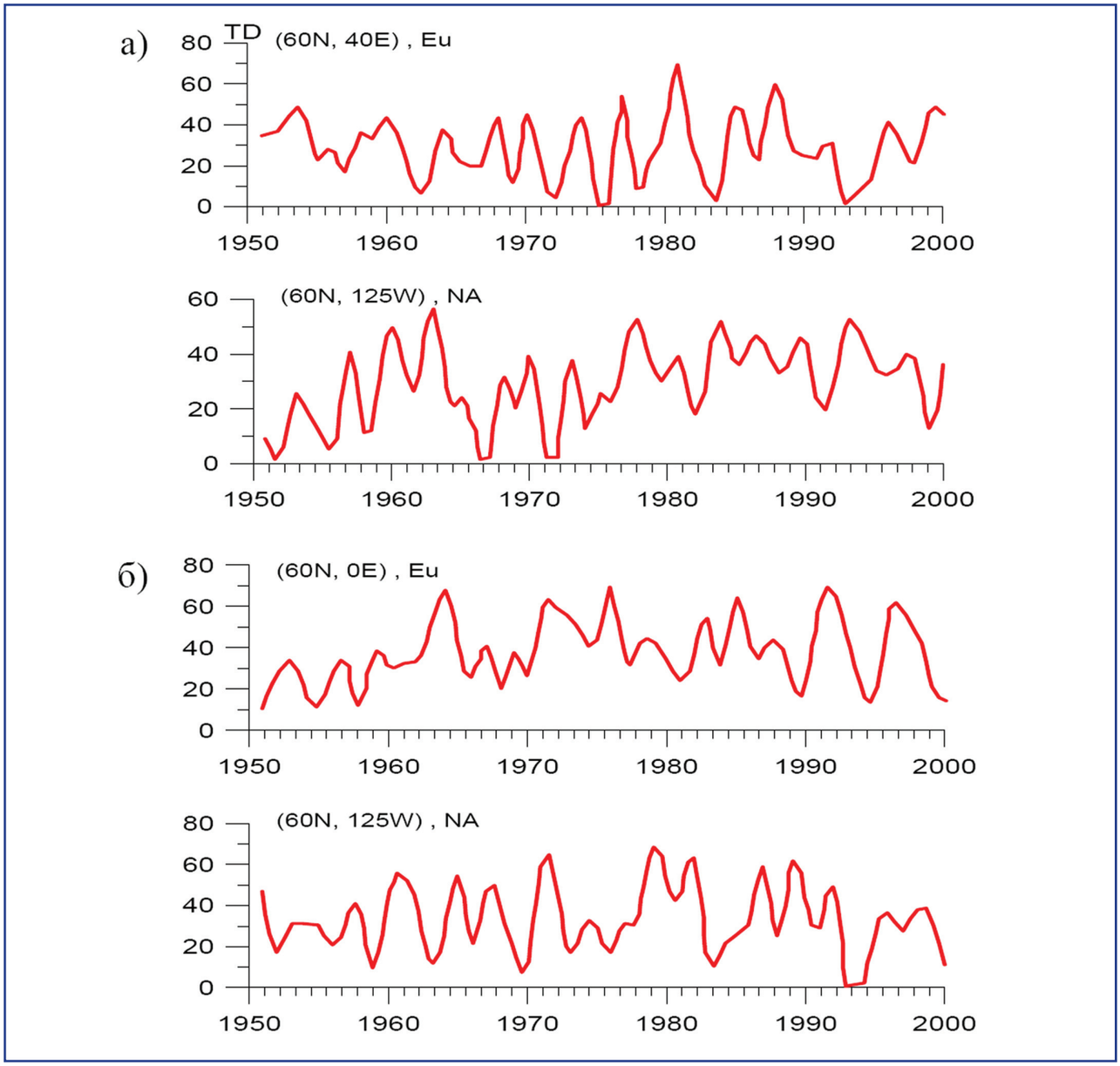



Рис. 1.6.24. Временные ряды суммарной за сезон продолжительности блокирования (TD, дни) по данным реанализа $H_{500}$ на 60° с.ш. в европейском (Eu) и североамериканском (NA) секторах активного антициклогенеза: а – зима, б – лето (Клещенко, Ранькова, 2007).

мости от методики определения блокирующих ситуаций, территории, сезонов и других факторов.

По данным наблюдений наиболее полные ряды характеристик блокирования подготовлены во ВНИИГМИ-МЦД для зоны 40–70° с.ш. за 1949–2010 гг. (Каталог…, 1988; Мониторинг общей циркуляции…, 2012).

При создании информационной базы данных по блокирующим антициклонам был принят критерий: блок существует три и более дней при наличии замкнутых изобар на приземных картах и не менее одной замкнутой изогипсы на АТ500 гПа или сильно развитого в направлении к высоким широтам теплого гребня, а также квазиустойчивости их местоположения. В этой работе анализ характеристик блокирования выполнен по трем секторам северного полушария: Атлантико-Европейскому (271–360–20°), Европейско-Азиатскому (21–140°)

OD-2-1-3n 12/15/14 1:13 PM Page 153



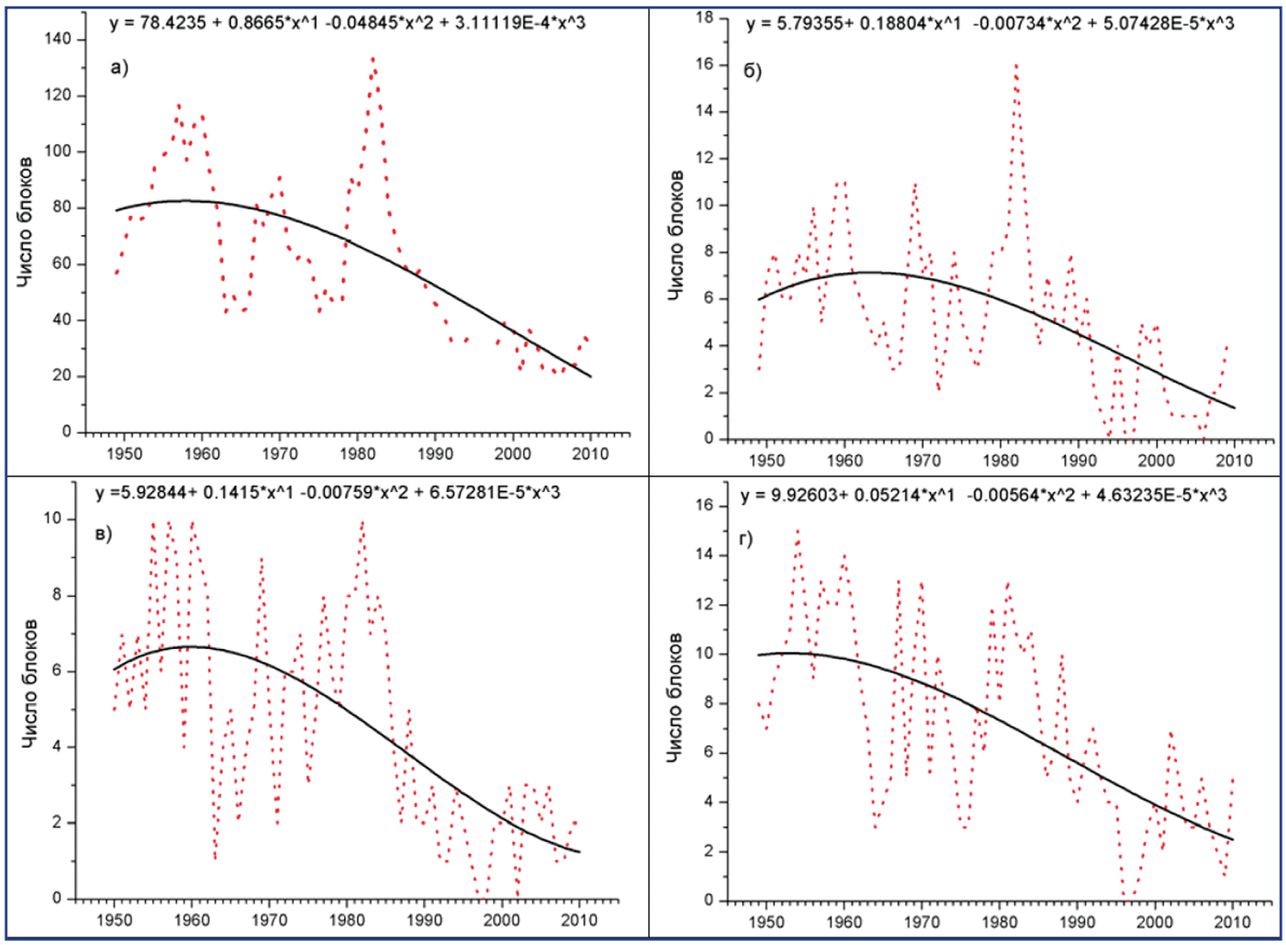



Рис. 1.6.25. Многолетний ход числа блокирующих антициклонов по регионам и календарным периодам: а) год, Северное полушарие; б) лето (май–июль), Атлантико-Европейскийй сектор; в) зима (декабрь–февраль), Европейско-Азиатский сектор; г) лето (май–июль), Европейско-Азиатский сектор (Мониторинг общей циркуляции атмосферы, 2012).

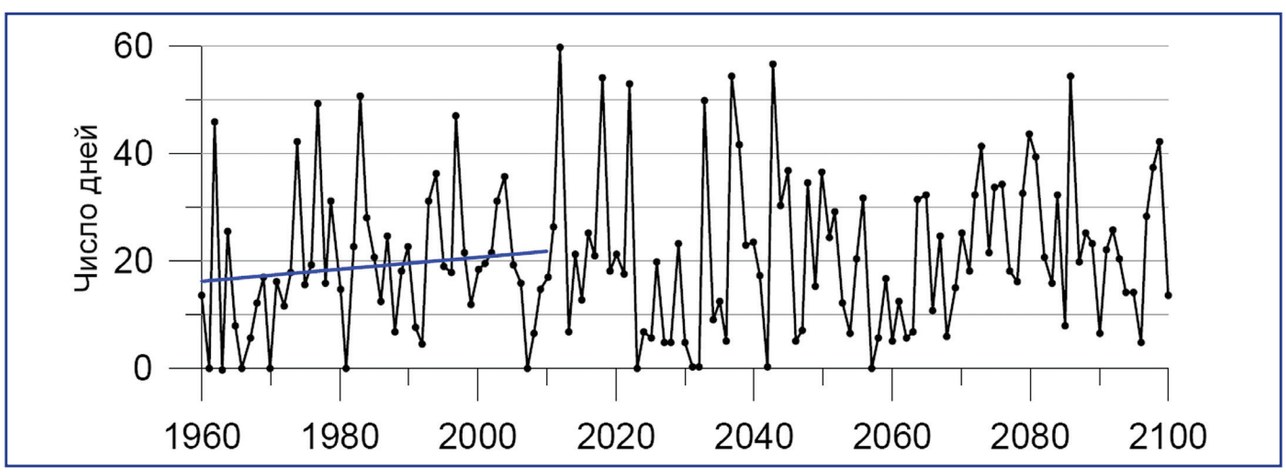



Рис. 1.6.26. Изменение числа блокинг-дней летом в Атлантико-Европейском секторе Северного полушария (60° з.д.–60° в.д.) по результатам моделирования по сценарию SRES-A2 для второй половины XX и в XXI веке (Mokhov, Akperov, Vetrova, 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:13 PM Page 154



и Тихоокеанскому (141–270°). Второй сектор охватывает всю территорию России и прилегающие с запада и юга сопредельные страны. Формирование блокирующих ситуаций происходит в основном в Атлантическом океане и на Евразийском континенте, где наблюдается 73% от общего числа блоков. Значительно меньшее число блокирующих ситуаций в Тихоокеанском регионе объясняется более частым развитием зональной циркуляции, чем меридиональной. В (Мохов, 2006) оценивается интегральное действие блоков (S), в котором учитывается интенсивность блокирующих ситуаций (перепад давления между центром вихря и его периферией), размер вихря и время его жизни. Показано, что с блокингами Атлантического сектора связан основной вклад (57%) в интегральное за год действие блокингов северного полушария в целом. Вклад в S блокингов в Тихоокеанском секторе и над континентами в 3–4 раза меньше. Аналогичный результат получен в работе (Lupo et al., 1997).

Представляют интерес внутригодовые изменения процессов блокирования. В статье (Мохов, 2006) подчеркивается, что определяющую роль в годовом ходе интегрального действия СП, как и в Атлантико-Европейском секторе, играют зимние блокинги (42%). Тот же вывод получен в (Wiedenmann et al., 2002) по данным реанализа. Однако на рис. 1.6.23 в определенной мере это подтверждается по среднему месячному числу блоков только для Атлантико-Европейского сектора. А в Европейско-Азиатском секторе (Россия) максимум повторяемости числа блоков приходится на летние месяцы. Показано также, что повторяемость случаев блокирования больше, и они сильнее в периоды Ла-Нинья. Обширные блокирующие антициклоны формируются в областях преобладания меридиональных потоков воздуха.

В работе (Шакина, Иванова, 2010) отмечаются связи характеристик блокирования с солнечной активностью и влияние блокирующих антициклонов на общее содержание озона. В статье (Trigo et al., 2004) по данным реанализа показано, что эпизоды блокирования связаны с меридиональными сдвигами максимума активности атмосферных вихрей.

С практической точки зрения, очень важен вопрос об изменении во времени числа блокирующих ситуаций и их продолжительности.

В (ОД_РФ-1, 2008) представлены результаты цикла работ (Груза, Коровкина, 1991а, б; Груза, Ранькова, 1996; Груза и др., 1999; 2003; Клещенко, Ранькова, 2007), в которых анализируются сезонные индексы блокирования, описывающие продолжительные (7 суток и более) аномалии в поле отклонений геопотенциала $H_{500}$ от среднеширотных значений и их характеристики: продолжительность, повторяемость, интенсивность. Индексы рассчитаны по данным реанализа за 1950–2000 гг. для секторов активного циклогенеза северного полушария: Европейского и Североамериканского. Обнаружен тренд суммарной продолжительности блокирования в зимний сезон: положительный – на западе Северной Америки, отрицательный – на востоке, зафиксирован также положительный тренд летом в южных районах Восточной Сибири. На рис. 1.6.24 представлены временные ряды сезонной продолжительности блокирования в узлах сетки (60° с.ш., 0°) и (60° с.ш., 125°з.д.), расположенных, соответственно, в Европейском и Североамериканском секторах. Средняя продолжительность эпизодов блокирования в Европейском секторе составляет зимой 45 дней, летом – 25 дней и сильно колеблется от года к году.

По оценкам (Мохов, Петухов, 1997) время жизни блокирующих антициклонов увеличивается при потеплении, что показано как по теоретическим оценкам, так и по эмпирическим данным последних десятилетий.

Многолетние ряды повторяемости блокирующих антициклонов приведены на рис. 1.6.25 (Мониторинг общей циркуляции…, 2012). Авторы отмечают статистически значимый нисходящий тренд годового числа блоков в северном полушарии (в целом и по всем секторам) и числа блоков летнего сезона в двух секторах: Европейско-Азиатском и Атлантико-Европейском. Начало XXI столетия также характеризуется заметной тенденцией уменьшения числа блокирующих ситуаций, что является, на первый взгляд, очень неожиданным, поскольку повторяемость летних засух в основных сельскохозяйственных районах России растет с конца XIX века (см. главу 4.6).

Целесообразно проследить, в какой мере нисходящие тренды числа блоков в упомянутой монографии согласуются с выводами других авторов.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 155



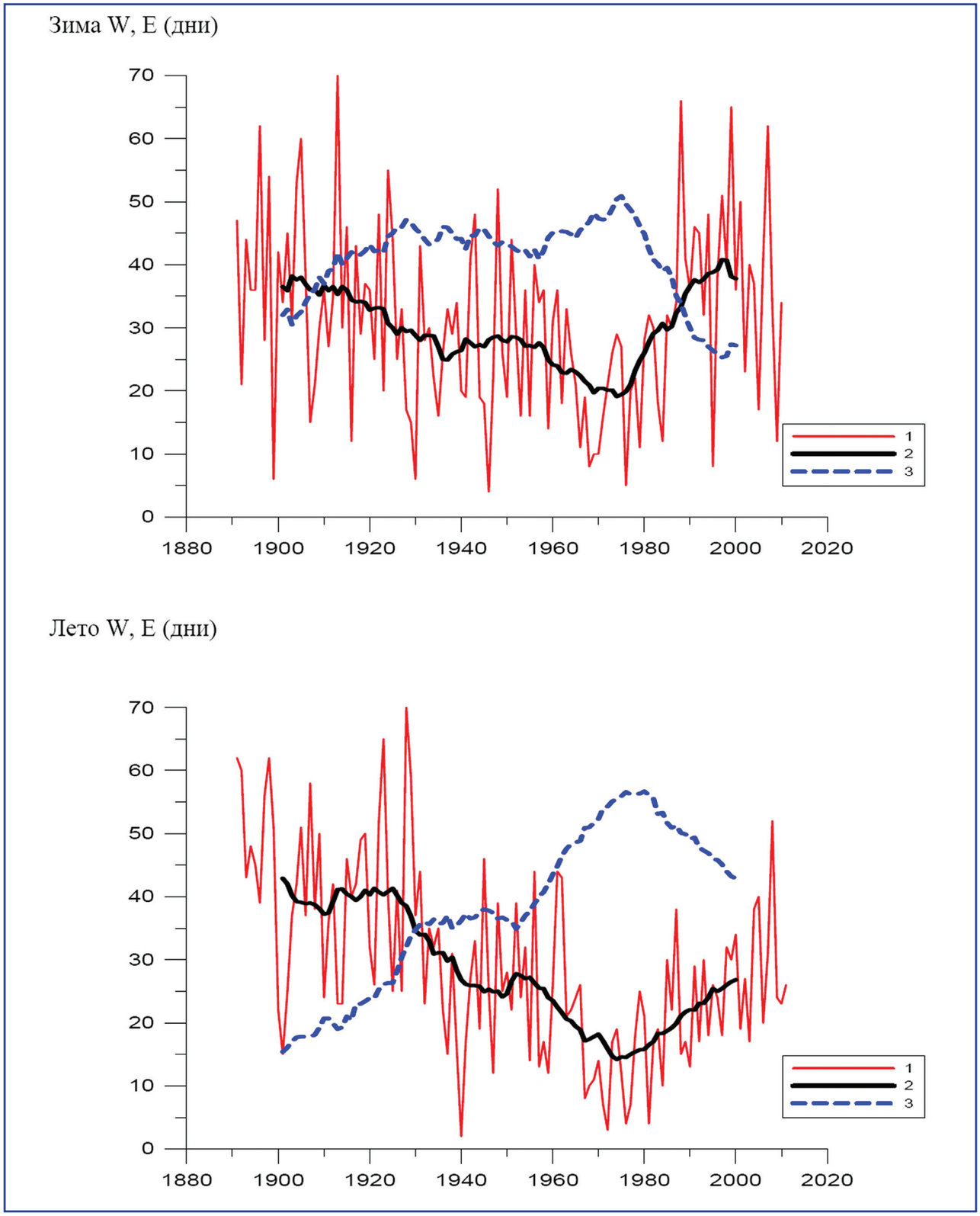



Рис. 1.6.27. Повторяемость западной (W) и восточной (E) форм циркуляции в зимний и летний сезоны 1891–1921 гг. (типизация Вангенгейма): (1) форма W, число дней за сезон текущего года; (2) форма W, скользящие 21-летние средние; (3) форма E, скользящие 21-летние средние.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 156



Ряды годового числа блоков за 1967–1997 гг. для четырех регионов приведены в (Wiedenmann et al., 2002). За этот период над Атлантикой число блокингов также уменьшилось, но значительно слабее, чем на рис. 1.6.25б для Атлантико-Европейского сектора.

По результатам моделирования за период с 1960 по 2010 гг. (Mokhov et al., 2011) число блокинг-дней летом в Атлантико-Европейском секторе растет (рис. 1.6.26).

Оригинальное исследование антициклонической квазистационарной циркуляции (АКЦ) выполнено М. Ю. Бардиным (2007). По данным реанализа за 1952–2000 гг. рассчитана повторяемость АКЦ в Атлантико-Европейском секторе. Показано, что основной максимум повторяемости АКЦ наблюдается в центральных районах Северной Атлантики и на севере ЕЧС, включая Уральский регион. За рассматриваемый период число случаев АКЦ летом увеличилось над Европейским сектором при уменьшении средней длительности одного случая.

Таким образом, анализ оценок трендов повторяемости блокирующих ситуаций показал их неоднозначность и необходимость дальнейшего исследования.

Что касается изменения числа блокирующих ситуаций в будущем, то некоторые суждения на этот счет приведены в работах И. И. Мохова с соавторами. “Из-за увеличения содержания $CO_2$ в атмосфере, судя по модельным оценкам, следует ожидать усиления интегрального эффекта зимних блокингов, с которыми связаны экстремальные морозы, в том числе в Евразии” (Мохов, 2006). В соответствии с рис. 1.6.26, можно ожидать увеличения числа блоко-дней до 60-ти в летние месяцы XXI века (Mokhov et al., 2011). В ряде других работ также содержатся выводы о вероятном увеличении числа блокирующих антициклонов в будущем (Рочева, 2012; Кононова, 2012а; 2012б).

### 1.6.8. Синоптические типизации атмосферных процессов. Анализ временных рядов типов циркуляции

В середине XX века были разработаны две известные типизации циркуляционных процессов для северного полушария и его секторов: типизация Г. Я. Вангенгейма (1952), развитая впоследствии А. А. Гирсом (1974), и типизация Б. Л. Дзердзеевского (Дзердзеевский и др., 1946; Дзерзеевский, 1968). Составлены и ежегодно пополняются длиннорядные каталоги этих типов с конца XIX века и по настоящее время.

*Типизация Вангенгейма – Гирса* разработана для двух секторов северного полушария: Атлантико-Евразийского (60° з.д.–120° в.д.) и Тихоокеано-Американского. Для первого сектора выделены три основных формы атмосферных процессов (W – западная, E – восточная, C – меридиональная) и девять их разновидностей. Используя те же принципы, А. А. Гирс разделил атмосферные процессы второго сектора также на три формы: зональную (З) и две меридиональные ($M_1$ и $M_2$). Ряды форм циркуляции в Атлантико-Европейском секторе за 1891–2006 гг. были рассмотрены в первом оценочном докладе по годовым данным. Ниже приведен анализ этих рядов по сезонам года за 1900–2012 гг.

При W форме циркуляции повышена интенсивность зональной составляющей, междуширотный обмен ослаблен. При высокоширотной зональности циклоны смещаются по акватории арктических морей, а при низкоширотной – перемещаются через зону умеренных широт, преимущественно с запада на восток. Зимний Сибирский максимум ослаблен, Исландский минимум углуб-

*Таблица 1.6.4. Коэффициенты синхронной корреляции между коэффициентом “$a_1$” разложения поля приземного давления в атлантико-европейском секторе по э.о.ф. и повторяемостью форм циркуляции W и E*

| Форма циркуляции | Месяцы | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI |
| W | –0.68 | –0.69 | –0.54 | –0.31 | –0.46 | 0.13 | 0.30 | 0.28 | –0.42 | –0.44 | –0.57 |
| E | 0.59 | 0.62 | 0.53 | 0.49 | 0.20 | –0.08 | –0.13 | –0.15 | 0.29 | 0.49 | 0.49 |

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 157



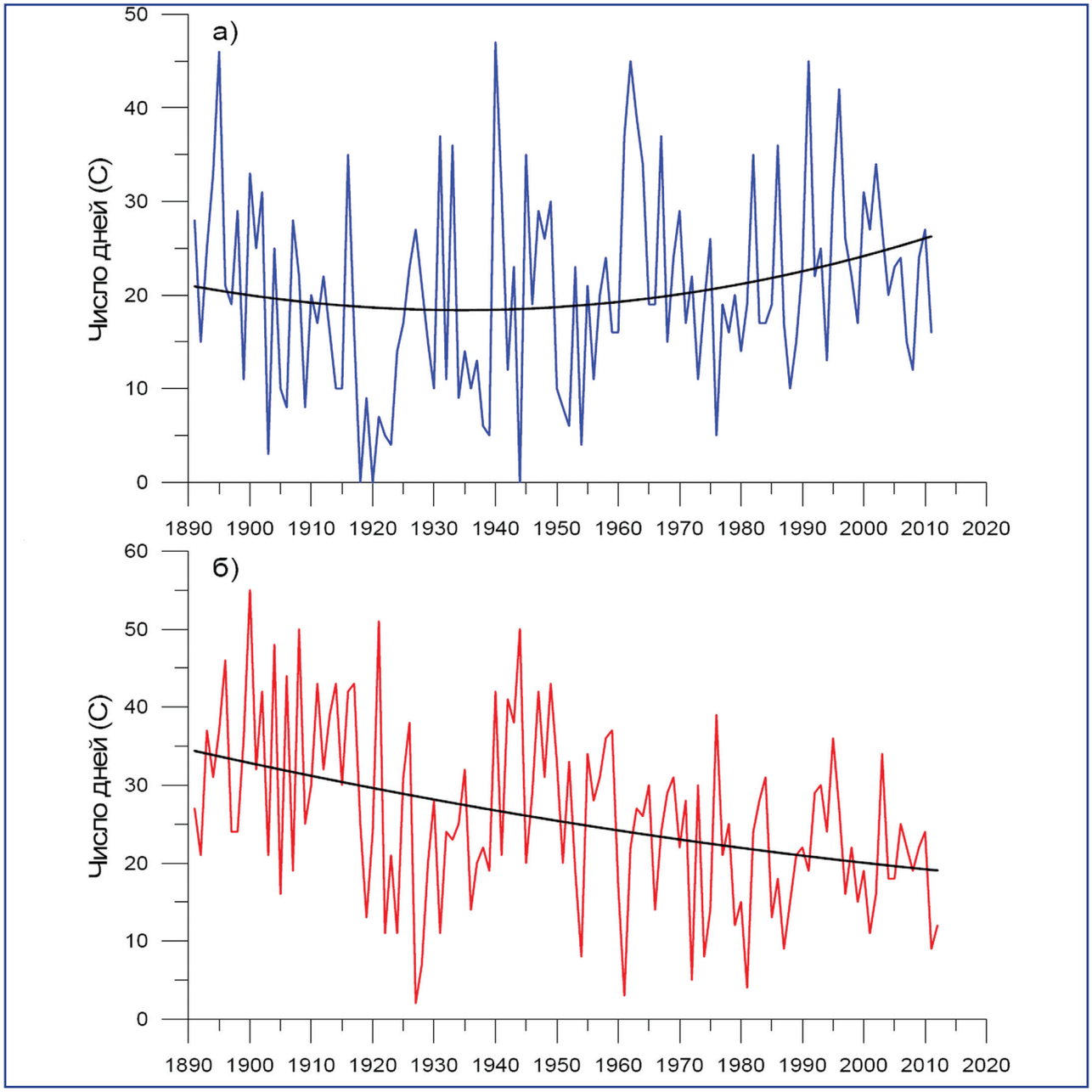



Рис. 1.6.28. Повторяемость (число дней за сезон) меридиональной (С) формы циркуляции в зимний (а) и летний (б) сезоны 1891-2012 гг. (типизация Дзердзеевского).

лен. При макропроцессах восточной (Е) формы циркуляции траектории барических образований приобретают меридиональную составляющую. Исландский минимум углублен, Азорский и Сибирский максимумы ослаблены. При форме С синоптические процессы подобны процессам при форме Е. Формы циркуляции Вангенгейма взаимно коррелированы. По годовым данным за 1891–2012 гг. корреляция составила: $r$(W, E) = –0.77, $r$(W, C) = –0.24, $r$(E, C) = –0.44.

По преобладанию одной из трех форм циркуляции (или по сочетанию двух форм) авторы типизаций выделили циркуляционные эпохи, на базе которых разработан макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов (Вангенгейм, 1952; Гирс, 1974; Иванов, Вино-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 158



градов, 1995; Ivanov, Vinogradov, 1995). Метод имеет высокую оправдываемость, особенно для Арктического региона.

Существует мнение, что типизация Вангенгейма–Гирса носит субъективный характер и не может быть формализована. Это не совсем так (Баранов, Вангенгейм, 1988; Груза, Ранькова, 1996). Расчеты показали (Мещерская и др., 2013), что между первым ($a_1$) коэффициентом разложения по эмпирическим ортогональным функциям (э.о.ф.) поля приземного давления в атлантико-европейском секторе за 1900–2012 гг. и повторяемостью форм W и E в некоторые месяцы имеется довольно высокая корреляционная зависимость (табл. 1.6.4). Наиболее тесная корреляция отмечается для формы W в январе и феврале ($r$ = –0.68; –0.69) В последующие месяцы корреляция ослабевает, а летом даже меняет знак. С сентября по декабрь корреляция вновь отрицательная (в ноябре $r$ = –0.57). Достаточно высокие значения коэффициентов корреляции означают, что субъективно определяемая форма W (E) несет значительную долю объективной информации (возможно, за счет трендовых составляющих).

Ход повторяемости западной и восточной форм циркуляции в зимний и летний сезоны в течение 1891–2012 гг. (рис. 1.6.27) четко демонстрирует их противофазность. Ряды повторяемости

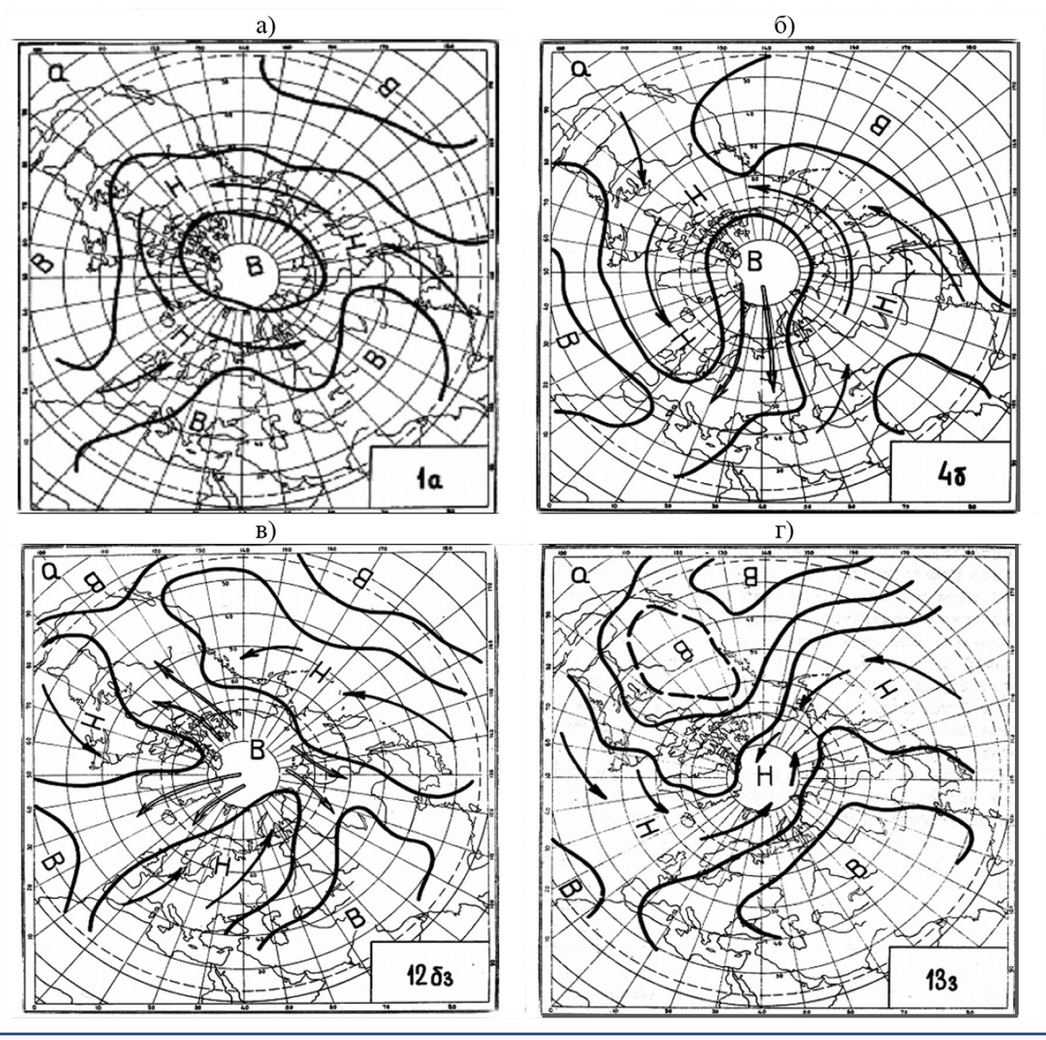



Рис. 1.6.29. Динамические схемы ЭЦМ: а) зональная группа, б) нарушение зональности, в) меридиональная северная, г) меридиональная южная. Здесь число обозначает тип ЭЦМ (от 1 до 13); начальные буквы – подтип, а буква “з” означает зимний.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 159



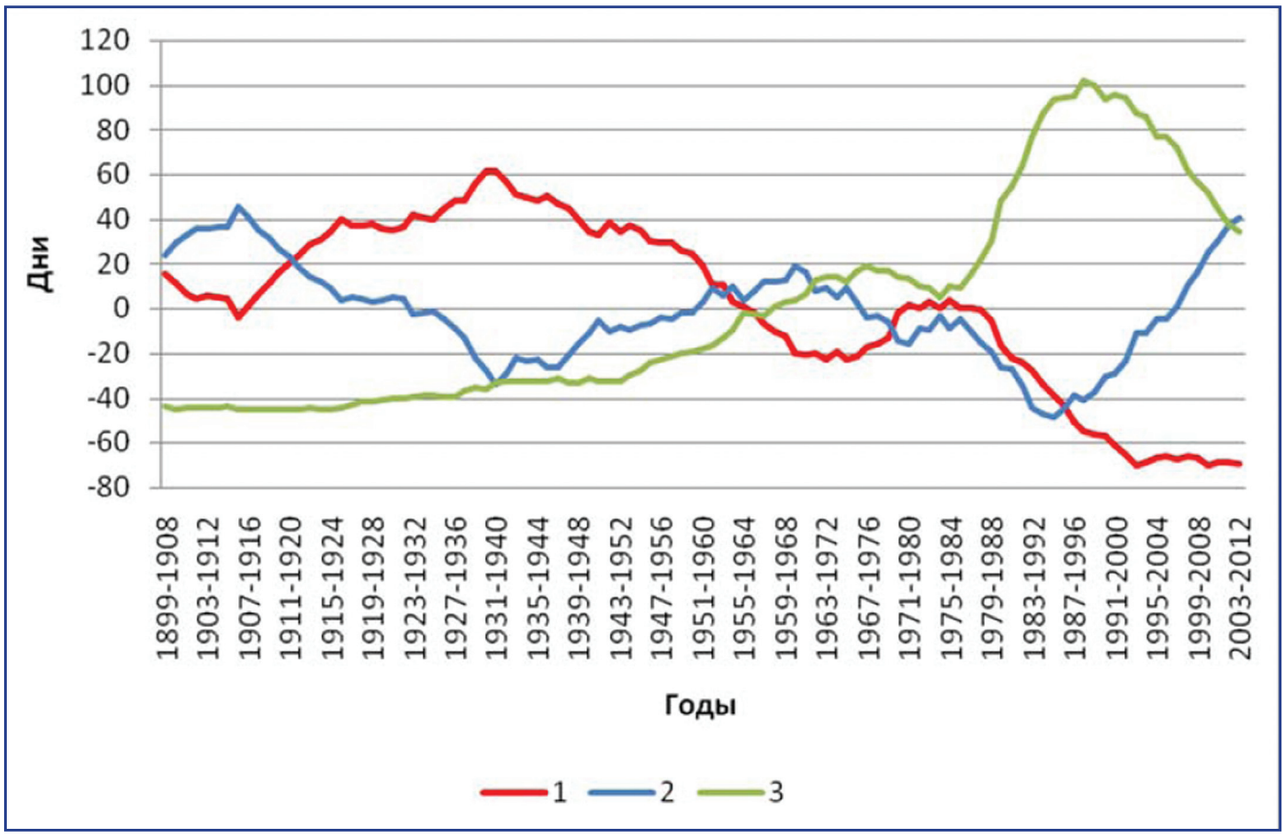



Рис. 1.6.30. Отклонения продолжительности групп циркуляции северного полушария (10-летние скользящие средние) за 1899–2012 гг. от средней за тот же период: 1– зональная м или нарушение зональности; 2 – меридиональная северная (блокирующие процессы); 3 – меридиональная южная.

формы С за летний и зимний сезоны приведены на рис. 1.6.28. Визуально выделяются два периода: с 1891 до середины 70-х годов, когда повторяемость формы W уменьшалась, а формы Е росла, и короткий период с середины 70-х годов, когда тенденции изменения числа дней с формами W и Е сменили знак на противоположный. Короткий период практически совпадает с периодом интенсивного глобального потепления. Для двух выделенных периодов линейные тренды повторяемости форм циркуляции Вангенгейма и по сезонам, и за год статистически значимы (табл. 1.6.5).

Отметим некоторые существенные моменты. Во-первых, знаки линейных трендов по сезонам и за год совпадают. Во-вторых, с середины 70-х годов начавшийся рост повторяемости формы W совпал с началом интенсивного потепления климата и резкого повышения уровня Каспийского моря (Мещерская, Голод, 2003). В-третьих, зимой, с начала XXI века повторяемость западной формы циркуляции вновь начала уменьшаться, что с некоторым сдвигом совпало с наметившейся с 2006 г. тенденцией очередного падения уровня Каспия. Однако летний рост повторяемости формы W пока продолжается (как и в переходные сезоны), но с большим замедлением в конце ряда.

Кратко о тенденциях изменения повторяемости меридиональной формы циркуляции С (рис. 1.6.28, табл. 1.6.5). Летом тренды отрицательны за весь период, но уменьшение повторяемости этой формы циркуляции в конце ряда замедляется. Зимой тренды повторяемости формы С положительны за оба периода, но неустойчивы по величине.

В (Сидоренков, Сумерова, 2012) обнаружено соответствие в накопленных суммах аномалий повторяемости формы С и скорости вращения Земли (коэффициент корреляции $r = –0.7$), а также между скоростью вращения Земли и скользящими пятилетними средними аномалиями гло-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 160

*Таблица 1.6.5. Суммарное изменение повторяемости форм циркуляции Г. Я. Вангенгейма по сезонам и за год за два периода 1891–1975 и 1976–2012 гг.: в днях (а) и в процентах от нормы (б)*

| Период | | Форма W | | | | | Форма E | | | | | Форма C | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | весна | лето | осень | зима | год | весна | лето | осень | зима | год | весна | лето | осень | зима | год |
| 1891–1975 | а | –16 | –33 | –27 | –20 | –96 | 19 | 45 | 19 | 18 | 101 | –3 | –12 | 8 | 3 | –4 |
| | б | –63 | –103 | –74 | –65 | –77 | 50 | 142 | 57 | 43 | 70 | –9 | –44* | 38 | 14 | –5 |
| 1976–2012 | а | 22 | 20 | 16 | 18 | 76 | –85 | –18 | –13 | –23 | –88 | 13 | –3 | –4 | 6 | –10 |
| | б | 92 | 87 | 47 | 52 | 66 | –74 | –38 | –35 | –68 | –53 | 57* | –14 | –22 | 26 | 12 |

*Примечания:* 1. Суммарное изменение за период получено умножением коэффициента линейного тренда на число лет в рассматриваемом периоде.

2. Все оценки для форм циркуляции W и E статистически значимые. Из оценок для формы C статистически значимы только отмеченные звездочкой (*).

*Таблица 1.6.6. Характеристика групп циркуляции атмосферы Северного полушария в типизации Б. Л. Дзердзеевского*

| Группа циркуляции | Типы ЭЦМ, входящие в группу | Атмосферное давление в Арктике | Количество одновременных событий в разных секторах полушария | |
|---|---|---|---|---|
| | | | блокирующие процессы | выходы южных циклонов |
| Зональная | 1 и 2 | Высокое | 0 | 2–3 |
| Нарушения зональности | 3–7 | Высокое | 1 | 1–3 |
| Меридиональная северная | 8–12 | Высокое | 2–4 | 2–4 |
| Меридиональная южная | 13 | Низкое | 0 | 3–4 |

бальной температуры воздуха ($r$ = 0.67). По утверждению авторов, в 2004 г. наступила новая 35-летняя эпоха атмосферной циркуляции, которая продолжится примерно до 2039 г.

*Типизация Б. Л. Дзердзеевского* разработана специально для анализа многолетних колебаний циркуляции атмосферы Северного полушария и связанных с нею колебаний температуры воздуха и атмосферных осадков (Дзердзеевский и др., 1946). В основу типизации положено число вторжений воздушных масс и их направление. На основе анализа ежедневных синоптических карт Северного полушария выделено 4 группы циркуляции, 13 типов, 41 подтип (элементарный циркуляционный механизм, ЭЦМ), который и является основной единицей типизации (табл. 1.6.6). Для каждого ЭЦМ составлена динамическая схема географического положения и путей перемещения циклонов и антициклонов (Дзердзеевский, 1968; Кононова, 2009). Примеры динамических схем ЭЦМ, относящихся к разным группам циркуляции, приведены на рис. 1.6.29 и на сайте (www.atmospheric-circulation.ru).

Анализ суммарной продолжительности групп циркуляции позволил выявить длительные (в несколько десятилетий) периоды положительных аномалий продолжительности какой-либо группы циркуляции. Эти периоды получили название циркуляционных эпох (Дзердзеевский, 1956; Кононова, 1974; Латышева и др., 2010б). С 1899 г. в северном полушарии сменились три циркуляционные эпохи (рис. 1.6.30): две меридиональные (1899–1915 гг. и с 1957 г. по н/вр.) и одна зональная (1916–1956 гг.). В зональную эпоху преобладали ЭЦМ без арктических вторжений или с одним арктическим вторжением, атлантические циклоны проходили вдоль всего побережья Евразии. Этот период вошел в историю как период потепления Арктики. Меридиональные эпохи различаются между собой преобладанием различных групп циркуляции. В начале XX века отмечалась меридиональная северная эпоха, которая характе-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 161



ризуется антициклоническими вторжениями с севера и блокирующими процессами. С 1957 г. началась меридиональная южная эпоха. В ней в 2.5 раза продолжительнее средней оказались выходы южных циклонов, которые несли из низких широт в высокие теплый и влажный воздух. В 1981–1998 гг. в России, на фоне глобального потепления, резко уменьшилось число суровых зим. С 1998 г. уменьшается годовая продолжительность меридиональной южной циркуляции, хотя по данным 2011 г. она все еще на 21 день превышает среднюю. После минимума в 1992 г. (91 день за год) начинается новый рост годовой продолжительности меридиональной северной циркуляции, в 2012 г. она превышает среднюю на 60 дней.

Рассматривая не отклонения, а фактическую суммарную годовую продолжительность различных групп циркуляции (рис. 1.6.31), видим, что в течение почти всего периода наиболее продолжительной оказывается меридиональная северная группа циркуляции. Блокирующие процессы в нижней тропосфере господствовали на полушарии все время, исключая 1930-е годы, когда они перемежались с нарушением зональности, и 1980–1990-е, когда они перемежались с меридиональной южной. Отмечаются три всплеска продолжительности блокирующих процессов: в начале XX века (в 1915 г. – 278 дней), в 1960-е годы (в 1969 г. – 268 дней) и в последние годы (в 2009 г. – 265 дней), в основном зимой и летом.

*Колебания циркуляции атмосферы в российских секторах.* Территория России расположена в европейском (0–60° в.д.), сибирском (60–120° в.д.), дальневосточном (120–170° в.д.) и тихоокеанском (170° в.д.–120° з.д.) секторах Северного полушария. Время наступления циркуляционных эпох на территории России несколько отличается от времени их наступления в Северном полушарии в целом, но их характер сохраняется. В последние 14 лет на всей территории России происходит рост продол-

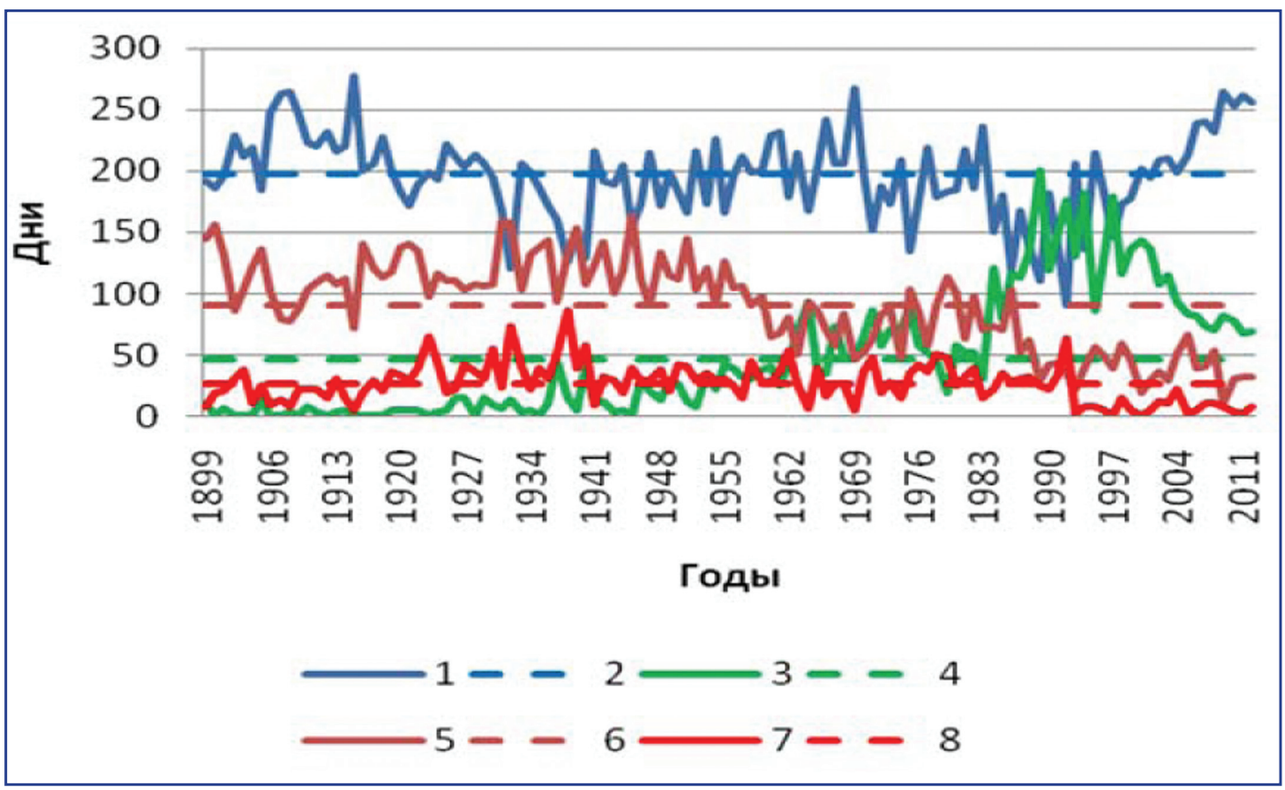



Рис. 1.6.31. Суммарная за год продолжительность групп типов циркуляции северного полушария в типизации Б. Л. Дзердзеевского в 1899-2012 гг.: 1 – меридиональная северная, 2 – меридиональная северная средняя, 3 – меридиональная южная, 4 – меридиональная южная средняя, 5 – нарушение зональности, 6 – нарушение зональности средняя, 7 – зональная, 8 – зональная средняя.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 162



жительности блокирующих процессов и антициклонической циркуляции, в особенности зимой и летом. Расчет среднего атмосферного давления при разных типах ЭЦМ в разные периоды (Латышева и др., 2010а); Мацковский, Кононова, 2011) показал, что давление в центре сибирского антициклона при всех зимних ЭЦМ в 1998–2008 гг. выше, чем в 1981–1997 гг.

Количественные оценки тенденций изменения продолжительности типов циркуляции Дзердзеевского приведены в табл. 1.6.7 по сезонам года. Для европейского сектора оценки приведены за периоды 1899–1975 и 1976–2012 гг., а для сибирского за 1899–1979 и 1980–2012 гг.

Выделяется уменьшение продолжительности (отрицательные тренды) зональной группы циркуляции в европейском секторе (в оба периода) и меридиональной северной группы циркуляции (все сезоны, но только длинные периоды), а также меридиональной южной группы циркуляции весной, летом и осенью в Сибирском секторе (оба периода). Следует заметить, что в некоторые сезоны выходы южных циклонов редки, а их суммарная продолжительность мала (например, зимой в Сибирском секторе они почти не наблюдаются). Поэтому даже небольшие по абсолютной величине продолжительности меридиональной южной циркуляции в процентах могут быть очень большими (182–196%).

Особый интерес представляет короткий период (период интенсивного глобального потепления). Здесь прослеживается увеличение продолжительности меридиональной северной группы циркуляции в обоих секторах, особенно в Сибирском, а также меридиональной южной группы циркуляции в Европейском секторе (весна, лето).

В современный период ведущую роль в формировании погоды во всех секторах России зимой и летом играют блокирующие процессы, при которых арктический антициклон соединяется полосами повышенного давления с устойчивым антициклоном на юге территории. Сухой арктический воздух быстро прогревается над континентом летом и выхолаживается зимой, способствуя поддержанию обширного стационарного антициклона на большой территории. Такая синоптическая ситуация чревата увеличением повторяемости зимних морозов и катастрофических летних засух, а также их распространением на территорию основных зернопроизводящих областей России (Черенкова, Кононова, 2012). Другим следствием такого характера циркуляции атмосферы оказывается рост годовой амплитуды температуры в разных регионах России (Кононова, 2012а; 2012б), что отрицательно сказывается на всех отраслях хозяйства.

Представленные здесь типизации атмосферных процессов нашли широкое применение. В ра-

*Таблица 1.6.7. Суммарное изменение продолжительности групп циркуляции Б. Л. Дзердзеевского по сезонам за два периода 1899–1975 и 1976–2012 гг.: в днях (а) и в процентах от нормы (б)*

| Период | | Зональная группа | | | | Меридиональная северная | | | | Меридиональная южная | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Весна | Лето | Осень | Зима | Весна | Лето | Осень | Зима | Весна | Лето | Осень | Зима |
| Европейский сектор | | | | | | | | | | | | | |
| 1899–1975 | а | –4 | 1 | –8 | **–11*** | **–11*** | **–17*** | –6 | –1 | **17*** | **18*** | **13*** | **11*** |
| | б | –18 | 8 | –33 | –28 | –30 | –48 | –19 | –3 | 55 | 44 | 37 | 40 |
| 1976–2012 | а | **–16*** | –10 | –8 | –2 | 9 | –2 | **15*** | 6 | 11 | 10 | –3 | –2 |
| | б | –117 | –102 | –57 | –8 | 29 | –12 | 6 | 26 | 22 | 17 | –1 | –1 |
| Сибирский сектор | | | | | | | | | | | | | |
| 1899–1979 | а | **13*** | **19*** | **16*** | **20*** | –10 | –8 | –10 | **–16*** | –2 | –9 | **–5*** | 0.3 |
| | б | 38 | 43 | 45 | **85*** | –20 | –30 | –22 | **–25*** | –31 | 48 | –81 | 182 |
| 1980–2012 | а | –12 | –5 | –16 | –18 | **20*** | 15 | **23*** | **16*** | **–6*** | **–10*** | **–7*** | –1 |
| | б | –26 | –8 | –32 | –47 | 46 | 60 | 60 | 31 | –152 | –121 | –196 | –179 |

*Примечания:* 1. Суммарное изменение за период получено умножением коэффициента линейного тренда на число лет в рассматриваемом периоде.

2. Статистически значимые значения выделены звездочкой (*) и жирным шрифтом.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 163



*Таблица 1.6.8. Коэффициенты корреляции между индексами засушливости (переувлажнения) в основных зернопроизводящих районах Европейской территории б. СССР, повторяемостью форм циркуляции Вангенгейма (W, E, C) и продолжительностью групп циркуляции по Дзердзеевскому (З, $М_с$, $М_ю$), 1950–2012 гг.*

| Форма циркуляции | *D* | *M* | *DM* | Форма циркуляции | *D* | *M* | *DM* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| W | 0.06 | –0.04 | 0.05 | З | –0.14 | 0.10 | –0.14 |
| E | 0.28 | –0.22 | 0.28 | $М_с$ | 0.02 | 0.09 | –0.04 |
| C | –0.47 | 0.37 | –0.48 | $М_ю$ | 0.05 | –0.14 | 0.10 |

*Примечание: D* – индекс засушливости, *M* – индекс переувлажнения, *DM* – их разность.

ботах (Мещерская и др., 2000; 2001; 2011) для обеих типизаций выполнен анализ корреляционных связей между повторяемостью форм циркуляции в атлантико-европейском секторе и индексами засушливости (увлажнения). Статистически значимые результаты получились только для типов циркуляции Вангенгейма (табл. 1.6.8). Весьма высокие коэффициенты корреляции (до 0.67) получены также между температурой воздуха умеренных широт и повторяемостью всех трех форм циркуляции Вангенгейма.

### 1.6.9. Заключение

*Индексы атмосферной циркуляции.* Для территории России наибольший интерес представляют циркуляционные индексы, описывающие колебательные системы в атмосфере северного и южного полушарий: Северо-Атлантическое колебание (САК или NAO); Восточно-Атлантическое колебание (ВАК или EA); Арктическое колебание (АК или AO); Южное колебание (ЮК или SOI); Тихоокеанское колебание (ТДО или NPI).

При положительной фазе САК происходит усиление зонального переноса, смещение в северо-восточном направлении траекторий циклонов и ослабление их активности над Европой. Восточно-атлантическое колебание (ВАК) отличается от североатлантического большим числом циклонов и их большей интенсивностью как в полярных широтах при положительной фазе, так и в умеренных широтах при отрицательной фазе развития. При одновременно положительных фазах САК и ВАК зимой характерна положительная аномалия температуры в Европе с наибольшими значениями на Европейской части России (более 3°С). Арктическое колебание характеризует градиент давления между средними широтами и полярной областью. Коэффициент корреляции между арктическим индексом циркуляции и индексом САК превышает 0.9.

Из трех циркуляционных индексов (САК, ВАК, АК) с аномалиями температуры воздуха зимой на территории России теснее других связан индекс Арктического колебания. Практический интерес представляют асинхронные зависимости между зимними индексами АК и последующими полями температуры воздуха, которые могут использоваться для долгосрочного прогноза температуры воздуха. Сделан вывод о возможности использования гидродинамических прогнозов САК для улучшения месячных прогнозов температуры воздуха.

Явление Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК) тесно связано с метеорологическими условиями в тропиках, где эти зависимости не только четко выражены, но и имеют практическое значение, особенно для западных побережий Южной Америки (сельское хозяйство, рыболовство). Зависимости между явлением Эль-Ниньо и метеорологическим режимом на территории России и сопредельных стран довольно слабые. Обнаружены региональные отклики на сигнал ЭНЮК в системах циркуляции атмосферы во внетропических широтах. В частности, воздействие ЭНЮК на САК характеризуется эффектом запаздывания примерно в два года.

В качестве индекса тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО) используется средняя температура поверхности воды между 20° и 60° с.ш. в Тихом океане. При положительной фазе ТДО происходит интенсификация циклогенеза и смещение траектории циклонов к северу, что сопровождается усилением САК и зональной циркуляции в высоких широтах.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 164



*Циклоны и антициклоны.* Сравнение характеристик внетропических циклонов с использованием разных методов их идентификации и разных реанализов (NCEP/NCAR, ERA-40, ERA-INTERIM) выявило значительные количественные различия в оценках характеристик циклонов (число циклонов, размеров, интенсивности и времени жизни). Общим для всех методов является превышение числа летних внетропических циклонов над зимними. Время жизни циклонов обычно не более трех дней. Средний радиус циклонов составляет 200–300 км над континентами и более 900 км над океанами. Чем больше размер циклона, тем больше его интенсивность и время жизни.

Циклоны северного полушария формируются вблизи восточных побережий Азии и Северной Америки, в течение жизни перемещаются к северо-востоку и заполняются вблизи Аляскинского залива и Исландии. Повторяемость атлантических циклонов демонстрирует высокую корреляцию с САК. Отмечена пониженная (в сравнении с экспонентой) повторяемость интенсивных циклонов и, напротив, повышенная вероятность интенсивных антициклонов.

Для зимних сезонов в течение XX в. в Северной Америке, Северной Атлантике и в Западной Европе выявлено ослабление циклонической активности и, напротив, усиление антициклоничности. Обнаружено также уменьшение повторяемости циклонов над Баренцевым и Гренландским морями, над акваторией Тихого океана (в умеренных широтах) и над Черным и Средиземным морями. Увеличение повторяемости циклонов отмечено лишь в Арктике.

На основе ежедневных синоптических карт для восьми районов Атлантико-Европейского сектора за период 1891–2012 гг. (ряды индексов Вительса) выявлено характерное для всех районов увеличение числа глубоких циклонов до 1975 г. и последующее уменьшение их в период интенсивного глобального потепления (некоторые авторы связывают его с увеличением парникового эффекта после 1975 г.). В районе Азорского максимума увеличение годового числа циклонов составило 26.6% от нормы за 1961–1990 гг.

*Приземное давление воздуха.* Тенденция к уменьшению приземного давления в зимний и весенний сезоны, выявленная ранее по данным за 1948–2005 гг., сохранилась, но значительно ослабла. К 2012 г. поле атмосферного давления на территории России приблизилось к средним многолетним значениям.

*Скорость ветра.* Основной тенденцией в изменении скорости ветра в течение 1936–2006 гг. было ее уменьшение почти на всей территории России (особенно на ЕЧР, где тренд достигал 0.3–0.6 м/с/10 лет) при увеличении повторяемости слабых ветров (до 3 м/с) и уменьшении повторяемости более сильных (6–7 м/с и более).

Анализ рядов скорости ветра по данным 1457 метеорологических станций России за 1977–2011 гг. показал, что на большей части территории скорость ветра продолжает уменьшаться, особенно зимой и весной. Наибольшее уменьшение скорости ветра отмечается в северо-западных и центральных районах ЕЧР (на 11.8–16.5 %/10 лет или на 39–54% за весь 35-летний период). Число дней с максимальной скоростью ветра уменьшилось во всех регионах России незначительно (на 2–3%/10 лет), притом, что число дней со скоростью ветра более 15 м/с уменьшилось весьма существенно (на 10–22%/10 лет). Отметим, что скорость ветра более 15 м/с регулярно наблюдается лишь в некоторых регионах РФ: прибрежные районы Северного Ледовитого океана, Чукотка, Дальний Восток.

Описанные тенденции согласуются с уменьшением скорости приземного ветра на всех континентах Земного шара. Исключением из этой общей тенденции являются высокие широты обоих полушарий (более 75°), где, напротив, скорость приземного ветра увеличивается. Растет скорость ветра и над океанами, в среднем на 0.25–0.5% в год (этот результат получен по альтиметрическим наблюдениям со спутников за 1991–2008 гг.). По данным реанализа за 1871–2008 гг. обнаружено увеличение числа штормовых ветров в Центральной, Северной и Западной Европе, а также над акваториями Северного и Балтийского морей.

Приведенные выше отрицательные линейные тренды скорости ветра на континентах касаются приземного ветра. К скорости ветра на высотах по аэрологическим наблюдениям этот вывод не относится. По некоторым оценкам, не территории РФ севернее 60° с.ш. скорость ветра на уровнях 850–500 гПа за 20-летний период либо не изменилась, либо слабо

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 165



увеличилась, а на высоте 300 гПа – на подавляющем большинстве станций возросла, причем коэффициенты линейных трендов статистически значимы.

Одной из причин уменьшения скорости приземного ветра на континентах определенно является увеличение защищенности метеорологических площадок, по крайней мере, в крупных городах. Среди возможных других причин называются: увеличение шероховатости поверхности Земли (в связи с увеличением растительности и лесонасаждений), изменение мезомасштабной циркуляции (Эль-Ниньо, тропическая муссонная циркуляция); более активное потепление полярных широт и др.

*Блокирующие антициклоны.* С блокирующими атмосферными антициклонами (блокингами) связаны значительные климатические аномалии – экстремальные морозы зимой и засухи летом. Формирование блокирующих ситуаций происходит, в основном, в Атлантическом океане и на Евразийском континенте, где наблюдается 73% от общего числа блоков.

Определяющую роль в годовом ходе числа блоков в Атлантико-Европейском секторе играют зимние блокинги (42%). В Европейско-Азиатском секторе (Россия) максимум повторяемости числа блоков приходится на летние месяцы. В периоды Ла-Нинья повторяемость случаев блокирования больше, и они сильнее.

Время жизни блокинга – до 50–60 суток. В Европейском секторе продолжительность эпизодов блокирования максимальна зимой (в среднем 45 дней) и сильно колеблется от года к году. Летом средняя продолжительность эпизодов блокирования меньше (около 25 дней). Время жизни блокирующих антициклонов увеличивается при потеплении.

Оценки трендов в изменении повторяемости блокирующих ситуаций неоднозначны. С одной стороны, эпизоды блокирования связаны с меридиональными формами циркуляции, повторяемость которых в последние годы увеличивается, как и повторяемость блокирующих процессов. С другой стороны, есть оценки, указывающие на нисходящий тренд повторяемости блоков (во всех секторах Северного полушария – для годового числа блоков, и в Атлантико-Европейском и Европейско-Азиатском секторах – для летних блоков). Таким образом, этот вопрос требует дальнейшего исследования.

Что касается изменения числа блокирующих ситуаций в XXI веке, то, судя по модельным оценкам, следует ожидать усиления интегрального эффекта зимних блокингов и увеличения до 60 дней продолжительности летних блокингов. В России с первыми связаны экстремальные морозы, а вторые приводят к формированию засух.

*Типизации атмосферных процессов.* В середине XX века отечественными синоптиками разработаны две типизации циркуляционных процессов в Северном полушарии: типизация Г. Я. Вангенгейма, развитая впоследствии А. А. Гирсом, и типизация Б. Л. Дзердзеевского.

В типизации Вангенгейма–Гирса выделены три основные формы циркуляции: западная (W), восточная (E) и меридиональная (C). Западная форма тесно связана с увлажнением ЕЧР и уровнем Каспийского моря. Ход повторяемости западной и восточной форм циркуляции (в целом за год и в отдельные сезоны) четко демонстрирует их противофазность. С конца XIX в. до середины 1970-х годов, повторяемость формы W уменьшалась, а формы E росла. С середины 1970-х гг., напротив, повторяемость формы W увеличивается (а формы E – падает), что совпадает с периодом интенсивного глобального потепления и с наметившейся тенденцией (с 2006 г.) очередного снижения уровня Каспийского моря.

В основу типизации Дзердзеевского положено число вторжений воздушных масс и их направление. Согласно этой типизации, выделены три циркуляционные эпохи: меридиональная северная (антициклоны с севера и блокирующие процессы), зональная (не более одного арктического вторжения на полушарии) и меридиональная южная (с характерными выходами южных циклонов). В период интенсивного глобального потепления (с конца 1970-х) прослеживается увеличение продолжительности меридиональной северной группы циркуляции на всей территории России, особенно в Сибирском секторе, а также меридиональной южной группы циркуляции в Европейском секторе (весна, лето). С конца 1990-х ведущую роль в формировании погоды на всей территории России зимой и летом играют блокирующие процессы. Такая синоптическая ситуация чревата увеличением повторяемости зимних морозов и летних засух в ближайшие 15–20 лет.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 166



### 1.6.10. Литература


**Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., Голицын Г. С., Мохов И. И., 2007.** Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа NCEP/NCAR и модели климата ИВМ РАН, Изв. РАН, ФАО, т. 43, № 6, с. 1–9.

**Акперов М. Г., Мохов И. И., 2010.** Сравнительный анализ методов идентификации внетропических циклонов, Изв. РАН, ФАО, т. 46, № 5, с. 1–17.

**Аристова Л. Н., Клещенко Л. К., 2007.** Зональная циркуляция в средней тропосфере и ее климатические характеристики по данным модели ИВМ РАН, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 173, с. 96–112.

**Астафьева Н. М., 2011.** Возможные причины горячего российского лета, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 8, № 3, с. 223–243.

**Бабкин В. И., Воробьев В. Н., Смирнов Н. П., 2004.** Колебания стока Оби, Енисея и Лены и динамика циркуляции атмосферы в северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 1, с. 74–80.

**Баранов Г. И., Вангенгейм Т. Г., 1988.** Естественные ортогональные функции зимних полей комплекса характеристик северного полушария, Труды ААНИИ, т. 404, с. 36-46.

**Баранова А. А., Голод М. П., Мещерская А. В., 2007.** Изменение градуированных скоростей ветра на территории России во второй половине XX века, Труды ГГО, вып. 556, с. 116–139.

**Бардин М. Ю., 1995.** Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт северного полушария, Метеорология и гидрология, № 11, с. 24–37.

**Бардин М. Ю., 2000.** Основные моды изменчивости повторяемости циклонов зимой в Атлантическом секторе, Метеорология и гидрология, № 1, с. 42–52.

**Бардин М. Ю., 2007.** Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–18.

**Бардин М. Ю., Воскресенская Е. Н., 2007.** Тихоокеанская декадная осцилляция и европейские климатические аномалии, Мор. гидрофиз. журн., № 4, с. 13–23.

**Бардин М. Ю., Полонский А. Б., 2005.** Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период, Изв. РАН, ФАО, т. 41, № 2, с. 147–157.

**Брязгин Н. Н., Дементьев А. А., 1996.** Опасные метеорологические явления в Российской Арктике, 150 с.

**Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н., Разуваев В. Н., 2013.** Изменение скорости ветра на территории северной Евразии, Труды ГГО, вып. 568, с. 156–172.

**Вазилова Н. А., 2012.** Циклоническая активность и циркуляция в Северной Атлантике, 2012 Метеорология и гидрология, № 7, с. 5–14.

**Вангенгейм Г. Я., 1952.** Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики, Труды ААНИИ, т. 23, 314 с.

**Вительс Л. А., 1965.** Характеристики барико-циркуляционного режима, Л., Гидрометеоиздат, 127 с.

**Гирс А. А., 1974.** Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеоиздат, 485 с.

**Голицын Г. С., Мохов И. И., Акперов М. Г., Бардин М. Ю., 2006.** Функции распределения вероятности циклонов и антициклонов в период 1952–2000 гг.: инструмент для определения изменений глобального климата, Доклады Академии наук, т. 413, № 2, с. 1–3.

**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. 11–17.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 1996.** Климатическая изменчивость повторяемости продолжительности основных форм циркуляции в умеренных широтах северного полушария, Метеорология и гидрология, № 1, с. 12–22.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 167



**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 1999.** О связи климатических аномалий на территории России и явления Эль-Ниньо – Южное колебание, Метеорология и гидрология, № 5, с. 32–51.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 2003.** Статистический анализ сезонных индексов блокирования в северном полушарии, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 171, с. 127–150.

**Дзердзеевский Б. Л., 1956.** Проблема колебаний общей циркуляции атмосферы и климата. В кн.: А. И. Воейков и современные проблемы климатологии, Л.: Гидрометеоиздат, с. 109–122.

**Дзердзеевский Б. Л., 1968.** Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии, Материалы метеорологических исследований. Циркуляция атмосферы, ИГ АН СССР и Междувед. Геофиз. Комитет при Президиуме АН СССР. М., 240 с.

**Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М., 1946.** Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов, Тр. н.-и. учреждений Гл. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Сер. 2., Синоптическая метеорология, Вып. 21, Центральный институт прогнозов. М., Л., Гидрометеоиздат, 80 с.

**Иванов В. В., Виноградов Н. Д., 1995.** Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов для полярных областей, Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 70, с. 246–254.

**Казначеева В. Д., Тросников И. В., 2008.** Оценка зависимости сезонной предсказуемости метеорологических величин в разных регионах Северного полушария от явления Эль-Ниньо – Южное колебание, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–19.

**Каталог параметров атмосферной циркуляции. Северное полушарие, 1988.** М. Х. Байдал, А. И. Неушкин (ред. ). Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 452 с.

**Клещенко Л. К., Ранькова Э. Я., 2007.** Оценки воспроизведения моделью ИВМ РАН характеристик циркуляции в средней тропосфере, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 173, с. 113–127.

**Кононова Н. К., 1974.** Циркуляционные эпохи в различных секторах северного полушария, Исследование генезиса климата, АН СССР, институт географии, М., с. 68–83.

**Кононова Н. К., 2009.** Классификация циркуляционных механизмов северного полушария по Б. Л. Дзерзеевскому. А. Б Шмакин (ред.). М., Воентехиздат, 372 с.

**Кононова Н. К., 2012а.** Сезонные особенности колебаний циркуляции атмосферы и температуры воздуха на Европейской территории России в XXI веке. Материалы Международной научной конференции “Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)”. 26–27 июня 2012 г., Воронеж, “Научная книга”, с. 58–62.

**Кононова Н. К., 2012б.** Колебания циркуляции атмосферы в Сибири в XX – начале XXI века, Труды Международной научно-практической конференции “Климатология и гляциология Сибири”, Томск, Томский государственный университет, 16–20 октября 2012 г., с. 138–139.

**Крыжов В. Н., 2003.** Связь средней месячной, сезонной и годовой температуры воздуха на севере России с индексами зональной циркуляции зимой, Метеорология и гидрология, № 2, с. 15–28.

**Крыжов В. Н., 2004.** Связь средней годовой температуры воздуха в Северо-Западной Евразии с арктическим колебанием, Метеорология и гидрология, № 1, с. 5–14.

**Крыжов В. Н., 2012.** Вероятностный сезонный прогноз температуры воздуха на основе статистических связей метеорологических величин. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук, М., 45 с.

**Куражов В. К., Иванов В. В., Коржиков А. Я., 2007.** Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики, Труды ААНИИ, т. 447, с. 33–43.

**Латышева И. В., Белоусова Е. П., Иванова А. С., Потемкин В. Л., 2007.** Циркуляционные условия аномально холодной зимы 2005/2006 г. над Сибирью, Метеорология и гидрология, № 9, с. 36–40.

**Латышева И. В., Белоусова Е. П., Олемской С. В., Латышев С. В., Лощенко К. А., 2010а.** Совре-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 168



менные изменения климата на территории Иркутской области, Известия Иркутского государственного университета, серия науки о Земле, т. 3, № 2, с. 110–126.

**Латышева И. В., Латышев С. В., Лощенко К. А., Белоусова Е. П., Олемской С. В., 2010б.** Исследование динамики струйных течений в различные периоды последней циркуляционной эпохи, Метеоспектр, с. 103–113.

**Мартынова Т. В., 1990.** О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы, Метеорология и гидрология, № 4, с. 50–56.

**Мацковский В. В., Кононова Н. К., 2011.** Исследование флуктуаций циркуляции атмосферы Северного полушария методом цифрового картирования, Изве. РАН, сер. геогр., № 6, с. 100–114.

**Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Голод М. П., Белянкина И. Г., 2000.** Мониторинг засушливости на территории основных зернопроизводящих районов СНГ за последнее столетие, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 41–63.

**Мещерская А. В., Гетман И. Ф., Баранова А. А., Майстрова В. В., 2006.** Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным, Метеорология и гидрология, № 9, с. 46–58.

**Мещерская А. В., Голод М. П., 2003.** О статистических сверхдолгосрочных прогнозах уровня Каспийского моря с использованием крупномасштабных климатических параметров. В сб.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, с. 278–294.

**Мещерская А. В., Маргасова В. Г., Образцова М. З., Григор О. Ю., 2001.** Снижение антициклоничности (рост циклоничности) на севере Евразии в связи с глобальным потеплением климата, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 15–24.

**Мещерская А. В., Мирвис В. М., Голод М. П., 2011.** Засуха 2010 г. на фоне многолетнего изменения засушливости в основных зерносеющих района Европейской части России, Труды ГГО, вып. 563, с. 94–121.

**Мещерская А. В., Кононова Н. К., Иванов В. В., Голод М.П., 2013.** Сравнение двух типизаций атмосферных процессов, Труды ГГО, вып. 568, с. 137–155.

**Мирвис В. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Матюгин В. А., Львова Т. Ю., 2009.** Воспроизводимость Северо-атлантического колебания по результатам гидродинамических прогнозов на месяц и сезон, его предсказуемость и связь с качеством прогнозирования аномалий температуры воздуха на территории России, Труды ГГО, вып. 560, с. 7–32.

**Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие, 2012.** Р. М. Вильфанд, А. И. Неушкин (ред.). с. 272.

**Мохов И. И., 2006.** Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов, ДАН, Геофизика, т. 409, № 3, с. 403–406.

**Мохов И. И., Елисеев А. В., Хворостьянов Д. В., 2000.** Эволюция характеристик климатической изменчивости, связанной с явлениями Эль-Ниньо/ Ла-Нинья, Изв. РАН, ФАО, т. 36, № 6, с. 741–751.

**Мохов И. И., Петухов В. К., 1997.** Блокинги и тенденции их изменения, Доклады Академии наук, т. 357, № 5, с. 687–689.

**Мохов И. И., Смирнов Д. А., 2006.** Исследование взаимного влияния процессов Эль-Ниньо – Южное колебание и Северо-атлантического и Арктического колебаний нелинейными методами, Изв. РАН, ФАО, т. 42, № 5, с. 650–667.

**Мультановский Б. П., 1915.** Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года, Геофизический сборник Николаевской главной физической обсерватории, т. 2, вып. 3, с. 73–97.

**Нестеров Е. С., 1998.** Особенности состояния океана и атмосферы в разных фазах северо-атлантического колебания, Метеорология и гидрология, № 8, с. 74–82.

**Нестеров Е. С., 2003.** О фазах Североатлантического колебания, Метеорология и гидрология, № 1, с. 64–74.

**Нестеров Е. С., 2009а.** О влиянии температуры воды и потоков тепла на поверхности океана в Северной Атлантике на циркуляцию атмо-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 169



сферы, Метеорология и гидрология, № 1, с. 39–46.

**Нестеров Е. С., 2009б.** О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы, Метеорология и гидрология, № 12, с. 32–40.

**ОД_РФ-1, 2008.** Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. I. Изменения климата, М., Росгидромет. 227 с.

**Полонский А. Б., Бардин М. Ю., Воскресенская Е. Н., 2007.** Статистические характеристики циклонов и антициклонов над Черным морем во второй половине XX века, Морской гидрофизический журнал, № 6, с. 47–58.

**Полонский А. Б., Башарин Д. В., 2002.** О влиянии Североатлантического и Южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в европейско-средиземноморском регионе, Изв. АН, ФАО, т. 38, № 1, с. 135–145.

**Рочева Э. В., 2012.** Возможные предвестники засух в сельскохозяйственных районах России, Метеорология и гидрология, № 9, с. 5–18.

**Сидоренков Н. С., Сумерова К. А., 2012.** Геодинамические причины декадных изменений климата, Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, М. А. Толстых (ред.). вып. 348, с. 195–214.

**Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., 2002.** Северотихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана, СПб, РГГМУ, ЗАО "Лека", 121 с.

**Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., Кочанов С. Ю., 1998.** Североатлантическое колебание и климат, СПб, изд. РГГМУ, 121 с.

**Стерин А. М., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 2000.** Исследование статистических связей между аномалиями приземного климата в восточных районах России и явлением Эль-Ниньо/Южное колебание, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 167, с. 68–88.

**Черенкова Е. А., Кононова Н. К., 2012.** Анализ опасных атмосферных засух 1972 и 2010 гг. и макроциркуляционных условий их формирования на территории европейской части России, Труды ГГО, вып. 565, с. 165–187.

**Шакина Н. П., Иванова А. Р., 2010.** Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования, Метеорология и гидрология, № 11, с. 5–18.

**Юдин М. И., 1968.** Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоиздат, 28 с.

**Akperov M. G., Bardin M. Yu., Volodin E. M., Golitsyn G. S., Mokhov I. I., 2007.** Probability distributions for cyclones and anticyclones from the NCEP/NCAR reanalysis data and the INM RAS climate model, Izvestiya Atmos. Oceanic Phys., vol. 43, pp. 705–712.

**Barnston A. G., Livezey R. E., 1987.** Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, Mon. Wea. Rev., vol. 115, no. 6, pp. 1083–1126.

**Bengtsson L., Hodges K. I., Roeckner E., 2006.** Storm Tracks and Climate Change, Climate Dynamics, vol. 19, pp. 3518–3543.

**Donat M. G., Renggeli D., Wild S., Alexander L. V., Leckebusch G. C., Ulbrich U., 2011.** Reanalysis suggests long-term upward trends in European storminess since 1871, Geophysical research letters, vol. 38, L14703, doi:10.1029/2011GL047995.

**Fraedrich K., 1994.** An ENSO impact on Europe? (A review). Tellus, vol. 46A, pp. 541–552.

**Franzke C., Feldstein S. B., 2005.** The continuum and dynamics of Northern Hemisphere teleconnection patterns, J. Atmos. Sci., vol. 62, no. 9, pp. 3250–3267.

**Gulev S. K., Jang T., Ruprecht E., 2002.** Climatology and interannual variability in the intensity of synoptic-scale processes in the North Atlantic from the NCEP-NCAR reanalysis data, J. Climate, vol. 15, pp. 809–828.

**Gulev S. K., Zolina O., Grigoriev S., 2001.** Extratropical cyclone variability in the Northern winter from the NCEP/NCAR reanalysis data, Climate Dynamics, vol. 17, pp. 795–809.

**Hurrell J. W., 1995.** Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation, Science, vol. 269, pp. 676–679.

**Hurrell J. W., 2003.** Climate variability: North Atlantic and Arctic Oscillation. In: Encyclopedia of Atmospheric Sciences, pp. 439–445.

**Ivanov V. V., Vinogradov N. D., 1995.** Meteorological forecasts INSROP WORKING PAPER. NO 10-1995, 1.61: Operational tools, Norway, pp. 7–23.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 170



**Kryjov V. N., 2002.** The Influence of the Winter Arctic Oscillation on the Northern Russia Spring Temperature, International Journal of Climatology, vol. 22, no. 7, pp. 779–785.

**Kryjov V. N., 2004.** Searching for circulation patterns affecting North Europe annual temperature, Atmospheric Science Letter, vol. 5, pp. 23–34.

**Lupo A. R., Oglesby R. J., Mokhov I. I., 1997.** Climatological features of bloking anticyclones: a study of Northern Hemisphere CCM1 model bloking events in present-day and double $CO_2$ concentration atmospheres, Climate Dyn, vol. 13, pp. 181–195.

**Mokhov I. I., Akperov M. G., Chernokulsky A. V., Dufresne J.-L., Le Treut H. D., 2007.** Comparison of cloudiness and cyclonic activity changes over extratropical latitudes in Northern Hemisphere from model simulations and satellite and reanalysis data/ Ed. J. Cote, WMO/TD, no. 1397, pp. 07.15–07.16.

**Mokhov I. I., Akperov M. G., Vetrova A. A., 2011.** Russian Heat Wave and Blokings Activity Changes, WMO/TD N 1578, s. 7, pp. 13–14.

**Mokhov I. I., Petukhov V. K., 1999.** Atmospheric centers of action and tendencies of their change. Izv. Acad. sci. USSR, Atmos. Oceanic Phys., vol. 36, pp. 282–299.

**Mokhov I. I., Smirnov D. A., 2006.** El Nino – Southern Oscillation drives North Atlantic Oscillation as revealed with nonlinear techniques from climatic indices, Geoph. Res. Lett., vol. 1.

**Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Hannachi A., Stephenson D. V., 2005.** Observed trends and teleconnections of Siberian Hight: a recently declining Center of Action, Journal of Climate, vol. 18, pp. 1411–1421.

**Rogers J. C., 1997.** North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe, J. Clim., vol. 10, pp. 1635–1647.

**Rudeva I., Gulev S. K., 2006.** Climatology of Cyclone Size characteristics and their changes during the cyclone life cycle, Monthly weather review, vol. 135, pp. 2568–2588.

**Sinclair M. R., 1997.** Objective identification of Cyclones and their circulation intensity, and Climatology, Weather Forecast, vol. 12, no. 3, pp. 595–612.

**Thompson D. W. J., Wallace J. M., 2000.** Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month to month variability, J. Clim., vol. 13, pp. 1000–1016.

**Trenberth K., Paolino D., 1980.** Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities, Mon. Weather Rev., vol. 108, pp. 855–872.

**Trigo R. M., Trigo I. F., Da Camara C. C., Osborn T. J., 2004.** Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses, Climate Dynamics, vol. 23, pp. 17–28.

**Ulbrich U., Leckebuch C., Grieger J., Schuster M., Akperov M., Bardin M., Feng Y., Gulev S., Inatsu M., Keay K., Kew S. F., Liberato M. L. R., Lionello P., Mokhov I. I., New U., Pinto J. G., Raible C. C., Reale M., Rudeva I., Simmonds I., Tilinina N. D., Trigo I. F., Ulbrich S., Wang X. L., Wernly H., IMILAST team, 2013.** Are Greenhouse Gas Signals of Northern Hemisphere winter extra-tropical cyclone activity dependent on the identification and tracking algorithm? Meteorologische Zeitschrift, vol. 22, no. 1, pp. 61-68.

**McVicar T. R., Roderick M. L., Donohue R. J., Li L. T., Van Niel T. G., Thomas A., Grieser J., Jhajharia D., Himri Y., Mahowald N. M., Mescherskaya A. V., Kruger A. C., Rehman S., Dinpashoh Y., 2012.** Global review and synthesis of trends in observed terristrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation, Journal of Hydrology, vol. 417, pp. 182–205, doi:10.1016/j.hydrol.2011.10.024.

**Walker G. T., 1915.** Correlation in seasonal variation of weather, vol. 1. Sunspots and pressure, Met. Ind. Met Dept, vol. 21, part 12.

**Wiedenmann J. M., Lupo A. R., Mokhov I. I., Tikhonova E. A., 2002.** The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: block intencity as a diagnostic, Journal of Climate, vol. 15, no. 23, pp. 3459–3473.

**Young J. R., Zieger S., Babanin A. V., 2011.** Global Trends in Wind Speed and Wave height. Science, vol. 332, pp. 451–455.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 171



# ГЛАВА 1.7. ЭКСТРЕМАЛЬНОСТЬ КЛИМАТА

**М. Ю. Бардин**

О. Н. Булыгина, Т. В. Платова

## 1.7.1. Введение

Как известно, изменения климата в целом могут оказывать как негативное, так и благоприятное влияние на различные аспекты существования человеческого общества и природных систем (IPCC, 2007). Однако наибольшее внимание привлекали и привлекают именно негативные воздействия, с которыми связана концепция "опасных изменений климата". При этом, если границы опасных изменений климатических средних значений метеорологических величин достаточно велики, то изменения частоты, продолжительности и интенсивности особенно крупных ("экстремальных") погодных и климатических аномалий, связанные даже с относительно "безопасными" изменениями "нормы" могут оказаться весьма и весьма опасными из-за сложности адаптации и даже своевременного реагирования на такие явления. Ярким примером этому является ряд разрушительных наводнений последнего времени, лесных и торфяных пожаров и т. п. Поэтому очень важно специальное изучение изменений статистики экстремальных явлений, как в связи с антропогенными изменениями климата, так и в качестве проявлений естественной климатической изменчивости на различных временных масштабах.

Предыдущий первый Оценочный доклад (ОД_РФ-1, 2008) не содержал специального раздела, посвященного климатическим экстремумам. Некоторые сведения об изменениях статистик некоторых индексов экстремальных температур и осадков содержались в разделах, посвященных общим изменениям этих переменных. В настоящем докладе обновленные и дополненные результаты об изменениях экстремумов температуры и осадков, а также данные о наблюдаемых изменениях повторяемости опасных гидрометеорологических явлений и об изменениях экстремумов крупномасштабной атмосферной циркуляции сведены в один раздел. Краткое резюме результатов предыдущего доклада приводится в соответствующих разделах главы.

Под экстремальностью климата обычно понимают статистику "экстремальных", т. е. резко выделяющихся на фоне "нормы", явлений в климатической системе. Как правило, такие явления оказывают особое (чаще – негативное) воздействие на природные и порожденные человеческим обществом системы, которые поэтому особенно чувствительны к изменениям их повторяемости и интенсивности (Школьник и др., 2012; IPCC, 2007). Можно выделить различные типы экстремальных явлений:

I. сильно отличающиеся от нормы значения метеорологических величин в точках регулярного наблюдения (метеорологических станциях): аномалии, превосходящие определенные пороговые значения (сильная жара/холод, ливень и т. д.); для этой группы может быть получена наиболее надежная статистика по данным наблюдений;

II. длительные эпизоды, в течение которых метеорологическая переменная или комплекс переменных выходит за заданный уровень: волны тепла и холода, засухи (следует иметь в виду, что в этом случае не обязательно уровни "экстремальны": засуха может явиться результатом продолжительного совместного действия температуры выше нормы и осадков ниже нормы);

III. крупномасштабные явления, связанные с атмосферной циркуляцией: наиболее интенсивные циклоны/антициклоны, блокинги, тропические ураганы (тайфуны); для этих явлений (по крайней мере, для повторяемости) также может быть получена достаточно надежная статистика;

IV. опасные или неблагоприятные природные явления локального характера; сюда относятся такие феномены, как смерчи, наводнения, сильный гололед и т. п.: особенностью этой группы является то, что по данным наблюдательной сети для них трудно получить достаточно адекватную статистику; тем не менее, для них возможен качественный анализ региональных обобщений достаточно крупного масштаба.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 172



В данном разделе будут рассматриваться данные для перечисленных групп экстремальных явлений; основное внимание будет уделено первым двум. Определения экстремальных явлений этих групп зависят от выбора пороговых значений. Один подход к выбору пороговых значений связан непосредственно с пониманием экстремальных явлений как *редких*: иначе говоря, принадлежащих крайним областям распределения метеорологической величины, вероятности попадания в которые малы; обычно они выбираются, как процентили функции распределения, например 10%, 5%, или 1% для экстремальных отрицательных аномалий (соответственно, 90%, 95%, 99% – для положительных). Другой подход основан на критических значениях, определяемых, исходя из порогов определенного (чаще неблагоприятного) воздействия на природные или технические системы. Наиболее простой пример – заморозки в вегетационный период; более сложный пример – неблагоприятное воздействие на здоровье людей продолжительной жары (здесь должны быть одновременно назначены 2 порога, например, температуры выше 30°C в течение 5 дней и более).

Изменения статистики экстремальных величин неизбежно происходят при изменении климата, которое для заданной метеорологической величины описывается изменением функции распределения. В простейшем случае, когда распределение близко к Гауссову (например, для температуры), эти изменения полностью описываются изменением среднего и параметра масштаба (стандартного отклонения). Изменения экстремумов можно описать, как изменения вероятности (повторяемости) значений, превосходящих фиксированный порог, либо как изменения пороговых значений (в случае, если они назначаются как квантили распределения). Так, при возрастании среднего при постоянстве общей изменчивости растет повторяемость положительных экстремумов и уменьшается – отрицательных (рис. 1.7.1а); в терминах изменения квантилей распределения это означает рост порогового квантиля в обоих случаях (при убывании среднего изменения экстремумов обратны описанным). Рост изменчивости при постоянстве среднего приводит к возрастанию повторяемости как положительных, так и отрицательных экстремумов, или к росту “верхних” (правее медианы: $P^+$ на рис. 1.7.1б) квантилей и уменьшению “нижних” ($P^-$); при убывании изменчивости наблюдаются изменения квантилей противоположного направления. Одновременное изменение среднего и дисперсии может приводить к различным результатам в зависимости от соотношения величин этих изменений (пример: рис. 1.7.1в).

Однако изменения функции распределения температуры не обязательно представляют собой комбинацию сдвига и сжатия/растяжения. Распределения метеорологических величин в действительности являются смесью распределений, относящихся к различным климатическим режимам, например, режимам атмосферной циркуляции. Изменения климата могут выражаться в изменении относительных частот глобальных климатических мод (Corti et al., 1999). На региональном уровне выделяются региональные циркуляционные режимы, с которыми связаны различные погодные ансамбли (Vautard, 1990). В этом случае изменения функции распределения определяются изменением относительных частот режимов (рис. 1.7.1г). Такого рода ситуация наблюдается например для летних температур в восточной половине европейской России и в Западной Сибири, где имеется выделенный режим: блокирование в районе Уральских гор, с которым связана преобладающая часть положительных экстремумов температуры. В этом случае повторяемость экстремумов связана в основном не с изменением средних температур, а с изменением общей продолжительности блокирований (Бардин, 2007).

Анализ изменения распределения осадков априори связан со значительными трудностями. Функция распределения суточных осадков $F(r)$ представляет собой смесь дискретного распределения с вероятностью $P_o$, сосредоточенной в единственной точке $r = 0$ (“отсутствие осадков”), и непрерывного распределения $\Phi(r)$ на полупрямой $r > 0$:

$$F(r) = F_{P_o}(r) = P_o + (1 - P_o)\Phi(r).$$

Максимум плотности вероятности $\Phi'(r)$ (“мода”) расположен не вблизи центра распределения

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 173



(среднее, медиана), а всегда в 0. Изменение среднего не приводит к смещению всего распределения, но отражается в изменении его формы и/или масштаба.

Часто ф.п.р. осадков $\Phi'(r)$ аппроксимируют Г-распределением. Однако в этом случае не удается получить такой простой линейной модели, объясняющей изменения экстремальных процентилей через изменения среднего и средней квадратической изменчивости, как для температуры. Анализ в предположении постоянства вероятности осадков и параметра формы аппроксимирующего Г-распределения (Groisman et al., 1999) показывает, что сравнительно небольшие изменения средних могут быть связаны со значительными изменениями вероятности сильных осадков: например, изменения средних осадков на 5% для территории России соответствуют росту вероятности осадков > 25.4 мм на 20%.

Остаются вопросы к адекватности модели, использующей Г-распределение и предположения постоянства формы и вероятности осадков для описания изменения экстремальных осадков. Тем не менее, вероятностная модель указывает на то, что “хвосты” распределения суточных осадков зависят от вероятности отсутствия осадков и хвостов распределения ненулевых осадков $\Phi(r)$. Можно показать, что *рост* $P_o$ влечет *уменьшение* процентилей “полной” функции распределения $F(r)$. Таким образом, для понимания изменений порогов положительных экстремумов осадков (распределения $F(r)$) следует рассматривать изменения $P_o$ и соответствующего процентиля $\Phi(r)$. Что же касается левого хвоста, то по сути нулевые осадки и есть “отрицательные экстремумы”; на территории РФ $P_o \sim 0.5$ (Groisman et al., 1999), поэтому надо рассматривать не изменения фиксированного малого процентиля суточных осадков, а именно изменения $P_o$.

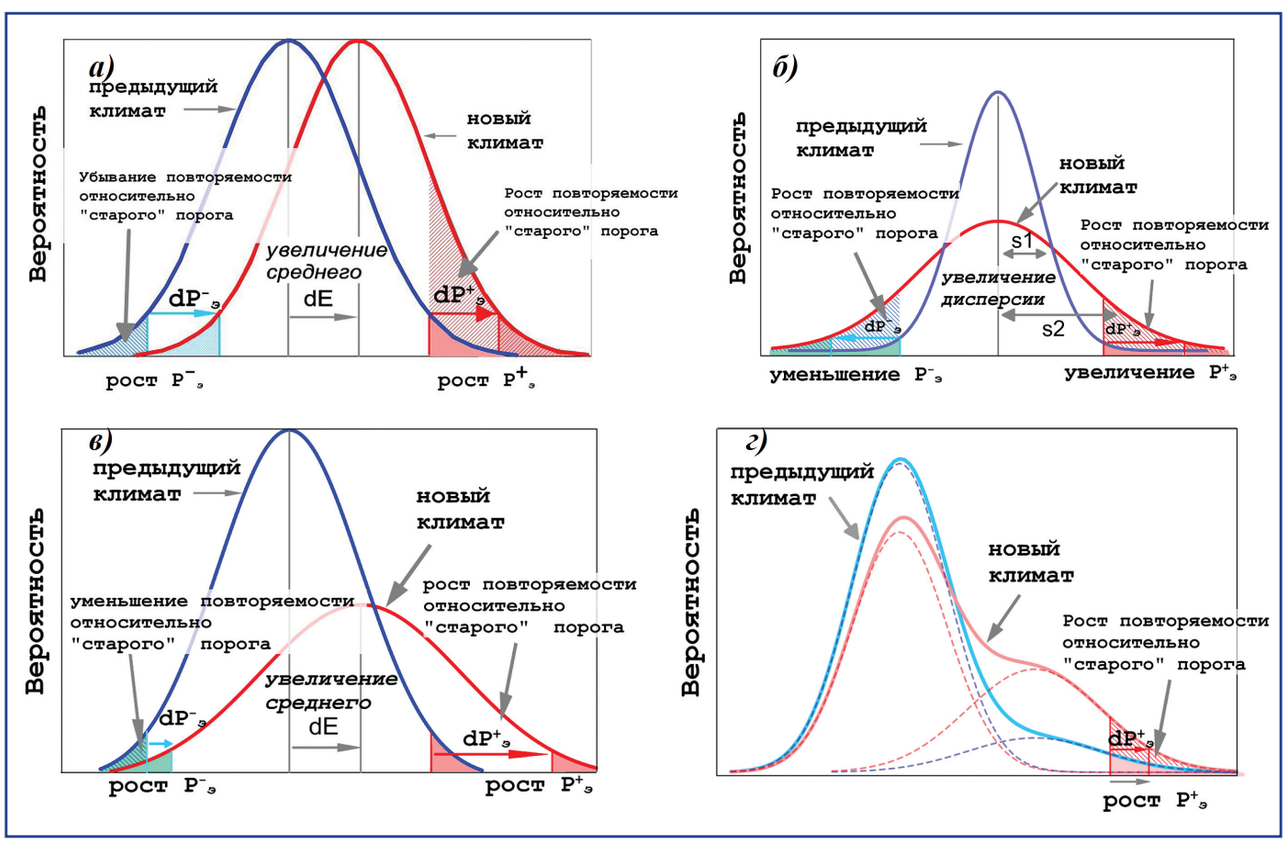



Рис. 1.7.1. Схема возможных изменений повторяемости экстремумов относительно неизменных порогов и процентилей распределения при изменении среднего (а), дисперсии (б), среднего и дисперсии (в), повторяемости “выделенных” режимов (г).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 174



### 1.7.2. Наблюдаемые изменения статистики экстремумов температуры и осадков

#### *1.7.2.1. Индексы климатических экстремумов*

Для описания экстремумов объединенная рабочая группа ВМО по обнаружению изменений климата (ККл/КЛИВАР) предложила набор из 27 индексов экстремальности. Большинство индексов относятся к количеству дней, когда значения метеорологической величины выходят за пределы некоторого заданного порогового значения. Первоначально индексы определялись для целого года, однако такие определения во многих случаях не имели большого смысла для внетропической зоны, где велик сезонный ход метеорологических переменных, поэтому они были переформулированы для сезонов или месяцев. Пороговое значение для различных пунктов может быть фиксированным или переменным (например, определенным процентилем).

Оценки долгопериодных тенденций для ряда индексов были включены в предыдущий отчет (Оценочный доклад, 2008) в годовом обобщении.

**FD – суммарное число дней с морозом** (дни). Показатель важен для сельского хозяйства. Рассчитывается как число дней в календарном году (сезоне) с суточным минимумом температуры воздуха ниже 0°С. Во внетропических широтах индекс в годовом обобщении является одной из возможных характеристик продолжительности холодного периода года.

**R10 – количество дней с осадками не ниже 10 мм** (дни). На территории России индекс в основном характеризует повторяемость значительных осадков, т. к. в средних широтах суточная сумма 10 мм соответствует, в основном, обильным осадкам.

**CDD – максимальная за год продолжительность “сухого” периода** (дни). Под “сухим” периодом понимается последовательность дней без осадков или со следами осадков (< 1 мм); может служить индикатором засух. Изменение длительности такого явления и смещение его границ сказывается на растительности и экосистемах в целом.

**TXx, TNn – годовой максимум максимальной суточной температуры и годовой минимум миниимальной суточной температуры воздуха**; естественно, на территории России первый из индексов характеризует летний сезон, а второй – зимний сезон.

Кроме того, при анализе изменений климата в России в качестве показателей экстремальности в Первом Оценочном докладе использовались некоторые другие, близкие по духу индексы: число дней за сезон (год) с экстремальными (выше 95-го процентиля/ниже 5-го процентиля) значениями максимальной/минимальной суточной температуры (далее **TX95p, TN5p**) и осадками выше 95-го процентиля (**RR95p**) (Булыгина и др., 2000; Bulygina et al., 2007); список МГЭИК включает индексы “умеренных” экстремумов (**TX90p, TN10p** и т. д.), продолжительность устойчивого морозного и безморозного периодов, число дней с оттепелями (Мирвис, Гусева, 2006; 2007).

Были отмечены следующие основные закономерности в многолетних изменениях экстремумов температуры. На большей части России в течение 1976–2006 гг. годовые минимумы и максимумы увеличиваются, размах между ними сокращается (минимумы увеличиваются быстрее максимумов), число дней с морозом уменьшается. Наибольшее увеличение минимальной и максимальной за год температуры наблюдалось на территории России в холодную часть года, с максимумом в марте.

Во временных изменениях индексов экстремальности осадков существенных трендов не обнаружено. В целом на территории России преимущественно наблюдается слабое увеличение повторяемости значительных осадков и слабое сокращение продолжительности длительных сухих периодов. Значительный рост дней с интенсивными осадками наблюдается в Северокавказском ФО. Уменьшение повторяемости интенсивных осадков на Чукотке и в Приамурье сопровождается ростом длительности сухого периода на Чукотке и уменьшением – в Приамурье.

Для 2-го Оценочного доклада оценки трендов индексов экстремальности были пересчитаны по продленным по 2010 г. рядам данных и получены для отдельных сезонов, что позволяет в ряде случаев делать более адекватные выводы для территории России.

Для расчета годовых минимумов и максимумов температуры, индексов **FD, R10, CDD** (Пла-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 175



това, 2007) использовался массив данных синоптических наблюдений за суточными суммами осадков (мм/день) и температурой приземного воздуха (средней суточной, максимальной и минимальной) на 600 станциях России и сопредельных стран за период инструментальных наблюдений (с конца XIX столетия). Массив сформирован в ФГБУ ИГКЭ на основе архива суточных наблюдений ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД. Оценки линейных трендов за 1976–2009 гг. приведены на рис. 1.7.2–1.7.5.

На территории РФ абсолютный годовой минимум температуры достигается в зимний сезон, а максимум – в летний. Рост минимальных и максимальных температур наблюдается на большей части территории России (рис. 1.7.2). Наибольший рост минимальных зимних температур – в ЕЧР и на востоке Средней Сибири – достигает 2°С/10 лет; летние максимумы растут в целом медленнее, максимум – на юго-западе ЕЧР, порядка 1.5°С/10 лет. Имеются области, где годовые максимумы (минимумы) убывают. Зимние минимумы убывают (т. е., максимальные морозы становятся сильнее) в Северо-Кавказском ФО, на юге Западной Сибири и Забайкалья; по сравнению с периодом 1976–2006 гг., для которого приведены оценки в Первом Оценочном докладе (ОД_РФ-1, 2008), усиление морозов в Северо-Кавказском ФО значительно замедлилось. Летом максимальные температуры убывают на Южном Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке. Область убывания летних максимумов в Сибири значительно расширилась в сравнении с оценками ОД_РФ-1.

На большей части территории РФ, где развито сельское хозяйство, индекс **FD** (число дней с морозом) является важным агроклиматическим показателем для характеристики вегетационного периода; особый интерес индекс представляет для весеннего и осеннего сезонов. Тенденция к уменьшению суммарного числа дней с морозом в целом за год наблюдается для периода 1976–2010 гг. практически по всей территории России, за исключением небольшой области на юго-востоке Северо-Кавказского ФО (рис. 1.7.3). По сравнению с периодом 1976–2006 гг., рассмотренном в предыдущем Докладе, территория, где наблюдался рост числа дней с морозом, существенно сократилась: исчезли значительные по площади области роста **FD** на севере Урала и Западной Сибири, на Чукотке; на Северном Кавказе территория, где наблюдается рост числа морозных дней, многократно сократилась. Вместе с тем, в основном сохранилась география областей максимального уменьшения морозных дней: ЕЧР (скорость убывания на большей части от –4 дней/10 лет и быстрее), дальний северо-восток РФ (до –9 дней/10 лет на побережье Восточно-Сибирского моря), юг Средней Сибири.

Для переходных сезонов почти на всей территории РФ также обнаруживается тенденция к уменьшению числа дней с морозом, значительно более выраженная осенью. Осенью наибольшие значения коэффициентов линейного тренда отмечаются на севере ЕЧР и в черноземных областях (до –5 дней/10 лет); на большей части ЕЧР скорости убывания выше 2 дней/10 лет. Быстрое убывание наблюдается также на юго-западе Средней Сибири, на севере Дальнего Востока (до –3 дней /10 лет). На юге Западной Сибири у границ Казахстана имеется очень небольшая область, где число дней с морозом увеличивается в течение 1976–2010 гг. Весной значения скорости убывания практически не превышают 1.5 дней/10 лет.

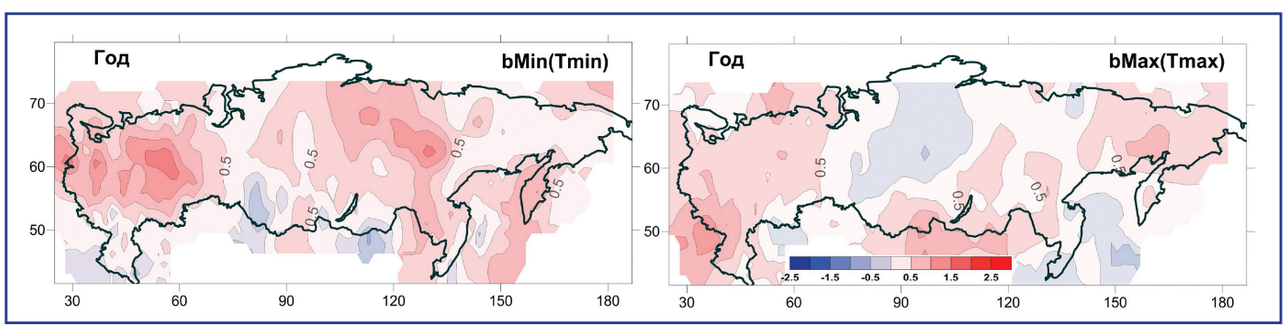



Рис. 1.7.2. Коэффициенты линейного тренда (°С/10 лет) годовых минимумов и годовых максимумов температуры приземного воздуха за 1976–2010 гг. на территории России.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 176



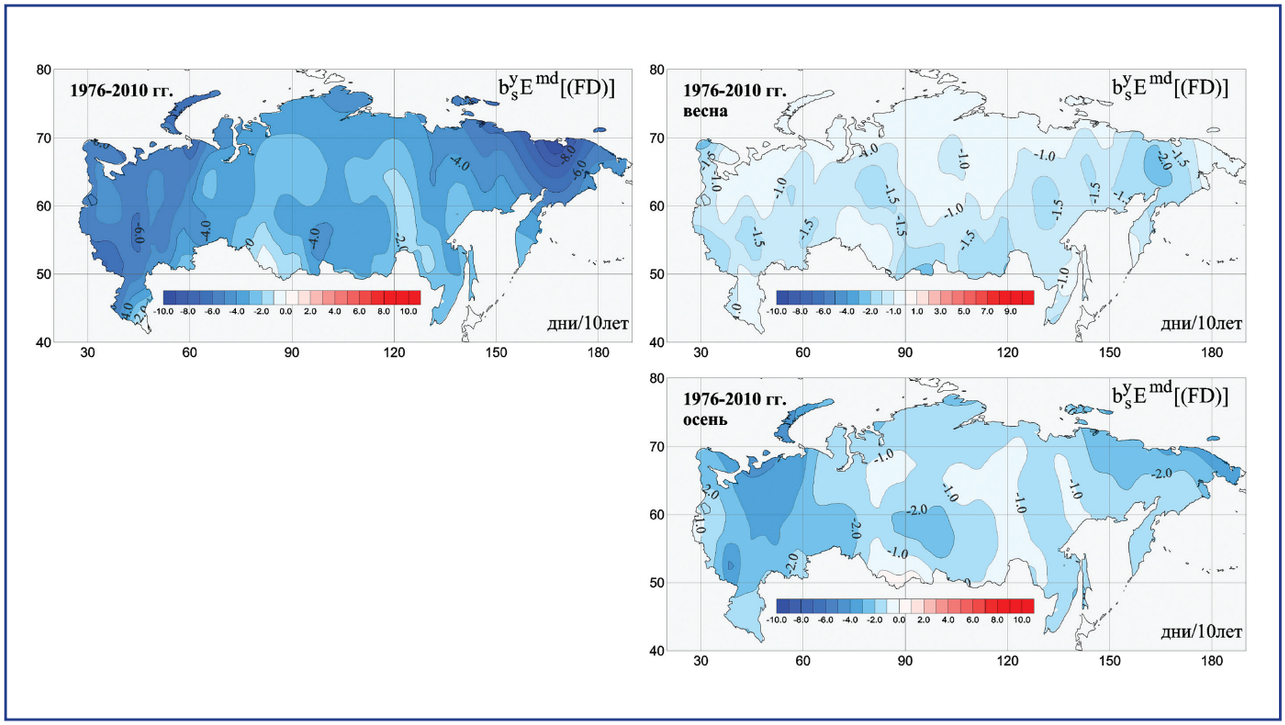



Рис. 1.7.3. Коэффициенты линейного тренда (сутки/10 лет) числа дней с морозом (**FD**) за 1976–2010 гг. на территории России, дни/10 лет: год, весна, осень.

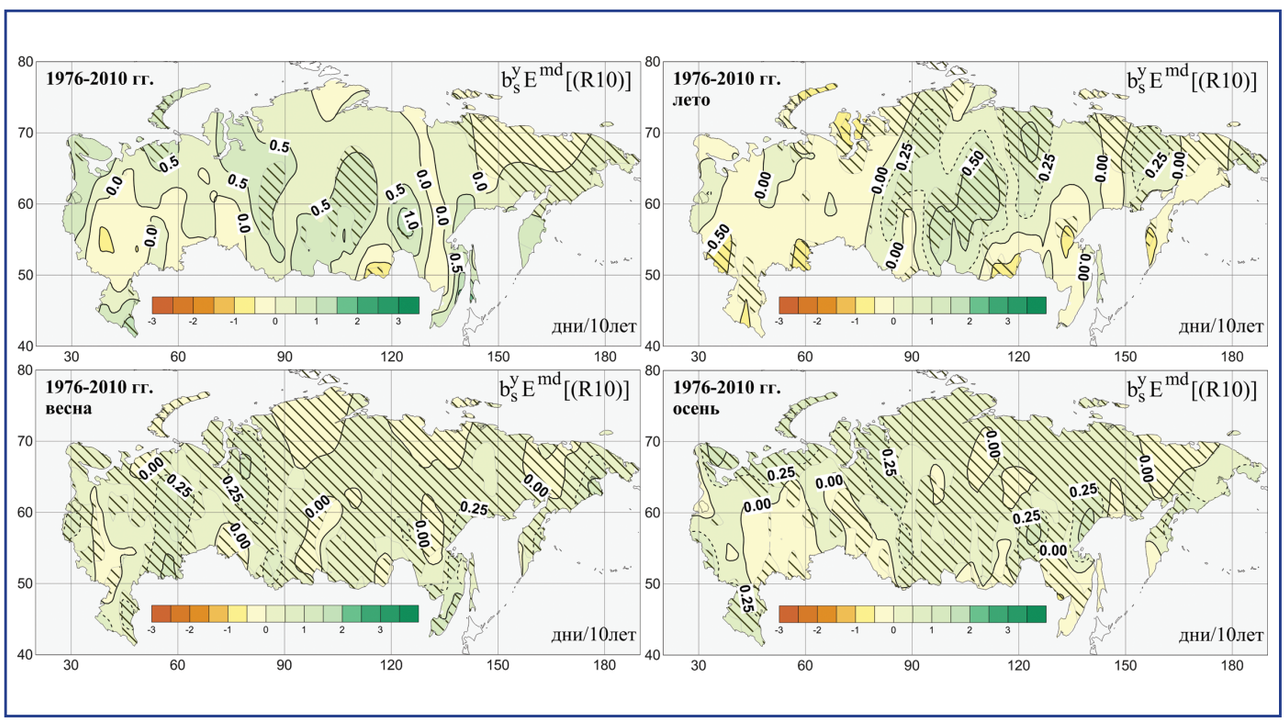



Рис. 1.7.4. Географическое распределение коэффициента линейного тренда за период 1976–2010 гг. индекса **R10** (число дней с осадками не менее 10 мм), дни/10 лет: год, весна, лето, осень. Выделены штриховкой области, где тренд, нормированный на соответствующее многолетнее среднее (за 1976–2010 гг.) превышает по абсолютной величине 10%/10 лет.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 177



На большей части территории России по-прежнему отмечается слабый (менее 1 дня/10 лет) рост повторяемости значительных осадков (**R10**) в целом за год (рис. 1.7.4). Области, где число дней со значительными осадками уменьшается, сократились по сравнению с 1976–2006 гг., в особенности на Дальнем Востоке (Чукотка, Камчатка) и на западе ЕЧР. Максимумы роста (более 0.5 дня/10 лет) годового числа случаев значительных суточных осадков наблюдаются на севере и западе ЕЧР, в Западной и Средней Сибири, в Забайкалье, на Камчатке и дальневосточном побережье в Приморском и Хабаровском крае и на Сахалине. Сохраняется рост числа случаев значительных суточных осадков на Северном Кавказе, но его скорость сильно уменьшилась (с 1.5–2 до 0.5–1 дней/10 лет).

Важно сезонное распределение тренда, имея в виду, что среднее число дней с осадками более 10 мм очень различно для разных сезонов. Зимой оно превышает 1 случай за сезон лишь на юге и юго-западе ЕЧР и в узкой полосе тихоокеанского побережья, а величина изменений нигде не превышает 0.2 дня/10 лет. Наибольшее число дней с осадками более 10 мм наблюдается летом: до 6 дней за сезон в центральных областях ЕЧР и на Северном Кавказе и до 10 дней – в Приамурье. Менее 4 дней за сезон наблюдается лишь в Заполярье на ЕЧР и в северных областях азиатской части, но именно здесь и в Средней Сибири относительная величина тренда (т. е., нормированная на среднее) превосходит 10%/10 лет. Следует обратить внимание, что летом повторяемость значительных осадков убывает на большей части ЕЧР (включая Северный Кавказ) и Западной Сибири, а также на Дальнем Востоке и в Забайкалье. Рост годового числа случаев здесь определяется весенним и осенним сезонами.

По сравнению с периодом 1976–2006 гг. заметно уменьшилась территория, где наблюдался рост максимальной продолжительности сухого периода (**CDD**), уменьшилась максимальная скорость роста (на Чукотке); однако по-прежнему длительность сухих периодов растет на большей части ЕЧР (рис. 1.7.5). С другой стороны, в областях максимума убывания **CDD** (Алтай, верховья Амура, Магаданская область и север Якутии) скорость изменения возросла от –2 до –3…–4 дней/10 лет. Изменения значительно более выра-

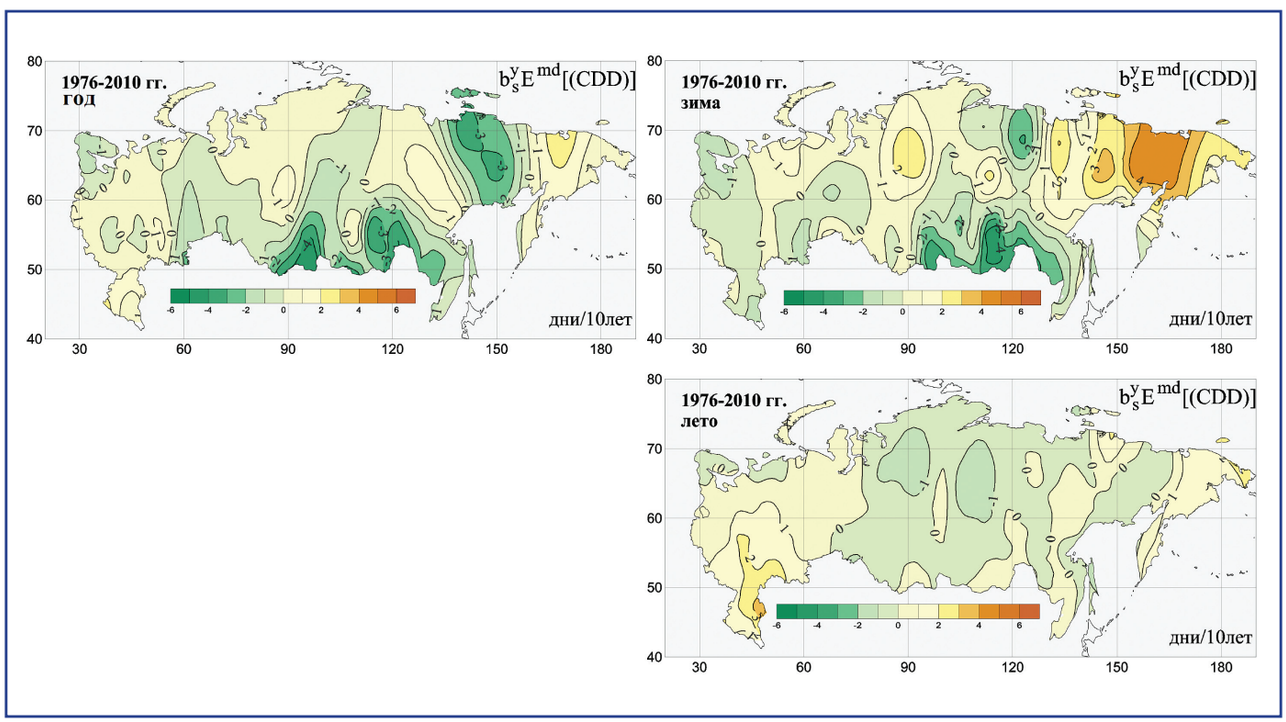



Рис. 1.7.5. Географическое распределение коэффициента линейного тренда за период 1976–2010 гг. индекса **CDD** (максимальная продолжительность сухого периода) для года в целом, зимнего и летнего сезонов (дни/10 лет).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 178



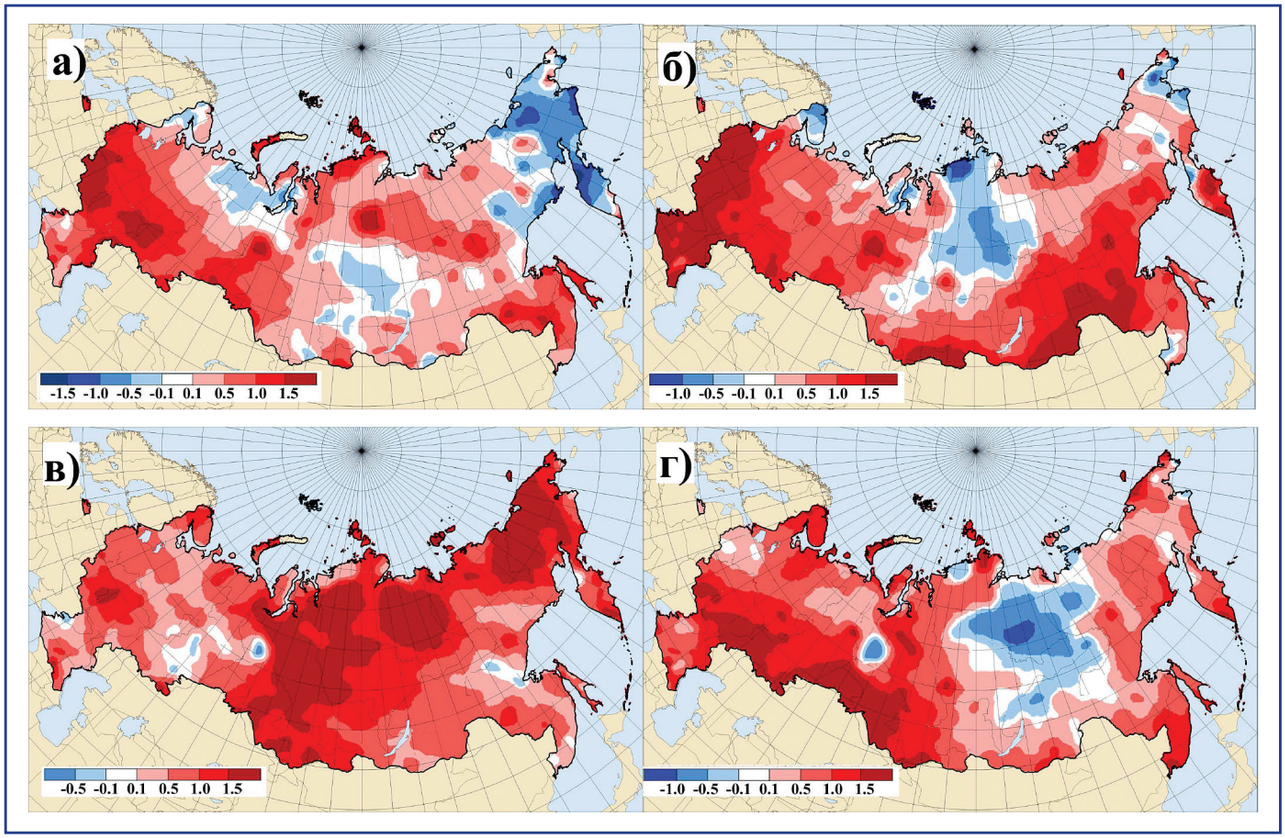



Рис. 1.7.6. Коэффициенты линейного тренда в рядах числа дней с аномально высокой температурой воздуха $\beta_{Ntmax}$, (дни/10 лет): а) зима; б) весна; в) лето; г) осень.

жены для зимнего сезона. Рост продолжительности бесснежных периодов максимален на дальнем северо-востоке, а уменьшение – на юге азиатской части РФ от Алтая до среднего течения Амура. Летом рост продолжительности сухих периодов преобладает в западной части России (до 90° в.д.), а восточнее они преимущественно убывают. Заметный рост летом наблюдается в Прикаспийской низменности. Летом конфигурации областей роста максимальной продолжительности сухих периодов и сокращения повторяемости сильных осадков (индекс **R10**) весьма близки друг к другу (так же, как соответственно и для областей изменения противоположных знаков).

Ряды сезонных индексов **TX95p, TN5p, RR95p** получены по тому же исходному массиву станционных суточных данных. Оценки трендов получены за период 1971–2010 гг. Процентили рассчитывались по данным за весь период (Bulygina et al., 2007), что позволяет избежать искусственных трендов, которые могут возникнуть из-за неоднородности в ряду числа превышений порога, если его значение (процентиль) оценивается по части ряда (базовому периоду), даже в случае, когда исходный ряд стационарен. Этот феномен связан с тем, что используется не истинное значение процентиля, а его выборочная оценка; в применении к рядам индексов рассматриваемого типа он анализировался в (Zhang et al., 2005), но значительно раньше был обнаружен в применении к так называемой оценке качества метеорологических прогнозов ρ (Гидрометцентр СССР, В. И. Перфилов, диссертация).

На большей части России во все сезоны в большей или меньшей степени происходит увеличение числа дней с аномально высокими температурами воздуха; наиболее значительный рост в целом наблюдается летом, в особенности в азиатской части страны. Однако есть районы, где число дней с аномально высокими температурами уменьшается. Зимой (рис. 1.7.6) максимальное уменьшение аномально теплых дней наблюдается

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 179



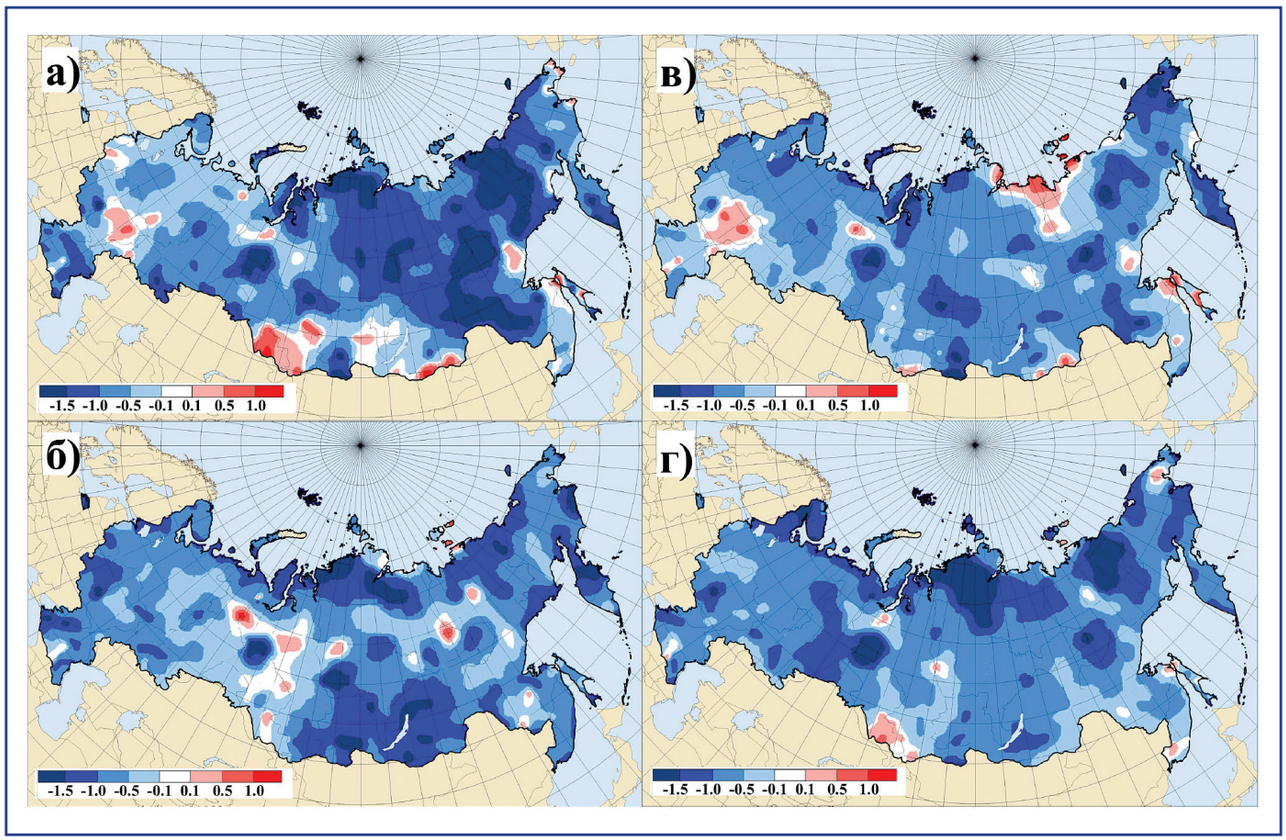



Рис. 1.7.7. Коэффициенты линейного тренда в рядах числа дней с аномально низкой температурой воздуха $\beta_{Ntmin}$, (дни/10 лет): а) зима; б) весна; в) лето; г) осень.

на северо-востоке России (Магаданская область, Чукотский АО, Камчатский край), весной и осенью – в Сибири.

Потепление климата в последние десятилетия выражается и в уменьшении числа дней с экстремально низкими температурами воздуха, преобладающем во все сезоны года (рис. 1.7.7). Наиболее заметна тенденция уменьшения числа очень морозных дней зимой на севере Западной Сибири, в Якутии и Амурской области. В то же время, для зимы на Средней Волге, юге Западной Сибири и в южных районах Забайкалья прослеживается тенденция увеличения числа дней с аномально низкими температурами воздуха, т. е. в этих районах может возрастать угроза промерзания мелких речек и водоемов, аварий на водоводах, перебоев в водоснабжении населения. На Средней Волге число дней с аномально низкими температурами воздуха увеличивается также летом, аналогичная тенденция наблюдается на северо-западе Якутии, севере Сахалина и в устье Амура.

Экстремально большие осадки оказывают значительное влияние на режим рек. Большое количество осадков зимой и весной обуславливает высокий уровень весеннего половодья; летом сильные ливни часто становятся причиной катастрофических наводнений. Зимой очаги уменьшения числа дней с аномально большими осадками (рис. 1.7.8а) довольно хорошо согласуются с зонами уменьшения числа дней с экстремально высокими температурами воздуха (рис. 1.7.6а). На большей части ЕТР наблюдается увеличение числа дней с сильными снегопадами. Летом тенденция увеличения числа дней с аномально большими осадками более заметна в восточной половине ЕТР и на Урале. На большей части Северо-Кавказского и Южного ФО также наблюдается увеличение числа дней с аномально большими осадками, а значит, учитывая горный характер многих рек и состояние их русел, в будущем сохранится угроза опасных паводков в этом регионе.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 180



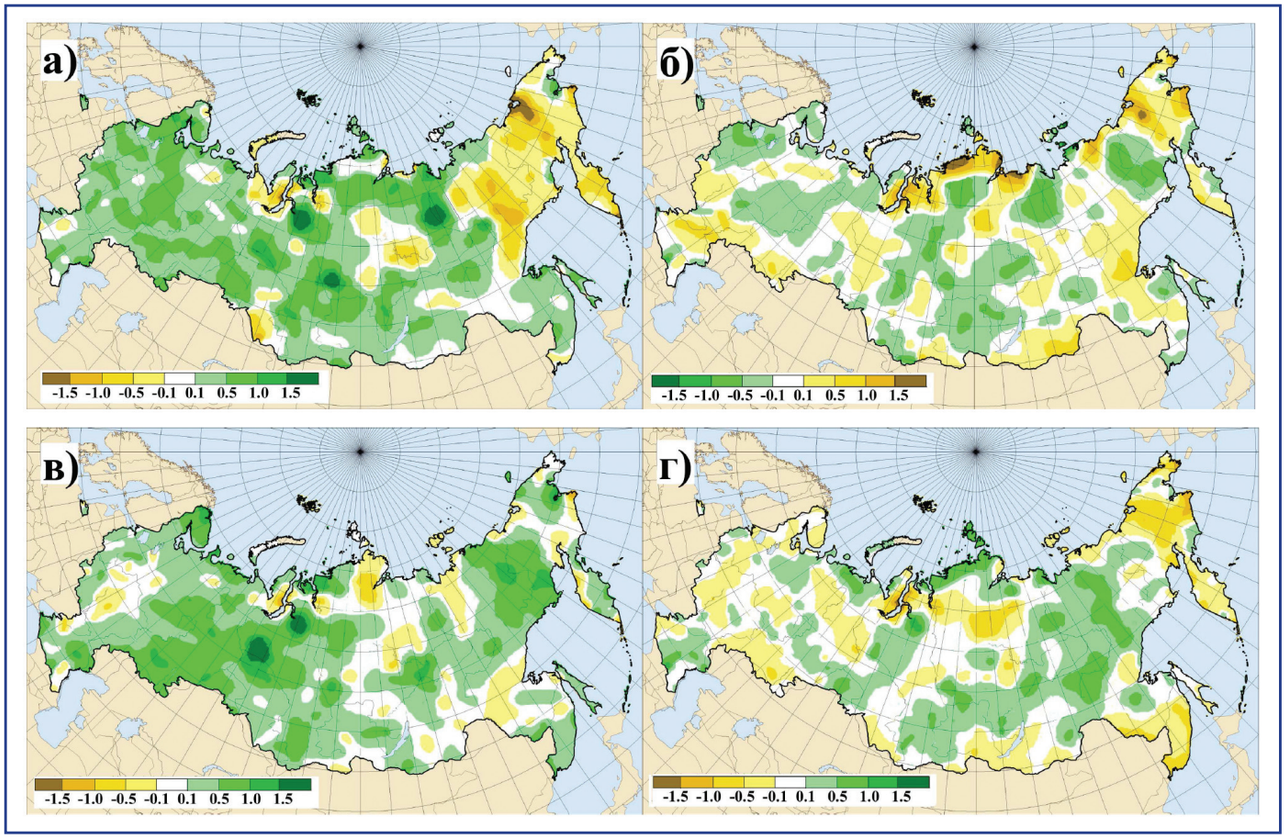



Рис. 1.7.8. Коэффициенты линейного тренда в рядах числа дней с аномально большими осадками $\beta_{Nr}$, (дни/10 лет): а) зима; б) весна; в) лето; г) осень.

Гадлеевским центром Метеорологического управления Великобритании в сотрудничестве с рядом европейских исследовательских центров подготовлена серия публикаций, посвященных изменениям климата и их последствиям для ряда регионов Земного шара, в том числе, России (Climate, 2011). В частности, рассматриваются изменения ряда индексов экстремальности в годовом обобщении (индексы экстремальных температур **TN10p, TN10p, TN10p, TN10p**, а также индекс максимальной продолжительности сухого периода **CDD** и аналогичный ему индекс максимальной продолжительности влажного ($R > 1$ мм) периода **CWD**). Полученные тренды (1960–2010 гг.) временных рядов индексов, осредненных для (условно) западной (43.75°–78.75° с.ш., 28.125°–106.875° в.д.) и восточной (43.75°–78.75° с.ш., 103.125°–189.375° в.д.) частей территории РФ здесь сведены в таблицу 1.7.1. В целом результаты согласуются с приведенными выше: число холодных дней и ночей убывает, теплых растет, скорости изменения для ночей заметно выше, чем для дней. Тренды индексов осадков значительно менее определенны (90%-й доверительный интервал содержит значения обоих знаков), однако можно говорить о возможном росте продолжительности влажных и убывании сухих периодов в западной части РФ.

В исследовании (Богданова и др., 2010) приводятся оценки многолетних тенденций числа дней с сильными осадками, полученные по данным о скорректированных (учтены основные систематические погрешности их измерения) суточных суммах осадков для 93 станций РФ. Отметим, что тренды получены на интервале 1936–2000 гг., тогда как большинство показателей экстремальности в настоящем отчете анализировалось на периоде с середины 70-х годов XX века. При определении “дня с сильными осадками” использовался пороговый критерий, когда суточная сумма осадков превышала утроенный средний многолетний суточный максимум осадков. Расчет порогового значения осуществлялся следующим образом: средние

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 181



*Таблица 1.7.1. Изменения (линейный тренд 1960–2010 гг) некоторых индексов экстремальности МГЭИК по данным Hadley Centre (Climate, 2011) для западной и восточной части России*

| | TN10p (%/10 лет) | TX10p (%/10 лет) | TN90p (%/10 лет) | TX90p (%/10 лет) | CWD (дни/10 лет) | CDD (дни/10 лет) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| WR | –1.07 (–1.50…–0.65) | –0.81 (–1.28…–0.33) | +1.75 (+1.27…+2.16) | +1.24 (+0.71…+1.76) | +0.11 (–0.03…+0.21) | –0.49 (–1.23…+0.15) |
| ER | –1.42 (–1.95…–0.94) | –1.13 (–1.59…–0.63) | +1.57 (+1.05…+2.05) | +0.99 (+0.41…+1.54) | +0.01 (–0.12…+0.14) | –0.29 (–0.98…+0.65) |

многолетние значения суточных сумм осадков вычислялись за весь исследуемый период для каждого месяца. Затем из полученных 12 значений на каждой станции выбиралось максимальное и умножалось на 3. Обнаруживается рост числа дней с сильными осадками вдоль западной границы России и в Предуралье и уменьшение – на севере ЕЧР в районе Архангельска и прилегающей части Кольского полуострова, а также в северных частях Приморья и Сахалина, на побережье Чукотки (4 сут/65 лет и более).

Возможные изменения экстремальности термического режима и условий пожароопасности в середине XXI века на территории Сибири, выявленные на основе модели регионального климата ГГО, представлены в (Школьник и др., 2008). В качестве показателя экстремальности термического режима рассматривается индекс “наибольшая продолжительность непрерывных периодов с максимальной суточной температурой выше 90-го процентиля” (НПП). 90-й процентиль рассчитывался за период 1991–2000 гг. Ожидается увеличение НПП в Якутии (до 10 сут) и Забайкалье (на 5–7 сут) в среднем за 2041–2050 гг. по сравнению со средними значениями за 1991–2000 гг. К концу XXI в. наибольшие изменения по отношению к концу XX в. ожидаются на Дальнем Востоке и в Приуралье (рост на 15–20 сут)

Для крупных сезонных максимумов суточной аномалии температуры воздуха выявлена зависимость продолжительности аномалий температуры от значения экстремальной аномалии во все сезоны года, особенно заметная зимой (Оганесян, 2011). В исследовании использовались суточные данные 9 метеорологических станций России за период с 1961 по 2006 гг. На основании проведенного исследования можно сделать вывод о принципиальной возможности прогнозирования продолжительности аномалии температуры, если ее величина достигла некоторого критического значения.

### *1.7.2.2. Изменения экстремальных сезонных процентилей температуры и осадков*

В разделе рассматриваются экстремумы внутри календарных сезонов. В качестве показателей экстремальности рассматриваются экстремальные, т. е., соответствующие близким к 0 или 1 вероятностям, процентили сезонных выборок суточных средней, минимальной и максимальной температуры и суточных сумм атмосферных осадков, и анализируются временные изменения этих процентилей. В литературе чаще рассматриваются изменения частот значений, превышающих заданные фиксированные пороги (Киктев и др., 2012; Платова, 2007; Bulygina et al., 2007; Alexander et al., 2006, и др.). Это во многом связано с активной деятельностью рабочей группы по экстремумам МГЭИК: значительная часть предложенных этой группой индексов экстремумов определяется именно таким образом; многие из этих индексов несомненно практически полезны (некоторые – после определенной адаптации к региональным климатическим условиям). Однако они не дают непосредственной характеристики изменения функции распределения климатической переменной на ее “хвостах”. Поэтому был использован подход, использующий величины экстремальных квантилей (Бардин, Платова 2013), который должен давать достаточно ясное и последовательное описание изменений экстремумов в терминах функции распределения и численные величины изменения экстремальных значений, которые могут быть непосредственно сопоставлены с изменениями статистик (например, среднего и дисперсии).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 182



Для анализа трендов экстремальных процентилей использовались данные архива суточных средней, минимальной и максимальной температуры и сумм осадков на 600 станциях РФ, подготовленного и периодически пополняемого во ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru/climate/d_temp.php). Реально, с учетом требований к полноте данных для расчета статистик и трендов представленные результаты основаны на данных более 300 станций (до 350 для большинства величин). Анализировались тренды за период, начинающийся 1976 годом; с этого времени не происходило существенных изменений в инструментах и регламенте наблюдений: таким образом, ряды не содержат неоднородностей, вызванных этими причинами. На отдельных станциях возможны неоднородности, вызванные переносом станции (документированы в каталоге архива) и/или изменениями окружающего ландшафта. Следует с осторожностью относиться к особенностям трендов на отдельных станциях, считая обоснованными лишь согласованные результаты по крайней мере на нескольких соседних станциях. В нескольких случаях были исключены станции, где имеющиеся пропуски были все сосредоточены в одной половине ряда, что, при наличии данных на концах интервала приводило к ложным трендам, резко выделяющимся на фоне соседних станций.

Аномалии (нормированные и нет) рассчитывались относительно полного периода, для которого выполнялся анализ, т. е., 1976–2009 гг. Годовой ход сглаживался фильтром, отсекающим колебания с периодом менее 30 дней. Аналогично рассчитываются стандартные отклонения (также сглаженные).

Для каждого сезона 1976–2009 гг. оценивались выборочные статистики по выборке длиной < 90 дней (с учетом пропусков, различных для разных переменных) для каждой из 4 переменных: $T_e$, $T_{min}$, $T_{max}$ – суточная средняя, минимальная и максимальная температура, $R$ – суточная сумма осадков. Статистики температуры: $E$ – среднесезонное значение, $S$ – стандартное отклонение, $S_k$ – коэффициент асимметрии, ***P5*** – 5-й процентиль, ***P95*** – 95-й процентиль, Min, Max – сезонные минимум и максимум. Набор статистик для осадков несколько иной: $E$, $S$, $S_k$, $P_o$ – доля дней без осадков (точнее, с нулевыми измеренными осадками), ***P95*** – 95-й процентиль полной сезонной выборки, ***PR95*** – 95-й процентиль выборки дней с осадками. Статистики рассчитывались для сезонов с наличием не менее 95% данных.

Для краткости процентили, близкие к левому "хвосту" распределения (в данном случае, ***P5***), будут называться "отрицательными экстремумами", а близкие к правому "хвосту" (***P95***) — "положительными экстремумами".

Для зимы и лета на каждой станции для каждой переменной рассчитывались оценки линейного тренда каждой статистики: коэффициент тренда, доля объясненной трендом дисперсии, а также оценка "значимости тренда": минимальный уровень из стандартного набора {1%, 2.5%, 5%}, при котором коэффициент значимо отличен от 0, или "∞", если тренд незначим на уровне 5% (используется двусторонний критерий, основанный на статистике $\mathbf{T^2} = (\boldsymbol{n} - 2)\mathbf{R^2} / (1 - \mathbf{R^2})$, имеющей при $\boldsymbol{b} = 0$ распределение Стьюдента с $\boldsymbol{n} - 2$ степенями свободы). Сам термин "значимость" используется, таким образом, довольно формально, поскольку не учитываются отклонения от "основных предположений": независимость и гауссовость остатков; тем не менее, если оценки вероятностей и неточны, все же "значимые" величины тренда указывают на достаточно большие значения отношения "сигнал–шум" для него. Это обычная практика; попытки улучшить оценки вероятностей с использованием различных техник статистического моделирования оказываются односторонними: либо учитывается негауссовость остатков (используется обычно "бутстрэп"), либо последовательная корреляция (моделируется авторегрессией). Поскольку принципиально вопрос о "правильных" вероятностях этим не решается и выводы остаются прежними (отношение сигнал–шум достаточно велико), по-видимому, для качественного анализа эти усложнения излишни: значительно важнее наличие крупномасштабных областей с когерентными изменениями.

Тренд оценивался за период 1976–2009 гг., т. е., с условного начала современного потепления. Оценки тренда рассчитывались, если в ряду сезонных статистик имелось не менее 80% данных и имелись данные в начальных и конечных 3-летиях периода.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 183



*Температура воздуха*

Функция плотности распределения суточной температуры близко напоминает классическую колоколообразную кривую нормального (Гауссова) распределения: она "почти" унимодальна и симметрична (хотя для отдельных географических локализаций возможны вторичные моды и отклонения от симметрии, связанные с наличием выраженных циркуляционных режимов) и примерно так же быстро спадает с удалением от центра распределения. Процентили нормального распределения однозначно определяются значениями первых 2 моментов: среднего и дисперсии. Можно ожидать, что изменения процентилей суточной температуры в основном определяются изменениями тех же моментов. Увеличение (уменьшение) среднего вызывает смещение распределения в целом и, соответственно, рост (убывание) экстремальных процентилей обоих знаков, а изменение дисперсии – того же знака изменение положительных экстремумов и противоположного знака – отрицательных. Одновременные изменения среднего и дисперсии может, таким образом, приводить к различным результатам в зависимости от соотношения знаков и величины этих изменений.

На рис. 1.7.9 показано географическое распределение коэффициентов линейного тренда 95-го процентиля (***P95***) и 5-го процентиля (***P5***) для зимы и лета ежегодных внутрисезонных нормированных аномалий средней суточной температуры воздуха. Рассматривались нормированные аномалии, чтобы исключить климатические внутрисезонные изменения как средних, так и дисперсии, весьма выраженные для температуры.

Сезонные различия изменений экстремальных процентилей очень велики. Наблюдается также и "асимметрия" в изменениях положительных и отрицательных экстремумов, значительно более явно выраженная для зимнего сезона.

Сравнение с изменениями среднесезонных значений нормированной аномалии (рис. 1.7.10) показывает, что география изменения пороговых значений экстремумов качественно в основных чертах определяется общим смещением распределения температуры. Летом это выраженный рост почти на всей территории РФ с максимумами на западе страны (в особенности – на юго-западе ЕЧР), вокруг Байкала и на дальнем Северо-Востоке (Камчатка, Чукотка); зимой – менее выраженный рост с максимумом на западе и обширная

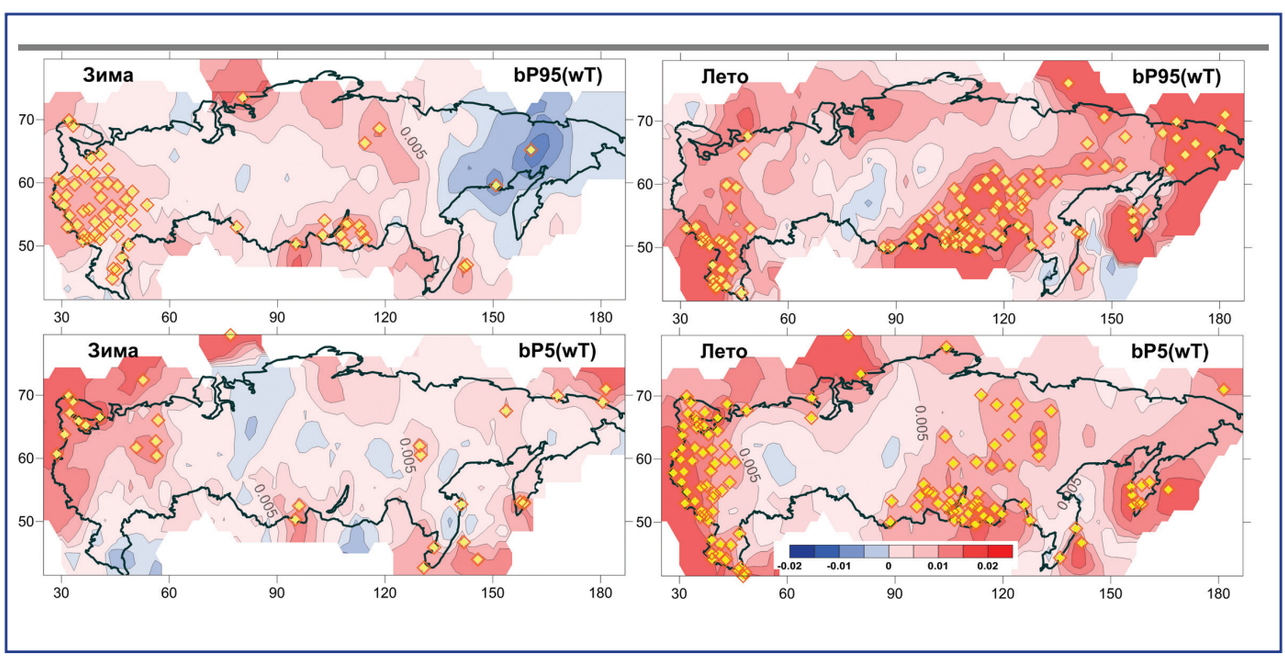



Рис. 1.7.9. Изменения процентилей ***P5*** (б, г) и ***P95*** (а, в) нормированной аномалии температуры (линейный тренд 1976–2009 гг.). Аномалии рассчитаны относительно "постоянного" годового хода за 1976–2009 гг. Шаг изолиний: 0.005°год$^{-1}$. Выделены станции, где тренд значим на уровне 5%.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 184



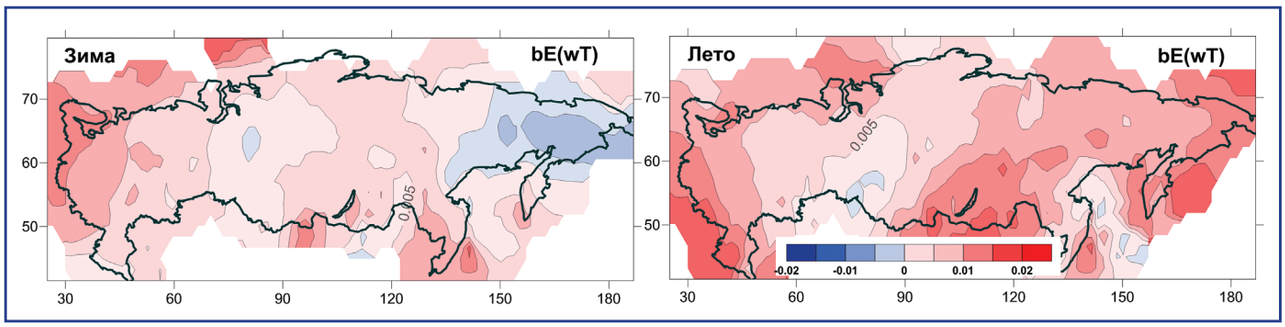



Рис. 1.7.10. Изменение среднесезонной нормированной аномалии температуры (линейный тренд 1976–2009 гг.). Шаг изолиний: 0.005°год$^{-1}$.

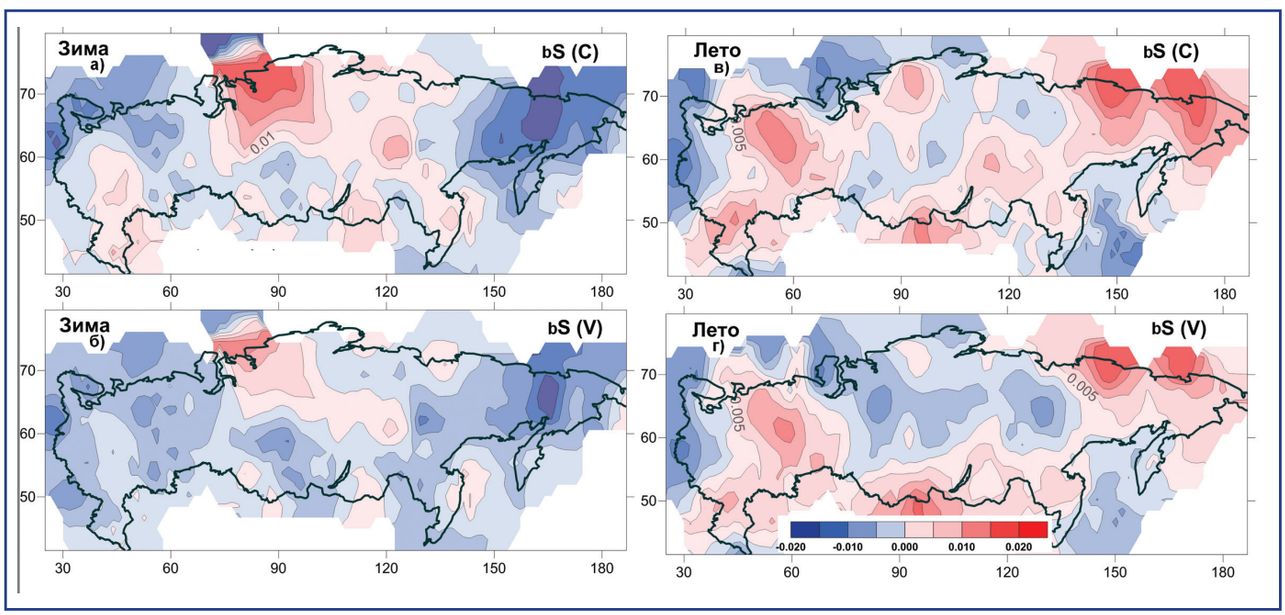



Рис. 1.7.11. Изменение стандартного отклонения аномалий температуры, рассчитанных относительно постоянного годового хода (за 1976–2009 гг.) – а, в, и “переменного” годового хода – б, г, для зимы (а, б) и лета (в, г). Шаг изолиний: 0.00125°год$^{-1}$.

область убывания температур на дальнем Северо-Востоке. Однако имеются отличия в величинах и даже знаках изменения для положительных и отрицательных экстремумов, которые следует анализировать с учетом изменения дисперсии.

При использовании для анализа аномалий относительно постоянного годового хода изменения дисперсии включают также изменения средних, связанные с изменениями амплитуды и формы (включая фазы гармоник) годового хода. Чтобы исключить эти межгодовые изменения годового хода, рассматривались аномалии относительно “переменного” годового хода: отклонения от сглаженного фильтром, отсекающим периоды менее 90 дней, исходного ряда – т. е., за годовой ход принимаются вариации внутри года с периодами от сезона и более (в годовом ходе остаются гармоники с периодами более четверти года). Сезонные статистики отклонений от такого “переменного годового хода” для каждого года можно интерпретировать, как описание собственно внутрисезонной изменчивости для этого года. На рис. 1.7.11 представлен тренд сезонных стандартных отклонений температуры относительно постоянного годового хода, рассчитанного по выборке за 1976–2009 гг., и относительно “переменного” годового хода. В первом случае изменения внутрисезонной дисперсии включают также изменения

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 185



средних, связанные с изменением формы и амплитуды годового хода (но не с изменением среднесезонных величин, поскольку последние исключаются при расчете внутрисезонной дисперсии). Во втором случае исключаются межгодовые изменения годового хода (т. е., полностью исключаются изменения *средних*): остаются "чистые" изменения *внутрисезонной изменчивости*.

Наиболее ярко выраженные отличия изменений экстремумов от изменения сезонных средних и асимметрия изменений положительных и отрицательных экстремумов наблюдаются для ***зимы***. Следует в первую очередь отметить отсутствие области отрицательного тренда на ***дальнем Северо-Востоке*** для величины 5-го процентиля: это значит, что общее выраженное зимнее похолодание в этой области не приводит к углублению экстремумов холода. Напротив, здесь наблюдается некоторое смягчение экстремальных холодов (рост ***P5***). С другой стороны, величины экстремумов тепла (***P95***) снижаются здесь значительно быстрее средних температур. Эти особенности объясняются значительным уменьшением дисперсии температуры в данном регионе.

Также уменьшением дисперсии, но на фоне выраженного роста среднесезонных температур, объясняется то обстоятельство, что максимум роста на ***северо-западе Европейской России*** между 60–70° с.ш. наблюдается только для ***P5***, а величины ***P95*** там хотя и растут, но намного медленнее (максимум роста положительных экстремумов южнее – на западе между 60–70° с.ш., причем тренды в этой области везде статистически значимые).

Важная особенность – усиление экстремумов холода на ***востоке Северного Кавказа***, не сопровождающееся уменьшением сезонных средних и снижением порога положительных экстремумов. Оно как будто объясняется ростом дисперсии в южной половине ЕЧР (рис. 1.7.11а): но здесь ситуация существенно отличается от рассмотренных выше. Рост дисперсии здесь (в отличие от Северо-Востока и Северо-Запада) исключается при рассмотрении аномалий относительно переменного годового хода (рис. 1.7.11б). Таким образом, это уменьшение ***P5*** связано не с изменением внутрисезонной изменчивости, а, по-видимому, с изменением формы годового хода (для уточнения этого вывода необходим, конечно, непосредственный анализ изменений годового хода, что выходит за рамки настоящей работы). Похожая ситуация для ***P5*** (усиление экстремумов холода) наблюдается на ***севере Западной Сибири***, но здесь все же изменения частично связаны с изменением внутрисезонной дисперсии и частично – годового хода.

Изменения границ экстремумов обоих знаков летом значительно более сходны между собой и с изменениями среднесезонных температур, нежели зимой. Ниже перечислены основные различия.

– Рост положительных экстремумов значительно превосходит рост отрицательных на юге ЕЧР, вокруг Байкала, на Северо-Востоке (объясняется ростом дисперсии в этих регионах).
– Наблюдается область усиления отрицательных экстремумов (убывание ***P5***) на Урале, также связанная с ростом дисперсии.
– Максимум роста ***P5*** наблюдается на западе ЕЧР (область убывания дисперсии), а не на юго-западе, как для ***P95*** и среднесезонной температуры.

Обращает на себя внимание очевидная противофаза летних и зимних изменений *собственно* внутрисезонной дисперсии (рис. 1.7.11б и 1.7.11г) на большей части территории РФ, особенно ярко выраженная на Северо-Востоке, на Урале и севере ЕЧР и на юге России (но на западе ЕЧР и зимой, и летом наблюдается убывание межсуточной изменчивости). Преобладающая тенденция зимнего сезона – *убывание* изменчивости, тогда как летом преобладает *рост*.

Обобщенные по крупным регионам (европейской и азиатской частям России – табл. 1.7.2) тенденции изменений ***P95*** и ***P5*** на большей части территории РФ соответствуют ожидаемым при потеплении. Большая часть изменения определяется изменением среднесезонных величин. Летние изменения значительно превосходят зимние, особенно в азиатской части. Летом верхние процентили растут несколько быстрее, а нижние — медленнее, чем средние, что согласуется с общим ростом дисперсии температур летнего сезона. Зимой же, как ***P95***, так и ***P5*** растут медленнее средних, что должно выражаться в изменении асимметрии распределения (в действительности она растет); при этом ***P5*** растет быстрее, чем ***P95***

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 186



*Таблица 1.7.2. Оценки регионально осредненных линейных трендов сезонных (зима и лето) процентилей нормированных отклонений средних суточных температур воздуха от постоянного годового хода и среднесезонных температур (1/100 лет)*

| Регионы | Зима | | Лето | |
|---|---|---|---|---|
| | P5 | P95 | P5 | P95 |
| Европейская часть России | 0.90 | 0.69 | 1.11 | 1.39 |
| *изменения среднесезонных аномалий* | 1.01 | | 1.28 | |
| Азиатская часть России | 0.36 | 0.32 | 0.86 | 1.21 |
| *изменения среднесезонных аномалий* | 0.42 | | 1.08 | |

(особенно в ЕЧР): это выражается в уменьшении дисперсии зимних температур.

Итак, большая часть наблюдаемых изменений экстремальных квантилей температуры *качественно* объясняется изменениями средних (среднесезонных величин и формы годового хода) и внутрисезонной изменчивости. Возникает вопрос, насколько хорошо это описание *количественно*. Здесь, однако, уже нужна модель, связывающая значения рассматриваемых квантилей со средним и дисперсией. Мы рассмотрим простейшую модель, основанную на аппроксимации распределения суточных аномалий внутри сезона Гауссовым распределением. В этом случае изменения трендов процентилей линейно выражаются через изменения среднего и стандартного отклонения.

Оказывается, что для летнего сезона аппроксимация изменений обоих процентилей такой моделью вполне успешна: смещение можно считать пренебрежимым (около 5% стандартного отклонения аппроксимируемых величин трендов на станциях), а дисперсия остатков (“ошибок аппроксимации”) в 19 (17) раз меньше разброса самих величин. Для зимы аппроксимация гораздо хуже. Можно считать ее приблизительно несмещенной. Величина же разброса ошибок аппроксимации лишь незначительно меньше разброса самих величин тренда: менее чем в 2 раза для ***P5***, и лишь на 20% для ***P95***. Такое различие качества аппроксимации для зимы и лета возможно связано со значительно большей интенсивностью зимних режимов циркуляции и, соответственно, их вклада в функции распределения температуры: в результате последние, представляющие собой смеси распределений для различных режимов, значительно больше отклоняются от гауссовости, чем это имеет место летом.

Изменения порогов экстремальных значений для минимальных и максимальных суточных температур представляют зачастую больший практический интерес, чем изменения среднесуточных температур. В особенности это относится к летним температурам (рис. 1.7.12).

Как и для среднесуточных температур, основной характер изменений экстремальных процентилей $T_{min}$ и $T_{max}$ летнего сезона определяется изменением среднесезонных температур. Ему соответствуют основные максимумы роста (на западе ЕЧР, в регионе вокруг Байкала, на дальнем Северо-Востоке) и область убывания в Западной Сибири.

В отличие от среднесезонных температур имеется область убывания на востоке ЕЧР для отрицательных экстремумов как максимальных, так и минимальных суточных температур (и, соответственно, среднесуточной температуры).

Отрицательные экстремумы максимальной температуры в восточной части страны растут незначительно; в частности, практически отсутствуют области роста вокруг Байкала и на дальнем Северо-Востоке. Напротив, экстремумы обоих знаков минимальной температуры значительно растут практически по всей восточной части РФ (восточнее 90° в.д.).

На севере ЕЧР наблюдается максимум роста порогов экстремумов обоих знаков минимальной суточной температуры: т. е. общее положительное смещение распределения минимальной температуры. Именно с этим (и отчасти с ростом порогов отрицательных экстремумов максимальной температуры) связан максимум роста положительных экстремумов среднесуточных температур в этом регионе, в то время как абсолютные экстремумы тепла (положительные экстремумы максимальной температуры) здесь не растут.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 187



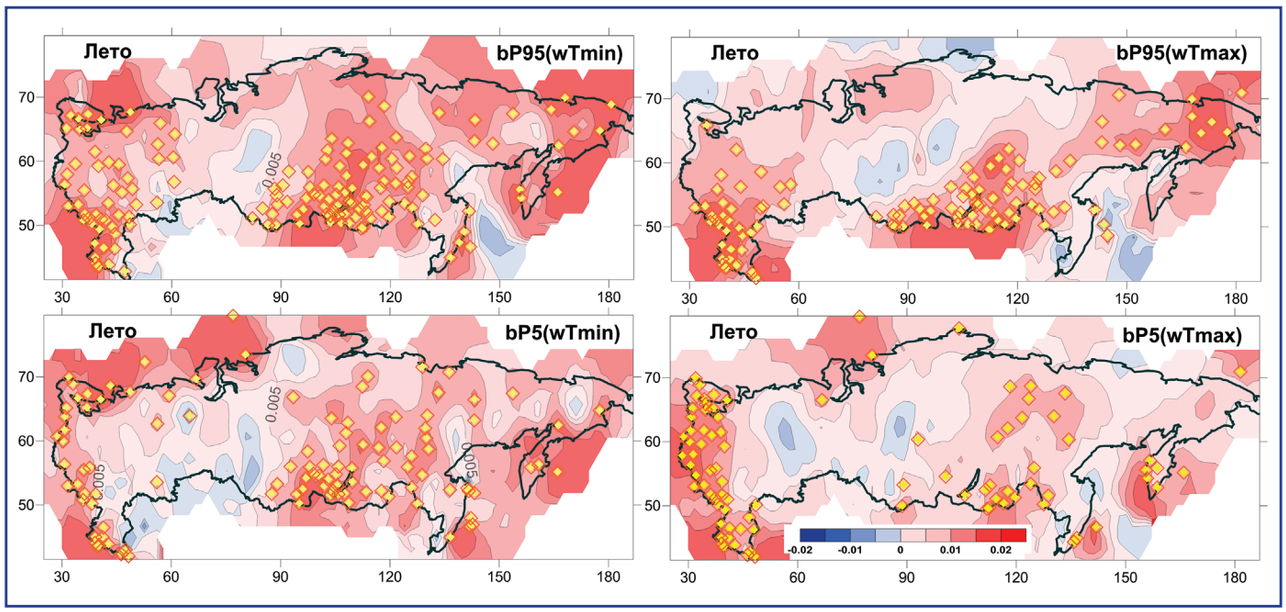



Рис. 1.7.12. Изменения процентилей ***P5*** и ***P95*** нормированной аномалии максимальной и минимальной суточной температуры. Обозначения см. рис. 1.7.2.

*Атмосферные осадки*

Как указывалось во Введении, функция распределения осадков $F(r)$ является смесью непрерывного распределения $\Phi(r)$ на полуоси $r > 0$ (т. е. при их наличии) и дискретного распределения с вероятностью $P_o$, сосредоточенной в 0 (отсутствие осадков).

На рис. 1.7.13 представлены изменения 95-го процентиля "полной" сезонной функции $F(r)$ и величины $P_r = 1 - P_o$ (для большей наглядности анализа изменений 95-го процентиля $F(r)$ показано изменение доли числа дней с осадками $P_r$ вместо $P_o$, т. к. рост процентиля соответствует *росту* $P_r$). Следует, однако, иметь в виду, что в использованном архиве не различаются отсутствие и "следы" осадков (< 0.1 мм). Осадки представлены относительными аномалиями (в долях суточной нормы).

*Зимой* 95-й сезонный процентиль суточных осадков *растет* на большей части территории РФ, причем максимум роста наблюдается в северной половине ЕЧР (здесь тренд значим на многих станциях, особенно, вокруг Белого моря), на севере Сибири, вокруг Байкала и в районе Сахалина. Большая область убывания – на дальнем северо-востоке, и меньшая – в южной части ЕЧР (исключая Северо-Кавказский ФО). *Число зимних дней с осадками* ($P_r$), напротив, *убывает* на большей части страны (т. е., растет число дней без осадков). Максимумы – на Дальнем Востоке (особенно на севере), Западной и Средней Сибири, северо-востоке ЕЧР.

Максимумы роста 95-го процентиля сезонной функции распределения связаны в основном непосредственно с ростом сильных осадков (95-й процентиль функции $\Phi(r)$). В то же время его убывание на Северо-Востоке объясняется преимущественно убыванием числа дней с осадками (на юге ЕЧР действуют оба фактора). Заметим, что рост сильных осадков на большей части территории перекрывает эффект, связанный с ростом числа дней без осадков (особенно явно – на северо-востоке ЕЧР).

*Летом* также преобладает *рост сильных осадков* с максимумами так же, как зимой, в регионе вокруг Байкала и на севере ЕЧР (но исключая Кольский п-ов), и кроме того, на западе ЕЧР (граница с Белоруссией), на Урале, в Магаданской области. Убывание сильных осадков наблюдается на Южном Урале и в Нижнем Поволжье, на севере Западной Сибири, в Забайкалье и Приамурье. В отличие от зимы, летом на большей части территории РФ число дней с осадками *растет* (в особенности в Западной и Средней Сибири). Имеют-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 188



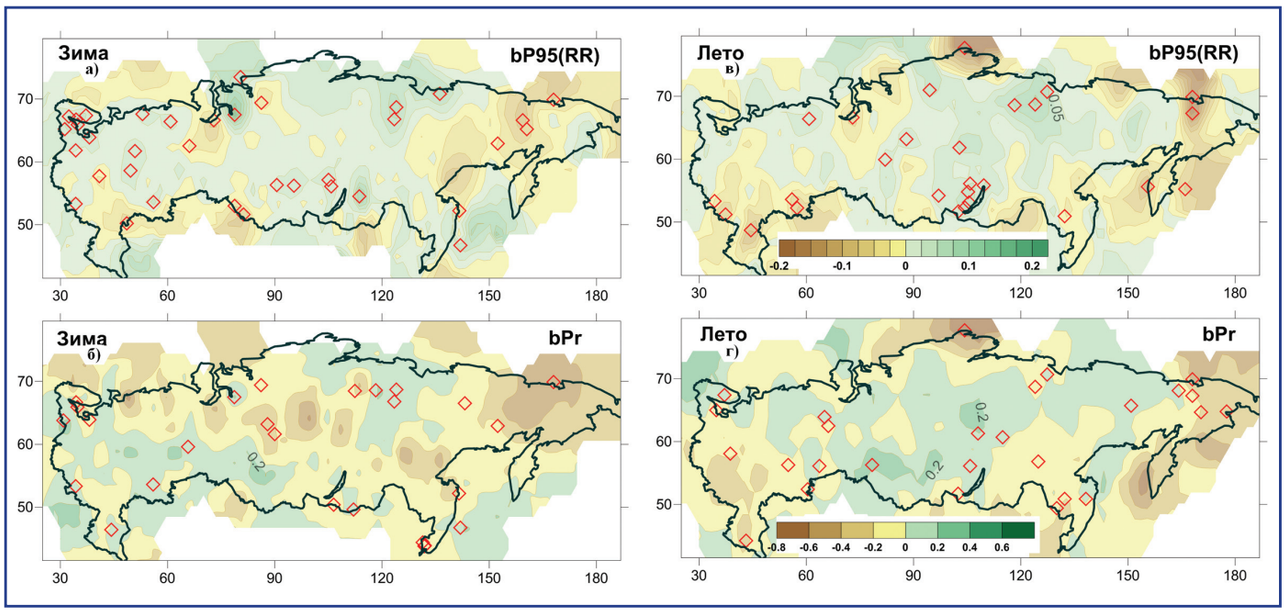



Рис. 1.7.13. Изменения (линейный тренд 1976–2009 гг.) 95-го процентиля полной сезонной функции распределения относительной аномалии (доли суточной нормы) суточных сумм осадков (год$^{-1}$: а, в); изменения доли числа дней с дождем в сезоне (% * год$^{-1}$: б, г). Зима (а, б), лето (в, г).

ся три выраженные области роста числа дней *без* осадков: большая часть ЕЧР (особенно – южная половина; здесь результирующий эффект для ***P95*** суточных осадков всего сезона – убывание), Чукотка-Камчатка и Забайкалье – юг Якутии.

*Волны тепла и холода*

В работе (Клещенко, 2010) анализировались статистики волн тепла и холода в западной части РФ. Под волной тепла (холода) в некоторой географической точке понимался достаточно продолжительный период осуществления крупной аномалии среднесуточной температуры (иначе говоря, выброс временного ряда температуры за заданный уровень). Рассматривались статистики сезонного числа волн (повторяемости), их продолжительности и интенсивности (суммарной, средней и максимальной величины превышения заданного порога на протяжении отдельной волны).

Статистики получены за период 1948–2006 гг. на 14 станциях, расположенных в широтном поясе 55°–57° с.ш. европейской части России и Западной Сибири (от 21° до 93° в.д.), для каждого из четырех календарных сезонов года. В качестве порога продолжительности принимались 3 суток, порога интенсивности – величина стандартного отклонения.

Рассмотрены оценки, осредненные по всем станциям, а также двум группам станций: 6 станций европейской части России и 6 станций Западной Сибири.

Сформулированы следующие выводы. Суммарное число волн каждого знака меняется с сезоном несущественно. Непродолжительные волны тепла имеют наименьшую повторяемость в летний сезон, а наиболее продолжительные – отмечаются как летом, так и зимой. Наибольшая продолжительность волн холода приходится на весну. Температурный режим летнего сезона характеризуется повышенной повторяемостью волн тепла и наибольшими значениями их суммарной продолжительности и интенсивности. Повторяемость волн холода в меньшей степени зависит от сезона, но наибольшие значения их среднесезонной суммарной продолжительности и интенсивности наблюдаются зимой.

Характеристики волн тепла во все сезоны имеют тенденцию к росту, а волн холода – к убыванию. При этом оказалось, что потепление на рассматриваемой территории сопровождается не столько увеличением продолжительности волн тепла (вклад тренда в суммарную дисперсию для рядов средней продолжительности волн за сезон не достигает 8%), сколько ростом их числа (так,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 189



в Сибирском регионе доля дисперсии, объясненной трендом, для рядов числа волн тепла в зимнем и весеннем сезонах превышает 14%).

В (Груза, Ранькова, 2011) проанализирована мощнейшая волна тепла, наблюдавшаяся на территории России в 2010 г. Район максимальной жары охватывал Европейскую часть России. Здесь сезонные аномалии температуры превысили +6.0°С, а в июле (самый жаркий месяц сезона) среднемесячная аномалия температуры на отдельных станциях достигла +8.1°С. На половине станций Европейской России, по которым велся мониторинг температуры, были зафиксированы новые максимумы сезонных температур. Максимальные температуры в дневные часы достигали 40°С и более. Основной причиной формирования рекордно жаркой погоды на европейской территории России, в 2010 году был мощный малоподвижный антициклон, блокирующий западный перенос. Частично величина аномалии может быть объяснена общим ростом температуры последних десятилетий ("глобальное потепление"): его вклад в аномалию летней температуры 2010 г. можно оценить в ~ 2.5–3.0 градуса.

*Засушливые условия*

Во ВНИИСХМ ведется регулярный мониторинг агроклиматических условий на территории России, по данным которого получены оценки трендов ряда параметров, характеризующих засушливость (Сиротенко и др., 2013). В целом по России и для всех Федеральных округов, кроме Северо-Кавказского, в период 1976–2012 гг. влагозапасы пахотного слоя почвы, оцененные на дату возобновления вегетации и в июле (Wвоз. вег., Wиюль), уменьшаются (табл. 1.7.3), растет величина индекса сухости (ИС) М. И. Будыко (отношение испаряемости к годовой сумме осадков: характеризует степень засушливости климата в масштабе года). Растет число дней вегетационного периода, когда влажность пахотного слоя почвы не превышает 10 мм (Nw10) (рис. 1.7.14)

Характерные особенности обширных атмосферных засух выявлены в (Садоков и др., 2008а). Анализ засух 1972, 1975, 1984, 2002 гг., первые три из которых отнесены к ряду жестоких, обширных и продолжительных, выявил общие черты их формирования. К ним в первую очередь относятся нарушение зональной циркуляции атмосферы и появление гребня высокого атмосферного давления над ЕТР. У поверхности Земли в это время преобладает антициклоническое поле, при котором наблюдается бездождье и иссушение почвы. Главное различие состоит во времени наступления засухи – ранняя смена циркуляции атмосферы весной, как правило, ведет к возникновению засух в апреле и мае. Она наиболее опасна для развития растений, которые в этот период нуждаются в тепле и влаге; поздняя засуха бывает в июне–августе, она губит растения до их созревания.

Анализ показателей погодных условий зимой (Wi) и летом (Sa), выполненный для семи регионов европейской территории России (Садоков и др., 2008б) позволяет судить о повторяемости теплых и холодных периодов зимой и летних условий засух и избыточного увлажнения и их сопря-

*Таблица 1.7.3. Оценки трендов показателей влажностного режима на территории земледельческой зоны России за 1976–2012 гг. (ед./10 лет)*

| **Федеральный округ** | **Характеристики влажностного режима** | | | |
|---|---|---|---|---|
| | **ИС, б/р** | **$W_{воз.вег.}$, мм** | **$W_{июль}$, мм** | **$N_{w10}$, сут** |
| Северо-Западный | 0.02 | –0.7 | –2.6 | 0.9 |
| Центральный | 0.06 | –1.2 | –2.8 | 4.5 |
| Приволжский | 0.06 | –0.9 | –1.6 | 4.7 |
| Южный | 0.01 | –0.4 | –0.6 | 0.5 |
| Северо-Кавказский | –0.03 | –0.6 | 0.1 | –1.7 |
| Уральский | 0.04 | –0.2 | –1.4 | 2.2 |
| Сибирский | 0.01 | –0.1 | –0.5 | 1.2 |
| Дальневосточный | 0.01 | –0.6 | –1.2 | 1.1 |
| **Россия** | **0.03** | **–0.5** | **–1.4** | **2.4** |

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 190



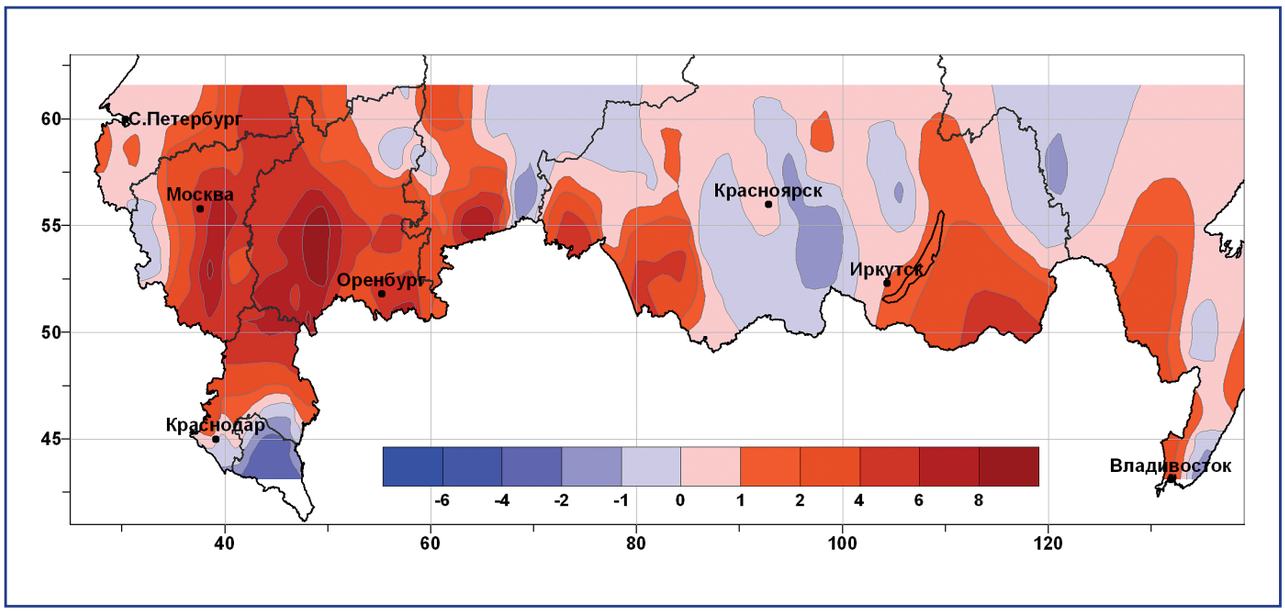



Рис. 1.7.14. Тренд числа дней за вегетационный период (сут/10 лет) с влагозапасами пахотного слоя почвы ниже 10 мм (период 1976–2012 гг.).

женности. Оценки сопряженности теплых и холодных зимних условий с условиями увлажнения в последующий вегетационный период совместно с данными об изменении температурного режима дают информацию о потенциальном изменении засушливости.

Полученные результаты указывают на постепенное потепление зим в 1950–2002 гг. Если в 1950–1980 гг. отмечено 100 холодных зим, а в 1981–2002 гг. – только 40, то теплых зим в первом периоде оказалось 66, а во втором – 107.

Анализ сопряженности свидетельствует о преобладании засух после теплых зим в Северо-Западном регионе ЕТР (75% случаев), в Северном (67% случаев), а также в Волго-Вятском и Северо-Кавказском регионах (65% случаев). В Центрально-Черноземном и Поволжском регионах засуха чаще наступала после холодной зимы, и сопряженность оценивается соответственно 57 и 58%, а в Центральном – 50%.

Оценки по месяцам на всей территории позволяют сделать вывод, что после теплой зимы засуха чаще была в апреле (76%) и июле (62%), а после холодной – в мае (59%) и августе (58%).

Избыточное увлажнение после теплой зимы отмечено в Центрально-Черноземном и Северо-Кавказском регионах (71 и 64% соответственно), после холодной зимы – в Волго-Вятском и Поволжском регионах (59 и 71% соответственно). Оценка сопряженности по месяцам на всей территории показывает, что чаще всего после холодной зимы избыточное увлажнение бывает в июле (74%) и августе (62%). После теплой зимы избыточное увлажнение наступает в 38–56% случаев.

### 1.7.3. Крупномасштабные атмосферные вихри

С циклонами и антициклонами (в том числе блокирующими) связаны различные погодные экстремумы (волны тепла и холода, сильные дожди и засуха, сильные ветры и т. д.). Анализ распределений и изменений характеристик атмосферных вихрей важен для оценки гидрометеорологических рисков (Голицын и др., 2007б). Изменения региональной циклонической/антициклонической активности тесно связаны с ведущими модами климатической изменчивости, такими, как САК (Lau, 1988; Бардин, Полонский, 2005; Polonsky et al., 2012), Тихоокеанская декадная осцилляция (Trenberth, Hurrell, 1994). Общий теоретический анализ возможных изменений вихревой активности в связи с глобальным потеплением (Held, 1993; Мохов и др.,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 191



1992) приводит к неоднозначным результатам: изменения различных свойств устойчивости атмосферы, возможные при потеплении, приводят к разного направления изменениям скорости генерации вихрей в целом; то обстоятельство, что основные области циклогенеза весьма ограничены географически, еще осложняет ситуацию. Понимание региональных изменений явно недостаточно; в связи с этим важны эмпирические оценки.

*Циклоны и антициклоны*

Результаты моделирования указывают на общее уменьшение числа циклонов и антициклонов при потеплении (Голицын и др., 2007а, б, Акперов и др., 2007). Однако в работе (Held, 1993) указывается на возможность увеличения числа глубоких циклонов при потеплении; это подтверждается для областей основных штормтреков результатами (Ulbrich et al., 2013).

На рис. 1.7.15 показаны функции распределения сезонной повторяемости циклонических центров над областью 25–60° в.д., 40–75° с.ш. в зависимости от глубины циклона $\delta Z$ (разность значений высоты изобарической поверхности 1000 гПа в центре и внешней замкнутой изогипсы) за два последовательных 30-летних периода по данным реанализа NCEP/NCAR (Голицын и др., 2007а, б). В цитированной статье функции распределения строились в зависимости от величины $(\delta \boldsymbol{p})^2$, имеющей смысл энергии вихря, и использовалась нормировка; в данном случае это не очень важно для анализа, так что использована непосредственно глубина, что более привычно.

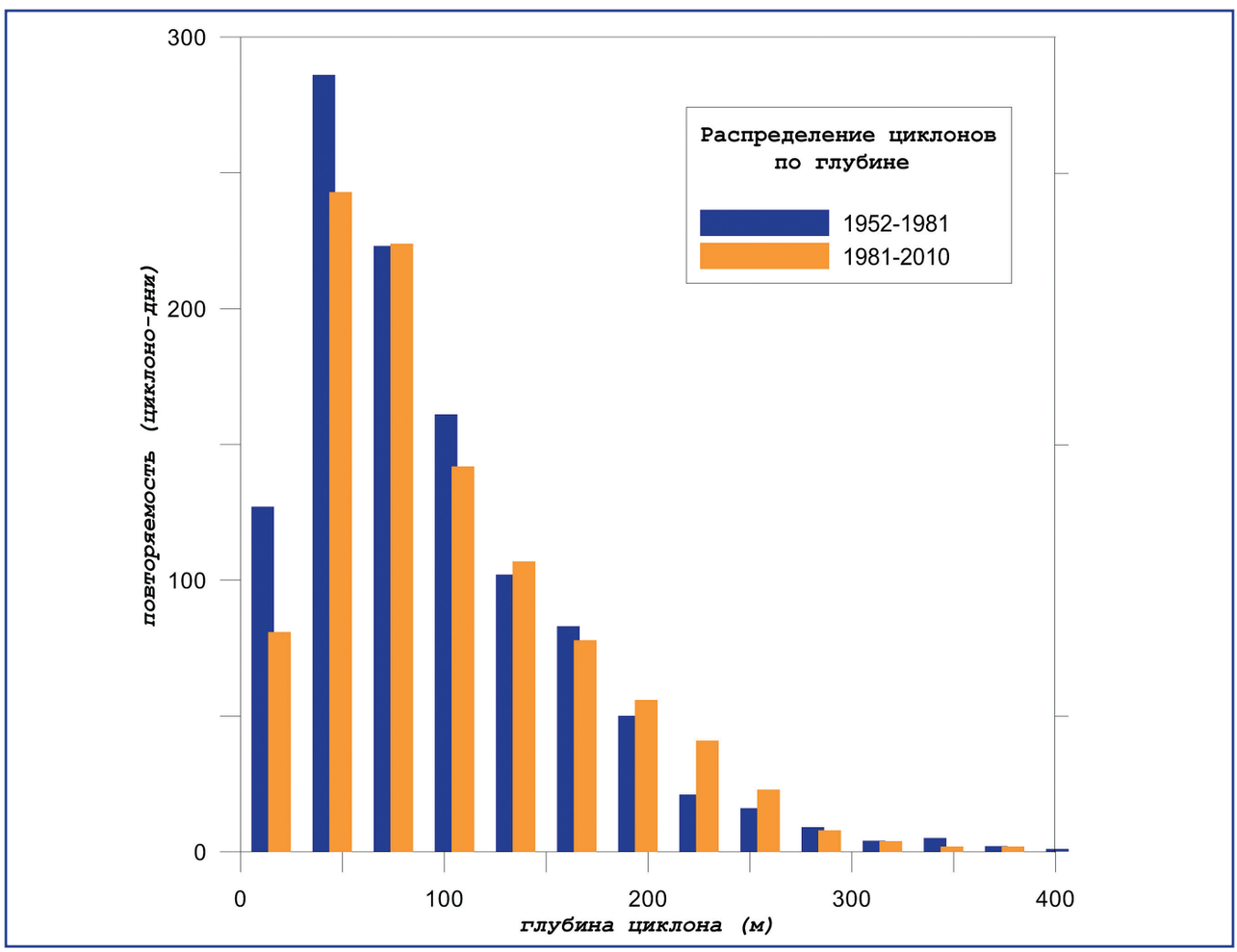



Рис. 1.7.15. Функции распределения числа циклоно-дней в зависимости от интенсивности (глубины) циклона зимой над регионом 25–60° в.д., 40–75° с.ш. для двух периодов: 1965–1980 гг. и 1996–2010 гг. (метод см. – Голицын и др., 2007а).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 192



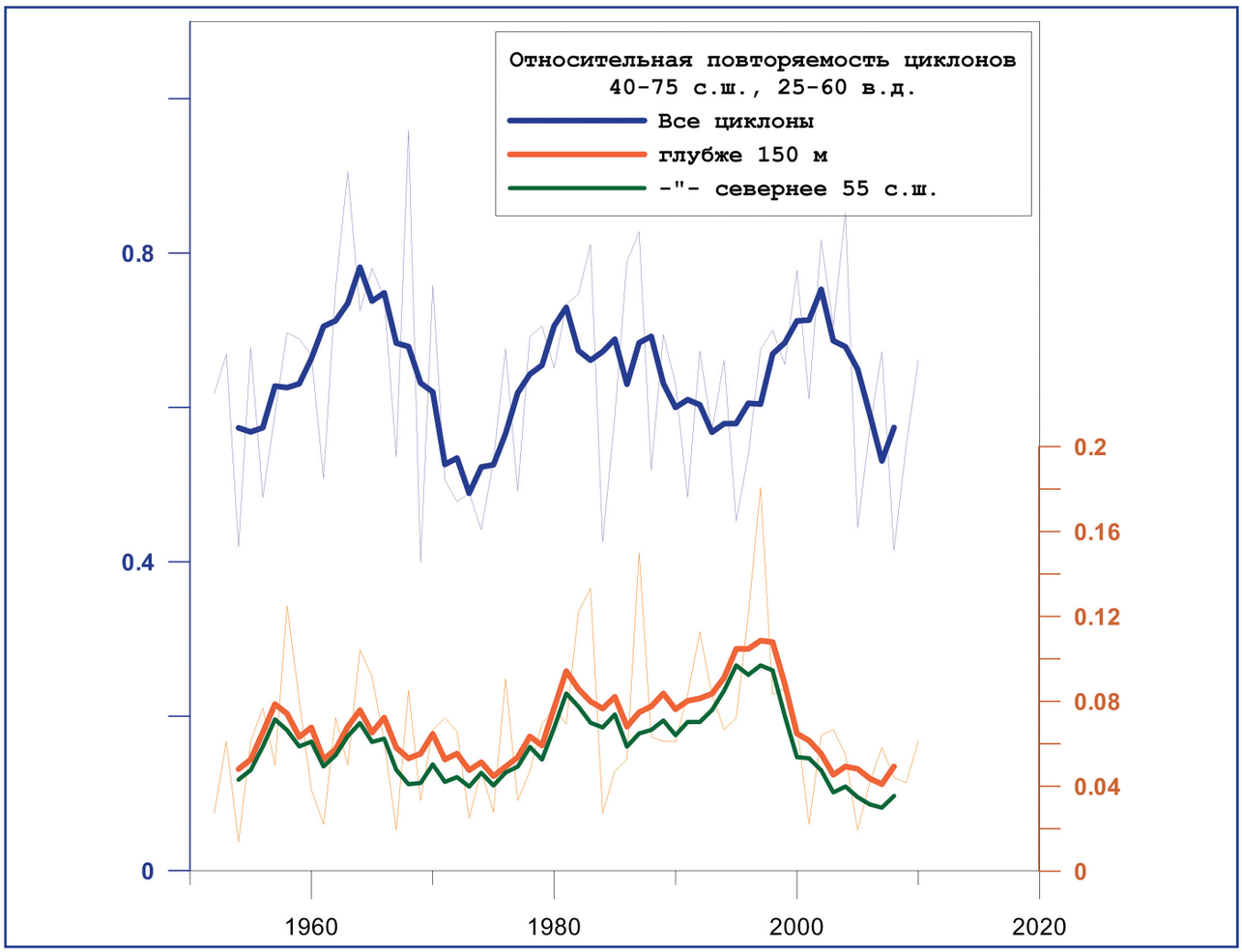



Рис. 1.7.16. Временные ряды относительной повторяемости зимних циклонов над регионом 25–60° в.д., 40–75° с.ш. (среднее за сутки в течение сезона число циклонических центров над регионом: циклоно-дни) для всех циклонов (синяя линия) и циклонов глубиной более 150 м: для всего региона (оранжевая линия), части региона севернее 55° с.ш. (зеленая линия). Показаны сезонные значения и 5-летние скользящие средние (для глубоких циклонов в северной части региона – только сглаженная кривая).

Общее число наблюдавшихся в регионе циклонических центров в первом периоде примерно на 8% больше, чем во втором. Как видно из диаграммы, это объясняется в основном уменьшением количества слабых (мелких) циклонов (отметим, что рассматривались лишь циклоны со временем жизни от полутора суток, поэтому совсем мелких циклонов глубиной < 50 м сравнительно немного: это в основном короткоживущие циклоны). С другой стороны, число глубоких циклонов во втором периоде заметно больше (но самых глубоких, > 300 м – примерно поровну и очень мало).

Однако рис. 1.7.16 показывает, что уменьшение общего числа циклонов происходит на фоне очень большой межгодовой и междесятилетней изменчивости. Изменение же числа глубоких циклонов (> 150 м) в основном следует изменениям САК: рост до конца 1990-х гг. с последующим убыванием. При этом следует иметь в виду, что такие глубокие циклоны преимущественно (87%) наблюдаются к северу от 55°, где колебания повторяемости циклонов находятся в фазе с колебаниями САК (Бардин, Полонский, 2005; Polonsky et al., 2012) (в Средиземноморско-Черноморском регионе – в противофазе), так что наблюдаемые изменения повторяемости глубоких циклонов связаны с естественными колебаниями климата.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 193



*Индексы блокирования*

Важные региональные циркуляционные режимы умеренных широт – эпизоды блокирования зонального переноса, тесно связаны с экстремумами температуры: летом – с высокими температурами непосредственно в области блокирующего антициклона и отрицательными аномалиями в смежных областях выше и ниже вдоль зонального потока, зимой – с различными структурами чередующихся областей аномалии противоположных знаков в зависимости от географической локализации блокинга (Rex, 1951; Trigo et al., 2004; Бардин, 2007). Наиболее интенсивные засухи связаны с продолжительными эпизодами блокирования (Обухов и др., 1984). В некоторых случаях статистика экстремумов температуры в основном определяется эпизодами блокирования: например, для летних температур на востоке европейской России, Урале и в Западной Сибири до 70–80° с.ш. большая часть (> 70%) экстремально жарких (выше 95-го процентиля) дней ассоциируется с блокированием в районе Уральских гор (Бардин, 2007). Таким образом, для анализа региональных изменений экстремумов температуры весьма важны тенденции изменения частот и продолжительности блокирований.

На рис. 1.7.17 представлены для летнего сезона тренды суммарной продолжительности эпизодов антициклонической квазистационарной циркуляции (АКЦ) в европейской России и Уральской области высокой повторяемости АКЦ. Эпизоды определялись как периоды продолжительностью более 5 дней “стационирования” антициклона или гребня в средней тропосфере; под “стационированием” понимается достаточно медленное перемещение, при котором последовательные экземпляры антициклонического образования в течение всего эпизода имеют общую область (Бардин, 2007). Для европейской России в целом за весь период 1952–2010 гг. тренд практически от-

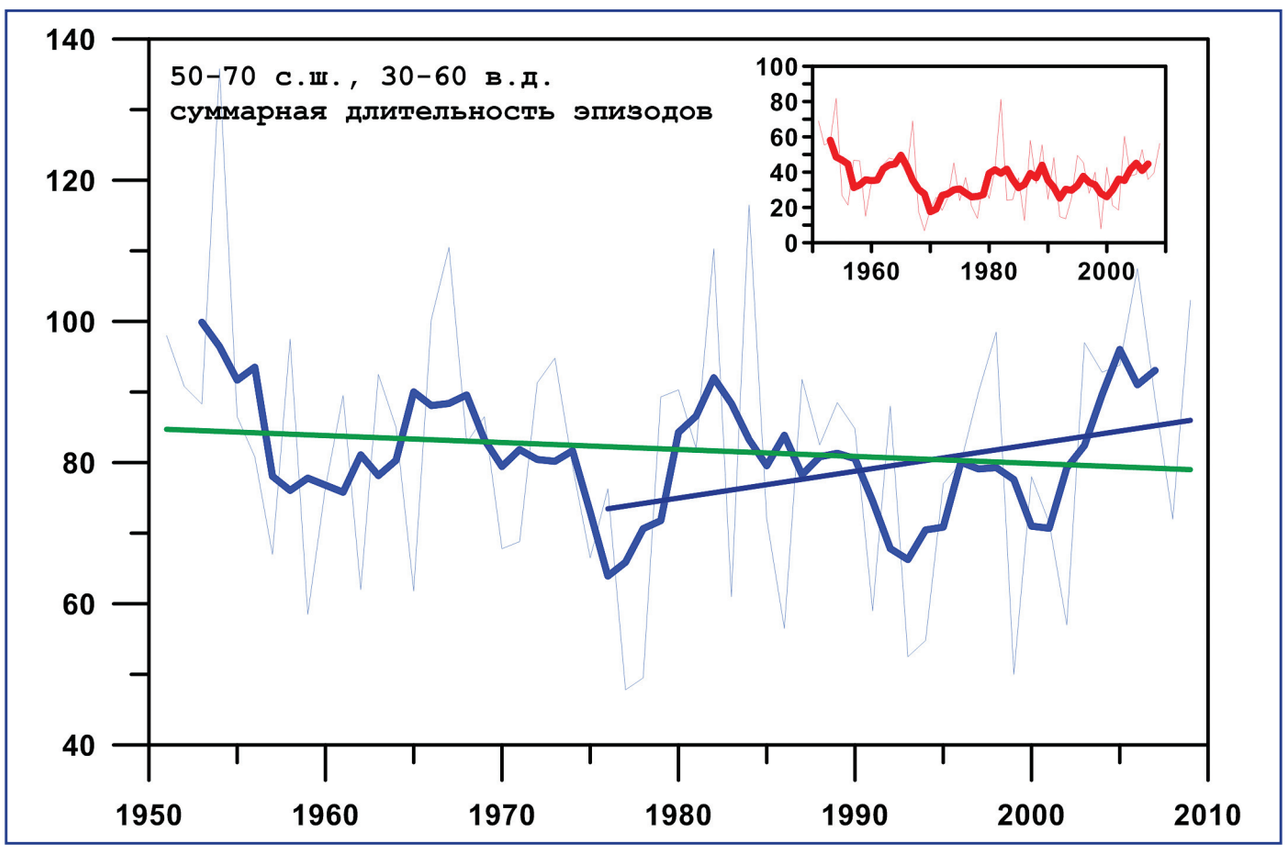



Рис. 1.7.17. Временные ряды суммарной продолжительности летних эпизодов квазистационарной антициклонической циркуляции в центральных и северных областях ЕЧР (50–70° с.ш., 30–60° в.д.) и (врезка) в районе Северного Урала (55–65° с.ш., 55–65° в.д.).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 194



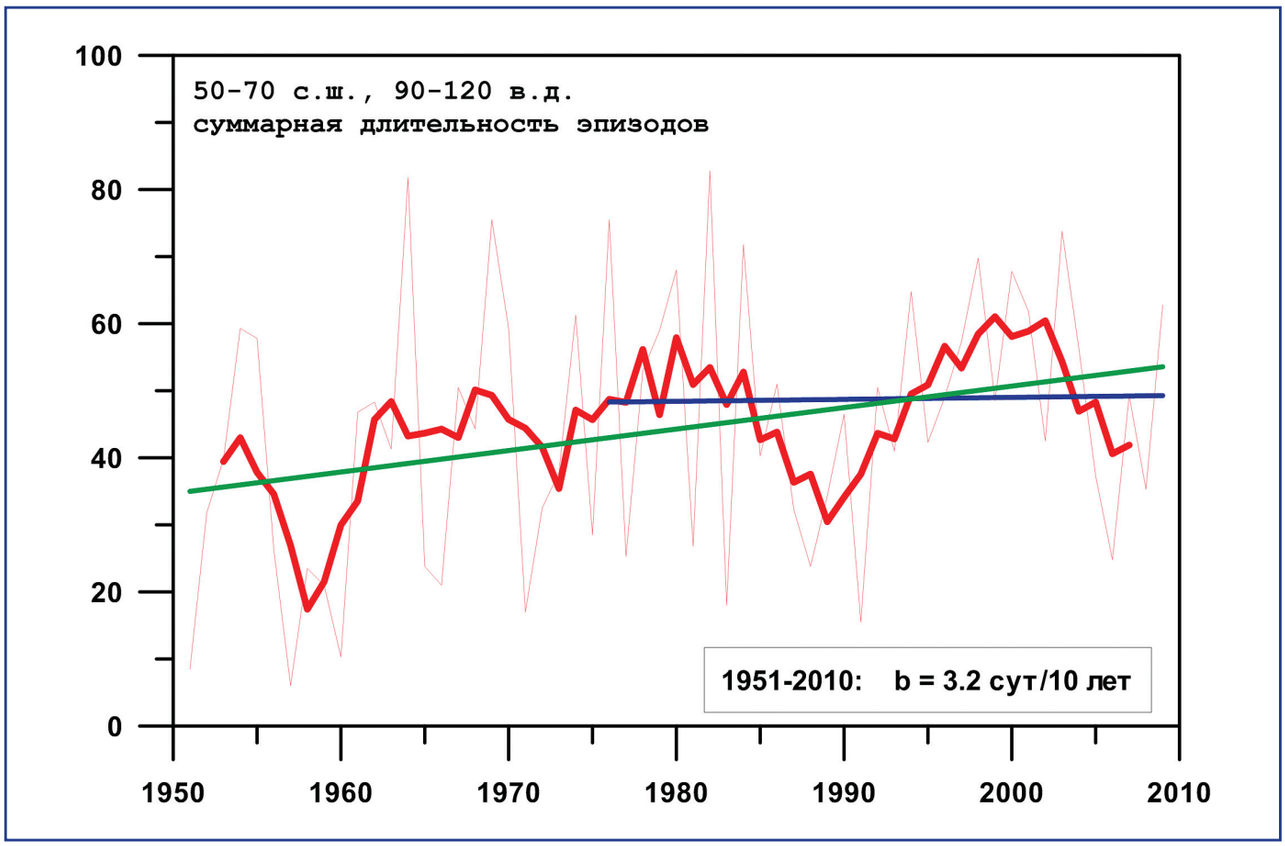



Рис. 1.7.18. Временные ряды суммарной продолжительности летних эпизодов квазистационарной антициклонической циркуляции в Средней Сибири (50–70° с.ш., 90–120° в.д.) и (врезка) в районе Северного Урала (55–65° с.ш., 55–65° в.д.).

сутствует, но с середины 1970-х гг. наблюдается определенный рост (незначимый на фоне межгодовых колебаний), в основном за счет последнего десятилетия. Аналогично ведет себя сезонная повторяемость АКЦ в Уральской области: незначительный рост с 1970-х гг. в основном связан с первым десятилетием XXI века, в то время как за период до 2000 г., как указывалось в цитированной статье, тенденции практически отсутствуют. С трендом 1976–2010 гг. возможно связано различие изменений положительных и отрицательных экстремумов температуры в районе Урала (рис. 1.7.9): рост 95-го процентиля (экстремумы тепла) при убывании 5-го.

В ОД_РФ-1 были приведены оценки трендов индекса блокирования (Груза, Коровкина, 1991), основанного на сохранении знака вихревой компоненты (отклонения от зонального среднего) геопотенциала H500 в точках на широте 60 градусов. Отмечен значительный положительный тренд индекса за 1951–2006 гг. летом в Средней Сибири (90–120° в.д.). На рис. 1.7.18 для периода 1952–2010 гг. приведен временной ряд сезонной продолжительности эпизодов АКЦ в этой области. Следует отметить, что для периода в целом положительный тренд сохраняется и имеет такой же порядок (~ 3 сут/10 лет). Однако в основной период потепления (после 1976 г.) тенденция отсутствует. Наблюдаются очень сильные междесятилетние колебания с периодом порядка 15–17 лет.

### 1.7.4. Опасные гидрометеорологические явления

На рис. 1.7.19 приведены данные о динамике количества гидрометеорологических опасных явлений (ОЯ) за 1996–2012 гг., относящихся лишь к опасным явлениям и комплексам гидрометеорологических явлений (включая гидрологические и агрометеорологические явления) на территории РФ,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 195



которые нанесли значительный ущерб отраслям экономики и жизнедеятельности населения (Голубев и др., 2013). За рассмотренный период наблюдался значительный рост числа таких ОЯ. 2012 г. стал рекордным по количеству ОЯ за прошедшие 17 лет. В 2012 г. отмечалось 469 гидрометеорологических ОЯ, нанесших ущерб, а в 2010 г. – 467 ОЯ. Линейный тренд за 1996–2012 гг. составил 188/10 лет (коэффициент детерминации – 79%). Данные за более ранние годы (с 1991 г.) приводятся в (Бедрицкий и др., 2007); среднее годовое число ОЯ за период 1991–2012 гг. – 180, т. е., примерно на уровне 1996–2000 гг.

В (Бедрицкий и др., 2007) приводятся данные об экономических потерях в Российской Федерации от опасных гидрометеорологических явлений и неблагоприятных погодных условий: 60 млрд руб. за 1995–2003 гг. Данные за 1991–2005 гг. указывают устойчивый рост потерь сельского хозяйства от гидрометеорологических ОЯ и неблагоприятных условий погоды (НУП). Из секторов экономики наиболее чувствительны к различным гидрометеорологическим ОЯ и НУП ЖКХ (~ 1700 ОЯ и НУП нанесли ущерб ЖКХ за 1991–2005 гг.), ТЭК (~ 1300), транспорт (~ 1000) и сельское хозяйство (~ 1000). Другие отрасли экономики (строительство, лесное хозяйство, авиация, морской и речной транспорт) и население страдают от значительно меньшего числа гидрометеорологических ОЯ и НУП: < 200 случаев для каждого за тот же период.

Статистика отдельно только метеорологических опасных явлений (независимо от нанесенного ущерба), приведенная на рис. 1.7.20 для года в целом и для лета и зимы (в годовом ходе числа метеорологических ОЯ наблюдается два максимума: основной летом и вторичный зимой), показывает, что значительный рост числа ОЯ наблюдается как для года в целом, так и для обоих сезонов.

Причины столь явного роста количества разнородных гидрометеорологических экстремумов неясны. Одна из возможностей состоит в том, что

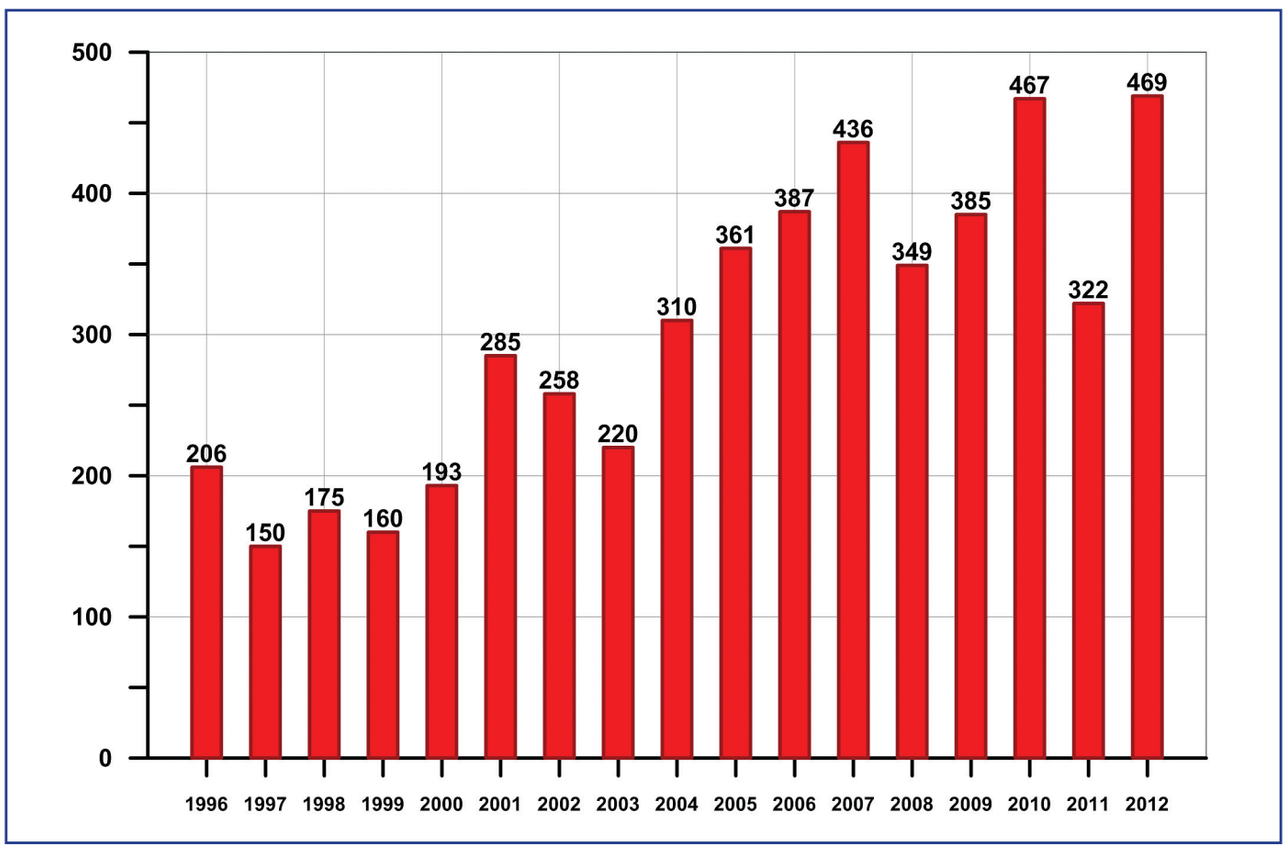



Рис. 1.7.19. Распределение числа гидрометеорологических ОЯ, нанесших значительный ущерб, по годам с 1996 по 2012 г.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 196



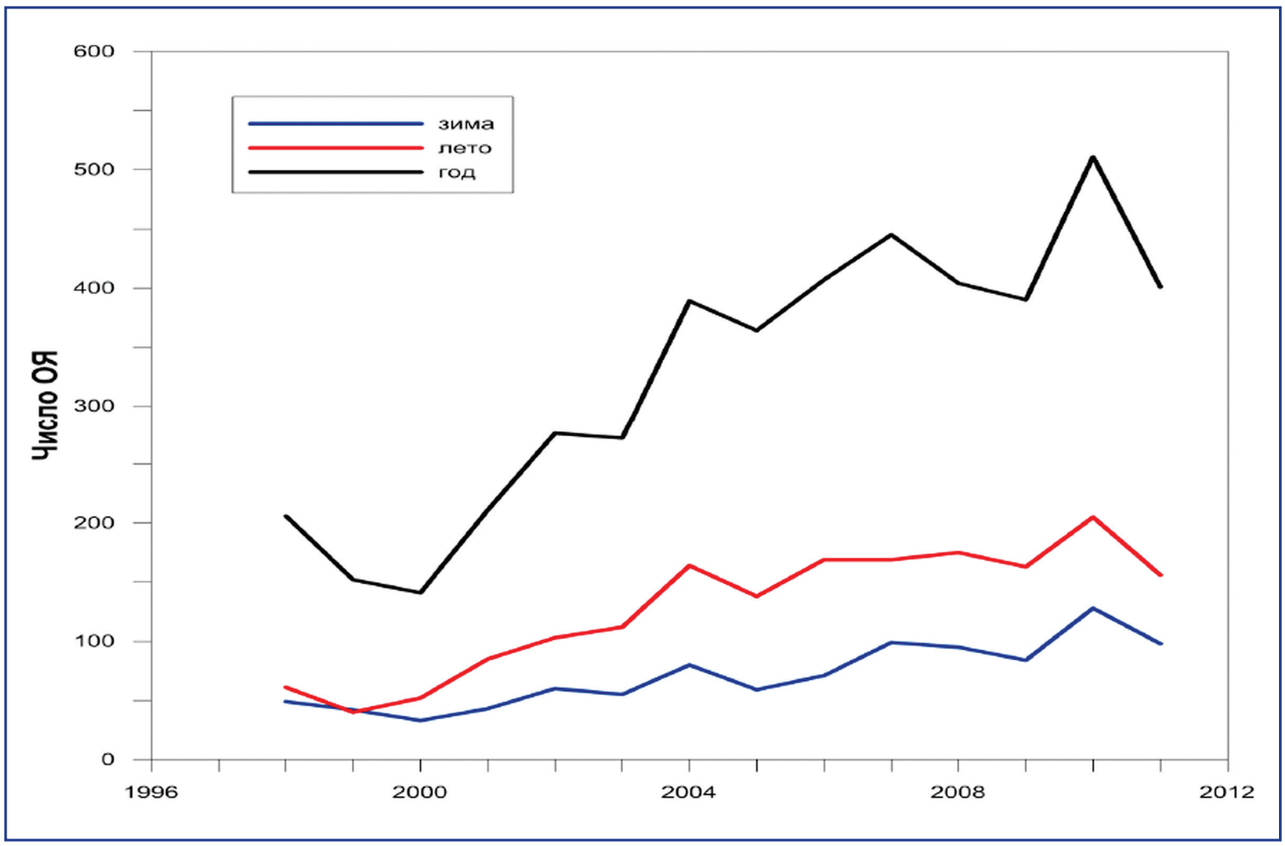



Рис. 1.7.20. Динамика количества метеорологических ОЯ за период с 1998 по 2011 годы.

эти изменения – артефакт, связанный с увеличением общего числа гидрометеорологических сводок при постепенном восстановлении сети гидрометеорологических наблюдений в 2000-е годы после ее катастрофического обрушения в начале 1990-х гг., поскольку рассматривались суммарные количества без всякой нормировки на число поступивших сводок. По крайней мере, частично это несомненно верно. Однако имеется (отчасти косвенное) подтверждение того, что все же значительная часть наблюдаемого тренда не связана с изменениями сети. Именно, в качестве индекса изменений сети было использовано общее число пришедших за год телеграмм CLIMAT с сети станций РФ (310 станций), используемых в регулярном мониторинге климата. Их число растет в среднем за год от 223 в 1996 г. до 256–258 в 2010-е годы. Тем не менее, нормированный на этот индекс ряд числа гидрометеорологических ОЯ, нанесших значительный ущерб, по-прежнему содержит очевидный значимый тренд (коэффициент детерминации 0.74).

Можно предполагать, что значительная часть изменений числа ОЯ связана с теми из них, которые связаны с рассмотренными выше изменениями экстремумов осадков и в особенности температуры, для которых наблюдается общий рост, особенно выраженный в теплый период; однако требуется специальный анализ, чтобы определить общий вклад таких ОЯ в суммарный тренд.

*Атмосферное электричество и грозы*

Грозы представляют серьезную опасность для разных отраслей хозяйства (авиация, сельское хозяйство, лесное хозяйство, связь, электроэнергетика и др.), а также угрозу для жизни человека. Этим обусловлена важность изучения генезиса, пространственно-временного распределения, повторяемости, интенсивности таких явлений и тенденций их изменений. В 2012 г. в Главной геофизической обсерватории прошла VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству, в рамках которой работала секция “Атмосферное электричество, метеоро-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 197



логия и климат", где рассматривались вопросы этого ряда.

Работ, где непосредственно анализировались изменения грозовой активности, представлено немного. В (Горбатенко, Константинова, 2012) приводятся результаты исследования многолетних рядов числа дней с грозой над территориями, различными по своему географическому положению: юго-восток Западной Сибири и Алтай, Европа. Для исследований использованы данные метеорологических станций за период 1880–2011 гг. В 20 веке максимальные значения грозовой активности (над северным полушарием) отмечались в 1950–1960-е гг. После этого, почти до середины 1980-х, наблюдалось повсеместное уменьшение грозовой активности. В последние десятилетия на юго-востоке Западной Сибири (средние значения по 6 станциям) и на территории горного Алтая направленных тенденций грозовой активности не наблюдается.

Формирование гроз – сложный атмосферный процесс, зависящий от метеорологических условий и характеристик атмосферного электричества. В (Анисимов, 2012) представлены результаты мониторинга аэроэлектрического поля по данным наблюдений обсерватории "Борок" в 1998–2011 гг. Автор делает заключение об отсутствии в ряду линейного тренда; однако приведенный график позволяет заключить, что после 2001 г. наблюдается рост годовых максимумов (летом) напряженности электрического поля в приземной атмосфере. В ряде работ приводятся результаты анализа метеорологических условий формирования гроз. К сожалению, не делается попыток анализа тенденций изменения частоты условий, благоприятных для формирования гроз.

### 1.7.5. Заключение

Анализ изменений экстремальных температур летнего и зимнего сезонов с середины 1970-х гг. (условное начало современного потепления) показывает, что на большей части территории страны изменения индексов экстремумов происходят в соответствии с общим потеплением: повторяемость экстремально теплых эпизодов растет, холодных – уменьшается; растут пороги как положительных, так и отрицательных экстремумов (т. е., как самые холодные, так и наиболее теплые эпизоды становятся теплее). Однако имеются важные региональные особенности. Изменения температуры на хвостах распределений в ряде регионов происходят быстрее или медленнее относительно изменений средних, а в ряде случаев и разнонаправлено, т. е. с течением времени меняется форма распределения. На заметные различия в изменениях климатических характеристик в разных частях их вероятностных распределений обращается внимание в работах (Школьник и др., 2007; Ferro et al., 2005; Hegerl et al., 2006; Shkolnik et al., 2010), в частности отмечается, что изменения региональной атмосферной циркуляции могут приводить к эволюции формы распределений, их расширению или сжатию, уменьшению или увеличению асимметрии. Часть этих особенностей является проявлением географической неоднородности изменений среднесезонных температур, наиболее выраженной зимой и связанной преимущественно с долгопериодными изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции (Wallace et al., 1996; Thompson, Wallace, 1998; Corti, et al., 1999; для территории РФ: Оценочный доклад, 2008; Попова, Шмакин, 2006; Бардин, 2011; Крыжов, 2004; и т. д.), которые в свою очередь являются проявлениями низкочастотной изменчивости в климатической системе. Такова, в частности, природа зимнего максимума потепления в западной части ЕЧР, связанного с долгопериодной изменчивостью Североатлантического колебания (САК; Hurrell, Vanloon, 1997; Hurrell et al., 2003; Оцеочный доклад, 2008): это избыточное потепление, связанное с увеличенной адвекцией тепла из региона Северной Атлантики в положительной фазе САК, было особенно велико в период с 1960-х до середины 1990-х гг., когда наблюдался значительный положительный тренд САК. Трудно судить, какова антропогенная составляющая этих изменений. По-видимому, основная часть долгопериодных изменений САК связана с естественной изменчивостью в системе океан–атмосфера. Часть климатических моделей демонстрируют тренд (положительный) САК в экспериментах с изменением концентрации парниковых газов (Stephenson et al., 2006), но лишь немногие – значимый, а некоторые – отрицательный (Бардин, 2011).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 198



Другая устойчивая особенность зимних изменений температуры – похолодание на дальнем северо-востоке РФ – проявляется только в убывании положительных экстремумов температуры, что качественно объясняется значительным уменьшением внутрисезонной изменчивости в этом регионе. Причина этого явления неясна: можно предположить, что, оно связано с изменениями фазы Тихоокеанской декадной осцилляции (Mantua et al., 1997, Mantua, Hare, 2002; Trenberth, Hurrel, 1994), возможно, как части Арктического колебания (Wallace et al., 1996). Изменения внутрисезонной изменчивости температуры достаточно значительны и ответственны за существенные региональные отличия в величине скорости и даже знаке изменений экстремумов от изменений средних сезонных величин (например, усиление экстремумов холода зимой – на Северном Кавказе и летом – на востоке ЕЧР).

Изменения пороговых значений экстремальных температур летнего сезона в основном объясняются, в том числе – количественно, изменениями средних (в основном изменениями среднесезонных температур, но имеются и особенности, связанные с изменениями формы годового хода) и внутрисезонной дисперсии в рамках Гауссовой модели для функции распределения. Что касается зимы, то здесь отклонения изменений экстремальных процентилей находятся в качественном согласии с изменениями внутрисезонной изменчивости. Количественно модель, связывающая изменения экстремальных квантилей с изменениями среднего и дисперсии в предположении гауссовости, оказывается неадекватной. Причины этого явления неясны и требуют дальнейшего изучения. Возможно, значительные отклонения от гауссовости в зимний сезон связаны со значительно большей выраженностью отдельных зимних режимов циркуляции, вносящих вклад в формирование функции распределения температур. Региональные особенности изменений межсуточной внутрисезонной изменчивости температуры и тем более их причины изучены еще хуже, чем региональные особенности изменений средних сезонных величин и их причины.

В отличие от температуры, изменения осадков нельзя связать непосредственно с антропогенными изменениями концентрации таких парниковых газов, как двуокись углерода или метан. В первую очередь они могут быть следствиями региональных изменений циклонической и антициклонической активности, как проявлений естественной внутренней изменчивости климатической системы. Однако нельзя исключить, и влияние глобального потепления: изменение влагосодержания атмосферы совместно с изменениями циклонической активности вследствие изменения ряда параметров климатической системы, таких, как общая бароклинность, радиус дефомации Россби и др. (Held 1993; Trenberth, 1999; Голицын и др., 2007а, б). Во всяком случае, даже для той части изменения режима осадков, которая связана с потеплением, следует ожидать значительно более выраженных региональных различий, чем для температуры. Изменения экстремумов осадков значительно сложнее анализировать также из-за необычного характера их распределения, являющегося смесью дискретного для случаев отсутствия осадков и непрерывного при их наличии; в результате возникают сложности уже при определении порогов экстремальных значений. Поэтому результаты для осадков имеют в основном описательный характер: мы можем при принятом подходе как правило делать лишь качественные заключения о том, что осадки, входящие в $k$ наибольших за сезон (либо число дней без осадков – или с неизмеримо малыми осадками), демонстрируют ту или иную тенденцию в определенном регионе.

Основной вывод относительно зимних осадков состоит в том, что экстремально сильные осадки растут на большей части территории страны; область, где они убывают – это в первую очередь дальний северо-восток. С другой стороны, также на большей части страны растет число дней без осадков. Летом также на большей части РФ наблюдается рост экстремально сильных осадков, хотя это и не так явно выражено, как зимой. В южных, центральных и западных районах ЕЧР, в Забайкалье, на Камчатке и Чукотке растет число дней без осадков.

Очень важны такие сложные экстремумы, зависящие от сочетания температуры и осадков, как засухи. Основной результат здесь – рост засушливости на большей части земледельческой зоны России. В большинстве регионов растет

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 199



число дней с экстремально низкими величинами влагосодержания пахотного слоя почвы.

Для понимания наблюдаемых региональных изменений погодных экстремумов очень важны исследования, связывающие статистики экстремумов с региональными изменениями циркуляции – в особенности, циклонической и антициклонической активности и блокирования зонального переноса, далее с ведущими крупномасштабными модами климатической изменчивости (такими, как САК, АО и др.) и наконец, с глобальными изменениями антропогенного происхождения. К сожалению, имеется не так много работ, посвященных эмпирическому или модельному анализу связей в этой цепочке. Если имеется очень большое число работ, посвященных общей характеристике и анализу изменений климатических мод, то значительно меньше работ, характеризующих изменения региональной циркуляции, еще меньше – связывающих эти изменения с климатическими модами или со статистиками экстремумов, и совсем единицы – связывающих изменения климатических мод и региональной циркуляции с глобальными антропогенными изменениями.

### 1.7.6. Литература

**Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., Голицын Г. С., Мохов И. И., 2007.** Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа и модели климата ИВМ РАН, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 6, с. 764–772.

**Анисимов С. В., 2012.** Динамика электричества невозмущенной атмосферы средних широт. В кн.: Сборник трудов VII Всероссийской конференции по атмосферному электричеству (24–28 сентября 2012 г.), т. 1, с. 18–22.

**Бардин М. Ю., 2007.** Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–17.

**Бардин М. Ю., 2011.** Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов РФ до 2030 г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 5–20.

**Бардин М. Ю., Платова Т. В., 2013.** Изменения экстремальных сезонных процентилей суточной температуры воздуха на территории РФ, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXV, с. 71–93.

**Бардин М. Ю., Полонский А. Б., 2005.** Северо-атлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, том 41, № 2, с. 147–157.

**Бедрицкий А. И., Коршунов А. А., Хандожко Л. А., Шаймарданов М. З., 2007.** Гидрометеорологическая уязвимость и устойчивое развитие России. – Прогнозирование и адаптация общества к экстремальным климатическим изменениям, в кн.: Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности, Пленарные доклады, Москва, 2007 г., с. 39–52.

**Богданова Э. Г., Гаврилова С. Ю., Ильин Б. М., 2010.** Изменение числа дней с сильными осадками на территории России за период 1936–2000 гг., Метеорология и гидрология, № 5, с. 75–81.

**Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н., Разуваев В. Н., Шаймарданов М. З., Швец Н. В., 2000.** Изменчивость экстремальных климатических явлений на территории России., Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 167, с. 16–32.

**Голицын Г. С., Мохов И. И., Акперов М. Г., Бардин М. Ю., 2007а.** Функции распределения вероятности для циклонов и антициклонов в период 1952–2000 гг.: инструмент для определения изменений глобального климата, Доклады АН, т. 413, № 2, с. 254–256.

**Голицын Г. С., Мохов И. И., Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., 2007б.** Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения вероятности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата. В кн.: Проблемы анализа риска, т. 4, № 1, с. 27–37.

**Голубев А. Д., Жемчугова Т. Р., Сидоренков Н. С., 2013.** Опасные гидрометеорологические явления. В кн.: “Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год”, Федеральная служба по гидрометеоро-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 200



логии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ), Москва, ISBN 978-5-901579-38-1, с. 63–67.

**Горбатенко В. П., Константинова Д. А., 2012.** Временная структура грозовой активности над Западной Сибирью и Алтаем. В кн.: Сборник трудов VII Всероссийской конференции по атмосферному электричеству (24–28 сентября 2012 г.), т. 1, с. 53–54.

**Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991.** Сезонные особенности пространственного рапределения индексов блокирования в Северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 3, с. 108–110.

**Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2011.** Оценка возможного вклада глобального потепления в генезис экстремально жарких летних сезонов на европейской территории РФ, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 1–4.

**Киктев Д. Б., Секстон Д. М., Александер Л. В., Фолланд К. К., 2012.** Тренды в полях годовых экстремумов осадков и приземной температуры во второй половине XX века, Метеорология и гидрология, № 11 с. 13–24.

**Клещенко Л. К., 2010.** Волны тепла и холода на территории России, Труды ГУ "ВНИИГМИ-МЦД", вып. 175, с. 76–91.

**Крыжов В. Н., 2004.** Связь средней годовой температуры воздуха в Северо-Западной Евразии с арктическим колебанием, Метеорология и гидрология, № 1, с. 5–14.

**Мирвис В. М., Гусева И. П., 2006.** Оценка изменения продолжительности безморозного периода вегетации на территории России и сопредельных государств в XX веке, Метеорология и гидрология, № 1, с. 106–113.

**Мирвис В. М., Гусева И. П., 2007.** Изменения в режиме оттепелей на территории России, Труды ГГО, вып. 556, с. 101–115.

**Мохов И. И., Мохов О. И., Петухов В. К., Хайруллин Р. Р., 1992.** Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 28, № 1, с. 11–26.

**Обухов А. М., Курганский М. В., Татарская М. С., 1984.** Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–14.

**Оганесян В. В., 2011.** О соотношении между продолжительностью аномалий температуры и величиной ее экстремумов, Метеорология и гидрология, № 9, с. 41–45.

**ОД_РФ-1. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008.** т. I. Изменения климата, М., Росгидромет, с. 31–87.

**Платова Т. В., 2007.** Климатическая характеристика некоторых показателей экстремальности температуры приземного воздуха и атмосферных осадков на территории России, Бюллетень "Использование и охрана природных ресурсов в России", № 1, с. 38–47.

**Попова В. В., Шмакин А. Б., 2006.** Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий зимней температуры воздуха в Северной Евразии в конце XX столетия, Метеорология и гидрология, № 12, с. 15–24.

**Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2008а.** Анализ летних засух 1972, 1975, 1984 и 2002 гг., Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, № 342, с. 23–36.

**Садоков В. П., Неушкин А. И., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2008б.** Сопряженность холодных и теплых зим с засушливостью и увлажнением летом по семи регионам ЕТР., Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, № 342, с. 37–44.

**Сиротенко О. Д., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2013.** Агроклиматические условия. В кн.: Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год, М.: Росгидромет, с. 56–63.

**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.

**Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М., 2007.** Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–18.

**Школьник И. М., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Хлебникова Е. И., Салль И. А.,**

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 201



**2008.** Экстремальность термического режима в Сибири и динамика пожароопасной обстановки в XXI веке: оценки с помощью региональной климатической модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 3, с. 5–15.

**Alexander L., Zhang X., Peterson T.C., Caesar J., Gleason B., Klein Tank A., Haylock M., Collins D., Trewin B., Rahimzadeh F., Tagipour A., Kumar Kolli R., Revadekar J. V., Griffiths G., Vincent L., Stephenson D. B., Burn J., Aguilar E., Brunet M., Taylor M., New M., Zhai P., Rusticucci M., Vazquez Aguirre J. L., 2006.** Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, vol. 111: D05109

**Bulygina O. N., Razuvaev V. N., Korshunova N. N., Groisman P. Ya., 2007.** Climate variations and changes in extreme climate events in Russia, Environ. Res. Lett., vol. 2, no. 4, 045020, 7 pp.

**Climate: Observations, Projections and Impacts. Russia, 2011.** A report written by a range of climate researchers from UK Met Office Hadley Centre, University of Nottingham, Walker Institute, Centre for Ecology and Hydrology, University of Leeds, Tyndall Centre for Climate Change Research. http://www.metoffice.gov.uk/climate-change/policy-relevant/obs-projections-impacts.

**Corti S., Molteni F., Palmer T. N., 1999.** Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, Nature, vol. 398, pp. 799–802.

**Ferro C. A. T., Hannachi A., Stephenson D. B., 2005.** Simple non-parametric techniques for exploring changing probability distributions of weather, J. Climate, vol. 18, pp. 4344–4354.

**Groisman P. Ya., Karl T. R., Easterling D. R., Knight R. W., Jamason P. B., Hennessy K. J., Suppiah R., Page C. M., Wibig J., Fortuniak K., Razuvaev V. N., Douglas A., Forland E., Zhai P. M., 1999.** Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change, Clim. Change, vol. 42, pp. 243–283.

**Hegerl G. C, Karl T. R., Allen M., et al., 2006.** Climate change detection and attribution: Beyond mean temperature signals, Journal of Climate, vol. 19, pp. 5058–5077.

**Held I. M., 1993.** Large-scale dynamics and global warming, Bull. Am. meteorol. Soc., vol. 74, pp. 228–241.

**Hurrell J. W., Kushnir Y., Ottersen G., 2003.** An overview of the North Atlantic oscillation. In: The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck, M. H. Visbeck, (eds.), Geophysical Monograph Series, vol. 134, American Geophysical Union, pp. 1–35, DOI: 10.1029/134GM01.

**Hurrell J. W., Vanloon H., 1997.** Decadal variations in climate associated with the North-Atlantic Oscillation, Clim. Change, vol. 36, pp. 301–326.

**IPCC, 2007.** Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.

**Lau N.-C., 1988.** Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency circulation pattern, J. Atmos. Sci., vol. 45, pp. 2718–2743.

**Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M., Francis R. C., 1997.** A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 78, pp. 1069–1079.

**Mantua N., Hare S. J., 2002.** The Pacific Decadal Oscillation, J. Oceanogr., 58, pp. 35–44.

**Polonsky A., Bardin M., Voskresenskaya E., 2012.** Variability of extratropical cyclonic activity in the Northern Hemisphere associated with global processes in the ocean-atmosphere system. In book: Cyclones: Formation, Triggers and Control (Editors: Kazuyoshi Oouchi and Hironori Fudeyasu), Nova Science Publishers, Inc., USA–Canada, Chapter 8, pp. 161–196.

**Rex D. F., 1951.** The effect of Atlantic blocking action upon European climate, Tellus, vol. 3, pp. 1–16.

**Shkolnik I. M., Nadyozhina E. D., Pavlova T. V., et al., 2010.** Snow cover and permafrost evolution in Siberia as simulated by the MGO regional climate model in the 20th and 21st centuries, Environ. Res. Lett., vol. 5, no. 1, pp. 1–8.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 202



**Stephenson D. B., Pavan V., Collins M., Junge M. M., Quadrelli R., Participating CMIP2 Modelling Groups, 2006.** North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment, Climate Dynamics, vol. 27, pp. 401–420.

**Thompson D. W. J., Wallace J. M., 1998.** The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, Geophys. Res. Lett., vol. 25, pp. 1297–1300.

**Trenberth K. E., Hurrell J. W., 1994.** Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, Climate Dynamics, no. 9, pp. 303–319.

**Trenberth, K. E., 1999.** Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change, Climatic Change, 42(1), pp. 327–339.

**Trigo R. M., Trigo I. F., DaCamara C. C., Osborn T. J., 2004.** Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses, Climate Dynamics, vol. 23, no. 1, pp. 17–28. ISSN 0930-7575.

**Ulbrich U., Leckebusch G. C., Grieger J., Schuster M. et al., 2013.** Are Greenhouse Gas Signals of Northern Hemisphere winter extra-tropical cyclone activity dependent on the identification and tracking algorithm, Meteorologische Zeitschrift, vol. 22, no. 1, pp. 61–68.

**Vautard R., 1990.** Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors, Mon. Wea. Rev., vol. 118, pp. 2056–2081.

**Wallace J. M., Zhang Y., Bajuk L. 1996.** Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature, J. Climate, vol. 9, pp. 249–259.

**Zhang X., Hegerl. G., Zwiers F. W., Kenyon J., 2005.** Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes, Journal of Climate, vol. 18, pp. 1641–1651.

# ГЛАВА 1.8. КЛИМАТ АРКТИКИ

**Г. В. Алексеев**

## 1.8.1. Введение

Арктика составляет северную полярную часть глобальной климатической системы, но ее граница не везде совпадает с полярным кругом. Наиболее характерные климатические особенностями Арктики составляют полярная ночь (день) зимой (летом) и постоянное присутствие криосферы в виде ледяных щитов, ледников, многолетних морских льдов и сплошной вечной мерзлоты. Поэтому за границу арктической климатической зоны можно принять южный предел распространения сплошной вечной мерзлоты на суше, морских льдов в океане и северный полярный круг в тех районах, где к северу от него отсутствуют оба характерных признака арктического климата.

В предыдущих главах раздела 1 рассмотрены и представлены оценки изменений характеристик климата на всей территории России включая сухопутную часть Арктической зоны РФ (АЗРФ). В этой главе основное внимание уделено изменениям климата в морской Арктике, включающей морскую часть АЗРФ (арктические моря от Баренцева на западе до Чукотского на востоке и прилегающая часть Арктического бассейна в пределах 200 мильной экономической зоны) и остальные акватории Северного Ледовитого океана (СЛО), покрываемые льдом в зимний период. Именно присутствие океана и морского льда в центре Арктики в сильной степени влияет на формирование арктического климата и определяет важную роль Арктики в изменениях глобального климата.

Климат Арктики формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца, чем климат неполярных областей. В значительной части этот дефицит восполняется внутренними термодинамическими процессами, протекающими как в климатической системе в целом, так и в морской Арктике (рис. 1.8.1). Наибольший вклад в потепление арктического климата по сравнению с гипотетическим климатом при неподвижной и прозрачной атмосфере, вносит адвекция тепла по направлению к полюсу в результате циркуляции атмосферы. Благодаря этому процессу климат Арктики в районе Северного полюса “теплеет” на несколько десятков градусов

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 203



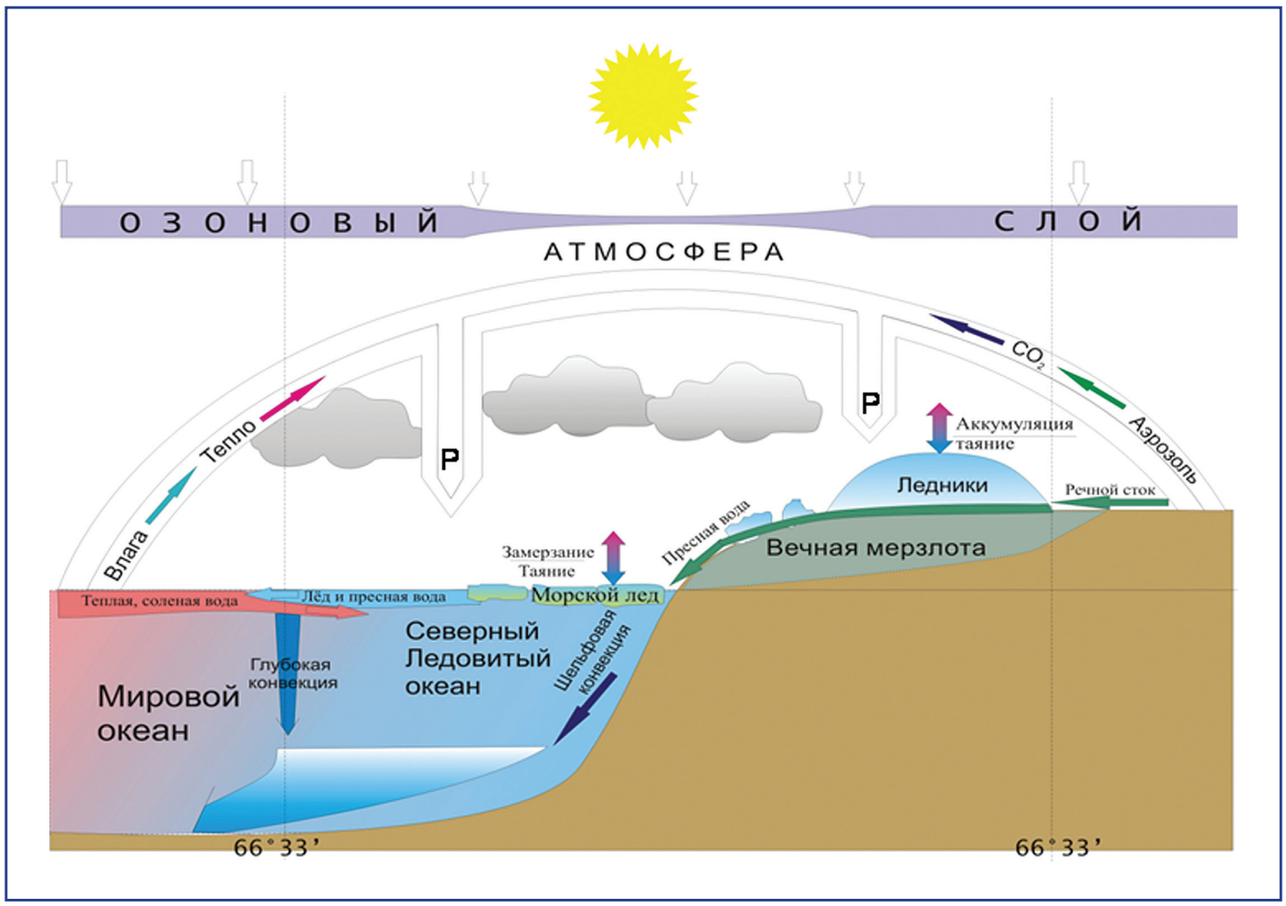



Рис. 1.8.1. Арктическая часть глобальной климатической системы (Алексеев, 2003).

по сравнению с климатом при отсутствии адвекции, в то время как парниковый эффект атмосферы повышает приповерхностную температуру воздуха здесь на меньшую величину (Алексеев, Священников, 1991).

В морской Арктике изменения климата усиливаются обратными связями, среди которых особое внимание привлекает деградация морских льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО), остро реагирующих на изменения климата. Вынос пресной воды из СЛО влияет на распространение морских льдов, термохалинную циркуляцию в прилегающей акватории Северной Атлантики и через них на региональный и глобальный климат.

Одновременно морская Арктика является одним из районов, для которых пока не удается получить хорошего согласия между глобальными моделями и наблюдениями в воспроизведении происходящих изменений климата (Walsh et at., 2002; Chapman, Walsh, 2007; Алексеев и др., 2009б; Frolov, Kattsov, 2009).

Если глобальное воздействие на арктическую климатическую систему передается, прежде всего, через атмосферу, то обратное влияние Арктики на глобальный климат реализуется через океан и, в частности, через его наиболее активную часть, верхний распресненный слой и морские льды. Прямое тепловое воздействие океана на климат морской Арктики крайне неравномерно из-за пространственной неоднородности вертикальной структуры деятельного слоя, решающая роль, в формировании которой принадлежит притоку пресной воды. Большая часть СЛО зимой покрыта морским льдом, который в огромной степени снижает приток тепла из океана. В то же время на свободной ото льда северо-восточной части Гренландского моря приток тепла из океана в атмосферу достигает в среднем за год 200 Вт/м$^2$ (Хрол, 1992).

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 204



Если в Гренландском море потери тепла океаном восполняются адвекцией из его умеренных и низких широт, то в Арктическом бассейне вклад океанической адвекции в суммарный поток тепла из океана оценивается примерно в 2 Вт/м$^2$. Остальную часть среднегодового океанического потока тепла в атмосферу составляют тепло фазового перехода избытка пресной воды в морской лед, выносимый из Арктического бассейна. Источники океанического притока тепла в Арктике формируется, в основном, в результате летних процессов таяния снега и морского льда, прогрева верхнего слоя воды, притока пресной воды с окружающей суши и жидких осадков. Зимой это тепло поступает в атмосферу, главным образом, через процесс фазового перехода "вода–морской лед", причем его положительный баланс в среднем за год обеспечивается выносом морских льдов за пределы Арктического океана (Alekseev et al., 2000).

Вынос пресной воды и морских льдов из Арктического бассейна, подвержен значительным межгодовым колебаниям, которые влияют на распространение морских льдов в Гренландском море и на акватории Северной Атлантики (Dickson et al., 1988; Hakkinen, 1993; Mysak et al., 1990; Vinje, 2000). Максимальная протяженность морских льдов в зимний период контролируется распространением распресненного верхнего слоя (Захаров, 1996). Известно, что аномальному росту протяженности морских льдов в Северной Атлантике и Гренландском море зимой 1968–1973 гг. и последующим холодным зимам предшествовало падение солености воды на поверхности океана (Dickson et al., 1988), связанное с усилением выноса пресной воды из Арктики.

Другой источник обратного воздействия Арктики на глобальный климат находится в районах образования и трансформации глубинных и придонных водных масс, составляющих возвратную ветвь глобальной вертикальной циркуляции океана. Условия развития этих процессов контролируются конкурирующими притоками соленых вод атлантического происхождения и распресненных арктических вод и зимними стоками тепла и пресной воды под воздействием атмосферной циркуляции.

Таким образом, глобальные воздействия на арктический климат передаются, прежде всего, через атмосферную циркуляцию, контролирующую переносы тепла и влаги в высокие широты и их колебания в диапазоне межгодовой изменчивости. Кроме того, колебания крупномасштабной циркуляции атмосферы влияют на приток теплых и соленых вод в Северо-Европейский бассейн и далее в Арктический бассейн и проявляются в изменениях протяженности морских арктических льдов.

Обратное воздействие арктического климата на глобальные изменения связано с колебаниями выноса морского льда и пресной воды из Арктического бассейна в Северную Атлантику, которые влияют на изменения общей площади морских льдов и на развитие конвективного опускания вод в субарктических и арктических регионах Мирового океана.

### 1.8.2. Энергетический баланс Арктики и Северной полярной области

Адвекция составляет основную часть энергетического баланса для климатической системы "Земля–атмосфера в высоких широтах Северного полушария" (таблица 1.8.1). В таблице $U$ – поток уходящей длинноволновой радиации (УДР) на верхней границе атмосферы; $S = S_0 / 4(1 - A)\Psi$ – плотность потока приходящей (поглощенной) коротковолновой радиации от Солнца на верхнюю границу атмосферы; $A$ – альбедо системы; $\Psi$ –

*Таблица 1.8.1. Среднеширотные составляющие энергетического баланса системы Земля–атмосфера в среднем за год, Вт/м$^2$ (Хрол, 1992)*

| **Широта северная** | ***A*** | ***S*** | ***U*** | ***M*** |
|---|---|---|---|---|
| до 85° | 0.62 | 68 | 184 | 117 |
| 85°–80° | 0.60 | 72 | 187 | 115 |
| 80°–75° | 0.57 | 80 | 188 | 109 |
| 75°–70° | 0.52 | 94 | 192 | 98 |
| 70°–65° | 0.49 | 106 | 195 | 89 |
| 90°–65° | 0.53 | 93 | 193 | 100 |

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 205



*Таблица 1.8.2. Оценки составляющих энергетического баланса СПО по результатам измерений компонент радиационного баланса со спутников, Вт/м² (Марчук и др., 1988)*

| Широта северная | Год | | | Январь | | | Июль | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ***A*** | ***U*** | ***M*** | ***A*** | ***U*** | ***M*** | ***A*** | ***U*** | ***M*** |
| 90°–80° | 0.67 | 177 | 118 | – | 165 | 165 | 0.69 | 207 | 61 |
| 80°–70° | 0.57 | 179 | 97 | – | 157 | 157 | 0.50 | 212 | –18 |
| 70°–60° | 0.46 | 191 | 72 | 0.78 | 165 | 158 | 0.39 | 224 | –52 |

*Таблица 1.8.3. Составляющие энергетического баланса атмосферы к северу от 70° с.ш., рассчитанные по данным реанализов ERA-40 (NCEP/NCAR). (Serreze et al., 2007)*

| Месяц | Потоки энергии и изменение полной энергии, Вт/м² | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Изменение | ***U*** | $M_a$ | $M_o$ | Альбедо | Невязка |
| Январь | –2 | –175 | 108(117) | 56 | – | –9 |
| Июль | 1 | 11 | 94(81) | –85 | 0.85 | 19 |
| Ср. год | 0 | –110 | 100(103) | 11 | – | –1 |

функция времени и координат, отражающая астрономические изменения инсоляции; $M$ – адвективный приток энергии, причем $M = M_a + M_o$, где $M_a$ – адвекция в атмосфере, $M_o$ – в океане.

Из приведенной таблицы следует, что в среднем за год более половины энергии в СПО поступает в результате адвекции из более низких широт. Зимой вклад адвекции возрастает до 100% в области полярной ночи (таблица 1.8.2).

В таблице 1.8.2 обращает на себя внимание отрицательная адвекция летом, которая является результатом поглощения тепла полярным океаном на таяние льда и снега и на прогрев верхнего опресненного слоя. В зимний период это тепло составит одну из составляющих притока из океана. Однако в среднем за год по всей Северной полярной области приток из океана составляет не более 5% от общего адвективного притока тепла.

Недавние оценки составляющих энергетического баланса с использованием массивов реанализа атмосферных данных ERA-40 и NCEP/NCAR для области севернее 70° с.ш. (Serreze et al., 2007) показали несколько меньший вклад адвекции в атмосфере и больший приток из океана (таблица 1.8.3). Заметим, что средний за год поток из океана по расчетам в работе (Nakamura, Oort, 1988), получен равным 2.4 Вт/м².

Основной вывод из приведенных оценок составляющих энергетического баланса Арктики состоит в определяющем вкладе притока из прилегающих широт. Увеличение притока тепла из океана по данным (Serreze et al., 2007) отчасти связано с более поздним периодом (1979–2001 гг.), по сравнению с первыми двумя (до 1970-х гг.), использованными для расчетов. Значительная часть периода 1979–2001 гг. пришлась на потепление и сокращение морских льдов в Арктике, что способствовало летнему прогреву поверхностного слоя СЛО и росту потока тепла из океана.

### 1.8.3. Наблюдаемые изменения в арктической климатической системе

Современный этап глобального потепления климата, развивающегося с начала XX столетия, начался в конце 1970-х годов. На это указывают данные наблюдений за приповерхностной температурой воздуха (ПТВ) и температурой воды на поверхности океана (ТПО), собранные в нескольких климатических центрах (CRU (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/), Hadley Centre (http://www.metoffice.gov.uk/), NASA GISS (http://data.giss.nasa.gov/) и др.). Эти данные широко используются, как при анализе развития потепления, так и для валидации расчетов изменений климата на глобальных моделях.

Уже в первых обобщениях данных о ПТВ, покрывающих период с конца XIX столетия до

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 206



1980-х годов (Jones et al., 1986; Hansen, Lebedeff, 1987) заметны два периода повышения полушарной и глобальной ПТВ: с 1910 по 1940-е гг. и начиная с 1970-х гг. С 1940-х и по 1970-е гг. температура в целом понижалась. Сравнение изменений в разных широтных зонах Северного полушария (Hansen, Lebedeff, 1987) показывает усиление потеплений в высоких широтах и более значительное понижение температуры здесь по сравнению с низкими широтами.

По мере увеличения продолжительности наблюдений, отмеченные периоды в изменении глобальной и полушарной температуры воздуха сохраняются. Вплоть до конца XX столетия рост температуры на первой стадии потепления превышает ее увеличение на втором этапе потепления. В работе (Jones et al., 1999) получено, что за 20-ти летние периоды потеплений в 1925–1944 гг. и в 1978–1997 гг. глобальная температура выросла на 0.37 и 0.32°С, соответственно. Продление анализа до 2006 года (Smith et al., 2008) показало подъем глобальной температуры с 1975 по 2005 год примерно на 0.6°С, а с 1910 по 1940 г. примерно 0.5°С.

Глобальный анализ температуры воды на поверхности океана (ТПО) с 1860 по 2000 год, выполненный в работе (Rayner et al., 2003), также показывает два периода роста ТПО, разделенные ее понижением. Причем повышение средней за год глобальной и средней по северному полушарию ТПО в периоды роста с 1910 по 1940 и с 1979 по 2000 гг. было одинаковым. В каждый из периодов роста глобальная ТПО выросла на ~ 0.4°С, а ТПО в Северном полушарии на ~ 0.5°С (Rayner et al., 2003). Пополненные и уточненные оценки, представленные в работе (Rayner et al., 2006), подтверждают одинаковое повышения глобальной и средней по Северному полушарию ТПО в оба периода потепления (примерно на 0.5 и 0.6°С, соответственно).

Hansen et al. (2010) выполнили новое обобщение данных о ПТВ и ТПО за 1880–2010 гг. с использованием разных наборов данных. Они подтвердили прежние результаты анализа за более короткие периоды и установили особенности изменений с учетом данных за последние годы. По новым данным повышение глобальной ПТВ с 1975 по 2005 г. превысило на 0.1–0.2°С ее повышение с 1910 по 1945 г. В то же время, повышение глобальной ТПО в оба периода было одинаковым. По данным на метеорологических станциях глобальная средняя ПТВ повысилась за последний период в 2 раза больше, чем в первое потепление. Однако согласно (Bronniman, 2009) такое соотношение характерно для ПТВ, определенной по станциям вне Арктики и Северной Америки. Кроме того, выделяется ускоренное повышение глобальной ПТВ с 1992 по 2005 г. и последующее ее понижение, приостановленное повышением ПТВ в 2010 г.

В высоких широтах Северного полушария развитие потепления в 1910–1940 гг. прервано глубоким понижением ПТВ до 1970-х гг., после которого началось современное потепление. Эти три стадии эволюции ПТВ образуют колебание с периодом 60–70 лет (Schlesinger, Ramankutty, 1994), которое наиболее заметно в области Северной Атлантики и прилегающей суши. По этой причине его часто называют Атлантической многолетней осцилляцией (АМО) (Enfield et al., 2001). В многолетних изменениях ПТВ в Арктике АМО хорошо заметно на фоне столетнего тренда (Polyakov, Johnson, 2000; Polyakov et al., 2003).

Понижение температуры воздуха в Арктике после 1940 г. намного превзошло понижение в более низких широтах, где потепление приостановилось без существенного спада температуры (Hansen et al., 2010). Последующий подъем ПТВ начался практически одновременно во всех широтных зонах, включая Арктику. Развитие этого потепления рассматривалось во многих работах (например, Johannessen et al., 2004; Przybylak, 2007; Overland et al., 2008). Было показано, что в расчетах на глобальных моделях климата не удается воспроизвести современное потепление без учета антропогенного влияния (IPCC, 2007).

В работах (Алексеев и др., 2010; 2011) для оценки изменений приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Арктике использованы данные о среднемесячной температуре за период 1901–2012 гг. на 32 станциях, расположенных севернее 60° с.ш. (рис. 1.8.2). В области морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана, для оценки изменений ПТВ использованы данные 41 станции, расположенных на островах и

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 207



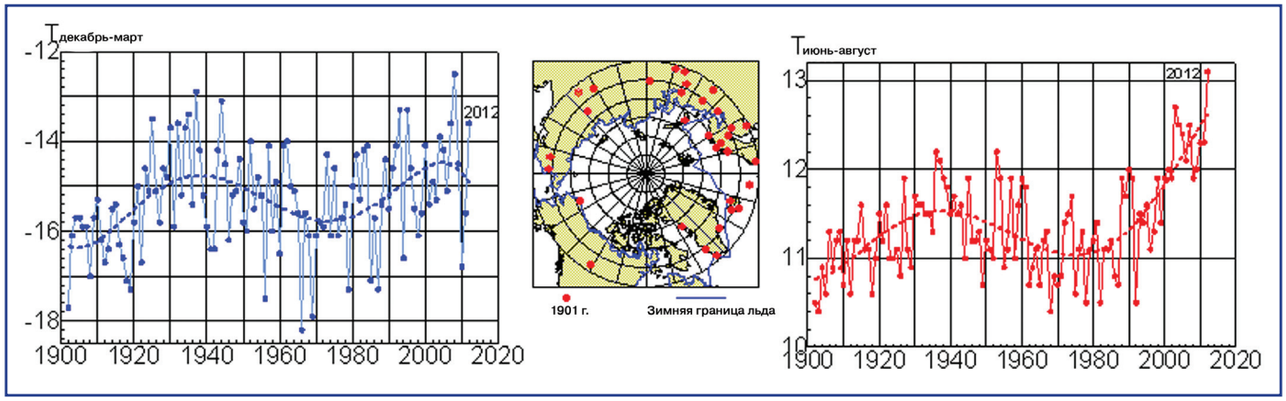



Рис. 1.8.2. Средняя по 32 станциям к северу от 60° с.ш. ПТВ зимой (ДЯФ) и летом (ИИА). В центре – положение станций (адаптирован из Алексеев и др., 2011).

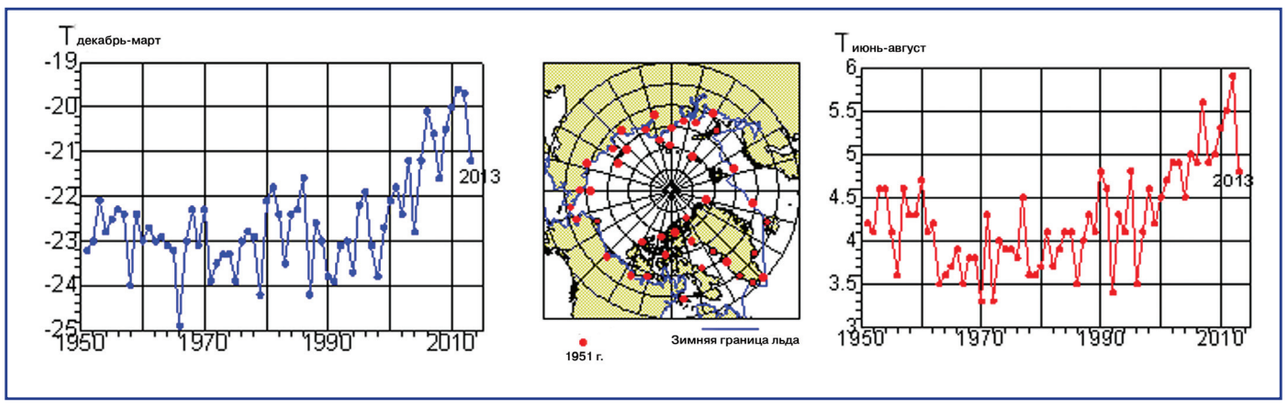



Рис. 1.8.3. Изменение средней температуры воздуха в морской Арктике за 1951–2013 гг. Слева – зимой (ДЯФ), справа – летом (ИИА). В центре – положение станций (адаптирован из Алексеев и др., 2011).

побережье Северного Ледовитого океана (рис. 1.8.3.). Такие данные в полном объеме имеются с 1951 года (Александров и др., 2007).

Выбор средней по арктическим станциям ПТВ в качестве индикатора изменений температуры воздуха связан с тем, что существующие сеточные массивы данных о температуре с начала 20-го столетия основаны на изначально небольшом и постепенно увеличивающемся во времени количестве станций, что влияет на качество интерполяции в узлы сетки. Сравнения данных из сеточных массивов с данными на отдельных арктических станциях показали существенные различия в средних значениях и в коэффициентах линейного тренда даже для современных массивов NCEP и ERA-40 (Кораблев и др., 2007). Сравнение средних, рассчитанных по станциям и по сеточным данным NCEP (Kalnay et al., 1996), показало, что коэффициенты корреляции между рядами среднемесячных значений ПТВ находятся в пределах 0.81–0.90.

На рисунке хорошо выражено упомянутое выше долгопериодное колебание с периодом 60–70 лет, на долю которого приходится 37% изменчивости среднегодовой ПТВ, в то время как на долю линейного тренда 11% и на долю остатка, соответственно, 52%. (Алексеев и др., 2010). Наибольший вклад (от 22 до 45%) отмечается на станциях в Гренландско-Исландском районе, который и формирует в значительной степени вклад АМО в изменения средней температуры в Арктике. Время наступления первого максимума АМО здесь приходится на 1940-е гг.

Изменения температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Север-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 208



ного Ледовитого океана (СЛО) представляют особый интерес, поскольку, в первую очередь влияют на летнее таяние и зимнее разрастание ледяного покрова в СЛО. На рисунке 1.8.3 видно быстрое убывание отрицательных температур после 1991 года и быстрый рост положительных температур после 1996 г. с абсолютным рекордом в 2012 г. При этом зимние температуры до 1991 г. и летние до 1996 г. имели слабые отрицательные тренды, которые сменились на значимые положительные тренды. Таким образом, потепление в морской Арктике развивалось неравномерно и, в основном, с середины 1990-х гг. Предшествующие относительно теплые летние сезоны отмечались в 1960-е гг.

### 1.8. 4. Атмосферная циркуляция

Атмосферная циркуляция является одним из основных внутренних механизмов формирования климата, изменяется вместе с ним под воздействием внешних факторов и, в свою очередь, участвует в формировании этих изменений в региональном, а также и глобальном масштабах (Walker, Bliss, 1932; Визе, 1937; Rossby, 1939; Van Loon, Williams, 1976; Алексеев и др., 1991; Мохов и др., 1992; Wallace et al., 1995, 1996; Proshutinsky, Johnson, 1997; Maslanik et al., 2007; IPCC 2007; Overland, Wang, 2010 и др.).

Влияние атмосферной циркуляции на изменения климата в Арктике несомненно виду большого вклада атмосферных переносов в формирование энергетического баланса Северной полярной области. Выше отмечались работы В. Ю. Визе и других авторов, в которых отмечались изменения в циркуляции атмосферы в период развития потепления Арктики в 1920–1940-е годы. Исследования циркуляции атмосферы в Арктике усилилось в период активной хозяйственной и научно-экспедиционной деятельности в арктическом регионе в 1960–1980-е гг. Полученные результатам обобщены в ряде монографий А. А. Гирса (1971), А. А. Дмитриева (1994), представлены в атласах (Атлас СЛО, 1980; Атлас Арктики, 1986).

Одной из основных особенностей атмосферной циркуляции, установленными в этих обобщениях, являлось преобладание антициклонической циркуляции над Арктическим бассейном в зимний период, нарушаемое вторжением циклонов. Это дало основание выделить два основных режима атмосферной циркуляции – антициклонический и циклонический. Первым ввел понятия циклонического и антициклонического режимов циркуляции атмосферы над Арктическим бассейном, с которыми связано уменьшение или увеличение ледовитости арктических морей, В. Ю. Визе, (1944). Позднее это положение было распространено и на дрейф льдов в Арктическом бассейне З. М. Гудковичем (1961).

Это дало основание выделить два основных режима атмосферной циркуляции – антициклонический и циклонический. (Proshutinsky, Johnson, 1997; Thompson, Wallace, 1998; Walsh, Portis, 1999; Dickson et al., 2000; Przybyak, 2000; Rigor et al., 2000). Выяснилось что циркуляционные моды, представляемые индексом Северо-Атантического колебания и Арктической осцилляции, повлиявшие в начале 1990-х гг. на потепление потеплением в Арктике, в дальнейшем перестали отражать влияние циркуляции (Bengtsson et al., 2004; Overland, Wang, 2005).

Рассогласование между ослаблением АО и продолжением сокращения площади льда в Арктике объясняется изменением частоты появления режимов циркуляции (Maslanik et al., 2007). Перестройка циркуляционной системы в Арктике проявилась в формировании дипольной структуры (Wu et al., 2006; Wang et al., 2009) в поле давления воздуха на уровне моря (ДУМ). В положительной фазе арктический диполь (АД) характеризуется пониженным давлением над Карским морем и морем Лаптевых и повышенным над Канадским архипелагом, распространяющимся на юго-восток Гренландии. В отрицательной фазе АД аномалии давления расположены противоположным образом, но с центром отрицательной аномалии давления над Северными морями.

В летние сезоны 2007–2012 гг. АД характеризуется низким ДУМ на сибирской Арктикой и высоким над морем Бофорта, распространившимся через Северную Америку на

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 209



Гренландию. Максимальная разность давления приходится на июнь, создавая усиленный меридиональный перенос через Арктику. Это увеличивает летнее таяние льда, положительные аномалии ПТВ над центральной Арктикой и усиленное таяние Гренландского ледяного щита.

Изменение в структуре атмосферной циркуляции над Арктикой с преобладанием циклонического режима повлияло на формирование климатических аномалий над прилегающими умеренными широтами, в частности аномально холодных зим в Европе и в восточной Азии. Первая такая зима с аномальными холодами в Европе отмечена в 2005–2006 гг. в результате смещения путей циклонов из Атлантики на север и усиления циклоничности над Баренцевым и Карским морями (Petoukhov, Semenov, 2010).

Отмечая оппозицию аномалий положительных ПТВ над Арктикой и отрицательных над восточной Азией, авторы работы (Inoue et al., 2012), нашли, что циклоничность над Баренцевым морем сопровождается усилением и западным смещением антициклона над сибирским побережьем и затоками холодного воздуха вдоль его восточной периферии в восточную и среднюю Азию.

Francis, Vavrus (2012) связывают с усилением потепления в Арктике замедление распространения волн Россби в восточном направлении, ослабление зональной составляющей ветра и рост амплитуды волн, что ведет к большей устойчивости погодных структур и увеличению вероятности экстремальных погодных условий в умеренных широтах. Следует заметить, что ранее в работе Алексеев и др. (2000) показано по данным за 1947–1966 гг., что между среднезональными температурными аномалиями в высоких широтах и в прилегающих умеренных существует значимая отрицательная корреляция на масштабах менее 6 лет.

Изменения в атмосферной циркуляции в летний период характеризуются увеличением повторяемости летнего антициклона над морем Бофорта с начала 1990-х гг., что способствует усилению таяния льда и аномальному сокращению его площади к концу летнего сезона (Moore, 2012).

### 1.8.5. Солнечная радиация

Потепление в Арктике связано также с изменениями в режиме приходящей солнечной радиации. Наблюдения за приходящей солнечной радиацией на арктических станциях обнаруживают значимые тренды ее составляющих за последние 50 лет. Полувековой тренд суммарной и прямой солнечной радиации на канадских арктических станциях Алерт, Резолют Бей и Нунавут показывает уменьшение прямой радиации на 2.25% и 2.50% на первых двух станциях, согласующийся с уменьшением числа безоблачных дней. Суммарная радиация выросла на 26.7% и 17.9% за десятилетие, главным образом, в мае и июне (Weston et al., 2007). Причиной является увеличение нисходящей ДВР, которая уменьшает альбедо и способствует более раннему началу таяния.

Летнее таяние арктического морского льда в сильной степени зависит от распределения приходящей солнечной радиации между отраженной и поглощенной льдом и океаном частями. Это разделение испытывает сезонные колебания и значительную межгодовую изменчивость. Среднее количество поглощенной солнечной радиации системой лед–океан с апреля по сентябрь по данным измерении в 1997–2004 гг. составило 900 МДж/м$^{-2}$ со значительными колебаниями в пределах от 826 до 1044 МДж/м$^{-2}$, которые зависят от начала таяния и слабо связаны с продолжительностью таяния или окончанием таяния. Начало таяния столь сильно влияет на таяние морского льда потому, что на это время приходится максимум в притоке солнечной радиации и отклонения этого момента сказываются на всем периоде таяния через влияние на альбедо (Perovich et al., 2007a). С 1979 по 2005 год количество поглощенной солнечной радиации, запасенной летом в верхнем слое Арктического бассейна, увеличилось за последние несколько десятилетий на 89% его акватории (Perovich et al., 2007b).

О влиянии облачности на радиационный режим в Арктике можно судить по оценкам трендов ПТВ при различных условиях облачности. Такие оценки были выполнены по спутниковым данным об облачности и скин-температуре в работе (Liu et al., 2008). Облака повышают ПТВ почти круглый год за исключением середины лета. Тренды

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 210



ПТВ при ясном и облачном небе распределены также как при общих условиях облачности, но величина трендов при ясном небе больше, чем при облачном и они положительны весной, летом и осенью. Тренды при общих условиях облачности показывают потепление в большинстве районов весной и летом. Зимой отрицательный тренд значим над восточной Арктикой и большей частью Арктического океана. Положителен тренд над западной Арктикой.

### 1.8.6. Арктическое усиление

При сравнении потепления в Арктике с глобальным потеплением или потеплением в Северном полушарии, отмечают его максимальное развитие в Арктике. Этот феномен назван Арктическим усилением и выяснению его причинам посвящено много исследований. Обсуждение причин потепления в Арктике и его усиления по сравнению с другими областями началось еще в период первого потепления 1920–1940-х гг.

В. Ю. Визе (1937) по-видимому, был первым, кто указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину потепления. Он писал, что потепление Арктики в 1920–1930 гг. является наиболее сильным по своим размерам климатическим колебанием, зарегистрированным на тот момент метеорологическими летописями. Визе пришел к заключению, что потепление явилось следствием усиления общей циркуляции атмосферы на земном шаре, с которым связана акцентация всех центров действия атмосферы, в том числе, исландского минимума и сибирского максимума, сопровождавшаяся усилением западных и юго-западных ветров над Северной Атлантикой и Норвежским морем и притока атлантических вод в Арктический океан с одновременным усилением обратного потока вод и льдов из Арктического бассейна в Гренландское море. Рассматривая развитие потепления, Визе отметил его максимальное проявление во всей приатлантической Арктике от западной Гренландии до Карского моря в зимний сезон. Вслед за Визе Дзердзеевский (1943) и Виттельс (1946) также рассматривали усиление атмосферной циркуляции и переносов тепла в Арктику как первопричину потепления арктического климата в 1920–1930-е годы. В работе (Bengtsson et al., 2004) на основе экспериментов с глобальной моделью климата подтверждено развитие потепления с усилением западных ветров и притока атлантической воды.

Положение о решающей роли усиления циркуляции атмосферы и океана и связанного с ними притока тепла в Арктику подтверждается расчетами составляющих энергетического баланса (см. предыдущий раздел), из которых виден основной вклад адвекции тепла в атмосфере и возрастающая роль океанического тепла для энергетического баланса Арктики в холодную половину года. Исходя из этого показано (Алексеев и др., 1991; Алексеев, 2004), что изменчивость приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) зимой в период полярной ночи зависит от изменчивости притоков энергии с циркуляцией атмосферы и океана:

$$\sigma_T = (T_0 / 4)*(\sigma_\Theta / Q_0),$$

где $T_0$ и $Q_0$ – климатические значения температуры и притока энергии в полярную область, σ – среднеквадратичные отклонения соответствующих величин от климатических норм. Поскольку в многолетнюю изменчивость ТПО основной вклад вносят долгопериодные изменения, включая тренд, то он также зависит от изменений циркуляции атмосферы в первую очередь. В этом случае усиление изменений ТПО в высоких широтах по сравнению с прилегающими широтами определятся в первом приближении соотношением их площадей (Алексеев, Священников, 1991), зависящим от широты, например,

$$\frac{\sigma_{67-68}}{\sigma_{50-67}} \equiv \frac{(\sin 87.5 - \sin 67.5)}{(\sin 67.5 - \sin 50.5)} = 1.98.$$

Реальное отношение $\sigma_{67-68} / \sigma_{50-67} = 1.91$, среднее по данным NCEP за 1949–2010 гг. для холодной половины года (октябрь–март) близко к теоретическому значению.

Оценки влияния адвекции тепла в атмосфере, а также интегральной прозрачности и альбедо на изменения климата высоких широт, выполненные с помощью энергобалансовой модели среднезонального климата подтвердили (Алексеев, Священников, 1991; Алексеев, 2004), что при усилении колебаний переноса изменчивость температу-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 211



ры возрастает, а при увеличении или уменьшении альбедо в полярной области изменчивость температуры, соответственно, возрастает или уменьшается.

При переходе в модели от режима лучистого равновесия в неподвижной "прозрачной" атмосфере к термическому режиму современного климата средняя температура полушария увеличивается на 30 K; из этого значения на долю парникового эффекта приходится около 90%, остальное повышение произошло за счет адвективно-радиационного разогрева атмосферы. У полюса адвективный вклад в формирование современного термического режима составляет 77%, а на долю парникового эффекта приходится 23% при суммарном повышении температуры у полюса на 86.28 K относительно режима лучистого равновесия. При этом парниковый эффект усиливает вклад адвекции в суммарный разогрев атмосферы.

В дальнейшем выводы об определяющей роли адвекции тепла атмосферной циркуляцией в усилении потепления в Арктике были подтверждены в ряде работ (Alexeev et al., 2005; Cai, 2005; 2006) с использованием энергобалансовых моделей и модели общей циркуляции атмосферы. Несколько ранее Holland and Bitz (2003) нашли по результатам глобальных моделей из CMIP3, что увеличение океанического переноса в высокие широты и увеличение облачности также значимо коррелированны арктическим усилением.

Хотя многие исследователи разделяют толчку зрения о решающей роли адвективного переноса тепла и влаги в высокие широты в развитие арктического потепления, исследования в этом направлении продолжаются. В работе (Holland, Bitz, 2003) утверждается, что основные причины усиления остаются неизвестными. Тем не менее, авторы предполагают, что причинами такого феномена могут быть изменения в циркуляции океана и атмосферы.

Основная причина остающихся расхождений в оценке причин усиления связана с тем, что усиление циркуляции и переносов ведет к появлению положительных обратных связей, которые принимаются за главные факторы усиления. К этим обратным связям относится, прежде всего, сокращение площади и сплоченности морского льда и увеличение пространств открытой воды в конце летнего периода. Другая важная обратная связь появляется с увеличением поступления влаги при усилении адвективного переноса, увеличивая приток длинноволновой радиации (ДВР) к поверхности

Например, авторы работ (Screen, Simmonds, 2010; Screen et al., 2012) приписывают главную роль в усилении потепления в Арктике сокращению площади морского льда, признавая, что увеличение содержания водяного пара в атмосфере в результате сокращения ледяного покрова может усилить потепление летом и в начале осени. Однако, тренды среднемесячной температуры воздуха в Арктике, оцененные в работе (Алексеев и др., 2011) не подтверждают усиления в эти месяцы, а показывают максимальное усиление поздней осенью и в начале зимы.

Miller et al. (2007) использовали глобальную модель климата для оценки изменений обратных связей в арктической климатической системе и нашли, что рост температуры сопровождается увеличением содержания водяного пара, ростом облачности и оптической толщины облаков и, соответственно, увеличением потока направленной вниз длинноволновой радиации. Данные наблюдений (Francis et al., 2005) подтверждают значительный вклад ДВР в отступление ледяного покрова от побережья в летний сезон. В то же время авторы работы (Langen et al., 2012) считают, что обратная связь с водяным паром сама по себе не ведет к полярному усилению, но удваивает чувствительность климата, как в высоких, так и в низких широтах. Однако, Holland, Bitz (2003) нашли, что увеличение облачности в глобальной модели положительно коррелирует с арктическим усилением. Ранее Winton (2006) пришел к выводу на основе результатов 12 глобальных моделей климата, что альбедная обратная связь влияет, но не является основной причиной усиления.

Таким образом, можно заключить, что основная роль атмосферной циркуляции в развитии и усилении потепления в Арктике несомненна. Развитие наблюдаемого в настоящее время потепления климата Арктики также связано с изменениями в режиме циркуляции атмосферы, которые происходят под влиянием как естественных, так и антропогенных глобальных воздействий.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 212



### 1.8.7. Морской лед: площадь и сплоченность

Сокращение площади морского льда является наиболее обсуждаемым проявлением современного потепления в Арктике. В первом оценочном докладе (ОД_РФ-1) обзор изменений морского льда в Арктике заканчивался 2007 годом, когда был отмечен абсолютный на тот момент минимум площади, занятой морским льдом (протяженность морского льда (ПМЛ)) в сентябре. На конец последующего пятилетнего периода 2007–2012 гг., завершающегося подготовкой ОД_РФ-2, пришелся новый еще более глубокий минимум ПМЛ в сентябре 2012 года. Подобного сокращения площади льдов не наблюдалось никогда ранее за период не только инструментальных, но любых случайных и попутных наблюдений со времен появления современного человека в высоких широтах.

Имеющиеся наиболее ранние оценки распространения льдов относятся к акватории Северных морей (Гренландское, Норвежское и Баренцево моря) и прилегающих районов (Vinje, 2001; Brinck et al., 2003). Из них видно, что в период с 1920-х по 1940-е годы происходило сокращение летней площади льда в области от 30° з.д до 70° в.д. и к югу от 80° с.ш. Данные о летней площади льда в Сибирских арктических морях, где таяние льдов летом наиболее велико, имеются в виде ледовых карт с 1933 года (Mahoney et al., 2008). Ряды средней в летние месяцы площади льда восстановлены с 1924 года (Захаров, 2004; Фролов и др., 2005; 2007; 2011). Они показывают (Фролов и др., 2007; Алексеев и др., 2009а) тренд на сокращение летней площади льда в 1924–1954 гг. в Сибирских морях $-20.3 \times 10^3$ км$^2$ в год, а в 1977–2007 гг. $-25.2 \times 10^3$ км$^2$ в год. При этом в Карском море сокращение в первый период в два раза превысило сокращение во второй.

Современный период сокращения площади арктического морского льда хорошо документирован по данным измерений со спутников. Произведенные на их основе комплекты ледовых карт и временные ряды различных характеристик морского ледяного покрова анализировались во многих работах (Смоляницкий, 2003; Johannessen et al., 2004; Stroeve et al., 2007; Comiso et al., 2008; Kwok, Rothrock, 2009; Фролов и др., 2011). В работе (Алексеев и др., 2011) были показаны изменения площади, занятой льдами в сентябре в Арктике и в Сибирских арктических морях по 2010 год. Соответствующий рисунок из этой работы дополнен данными 2011–2013 гг. (рис. 1.8.4).

Имеющиеся на сегодня данные о протяженности морских льдов в Северном полушарии (Chapman, Walsh, 1993; Johannessen et al., 2000; Rayner et al., 2003; http://nsidc.org/data/seaice_index/, http://wdc.aari.ru/datasets/), в Северном Ледовитом океане и арктических морях (Захаров, 2004; Фролов и др., 2007) покрывают период с начала XX столетия, но лишь с 1979 г. они основаны на регулярных наблюдениях со спутников. Сравнение рядов ПМЛ, полученных из разных источников и для раз-

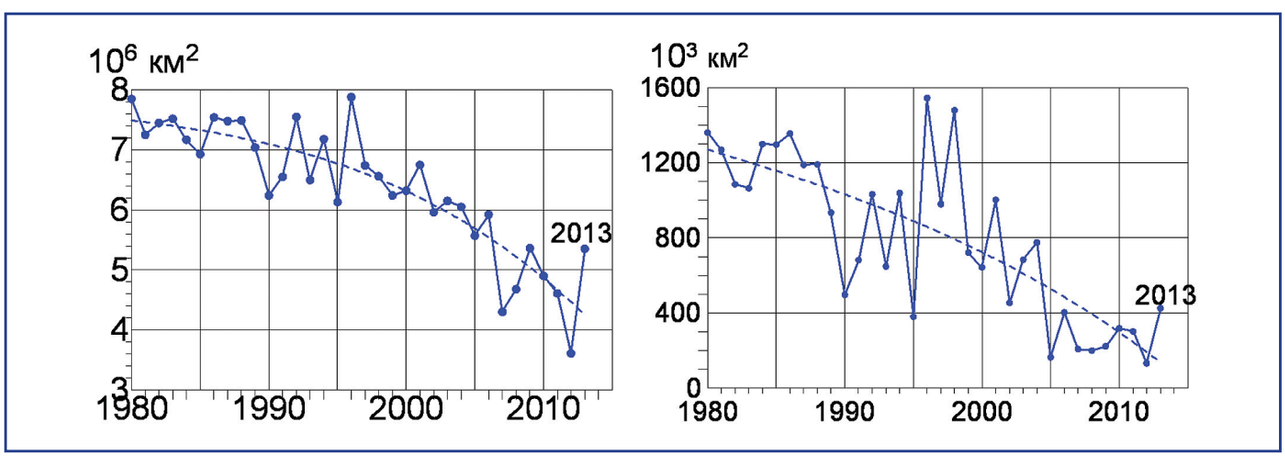



Рис. 1.8.4. Средняя площадь морского льда в сентябре в Арктике (слева, по данным NSIDC http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html) и в Сибирских арктических морях (справа, по данным ААНИИ http://www.aari.nw.ru/) в 1980–2013 гг. Пунктирная кривая – аппроксимация полиномом 3 степени.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 213



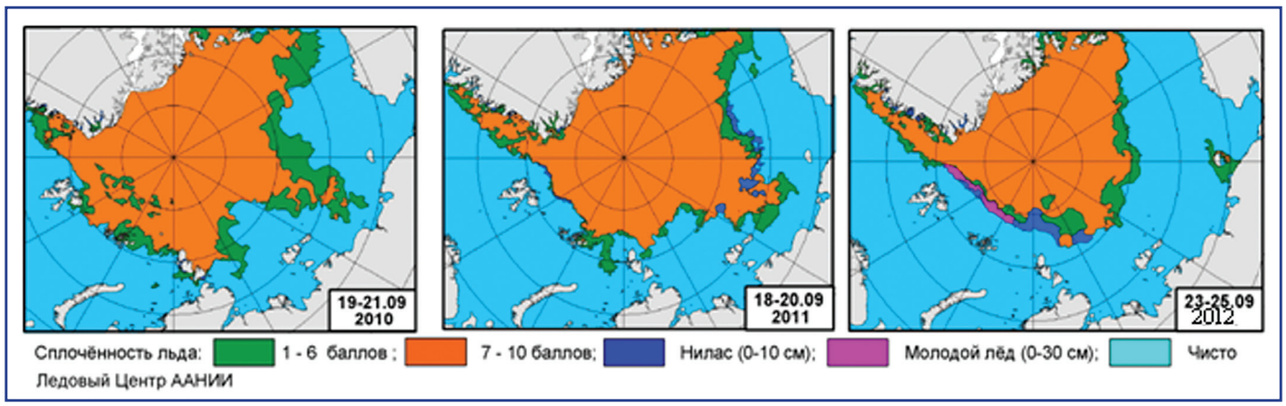



Рис. 1.8.5. Распределение сплоченности льда во второй половине сентября в 2010, 2011 и 2012 гг. (Данные сайта ААНИИ http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php).

ных районов Северного полушария показывает значительные расхождения между ними в отдельные месяцы, особенно до 1958 г. (Alekseev et al., 2007). После 1979 г. ряды становятся близкими между собой, поскольку все они основаны на спутниковых наблюдениях.

В зимний период морские льды покрывают большую часть Северного Ледовитого океана и распространяются к югу на опресненные акватории морей на континентальном шельфе (Захаров, 1996). Летом льды сохраняются в Арктике на акватории Арктического бассейна и в прилегающих районах арктических морей. Многолетние изменения ПМЛ в Северном полушарии характеризуются отрицательными линейными трендами во все месяцы и в среднем за год, с максимальными по абсолютной величине коэффициентами в июле–августе (Алексеев и др., 2009а).

Зимой в Сибирских арктических морях (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) лед занимает практически всю акваторию. В сентябре он отступает на наибольшее расстояние от побережья. Многолетние изменения в этот период дают наиболее полное представление о воздействии потепления на ПМЛ. Сопоставление трендов ПМЛ в арктических морях за полный период наблюдений, за 30-летние периоды потеплений в Арктике и за последние десять лет указывают на однозначную тенденцию к сокращению ПМЛ во все рассматриваемые периоды с ее усилением к последнему десятилетию для Сибирских морей в целом (Алексеев и др., 2009а). Отдельные моря также показывают ускорение сокращения ПМЛ в последнее десятилетие. В 30-летие 1924–1954 гг. ПМЛ сокращалась сильнее по сравнению с 30-летием 1977–2007 гг. в Карском море и, в меньшей степени, в Чукотском море. Особенно значительное сокращение ПМЛ в Сибирских морях, также как и всего ледяного покрова в Арктике, происходило за последнее десятилетие. За 10 лет с 1997 по 2007 год ПМЛ в сентябре сократилась в соответствии с линейными трендами на 26% во всей Арктике и на 79% в Сибирских морях. В то время как за весь период спутниковых наблюдений с 1979 по 2007 год сокращение составило 26.6% или 9.5% за 10 лет для всей Арктики и 63% или 16.6% за 10 лет для Сибирских морей. Таким образом, в десятилетие 1997–2007 гг. произошло резкое сокращение ПМЛ в сентябре как в Арктике в целом, так и в Сибирских арктических морях.

В последнее десятилетие отмечался ряд последовательно углубляющихся сентябрьских минимумов площади льда: в 2002, 2005, 2007 гг., завершившийся самым глубоким минимумом в сентябре 2012 г. В сентябре 2012 г. средняя площадь льда составила 3.61 млн км$^2$ с минимальным значением 3.37 млн км$^2$ 22–25 сентября (рис. 1.8.5).

В Сибирских арктических морях (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря) сентябрьская ПМЛ после 1998 года сокращалась еще более быстрыми темпами до 2005 года. В последующие годы сентябрьская площадь льда колеблется около 250 тыс. км$^2$ в пределах от 400 до 132 тыс. км$^2$ .

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 214



### 1.8.8. Толщина льда

Толщина льда является наиболее трудным для массовых измерений параметром морского ледяного покрова. Основное внимание сейчас уделяется развитию дистанционных неконтактных методов ее измерений, как с летательных аппаратов, так и с подводных судов и заякоренных подледных установок. В обобщении данных 12 рейсов ПЛ в 1958–1992 гг. (McLaren et al., 1994) не обнаружено значимого изменения толщины льда в околополюсной области, а в работе (Winsor, 2001) не найдено изменений толщины льда с 1991 по 1996 год по данным 6 плаваний ПЛ в районе меридиана 150° з.д. Позднее в работе (Laxon et al., 2003) не обнаружено уменьшения толщины льдов в Арктическом бассейне за 1993–2001 гг. по данным спутниковых измерений с помощью альтиметра.

Однако на основе более полного обобщения данных, собранных ПЛ в Арктическом бассейне, в статье (Rothrock et al., 1999) найдено уменьшение средней по бассейну толщины льда на 42% к середине 1990-х годов относительно средней за 1958–1977 гг. В работе (Tucker et al., 2001) также обнаружено уменьшение толщины льда по данным весенних рейсов ПЛ с 1976 по 1994 г., которое пришлось на промежуток с середины 1980-х по начало 1990-х гг. Предположено, что уменьшение связано с уменьшением доли многолетних льдов и увеличением доли более тонких льдов.

В работе (Belchansky et al., 2008) приведены оценки изменений толщины льда в Арктическом бассейне по данным спутниковых наблюдений с 1982 по 2003 г. Получено, что с 1982 по 1988 г. средняя толщина льда в январе увеличивалась, а с 1986 по 1996 г. – уменьшалась и с 1986 по 2003 г. вновь возрастала, главным образом, в центральной части бассейна.

В работах (Фролов и др.. 2009; Фролов, 2011) показана возможность и приведены результаты использования для мониторинга толщины морских льдов попутных измерений с борта ледоколов и других судов, способных совершать плавание во льдах. Применение телевизионного комплекса для фиксации измерений позволяет соби-

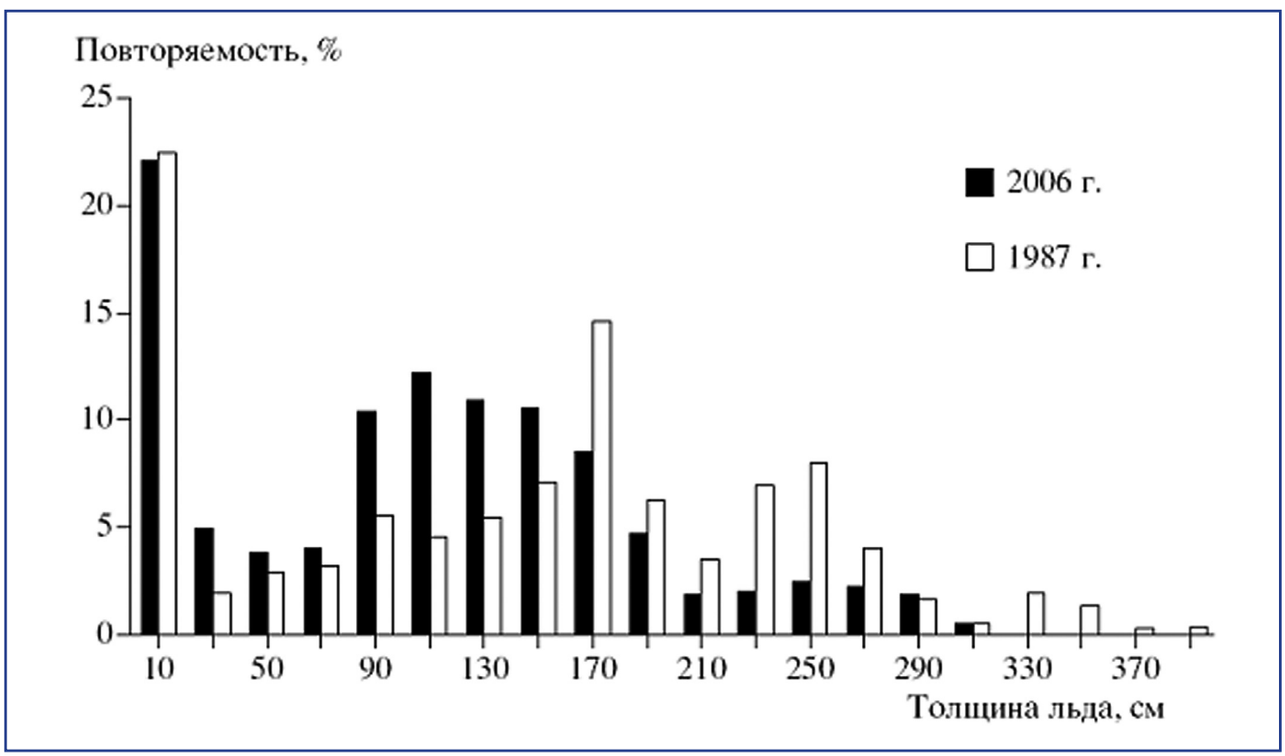



Рис. 1.8.6. Распределение толщины ровного льда в мае на пути плавания атомного ледокола “Ямал” в 2006 г. и атомного ледокола “Сибирь” в 1987 г.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 215



рать обширные массивы данных о толщинах льда на маршрутах, пересекающих Арктический бассейн в разных направлениях. На основе сравнительного анализа данных 1977, 1987 и 2000-х гг. было показано сокращение доли многолетних льдов в 2–3 раза и, соответственно, уменьшение средней их толщины в Арктическом бассейне к 2005–2006 гг. на 23% (рис. 1.8.6). Причем эти изменения произошли после 1987 г.

Анализ распределения многолетнего льда в январе по 26-летнему (1979–2004 гг.) ряду спутниковых данных в работе (Belchansky et al., 2005) обнаружил плотный и сохраняющийся постоянно в центральной части Арктического бассейна ледовый покров, окруженный расширяющимся областями флуктуирующего от года году ледяного покрова. После десятилетия квазиравновесия резкое уменьшение площади многолетнего льда началось в 1989 году, когда арктическая осцилляция сдвинулась к положительной фазе. Хотя обширный оставшийся после осени 1996 года однолетний лед полностью заменил область многолетнего льда, последующее и ускорившееся уменьшение вернуло сокращение к рекордно низкому уровню. Наиболее драматичное сокращение многолетнего покрова произошло в Восточно-Сибирском, Чукотском морях и в море Бофорта.

В статье (Yu et al., 2004) сравниваются функции распределения толщины льда в 1958–1970 гг. и 1993–1997 гг. по данным измерений ПЛ. Результаты показывают, что относительная часть открытой воды и однолетнего льда увеличилась с 0.19 до 0.30. Это балансируется 11% сокращением многолетнего и всторошенного льда. Существенные потери произошли в толщинах более 2 метров при увеличении количества 1–2 м льда. Объем льда толщиной меньше чем 4 м остается почти без изменений, а общий объем сокращается почти на 32%.

На основе наблюдений за толщиной припая на о. Хопен в Баренцевом море получена оценка тренда аномалий толщины льда –0.11 м/10 лет. Это согласуется с уменьшением максимальной толщины припая, повышением температуры воды и температуры воздуха, сокращением площади льдов (Gerland et al., 2008). Однако ранее в работах (Polyakov et al., 2002; Alekseev et al., 2007) не обнаружено значимого тренда толщины припая в Сибирских арктических морях.

Недавно Laxon et al. (2013) используя новые данные о толщине льда, полученные со спутника CryoSat-2, оценили объем льда для зимы 2010/11 и 2011/12 гг. Сравнение с ранней (2003–2008 гг.) оценкой по данным спутника ICESat, показало, что осенью объем льда уменьшился на 4292 км$^3$, а зимой на 1479 км$^3$. Оценка по модели с ассимиляцией (PIOMAS) показала меньшее сокращение объема осенью (2644 км$^3$), но большее зимой (2091 км$^3$).

### 1.8.9. Влияющие факторы

Очевидно, что причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата. Чтобы количественно оценить эту связь, в работах (Алексеев и др., 2009а; 2010) рассчитана корреляция между изменениями летней приповерхностной температурой воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре. Коэффициент корреляции по данным за 1979–2010 гг. составил –0.90, а по данным по 2012 г. включительно –0.94. Оценки, выполненные в работе (Кулаков и др., 2012) на основе моделирования изменений летней ПМЛ под влиянием потепления и атмосферной циркуляции подтвердили, что сокращение ПМЛ в последние десять лет обусловлено, главным образом, повышением температуры воздуха.

Тем не менее, сокращение ПМЛ часто связывают с изменениями циркуляции атмосферы (Bengtsson et al., 2004; Maslanik et al., 2007; Ogi et al., 2008; Wang et al., 2009; Stroeve et al., 2011) под влиянием естественной изменчивости и антропогенного форсинга (Overland et al., 2008; Min et al., 2008). Часть изменений в распределении толщин льда также связывают с циркуляцией, повлиявшей на увеличение экспорта льда через пролив Фрама в конце 1980-х – в начале 1990-х гг. Однако существенный сдвиг пика в распределении толщин предполагает, что изменения в термическом форсинге были также важным фактором в наблюдавшемся утоньшении льда (Yu et al., 2004).

С другой стороны, Overland et al. (2008) считают, что наблюдаемое сокращение арктического морского льда представляется результатом совместного влияния глобального потепления и случайного фазового совпадения собственной клима-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 216



тической моды во внутренней изменчивости в климатической системы. Livina, Lenton (2012) попытались представить сокращение ПМЛ в 2007 и в последующие годы как бифуркацию в климатической системе. Они заключили, что сокращение может быть временной (переходной) особенностью и впереди ждут либо возвращение к нормальному состоянию либо еще большее сокращение. Однако МЛП не является консервативной потенциальной системой, а зависит полностью от внешнего воздействия, что подтверждается его сильной связью с температурой воздуха.

Летнее таяние арктического морского льда в сильной степени зависит от распределения приходящей солнечной радиации между отраженной и поглощенной льдом и океаном частями. Это разделение испытывает сезонные колебания и значительную межгодовую изменчивость. Данные экспериментов SHEBA 1997–1998 гг. и данные скаттерометра QuikSCAT из того же региона за 1999–2004 гг. показывают (Perovich et al., 2007a), что среднее количество поглощенной солнечной радиации системой лед–океан с апреля по сентябрь составило 900 МДж/м$^{-2}$ со значительными колебаниями в пределах от 826 до 1044 МДж/м$^{-2}$, которые зависят от начала таяния и слабо связаны с продолжительностью таяния или окончанием таяния. Markus et al. (2009) оценили изменения сроков начала таяния замерзания и продолжительность сезона таяния по данным наблюдений со спутников. Рассматривались 10 районов. Во всех кроме Охотского моря таяние начинается раньше (тренд отрицателен от –1 до –7.3 дней за 10 лет) а замерзание позже (тренд до 7 дней за 10 лет). Для всей Арктики длина сезона таяния возросла за 30 лет примерно на 20 дней.

Начало таяния столь сильно влияет, потому что на это время приходится максимум в притоке солнечной радиации и отклонения этого момента сказываются на всем периоде таяния через влияние на альбедо. Именно на этот период приходится увеличение притока солнечной радиации. Полувековой тренд суммарной солнечной радиации на канадских арктических станциях Алерт, Резолют Бей и Нунавут показывает рост на 26.7% и 17.9% за декаду главным образом в мае и июне (Weston et al., 2007). Как следствие в районе Северного полюса начало весеннего таяния в 2002–2007 гг. отмечалось на 7 дней раньше, чем по данным дрейфующих станций “Северный полюс” в 1951–1987 гг. (Overland et al., 2008), а положительные тренды ПТВ весной, летом и осенью при ясном небе больше, чем при облачном (Liu et al., 2008).

Эти факты придают особое значение исследованию причин отмеченных изменений в притоке тепла солнечной радиации и их последствий для ледяного покрова Арктики. В работе (Francis et al., 2005) большая часть межгодовой изменчивости (40%) летней площади льда приписывается влиянию аномалий приходящей длинноволновой радиации. Nicolaus et al. (2012) представили результаты широкомасштабных спектральных измерений проникающей под лед солнечной радиации в Арктическом бассейне, подтверждающие важную роль изменений в режиме солнечной радиации. Они нашли, что проникновение под однолетний лет почти в три раза больше, чем под многолетний лед (0.11 против 0.04) в результате 50% покрытия снежницами однолетнего льда против 23% покрытия многолетнего льда.

Perovich, Polashenski (2012) отметили, что происходящий сдвиг от многолетнего к однолетнему сезонному льду в морской Арктике ведет к изменениям в альбедо поверхности льда. Сезонный лед по данным наблюдений проходит 7 стадий изменения альбедо: холодный снег, тающий снег, образование снежниц, углублении снежниц, рост снежниц, открытая вода и замерзание. В начале таяния альбедо сезонного льда меньше чем многолетнего. Это ведет к увеличению таяния льда и ее проникновения под лед. Поэтому сдвиг в сторону однолетнего льда имеет важное значение для бюджета тепла и массы льда и первичной продуктивности в верхнем слое океана. Nussbaumer, Pinker (2012) показали на основе анализа данных о приходящей коротковолновой радиации на поверхности Арктического океана, что наибольший ее вклад в сокращение площади льда отмечен в июне 2005 г. В 2007 г. область наибольшей аккумуляции не совпадала с областью наибольшего сокращением льда.

Вопрос о влиянии на деградацию морского ледяного покрова в Арктике повышения температуры в подповерхностном слое воды в Арктическом океане остается предметом обсуждения (Goosse

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 217



et al., 2003; Timmermans et al., 2008; Shaw et al., 2009; Lenn et al., 2009). Тем не менее, примечательна синхронность в развитии потеплений в Арктике и повышений температуры атлантической воды в Арктическом бассейне (Polyakov et al., 2004).

Jackson et al. (2012) отмечают роль летнего прогрева в формировании подповерхностного температурного максимума в Канадском бассейне, который зимой может быть источником поступления тепла в подледный слой и замедлять нарастание льда. Штормовые условия способствуют появлению температурного максимума. При таких условиях обнаружено потепление до 0.06 град.

В работе (Zhang et al., 2004) по результатам расчетов на глобальной совместной модели циркуляции океана и льда получено, что увеличение притока АВ с 1965 г. способствует продолжению утоньшения арктических льдов с 1966 года. В Северных морях ПМЛ действительно контролируется изменениями температуры воды (Schlichtholz, 2011). В частности, изменчивость летней температуры АВ на входе в Баренцево море контролирует около 75% зимних аномалий ПМЛ. При этом на аномалии ПМЛ зимой влияют аномалии ТПО весной и летом, возникшие под влиянием атмосферного форсинга.

Среди последствий сокращения площади льда в Арктике следует отметить влияние на баланс $CO_2$ в арктической атмосфере. Увеличение пространства открытой воды летом в арктических морях способствует поглощению $CO_2$ из атмосферы (Semiletov et al., 2004). Зимой этот процесс продолжается посредством стока рассола, содержащего $CO_2$ из атмосферы, в подледный слой воды при образовании морского льда (Anderson et al., 2004). Недавно был зафиксирован противоположный поток $CO_2$ с поверхности нарастающего морского льда в атмосферу в результате реакции в рассоле при определенной температуре, которая сопровождается выделением $CO_2$ (Недашковский, Макштас, 2010; Miller et al., 2011). Эти результаты подтверждают предположение о причине роста амплитуды сезонных колебаний концентрации $CO_2$ в атмосфере над Арктическим океаном в результате увеличении объема формирования морского льда зимой (Алексеев, Нагурный, 2007).

### 1.8.10. Морская среда

Первые океанографические измерения в Арктическом бассейне были выполнены участниками Норвежской полярной экспедиции на “Фраме” под руководством Ф. Нансена в 1893–1896 гг. (Nansen, 1902). Эти измерения были продолжены спустя четыре десятилетия на дрейфующей станции “Северный полюс” в 1937–1938 гг., затем с борта ледокольного парохода “Седов” в 1937–1940 гг. и в экспедиции на Полюс относительной недоступности на самолете Н-169 весной 1941 г. (Ширшов, 1944; Либин, 1946; Буйницкий, 1951). Вторая мировая война прервала исследования в центральной Арктике, но уже в конце 1940-х гг. они были возобновлены в беспрецедентных масштабах Высокоширотными воздушными экспедициями “Север”, российскими и американскими дрейфующими станциями. Большим достижением на этом этапе исследования явилась океанографическая съемка всего Арктического бассейна, выполненная с помощью авиации в продолжение двух весенних сезонов 1955 и 1956 гг. В 1973–1979 гг. были выполнены семь таких съемок, следующих друг за другом с годовым интервалом с общим числом 1229 океанографических станций. Полученные океанографические данные были использованы при составлении карт в Атласе Северного Ледовитого океана (1980) и Атласе Арктики (1985). Океанографические наблюдения с российских дрейфующих станций продолжались до 1991 г. и за 1937–1991 гг. на них были выполнены наблюдения на 1800 зондированиях. В ходе зимних океанографических съемок с помощью авиации проводились наблюдения на 7200 станциях. В летний период 1950–1993 гг. выполнялись океанографические съемки сибирских арктических морей, в которых были получены данные наблюдений на 31000 станций. После 1987 года океанографические наблюдения в Арктическом океане проводились, главным образом, с борта судов ледокольного типа СТД-зондами с высоким разрешением измерений по вертикали и высокой точностью. Океанографические данные, собранные за период наблюдений в арктических водах, объединены в базе океанографических данных ААНИИ. В ней содержатся данные 392 188 станций. Общая информация об этой базе океанографических данных помещена на

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 218



http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMOt/ocean/. В 1997–1998 годах собранная к тому времени в базе данных ААНИИ информация (279076 станций) была использована для составления климатических океанографических атласов Северного Ледовитого океана для зимнего (EWG, 1997) и летнего (EWG, 1998) сезонов.

### *1.8.10.1. Верхний слой в Арктическом бассейне*

Особенности горизонтального и вертикального распределения температуры, солености и химических свойств воды в верхнем слое Арктического океана определяется его формированием в результате смешивания пресной и морской воды при активном участии процессов зимнего ледообразования и летнего таяния. Распределение солености воды в верхнем слое Арктического бассейна впервые представлено А. Ф. Трешниковым (1959) по данным зимних наблюдений во время дрейфов судов "Фрам" (1894–1896) и "Г. Седов" (1936–1938), станций "Северный полюс-1", (1937–1938) и "Северный полюс-3" (1954–1955) и наблюдений, выполненных экспедициями "Север" (1948–1950). А. Ф. Трешников обратил внимание, во-первых, на отсутствие явных следов речных вод в Арктическом бассейне, что указывает на их полное перемешивание с морскими водами в пределах арктических морей, во-вторых, на более высокие значения солености вблизи материкового склона морей Баренцева, Карского и Лаптевых, чем к северу от них. На эту особенность распределения солености воды в верхнем слое Арктического бассейна указал ранее Н. Н. Зубов (1944) и объяснил ее происхождение зимним перемешиванием с нижележащими атлантическими водами. В-третьих, распределение солености, представленное А. Ф. Трешниковым, подтвердило вслед за Н. Н. Зубовым, наличие над центром Канадской котловины Арктического бассейна более распресненной воды, чем на ее периферии. Все эти особенности в поле солености верхнего слоя Арктического бассейна воспроизводились позднее на ее распределениях, полученных по более полным и детальным данным наблюдений.

Зимнее ледообразование вносит существенный вклад в формирование водных масс верхнего слоя Арктического бассейна, удаляя из него избыток пресной воды и способствуя формированию холодных зимних вод на его нижней границе. Области формирования таких вод были обнаружены по данным океанографических наблюдений в высокоширотных воздушных экспедициях 1969–1976 гг. (Никифоров и др., 1977; Никифоров, Шпайхер, 1980; Фролов, ред., 2011). Они располагаются на периферии Арктического бассейна к северу от островов Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Гренландия и Канадского арктического архипелага. Эти промежуточные воды с пониженной температурой и более высокой соленостью, чем в верхнем слое, образуется зимой при интенсивном ледообразовании сопровождающимся конвективным перемешиванием, глубина которого достигает верхней границы воды атлантического происхождения. Однако свидетельства о проникновении холодных зимних вод в более глубокие слои весьма немногочисленны (Quadfasel et al, 1988; Головин, 1993; Aagaard, 1996). Как правило, холодные промежуточные воды не перемешиваются с водой атлантического происхождения, а распространяется над ней на север от районов образования, сохраняя свои характеристики. В 1990-е годы отмечено исчезновение этого холодного промежуточного слоя в Евразийском бассейне (Steel, Boyd, 1998).

### *1.8.10.2. Пресная вода в верхнем слое*

Приток пресной воды в Арктику и ее сток из Арктического океана составляют лишь часть избытка пресной воды в его верхнем слое, благодаря которому сохраняются морские льды. Чтобы оценить весь избыток пресной воды необходимо рассчитать ее содержание относительно некоторой априори заданной солености. В качестве такой отсчетной солености Aagaard and Carmack (1989) предложили использовать соленость 34.80‰. Такой выбор имеет глубокий физический смысл, поскольку эта величина близка к критическому значению солености (примерно 34.82‰ (Алексеев, Кораблев, 1994; Алексеев и др., 1995), которое разделяет режимы глубокой и мелкой конвекции в центральной части Гренландского моря, структура вод которой ниже верхнего слоя близка к структуре вод Арктического бассейна.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 219



При солености воды в верхнем слое, близкой к критическому значению, может действовать механизм низкотемпературной сжимаемости морской воды, обеспечивающий проваливание конвективных плюмов до больших глубин (Aagaard, Carmack, 1989). С этой точки зрения содержание пресной воды в слое с соленостью менее 34.80‰ составляет избыток пресной воды, после удаления которого станет возможным глубокое конвективное перемешивание и, следовательно, безледный режим в Арктическом океане.

Рассчитанное за 1955–1979 гг. среднее содержание пресной воды (СПВ) в слое над изогалиной 34.80‰ показывает (Alekseev et al., 2000) максимум в круговороте моря Бофорта и постепенное уменьшения по направлению к Баренцеву морю и проливу Фрама. Максимальная величина СПВ формируется совместным вкладом сильного распреснения в верхнем 30–50 метровом слое и притоком тихоокеанских вод, влияние которых здесь заметно до большой глубины. Слой, в котором оценивалось содержание пресной воды, имеет толщину от 120 м в приатлантической части Арктического бассейна до 800 м над Канадской котловиной. Распределение СПВ по вертикали также неоднородно в этих частях Арктического океана: в приатлантической части основная его часть (60%) содержится в верхнем 50 м слое, а над Канадской котловиной в этом слое находится только 40% общего количества пресной воды. В целом в этой области сконцентрировано под воздействием антициклонической циркуляции наибольшее количество пресной воды, а распреснение здесь проникает до глубины 800 м, что, по-видимому, связано с ее опусканием в центре антициклонического круговорота (Трешников, Баранов, 1972).

Анализ СПВ за 1955–1979 гг. показывает не только его пространственную неоднородность, но и значительную изменчивость от года к году. Межгодовые изменения СПВ в отдельных точках в Канадском круговороте достигали 10 м. Осреднение по акватории Арктического океана оценки СПВ показывают его уменьшение от первой ко второй половине 1970-х годов. Это изменение наиболее отчетливо выражено в верхнем 50 метровом слое, в котором сосредоточена “активная часть” СПВ, участвующая в межсезонных фазовых переходах “вода–морской лед”, поскольку этот слой находится в пределах глубины зимнего конвективного перемешивания. В частности, в области к северу от Гренландии, откуда берет начало Восточно-Гренладское течение, произошло заметное повышение солености от первой половины периода (1955–1975 гг.) ко второй (1976–1979 гг.), равное в среднем 0.84‰.

Изменения в распределении содержания пресной воды (СПВ) в верхнем слое Арктического бассейна также показывают колебание между двумя максимумами – в 1920–1930-е гг. и в современный период после 1990 г., которые разделены пониженным СПВ в 1940–1970-е годы (Polyakov et al., 2008; Фролов, ред., 2011). Авторы считают, что ключевым фактором этих изменений является атмосферная циркуляция, вызывающая колебания экспорта пресной воды и льда из Арктического бассейна. Это положение ранее выдвигали авторы работы (Karcher et al., 2005). Другая точка зрения на причину колебаний СПВ в верхнем слое Арктического бассейна содержится в работах (Hakkinen, Proshutinsky, 2004; Alekseev et al., 2009). В них предполагается, что увеличение притока атлантической воды в Арктический бассейн, вызывает усиление стока ПВ из него.

Как отмечалось выше, наибольшее потепление в слое АВ в рассматриваемый период произошло в основном потоке АВ вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м.) в центральной части в центральной части Арктического бассейна. Вследствие этих изменений в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опресненного слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъема верхней границы слоя АВ и, как следствие, здесь уменьшилось содержание пресной воды в слое над изохалиной 34.80‰ (Алексеев и др., 2009б; 2010). Произошло перераспределение “избытка” пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна, в результате которого увеличилось ее количество в акватории, прилегающей к островам Канадского архипелага и Аляски (рис. 1.6 из (Алексеев и др., 2010)), что ведет к увеличению стока пресной воды через проливы в Канадском архипелаге. Причем отмеченные изменения усиливались от 1990-х к 2000-м годам.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 220



В зимний период (с октября по май) основная масса пресной воды от летнего таяния вымерзает, главным образом, за счет формирования молодых льдов, которые большей частью выторашиваются при интенсивных движениях дрейфующих льдов. Измерения нарастания многолетних льдов в зимний период вместе с оценками осолонения верхнего слоя показывают, что процесс вымерзания пресной воды в большей степени связан с нарастанием молодых льдов, чем с увеличением толщины старых льдов. Нарастание льдов на нижней поверхности многолетних льдов по данным подводных наблюдений на дрейфующей станции “Северный Полюс-22” в течение зимы составило 20–30 см (Грищенко, 1981).

Средняя величина нарастания на остаточных льдах Арктического бассейна оценивается в 50 см за зимний период (Трешников, Баранов, 1972). В то же время по данным наблюдений за зимним осолонением воды в верхнем слое Арктического бассейна суммарное нарастание льда зимой оценивается величиной 180–200 см (Трешников, 1959; Алексеев, Бузуев, 1973). Расчеты среднего объема морского льда, находящегося на поверхности Арктического океана в течение года (Лебедев, Уралов, 1981; Alekseev et al., 2000) дают объем стаявшего льда около 7000 км$^3$., а зимнего нарастания около 9800 км$^3$. Разность в 2800 км$^3$ соответствует среднему выносу льда через пролив Фрама (Vinje, 2000). Сток пресной воды в жидком виде оценивается средней величиной около 500 км$^3$ (Aagaard, Carmack, 1989). Однако, эта величина подвержена значительным межгодовым колебаниям вследствие переменных условий летнего таяния в Арктике.

Наиболее ярким следствием увеличения стока пресной воды из Арктического океана было сильное распреснение в верхнем слое Северной Атлантики, в 1963–1973 гг., названное великой соленостной аномалией (Dickson et. al., 1988). Исследователи, рассматривавшие этот феномен, указывают на истоки аномалии в Арктическом океане (например, (Mysak et. al., 1990; Hakkinen, 1993). Однако процессы, ответственные за формирование аномалий, они определяют по-разному – от изменений в циркуляции атмосферы над Арктикой и, соответственно, дрейфа морских льдов и скорости течений в верхнем слое до увеличения стока реки Маккензи в 1960-е годы. Все эти факторы на самом деле участвовали в формировании изменений в арктической климатической системе в 1960-е годы. Однако, они были проявлением летнего, потепления в Арктике в период с конца 1950-х по середину 1960-х годов, которое сопровождалось усилением таяния снега и льда, увеличением стока с окружающих материков, изменениями в атмосферной циркуляции над Арктическим океаном. Особенностями развития соленостной аномалии в 1960-х годах было, во-первых, ее первое проявление в понижении солености воды в верхнем слое воды к северу от Исландии летом 1963 г. (Steffansson, 1969). Во-вторых, по данным, приведенным в работе (Malmberg, Blindhem, 1994), наибольшее понижение солености на горизонте 50 м было отмечено здесь в 1969 г. В это же время, согласно данным работы (Drinkwater, 1994), отмечались наиболее низкие значения солености и температуры воды у западного побережья Гренландии в районе Fylla Bank в области Западно-Гренландского течения. Это обстоятельство указывает на практически одновременное развитие распреснения в обоих районах и наводит на мысль о двух путях поступления пресной воды из Арктики в Северную Атлантику: через проливы Фрама и Датской с востока и через море Баффина и Дэвисов пролив с запада.

Анализ изменений температуры воздуха в Арктике за 1948–1996 гг. показывает, что в 1957–1962 гг. отмечалось необычно высокие температуры воздуха летом вблизи побережья Арктического океана и, особенно, высокие температуры в районе Западной Гренландии, моря Баффина и прилегающей части Канадского архипелага. Средняя многолетняя температура воздуха в этой области летом наиболее низкая во всей Арктике, и здесь скапливается наибольшее количество снега и льда в зимний период. Большие положительные аномалии температуры воздуха здесь способствовали интенсивному летнему таянию и стоку пресной воды в Арктический океан, Канадские проливы, море Баффина и Гудзонов залив. В 1990-е гг. средняя температура воздуха летом в Арктике вновь значительно повысилась, и это привело к формированию в Арктике нового распресняющего импульса для Северной Атлантики.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 221



### *1.8.10.3. Атлантическая вода в Арктическом бассейне*

Приток атлантической воды (АВ) в Арктику составляет необходимую составляющую в формировании глобального океанического конвейера. Эта вода распространяется по акватории Северных морей и проникает в Арктический бассейн, где занимает подповерхностный слой на глубинах от 50 до 800 метров (Тимофеев, 1960; Атлас Северного..., 1980; EWG, 1997; 1998). Атлантическая вода является важным источником тепла в приатлантическом секторе Арктики и источником соли для арктических вод, подвергающихся постоянному распресняющему воздействию. Ее присутствие стимулирует развитие перемешивания, включая глубокую конвекцию, формирование новых водных масс и рост биопродуктивности верхнего перемешанного слоя на акватории северных морей. Слабый, но постоянный приток тепла от слоя атлантической воды в верхний слой Арктического бассейна ограничивает зимнее нарастание льда. В этой связи приток атлантической воды является важным климатообразующим процессом в арктической климатической системе, а его изменения оказывают влияние не только на климат в Арктике, но и за ее пределами.

Атлантическая вода поступает в Северные моря через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы. В северо-восточной части Норвежского моря поток атлантических вод разделяется на две ветви. Западная ветвь, формирующая теплые и соленые воды Западно-Шпицбергенского течения, входит в АБ через пролив Фрама и движется вдоль континентального склона на восток, формируя циклонические круговороты над глубоководными котловинами центрального Арктического бассейна. Именно этот поток переносит основное тепло в подповерхностный слой Арктического бассейна в силу его изоляции от атмосферы и ослабленного перемешивания с окружающими водами.

Анализ океанологических данных, получаемых экспедициями в Арктическом бассейне вплоть до конца 1980-х годов, не давал оснований усомниться в устойчивости климатического режима АВ, установленного для периода 1950–1980 гг. Однако в начале 1990-х годов поступили первые сведения о необычно высоких температурах (по сравнению с их климатическими значениями) в слое воды атлантического происхождения к северу от Карского моря (Quadfasel, 1991).

Летом 1993 г. наблюдения с борта ледокола “Поларштерн” подтвердили повышение температуры атлантических вод в северной части моря Лаптевых (Schauer et al., 1995), а с борта канадского ледокола “Генри Ларсен” – также и к северу от о. Врангеля (в точке 76° 57′ с.ш., 174° 08′ в.д.). В этой точке температура оказалась 1.4°С (Carmack et al., 1995) при ее обычных значениях здесь 0.6°С (Атлас Северного..., 1980). В июле–августе 1994 г. экспедицией на ледоколах “Polar sea” и “Louis S.St-Lourent”, выполнявших гидрологический разрез Берингов пролив – Северный полюс – пролив Фрама, было обнаружено потепление на 0.5–1°С в слое атлантических вод к северу от Чукотского моря и над хребтом Ломоносова (Aagaard et al., 1996). В районе поднятия Альфа (85° с.ш., 155° з.д.) летом 1998 г. была измерена температура 0.85°С; в точке 88° с.ш., 102° з.д. она продолжала сохраняться близкой к норме (0.44°С).

Наблюдения с ледокола “Поларштерн” летом 1995 г. (Rudels et al., 1997), 1996 г. (Schauer et al., 2002) и 1998 г. подтвердили сохранение тепловой аномалии на протяжении 1990-х годов. Наблюдения же с ледоколов “Larsen” в 1993 г., “Louis S. St-Laurent” в 1994 г. и “Академик Федоров” в 2000 г. указали на ее распространение на новые районы. На меридиане 180° температура 1.4°С (на 0.8°С выше нормы) в слое атлантических вод в 1993 г. была зафиксирована на 77° с.ш. В 1994 г. температура 1.1°(на 0.5° выше нормы) была измерена на 80° с.ш., а в 2000 г. температура 1.3° (0.7° выше нормы) на 82° с.ш.

Сравнение с более ранними данными наблюдений показали (Алексеев и др., 1997; 1998; Алексеев, Макштас, 1999), что наиболее значительные изменения максимальной температуры в атлантическом слое произошли в секторе 90–180° в.д. К северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа эти изменения оказались малозаметными. По всей вероятности, эта пространственная неоднородность в изменении температуры связана не с притоком более теплых, чем обычно, атлантических вод, а с увеличением их объема и более глубоким проникновением в Арктический бассейн. На это, в

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 222



частности, указывает утолщение слоя атлантических вод на 50–100, а местами и более метров.

В ряде исследований (Swift et al., 1997; Thompson, Wallace, 1998; Dickson et al., 2000) приводятся аргументы в пользу того, что потепление Арктики, начавшееся в 1970-е гг. связано с усилением интенсивности атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и приатлантической Арктикой. Эта связь была воспроизведена в эксперименте на модели совместной циркуляции океана и атмосферы с искусственно усиленным NAO (Delworth, Knudson, 2000; 2001), который показал усиление переноса атлантических вод в Арктику.

Как известно, потепление Арктики в 1920–1940-е гг. также объяснялось усилением атмосферной циркуляции и переносов тепла над приатлантической Арктикой (Визе, 1937; Вительс, 1946). Однако тогда рост индекса NAO был тогда существенно меньшим, чем в 1990-е годы (Dickson et al., 2000), а повышение температуры АВ в Северо-Европейском бассейне оказался наиболее заметным в 1930-е гг. Эти различия в развитии потепления атлантических вод в 1930-е и 1990-е гг., возможно, связаны с изменениями вклада атмосферной и термохалинной циркуляции. Потепление вод в 1930-х гг., по-видимому, в большей степени связано с усилением термохалинной, а в 1990-х – атмосферной циркуляции.

Для формирования климата морской Арктики поступление теплой и соленой воды из Северной Атлантики является важным процессом.

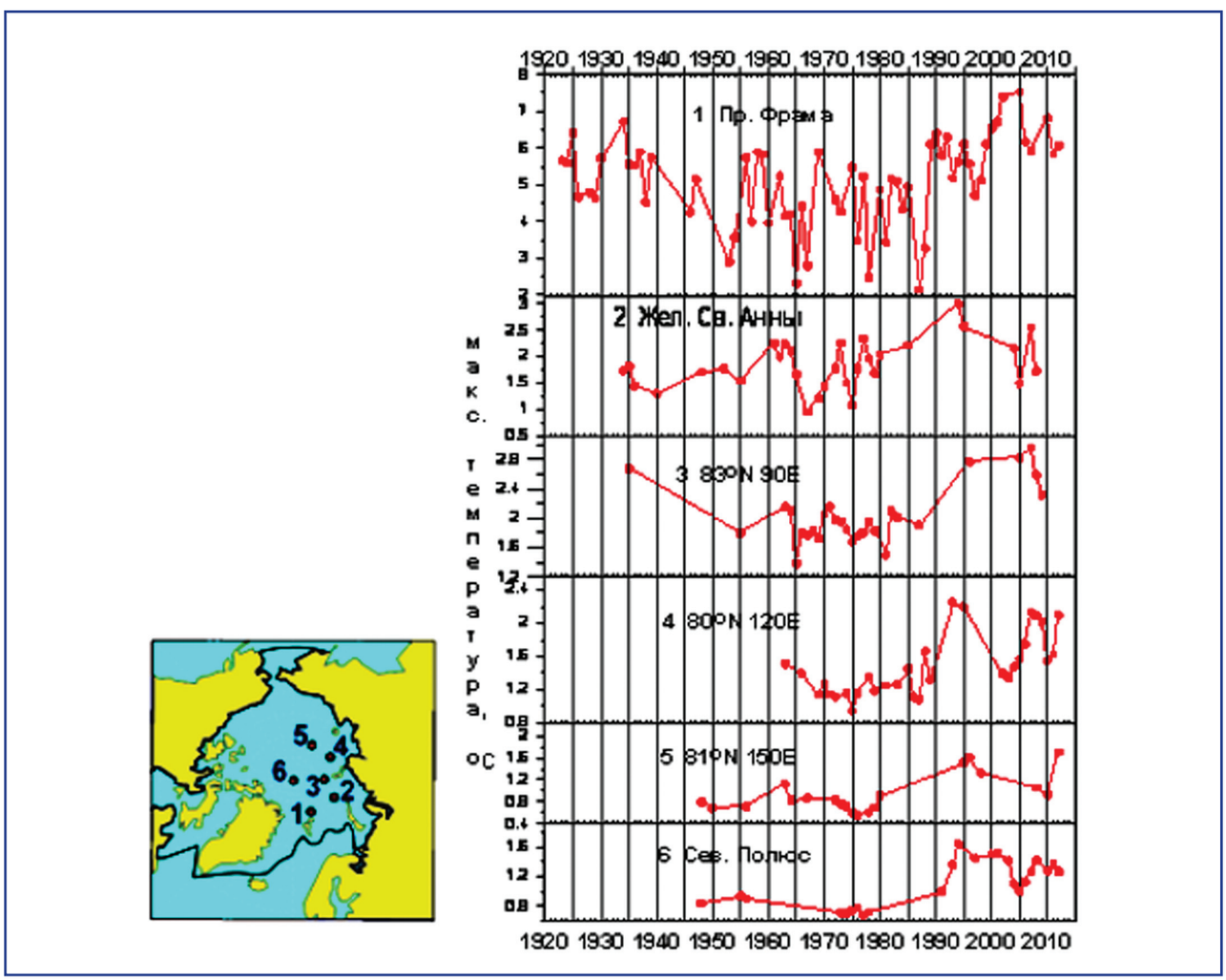



Рис. 1.8.7. Изменения максимальной температуры в слое АВ по данным измерений в шести районах Арктического бассейна (слева) по данным 1920–2012 гг.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 223



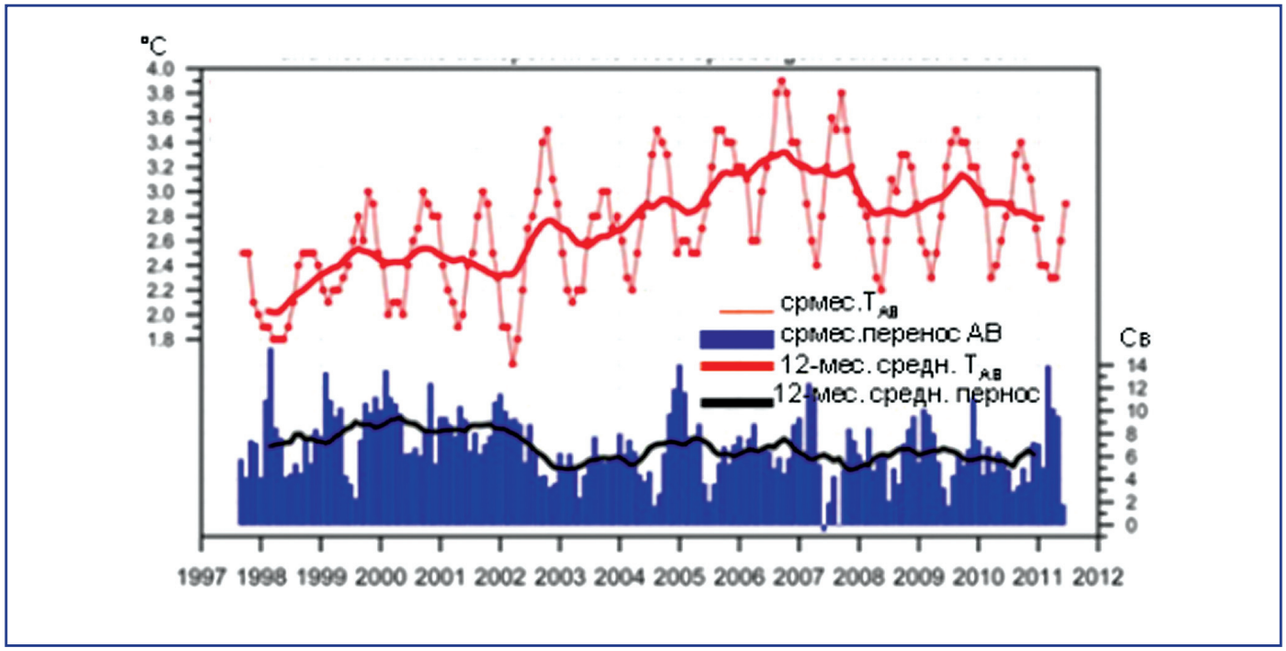



Рис. 1.8.8. Средняя температура АВ (в слое с температурой выше 1°С) и перенос АВ (синие столбики, Св) в проливе Фрама по данным инструментальных изменений (Jeffries et al., 2012).

Приток атлантической воды (АВ) в Арктику составляет часть глобального океанического конвейера, связывающего океаны транспортом тепла, соли и пресной воды. Поступая из Северной Атлантики, АВ распространяются по акватории Норвежского, Гренландского и Баренцева морей и проникают в Арктический бассейн, где занимают промежуточный слой на глубинах от 100 до 800 м (Тимофеев, 1960; Трешников, Баранов, 1972).

Атлантическая вода является важным источником тепла в приатлантическом секторе Арктики и источником соли для арктических вод, подвергающихся постоянному опреснению. Постоянный приток тепла от слоя АВ в верхний слой Арктического бассейна ограничивает зимнее нарастание льда, хотя о величине и распределении этого притока нет единого мнения. Все это указывает на то, что поступление АВ является важным климатообразующим процессом в арктической климатической системе и его мониторинг должен быть составной частью слежения за изменениями климата (Polyakov et al., 2003; 2004; Алексеев и др. 2007; Фролов, ред., 2011).

Обобщение океанографических данных, собранных в Арктическом бассейне с начала наблюдений, позволило выбрать районы, наиболее освещенные наблюдениями и сформировать климатические ряды характеристик АВ (Алексеев и др., 2009б; 2010; 2011). Одной из таких характеристик является максимальная температура в слое АВ в шести районах Арктического бассейна Приведенные на рис. 1.8.7 изменения максимальной температуры АВ показывают начало современного повышения температуры АВ в проливе Фрама в 1987 г., которое разделяется на два этапа. Второй этап повышения температуры начался в 1997 г. Его начало прослеживается и в других рассматриваемых районах с запаздыванием до 8 лет в районе Северного Полюса. В последние годы повышенные значения температуры АВ сохраняются, однако наметилась тенденция к их уменьшению, особенно заметная по данным инструментальных наблюдений в проливе Фрама (рис. 1.8.8).

Обобщение характеристик слоя АВ по пяти районам в Арктическом бассейне (без пролива Фрама) путем нормирования (на СКО) их аномалий (относительно соответствующих средних за период наблюдений) позволило выявить крупномасштабные изменения максимальной температуры в слое АВ, глубины максимальной температуры и положения верхней границы слоя (рис. 1.8.9). Несмотря на значительный

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 224



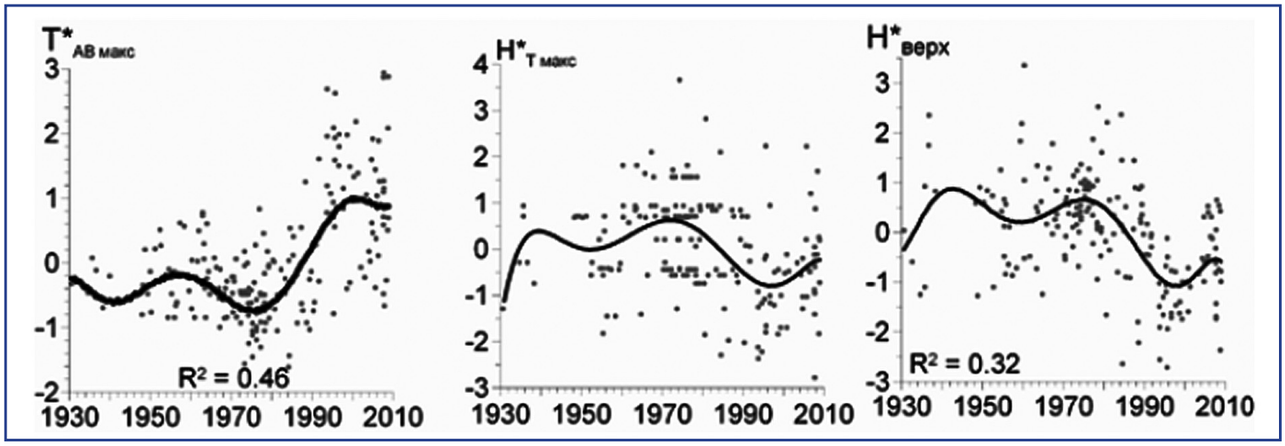



Рис. 1.8.9. Нормированные аномалии характеристик слоя АВ, обобщенные по 5 районам Арктического бассейна. Слева направо: максимальная температура воды, глубина максимума температуры, глубина верхней границы слоя (нулевой изотермы).

разброс нормированных аномалий, аппроксимация ортогональными полиномами выделяет междесятилетние колебания характеристик с соответствующими экстремумами. Максимумы температуры АВ приходятся на 1930-е, 1950-е и 1990–2000-е гг. Соответствующие им минимумы глубины максимальной температуры и глубины верхней границы слоя АВ приходятся на эти же периоды.

Сопоставление изменений температуры АВ в Арктическом бассейне и в Северной Атлантике, начиная от тропической области показывает присутствие во всех рассматриваемых рядах сходных междесятилетних изменений с преобладанием роста температуры в последние 30 лет. Расчеты взаимных корреляций между исходными и сглаженными рядами показывают запаздывание изменений температуры на поверхности Северо-Европейского бассейна относительно тропиков на 26 лет и на 2–3 года относительно района 20°–40° с.ш. Начало потепления в Северной Атлантике приходится на 1970-е годы, в проливе Фрама – на конец 1980-х, а в Арктическом бассейне на начало 1990-х гг.

Благодаря международным экспедиционным исследованиям в 1990-е и особенно в 2000-е гг., получившим особый размах в период МПГ 2007/08 гг., были получены обширные океанографические данные в разных районах Арктического бассейна (Фролов, ред., 2011). В этот же период стала поступать океанографическая информация с дрейфующих океанографических буев (WHOI). В итоге значительное число океанографических станций покрыло почти всю акваторию Арктического бассейна, что позволило построить средние поля характеристик слоя АВ за десятилетия 1990-х , 2000-х гг. (Алексеев и др., 2009б; 2010) и сравнить их с полями 1970-х гг., наиболее полно освещенными данными наблюдений в прошлом (Константинов, Грачев, 2000). Метод построения полей представлены в статье (Алексеев и др., 2009б).

Наибольшее потепление в слое АВ в рассматриваемый период произошло в основном потоке АВ вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м.) в центральной части Арктического бассейна. Вследствие этих изменений в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опресненного слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъема верхней границы слоя АВ и, как следствие, здесь уменьшилось содержание пресной воды в слое над изохалиной 34.80 ‰. Произошло перераспределение “избытка” пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна, в результате которого увеличилось ее количество в акватории, прилегающей к островам Канадского архипелага и Аляски, что привело к увеличению стока пресной воды через проливы в Канадском архипелаге (Prinsenberg, Hamilton, 2005).

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 225



### 1.8.11. Заключение

В главе рассмотрены изменения климата в морской Арктике, включающей морскую часть арктической зоны Российской Федерации (арктические моря от Баренцева на западе до Чукотского на востоке и прилегающая часть Арктического бассейна в пределах 200 мильной экономической зоны) и остальные акватории Северного Ледовитого океана (СЛО), покрываемые льдом в зимний период. Именно присутствие океана и морского льда в центре Арктики в сильной степени влияет на формирование арктического климата, определяет важную роль Арктики в изменениях глобального климата, а также ее влияние на климат прилегающих территорий.

Изменения климата в морской Арктике усиливаются положительными обратными связями, среди которых особое место занимает ускоряющаяся деградация морских льдов. В свою очередь, увеличение поступления пресной воды из СЛО в Северную Атлантику в результате потепления может ослабить, термохалинную циркуляцию в прилегающей акватории Северной Атлантики и поступление океанического тепла в высокие широты.

Потепление климата проявилось ранее всего в повышении приповерхностной температуры воздуха (ПТВ). Наблюдения с начала 20-го столетия и по настоящее время показывают два потепления Арктики – современное, начавшееся в 1990-е годы, и предшествующее потепление в 1920–1940-х годах, которое было прервано глубоким понижением ПТВ. Эти три стадии эволюции ПТВ образуют колебание с периодом 60–70 лет, наиболее заметное в Северной Атлантике и прилегающей Арктике. По этой причине его часто называют Атлантической многолетней осцилляцией (АМО).

Основная положительная часть энергетического баланса морской Арктики связана с атмосферной циркуляцией, переносящей тепло и влагу в высокие широты. Недавние оценки составляющих энергетического баланса с использованием массивов реанализа атмосферных данных ERA-40 и NCEP/NCAR для области севернее 70° с.ш. (Serreze et al., 2007) показали увеличение роли притока тепла из океана, прежде всего вследствие появления значительных пространств открытой воды и увеличения летнего прогрева верхнего слоя океана.

В Арктике преобладают два основных режима атмосферной циркуляции – антициклонический и циклонический. С развитием потепления произошла перестройка циркуляционной системы с формированием дипольной структуры. В положительнай фазе арктический диполь (АД) характеризуется пониженным давлением над Карским морем и морем Лаптевых и повышенным над Канадским архипелагом, распространяющимся на юго-восток Гренландии. В отрицательной фазе АД аномалии давления расположены противоположным образом, но с центром отрицательной аномалии давления над Северо-Европейским бассейном. В летние сезоны 2007–2012 гг. АД характеризовался низким давлением над сибирской Арктикой и высоким над морем Бофорта и Гренландией, что создавало усиленный меридиональный перенос через Арктику и таяние Гренландского ледяного щита. Изменение атмосферной циркуляции над Арктикой повлияло на формирование климатических аномалий над прилегающими умеренными широтами, в частности, холодных зим в Европе и в восточной Азии, связанных с западным смещением антициклона над сибирским побережьем.

Потепление в Арктике связано также с изменениями в режиме приходящей солнечной радиации. Наблюдения за суммарной солнечной радиацией на арктических станциях обнаруживают значимые положительные тренды за последние 50 лет, прежде всего вследствие увеличение нисходящей длинноволновой радиации. С 1979 по 2005 год количество поглощенной солнечной радиации, запасенной летом в верхнем слое Арктического бассейна, увеличилось за последние несколько десятилетий на 89% его акватории.

При сравнении потепления в Арктике с глобальным потеплением или потеплением в Северном полушарии, отмечают его максимальное развитие в Арктике. Этот феномен назван Арктическим усилением и выяснению его причинам посвящено много исследований. В. Ю. Визе (1937), по-видимому, был первым, кто указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину потепления Арктики. Положе-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 226



ние о решающей роли усиления циркуляции атмосферы и океана и связанного с ними притока тепла в Арктику подтверждается расчетами составляющих энергетического баланса.

Показано (Алексеев и др., 1991; Алексеев 2004), что изменчивость приповерхностной температуры воздуха зимой в период полярной ночи зависит от изменчивости притоков энергии с циркуляцией атмосферы и океана: Основная причина остающихся расхождений в оценке причин арктического усиления связана с тем, что усиление циркуляции и переносов ведет к появлению положительных обратных связей, которые принимаются за главные факторы. Развитие наблюдаемого в настоящее время потепления климата Арктики также связано с изменениями в режиме циркуляции атмосферы, которые происходят под влиянием как естественных, так и антропогенных глобальных воздействий.

Сокращение площади морского льда является наиболее обсуждаемым проявлением современного потепления в Арктике. В первом оценочном докладе (ОД_РФ-1) обзор изменений морского льда в Арктике заканчивался 2007 годом, когда был отмечен абсолютный на тот момент минимум площади, занятой морским льдом (протяженность морского льда (ПМЛ)) в сентябре. На конец последующего пятилетнего периода 2007–2012 гг., завершающегося подготовкой ОД_РФ-2, пришелся новый еще более глубокий минимум ПМЛ в сентябре 2012 года. Подобного сокращения площади льдов не наблюдалось никогда ранее за период не только инструментальных, но любых случайных и попутных наблюдений со времен появления современного человека в высоких широтах.

Толщина льда является более трудным для массовых измерений параметром морского ледяного покрова. Обобщения данных, собранных ПЛ в Арктическом бассейне найдено уменьшение средней по бассейну толщины льда на 42% к середине 1990-х годов относительно средней за 1958–1977 годы (Rothrock et al., 1999). В статье (Фролов и др., 2009) приведены результаты мониторинга толщины морских льдов по данным попутных измерений с борта ледоколов. Показано сокращение доли многолетних льдов в 2–3 раза и, соответственно, уменьшение средней их толщины в Арктическом бассейне к 2005–2006 годам на 23%.

Причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата, о чем свидетельствует (Алексеев и др., 2009а; 2010) корреляция с коэффициентом –0.94 за 1979–2012 гг. между изменениями летней приповерхностной температурой воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре. Оценки на основе моделирования под влиянием потепления и атмосферной циркуляции подтвердили, что сокращение ПМЛ в последние десять лет обусловлено, главным образом, повышением температуры воздуха (Кулаков и др., 2012). Изменения в распределении толщин льда связывают также с циркуляцией, повлиявшей на увеличение экспорта льда через пролив Фрама в конце 1980-х – в начале 1990-х гг. Однако существенный сдвиг пика в распределении толщин предполагает, что изменения в термическом форсинге были также важным фактором в наблюдавшемся утоньшении льда (Yu et al., 2004). Отмечается также роль летнего прогрева в формировании подповерхностного температурного максимума, который зимой может замедлять нарастание льда (Jackson et al., 2012).

Наибольшее потепление в морской среде Арктики произошло в основном потоке атлантической воды (АВ) вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м.) в центральной части в центральной части Арктического бассейна. Вследствие этих изменений в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опресненного слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъема верхней границы слоя АВ и увеличилось ее количество в акватории, прилегающей к островам Канадского архипелага и к Аляске.

Сопоставление изменений температуры АВ в Арктическом бассейне и в Северной Атлантике, начиная от тропической области показывает присутствие во всех рассматриваемых рядах сходных междесятилетних изменений с преобладанием роста температуры в последние 30 лет. Начало потепления в Северной Атлантике приходится на 1970-е годы, в проливе Фрама – на конец 1980-х, а в Арктическом бассейне на начало 1990-х гг. В последние годы повышенные значения температуры АВ в Арктическом бассейне сохраняются,

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 227



однако по данным инструментальных наблюдений в проливе Фрама (Jeffries et al., 2012) наметилась тенденция к их уменьшению после 2007 года.

### 1.8.12. Литература


**Александров Е. И., Брязгин Н. Н., Дементьев А. А., Радионов В. Ф., 2007.** Мониторинг климата приземной атмосферы северной полярной области, Тр. ААНИИ, т. 447, с. 18–32.

**Алексеев Г. В., 2003.** Исследования изменений климата Арктики в XX столетии, Тр. ААНИИ, т. 446, с. 6–21.

**Алексеев Г. В., 2004.** Роль циркуляции атмосферы и других факторов в формировании климата Арктики. В кн.: Формирование и динамика современного климата Арктики, Алексеев Г. В. (ред.), СПб.: Гидрометеоиздат, с. 27–46.

**Алексеев Г. В., Александров Е. И., Священников П. Н., Харланенкова Н. Е., 2000.** Взаимосвязи колебаний климата в Арктике и в средних и низких широтах, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–17.

**Алексеев Г. В., Бузуев А. Я., 1973.** Эволюция системы "морской лед–верхний слой океана" вблизи дрейфа станции "СП-16", Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 42, с. 37–43.

**Алексеев Г. В., Нагурный А. П., 2007.** Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в Арктике, Доклады РАН, т. 417, № 4, с. 541–544.

**Алексеев Г. В., Кораблев А. А., 1994.** Океанографические условия развития глубокой конвекции. Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах, СПб., с. 79–92.

**Алексеев Г. В., Макштас А. П., 1999.** Исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы в Арктическом бассейне, Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 71, с. 48–60.

**Алексеев Г. В., Священников П. Н., 1991.** Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария, Л.: Гидрометеоиздат, 159 с.

**Алексеев Г. В., Иванов В. В., Кораблев А. А., 1995.** Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море, Океанология, т. 35, № 1, с. 45–52.

**Алексеев Г. В., Подгорный И. А., Священников П. Н., 1991.** Колебания отепляющего влияния океанов на глобальный климат, ДАН СССР, т. 320, № 1, с.70–73.

**Алексеев Г. В., Фролов И. Е., Соколов В. Т., 2007.** Наблюдения в Арктике не подтверждают ослабление термохалинной циркуляции в Северной Атлантике, ДАН, т. 413, № 2, с. 277–280.

**Алексеев Г. В., Иванов Н. Е., Пнюшков А. В., Харланенкова Н. Е., 2011.** Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века, Том "Метеорологические и геофизические исследования", М.: Изд-во "Европейские издания", с. 3–25.

**Алексеев Г. В., Булатов Л. В., Захаров В. Ф., Иванов В. В., 1997.** Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн, Докл. РАН, т. 356, с. 401–403.

**Алексеев Г. В., Булатов Л. В., Захаров В. Ф., Иванов В. В., 1998.** Тепловая экспансия атлантических вод в Арктическом бассейне, Метеорология и гидрология, № 7, с. 69–78.

**Алексеев Г .В., Данилов А. И., Катцов В. М., Кузьмина С. И., Иванов Н. Е., 2009а.** Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XX1 веках по данным наблюдений и моделирования, Изв. АН, сер. ФАО, т. 45, № 6, с. 723–735.

**Алексеев Г. В., Иванов Н. Е., Пнюшков А. В., Балакин А. А., 2010.** Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века, Проблемы Арктики и Антарктики, № 3 (86), с. 22–34.

**Алексеев Г. В., Пнюшков А. В., Иванов Н. Е. , Ашик И. М. , Соколов В. Т., Головин П. Н., Богородский П. В., 2009б.** Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ 2007/08, Проблемы Арктики и Антарктики, № 1 (81), с. 7–14.

**Атлас Арктики, 1986.** Трешников А. Ф. (ред.), Л.: Изд. ГУГиК, 304 с.

**Атлас Северного Ледовитого океана, 1980**. Горшков С. Г. (ред.), М.: Изд. МО СССР, 190 с.

**Буйницкий В. Х., 1951.** Формирование и дрейф ледяного покрова в Арктическом бассейне, Тр. Дрейф. эксп. Главсевморпути на л/п

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 228



"Г. Седов" 1937–1940, М., Л., 1951, т. 4, с. 74–179.

**Визе В. Ю., 1944.** Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М., Л., Изд-во Главсевморпути, 274 с.

**Визе В. Ю., 1937.** Причины потепления Арктики, Сов. Арктика, № 1.

**Виттельс Л. А., 1946.** Циклоны северных морей и потепление Арктики, Метеорология и Гидрология, № 5, с. 32–40.

**Гирс А. А., 1971.** Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы, Л., Гидрометеоиздат, 280 с.

**Головин П. Н., 1993.** Характеристики образования и трансформации водных масс на континентальном склоне, Тр. ААНИИ, т. 429, с. 68–75.

**Грищенко В. Д., 1981.** Особенности подводного таяния и нарастания морского льда в Арктическом бассейне, Тр. ААНИИ, № 372, с. 123–128.

**Гудкович З. М., 1961.** Связь дрейфа льда в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях, Тр. Океанографической Комиссии АН СССР, т. 1, с. 14–21.

**Дзердзеевский Б. Л., 1943.** К вопросу о потеплении Арктики, Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 2, с. 60–69.

**Дмитриев А. А., 1994.** Изменчивость атмосферных процессов Арктики и ее учет в долгосрочных прогнозах, СПб., Гидрометеоиздат, 207 с.

**Захаров В. Ф., 2004.** Внутривековые изменения в распространении морских арктических льдов в XX столетии. В кн.: Формирование и динамика современного климата Арктики, Алексеев Г. В. (ред.), СПб., Гидрометеоиздат, с. 112–159.

**Захаров В. Ф., 1996.** Морские льды в климатической системе, СПб., Гидрометеоиздат, 214 с.

**Зубов Н. Н., 1944.** Льды Арктики, М., Изд-во Главсевморпути, 360 с.

**Кораблев А. А., Пнюшков А. В., Смирнов А. В., 2007.** К вопросу о возможности использования данных реанализов ERA-40 и NCEP/NCAR для оценки изменений климата в Северной полярной области, Труды ААНИИ, т. 447, с. 44–67.

**Лебедев А. А., Уралов Н. С., 1981.** Оценка баланса объема морского льда в северном полушарии, Тр. ААНИИ, № 384, с. 61–77.

**Либин Я. С., 1946.** Гидрологические наблюдения. Экспедиция на самолете "Н-169" в район "Полюса недоступности". Научные результаты, М.; Л., с. 74–123.

**Константинов Ю. Б., Грачев К. И., 2000.** Высокоширотные воздушные экспедиции "Север" (1937, 1941–1993 гг.) / Под ред. В. Т. Соколова. СПб.: Гидрометеоиздат, 176 с.

**Кулаков М. Ю., Макштас А. П., Шутилин С. В., 2012.** AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана, Проблемы Арктики и Антарктики, № 2 (92), с. 6–18.

**Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., 1988.** Радиационный баланс Земли, ключевые аспекты, М., Наука, 216 с.

**Мохов И. И., Мохов О. И., Петухов В. К., Хайрулин Р. Р., 1992.** Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 28, № 1, с. 11–26.

**Недашковский А. П., Макштас А. П., 2010.** Эмиссия $CO_2$ в атмосферу при образовании арктического морского льда, Проблемы Арктики и Антарктики, № 3 (86). с. 35–44.

**Никифоров Е. Г., Блинов Н. И., Лукин В. В., 1977.** Новые данные о природе промежуточных водных масс Арктического бассейна, Труды ААНИИ, т. 338, с. 17–31.

**Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О., 1980.** Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана, Л., Гидрометеоиздат. 269 с.

**Смоляницкий В. М., 2003.** Пространственно-временная изменчивость характеристик ледяного покрова на основе "Глобального банка цифровых данных по морскому льду", автореферат канд. дисс., СПб, ААНИИ, 24 с.

**Тимофеев В. Т., 1960.** Водные массы Арктического бассейна, Л., Гидрометеоиздат, 190 с.

**Трешников А. Ф., Баранов Г. И., 1972.** Структура циркуляции вод в Арктическом бассейне, Л., Гидрометеоиздат, 1972.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 229



**Трешников А. Ф., 1959.** Поверхностные воды Арктического бассейна, Проблемы Арктики и Антарктики, № 7, с. 5–14.

**Фролов И. Е., Гудкович З. М., Радионов В. Ф., Тимохов Л. А., Широчков А. В., 2005.** Научные исследования в Арктике. т. 1: Научно-исследовательские дрейфующие станции "Северный Полюс", СПБ, Наука, 267 с.

**Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007.** Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа, СПб, "Наука", 135 с.

**Фролов И. Е. (ред.), 2011.** Океанография и морской лед. Сер. "Вклад России в Международный полярный год 2007/2008, Изд. ООО "Паульсен", М. – СПб, 431 с.

**Фролов С. В., Федяков В. Е., Третьяков В. Ю., Клейн А. Э., Алексеев Г. В., 2009.** Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне, Доклады РАН, т. 425, № 1, с. 104–108.

**Хрол В. П., 1992.** Атлас энергетического баланса северной полярной области, Л., Гидрометеоиздат, 52 с.

**Ширшов П. П., 1944.** Научные результаты дрейфа станции "Северный полюс", М., Изд. АН СССР, с. 110–140.

**Aagaard K. J., Barrie L. A., Carmack E. C. et al., 1996.** Canadian researchers explore Arctic Ocean, EOS, vol. 77, no. 22, pp. 209–213.

**Aagaard K. J., Carmack E. C., 1989.** The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation, J. Geophys. Res., vol. 94, C10, pp. 14485–14498.

**Alekseev G. V., Danilov A. I., Kattsov V. M., Kuz'mina S. I., Ivanov N. E., 2009.** Changes in the Climate and Sea Ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st Centuries from Data of Observations and Modeling, Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, vol. 45, no. 6, pp. 675–686. Pleiades Publishing, Ltd., 2009.

**Alekseev G. V., Bulatov L. V., Zakharov V. F., 2000.** Freshwater freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. In: The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Lewis E. L. et al. (eds.), Kluwer Academic Publishers, pp. 589–608.

**Alekseev G. V., Kuzmina S. I., Nagurny A. P., Ivanov N. E., 2007.** Arctic sea ice data sets in the context of the climate change during the 20th century. Climate variability and extremes during the past 100 years. Series: Advances in Global Change Research, vol. 33, pp. 47–63.

**Alexeev V. A., Langen P. L., Bates Ж J. R., 2005.** Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in "ghost forcing" experiments without sea ice feedbacks, Climate Dynamics, DOI 10.1007/s00382-005-0018-3.

**Anderson L. G., Falck E., Jones E. P., Jutterstrom S., Swif J., 2004.** Enhanced uptake of atmospheric $CO_2$ during freezing of seawater: A field study in Storfjorden, Svalbard, J. Geophys. Res., vol. 109, C06004, doi:10.1029/2003JC002120.

**Arctic Antarctic Research Institute**: http://www.aari.ru/gdsidb/data/arctic_climate.asp

**Belchansky G. I., Douglas D. C., Platonov N. G., 2008.** Fluctuating Arctic Sea Ice Thickness Changes Estimated by an In Situ Learned and Empirically Forced Neural Network Model, Journal of Climate, vol. 21, pp. 716–729.

**Belchansky G. I., Douglas D. C., Eremeev V. A., Platonov N. G., 2005.** Variations in the Arctic's multiyear sea ice cover: A neural network analysis of SMMR-SSM/I data, 1979–2004, Geophys. Res. Lett., vol. 32, L09605, doi:10.1029/2005GL022395.

**Bengtsson, L., Semenov V. A., Johannessen O. M., 2004.** The early-twentieth-century warming in the Arctic. A possible mechanism, Journal of Climate, vol. 17, pp. 4045–4057.

**Brinck L. T., Dick C., Goodwin H., Pavlova O., Vinje T., Kjaernli G., Villinger T., 2003.** ACSYS historical ice chart archive (1553–2002), International ACSYS/CliC Project Office.

**Bronnimann S., 2009.** Early twentieth-century warming, Nature Geoscience, vol. 2, november 2009, pp. 735–736.

**Cai M., 2006.** Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: A dry radiative-transportive climate model, Climate Dynamics, vol. 26, pp. 661–675. DOI 10.1007/s00382-005-0104-6.

**Cai M., 2005.** Dynamical amplification of polar warming, Geophys. Res. Lett., 32, L22710, doi:10.1029/2005GL024481.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 230



**Carmack E. C., MacDonald R. W., Perkin R. G. et al., 1995.** Evidence for warming of atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: results from the Larsen-93 expedition, Geophys. Res. Letters, vol. 22, no. 9, pp. 1061–1064.

**Chapman W. L., Walsh J. E., 2007.** Simulations of Arctic Temperature and Pressure by Global Coupled Models, Journal of Climate, vol. 20, pp. 609–632.

**Chapman W. L., Walsh J. E., 1993.** Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes, Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 74, pp. 33–47.

**Comiso, J. C., Parkinson C. L., Gersten R., Stock L., 2008.** Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.

**CRU** (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/).

**Delworth T. L., Knutson T. R., 2000.** Simulation of early 20th century global warming, Science, vol. 287, pp. 2246–2250.

**Delworth T. L., Knutson T. R., 2001.** Simulation of climate change in 20th century, Second Wadaty Conf. on global change and the polar climate, Epochal Tsukuba, International Congress Center, Tsukuba Science City, Japan, pp. 133–136. Extended Abstr.

**Dickson R. R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A. J., 1988.** The "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic 1968–1982, Prog. Oceanog., vol. 20, pp. 103–151.

**Dickson R. R., Osborn T. J., Hurrel J. W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowsky T., 2000.** The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation, Journal of Climate, 13, pp. 2671–2696.

**Drinkwater K. F., 1994.** Climate and oceanographic variability in the Northwest Atlantic during 1980s and early 1990s, NAFO SCR Doc, vol. 94/71.

**Enfield D. B., Mestas-Nunez A. M., Trimble P. J., 2001.** The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S., Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 2077–2080.

**Environmental Working Group (EWG), 1997.** Joint U.S. Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Winter Period, Boulder, National Snow and Ice Data Center, CO.

**Environmental Working Group (EWG), 1998.** Joint U.S. Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Summer Period, Boulder, National Snow and Ice Data Center, CO.

**Francis J. A., Vavrus S. J., 2012.** Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes, Geophys Res Lett., vol. 39, L0680 doi:10.1029/2012GL051000.

**Francis J. A., Hunter E., Key J., Wang X., 2005.** Clues to variability in Arctic minimum sea ice extent, Geophys. Res. Lett., vol. 32, L21501, doi:10.1029/ 2005GL024376.

**Frolov A. V., Kattsov V. M., 2009.** Predicting arctic climate: knowledge gaps and uncertainties. Proceedings of the international experts meeting "Climate Change and Arctic Sustainable Development: scientific, social, cultural and educational challenges", Monaco, 3–6 March 2009, pp. 292–302.

**Gerland S., Renner A. H. H. , Godtliebsen F., Divine D., Loyning T. B., 2008.** Decrease of sea ice thickness at Hopen, Barents Sea, during 1966–2007, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L06501, doi:10.1029/2007GL032716.

**Goosse H., Gerdes R., Kauker F., Koberle C., 2003.** Influence of the Exchanges between the Atlantic and the Arctic on Sea Ice Volume Variations during the Period 1955–97, Journal of Climate, vol. 17, pp. 1294–1305.

**Hadcrut3** (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/)

**Hadley Centre** (http://www.metoffice.gov.uk/)

**Hakkinen S., 1993.** An arctic source for the great salinity anomaly: A simulation of the Arctic ice-ocean system for 1955–1975, J. Geophys. Res., vol. 98, pp. 16397–16410.

**Hakkinen S., Proshutinsky A., 2004.** Freshwater content variability in the Arctic Ocean, J. Geophys. Res., vol. 109, C03051, doi:10.1029/2003JC001940.

**Hansen J. E., Lebedeff S., 1987.** Global trends of measured surface air temperature, J. Geophys. Res., vol. 92, pp. 13345–13372, doi:10.1029/JD092iD11.

**Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010.** Global surface temperature change, Rev. Geophys., vol. 48, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 231



**Holland M. M., Bitz C. M., 2003.** Polar amplification of climate change in coupled models, Climate Dynamics, vol. 21, pp. 221–232, DOI 10.1007/s00382-003-0332-6.

**http://nsidc.org**/data/seaice_index/index.html.

**http://www.aari.ru**/projects/ECIMO/index.php.

**Inoue Jun, Masatake E. Hori, Koutarou Takaya, 2012.** The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly, Journal of Climate, vol. 25, pp. 2561–2568, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00449.1.

**IPCC, 2007.** Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S., Quin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York. NY, USA, 996 p.

**Jackson J. M., Williams W. J., Carmack E. C., 2012.** Winter sea-ice melt in the Canada Basin, Arctic Ocean, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L03603, doi:10.1029/2011GL050219.

**Jeffries M. O., Richter-Menge J. A., Overland J. E. (eds.), 2012.** Arctic Report Card 2012, http://www.arctic.noaa.gov/reportcard.

**Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles M. W., Kuzmina S. I., Semenov V. A., Alekseev G. V., Nagurnyi A. P., Zakharov V. F., Bobylev L. P., Pettersson L. H., Hasselmann K., Cattle H. P., 2004.** Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea ice variability, Tellus, vol. 56A, pp. .328–341 .

**Johannessen O. M., Shalina E., Miles M., 2000.** NORSEX sea ice concentration in the Arctic, 1978–1999 including MY ice concentration during winter months, NORSEX CD-ROM. Version 1.0.

**Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G., 1999.** Surface air temperature and its variations over the last 150 years, Rev. Geophys., vol. 37, pp. 173–199, doi:10.1029/1999RG900002.

**Jones P. D., Wigley T. M. L., Wright P. B., 1986.** Global temperature variations between 1861 and 1984, Nature, vol. 322, pp. 430–434.

**Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. 1996.** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 77, pp. 437–471.

**Karcher M., Gerdes R., Kauker F., Koberle C., Yashayaev I., 2005.** Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening, Geophys. Res. Lett., vol. 32, L21606, doi:10.1029/2005GL023861.

**Kwok R., Rothrock D. A., 2009.** Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L15501, doi:10.1029/2009GL039035.

**Langen Peter L., Graversen Rune Grand, Mauritsen Thorsten, 2012.** Separation of Contributions from Radiative Feedbacks to Polar Amplification on an Aquaplanet, Journal of Climate, vol. 25, pp. 3010–3024.

**Laxon S., Peacock N., Smith D., 2003.** High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region, Nature, vol. 425, pp. 947–950.

**Lenn Y .D., Wiles P. J., Torres-Valdes S., Abrahamsen E. P., Rippeth T. P., Simpson J. H., Bacon S., Laxon S. W., Polyakov I., Ivanov V., Kirillov S. 2009.** Vertical mixing at intermediate depths in the Arctic boundary current, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L05601, doi:10.1029/2008GL036792.

**Liu Y., Key J. R., Wang X., 2008.** The Influence of Changes in Cloud Cover on Recent Surface Temperature Trends in the Arctic, Journal of Climate, vol. 21, pp. 705–715.

**Livina V. N., Lenton T. M., 2012.** A recent bifurcation in Arctic sea-ice cover, The Cryosphere Discuss., 6, pp. 2621–2651 (www.the-cryosphere-discuss.net/6/2621/2012/doi:10.5194/tcd-6-2621-2012).

**Mahoney A. R., Barry R. G., Smolyanitsky V., Fetterer F., 2008.** Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006, J. Geophys. Res., vol. 113, C11005,doi:10.1029/2008JC004830.

**Malmberg S.-A., Blindheim J., 1994.** Climate, cod and chaplain in northern waters, ICES Mar. Science Symp., no. 198, pp. 297–310.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 232



**Markus T., Stroeve J. C., Miller J., 2009.** Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length, J. Geophys. Res., vol. 114, C12024, doi:10.1029/2009JC005436.

**Maslanik J, Drobot S., Fowler C., Emery W., Barry R., 2007.** On the Arctic climate paradox and the continuing role of atmospheric circulation in affecting sea ice conditions, Geophys Res Lett., vol. 34, L03711 doi:10.1029/2006GL028269.

**McLaren A. S., Bourke R. H., Walsh J. E., Weaver R. L., 1994.** Variability in sea-ice thickness over the North Pole from 1958 to 1992. In: The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Johannessen O. M., Muench R. D., Overland J. E. (eds.), American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 363–371.

**Miller J. R., Chen, G. L. Russell, J. A. Francis, 2007.** Future regime shift in feedbacks during Arctic winter, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L23707, doi:10.1029/2007GL031826.

**Miller L. A., Carnat G., Else B. G. T. , Sutherland N., Papakyriakou T. N., 2011.** Carbonate system evolution at the Arctic Ocean surface during autumn freeze-up, J. Geophys. Res., vol. 116, C00G04, doi:10.1029/2011JC007143.

**Min S.-K., Zhang X., Zwiers F. W., Agnew T., 2008.** Human influence on Arctic sea ice detectable from early 1990s onwards, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L21701, doi:10.1029/2008GL035725.

**Moore G. W. K., 2012.** Decadal variability and a recent amplification of the summer Beaufort Sea High, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L10807, doi:10.1029/2012GL051570.

**Mysak L. A., Manak D. K., Marsden R. F., 1990.** Sea ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadel arctic climate cycle, Climate Dynamics, no. 5, pp. 111–132.

**Nakamura N., Oort A.H., 1988.** Atmospheric heat budgets of the polar regions, J. Geophys. Res., vol. 93 (D8), pp. 9510–9524.

**Nansen F., 1902.** The oceanography of North Polar Basin. The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896, Scient. Results, no. 3(9).

**NASA GISS** (http://data.giss.nasa.gov/)

**Nicolaus M., Katlein C., Maslanik J., Hendricks S., 2012.** Changes in Arctic sea ice result in increasing light transmittance and absorption, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L24501, doi:10.1029/2012GL053738.

**Nussbaumer E. A., Pinker R. T., 2012.** The role of shortwave radiation in the 2007 Arctic sea ice anomaly, Geophys. Res. Lett., 39, L15808, doi:10.1029/2012GL052415.

**Ogi M., Rigor I. G., McPhee M. G., Wallace J. M., 2008.** Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L24701, doi:10.1029/2008GL035672.

**Overland J. E., Wang M., Salo S., 2008.** The recent Arctic warm period, Tellus, vol. 60A. pp. 589–597.

**Overland J., Key J., Kim B.-M., Kim S.-J., Liu Y., Walsh J., Wang M., Bhatt U., 2012.** Air Temperature, Atmospheric Circulation and Clouds. In: Jeffries M. O., Richter-Menge J. A., Overland J. E. (eds.), Arctic Report Card 2012, http://www.arctic.noaa.gov/reportcard.

**Overland J. E., Wang M., 2005.** The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation, Geophys Res Lett., vol. 32, L06701 doi.10.1029/2004GL021752.

**Overland J. E., Wang M., 2010.** Large-scale atmospheric circulation changes associated with the recent loss of Arctic sea ice, Tellus, vol. 62A, pp. 1–9.

**Perovich D. K., Polashenski C., 2012.** Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L08501, doi:10.1029/2012GL051432.

**Perovich D. K., Light B., Eicken H., Jones K. F., Runciman K, Nghiem S. V., 2007a.** Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L19505, doi:10.1029/2007GL031480.

**Perovich D. K., Nghiem S. V., Markus T., Schweiger A., 2007b.** Seasonal evolution and interannual variability of the local solar energy absorbed by the Arctic sea ice–ocean system, J. Geophys. Res., vol. 112, C03005, doi:10.1029/2006JC003558.

**Prinsenberg S. J., Hamilton J., 2005.** Monitoring the volume, fresh-water and heat fluxes passing through Lancaster Sound in the Canadian Arctic Archipelago, Atmos. Ocean, vol. 43, pp. 1–22.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 233



**Petoukhov V., Semenov V. A., 2010.** A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, J Geoph Res, vol. 115. doi.10.1029/2009JD013568.

**Polyakov I. V., Alekseev G. V., Timokhov L. A., et al., 2004.** Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years, Journal of Climate, vol. 17, pp. 4485–4497.

**Polyakov I. V., Alexeev V. A., Belchansky G. I., Dmitrenko I. A., Ivanov V. V., Kirillov S. A., Korablev A. A., Steele M., Timokhov L. A., Yashayaev I., 2008.** Arctic Ocean Freshwater Changes over the Past 100 Years and Their Causes, Journal of Climate, vol. 21, Issue 2, pp. 364–384.

**Polyakov I., Alekseev G. V., Bekryaev R. V., et al., 2002.** Observationally based assessment of polar amplification of global warming, Geophys. Res. Lett., vol. 29, pp. 1878, doi: 1029/2001GL011111.

**Polyakov I., Johnson M. A., 2000.** Arctic decadal and interdecadal variability, Geophys. Res. Lett., vol. 27, pp. 4097–4100.

**Polyakov I., Alekseev G. V., Bekryaev R. V., Bhatt U., Colony R., Johnson M. A., Karklin V. P., Walsh D., Yulin A. V., 2003.** Long-term ice variability in arctic marginal seas, Journal of Climate, vol.16, pp. 2078–2085.

**Proshutinsky A. Y., Johnson M. A., 1997.** Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean, J. Geophys. Res., vol. 102(C6), pp. 12493–12514, doi:10.1029/97JC00738.

**Przybyak R., 2000.** Temporal and spatial variations of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic, Int. J. Climatol., vol. 20, pp. 587–614.

**Przybylak R., 2007.** Recent air-temperature changes in the Arctic, Annals of Glaciology, vol. 46, pp. 316–324.

**Quadfasel D., Rudels B., Kurz K., 1988.** Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait, Deep-Sea Res., vol. 35, pp. 1143–1150.

**Quadfasel D., 1991.** Warming in the Arctic, Nature, vol. 350, pp. 385.

**Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., Kaplan A., 2003.** Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century, J. Geophys. Res., vol. 108, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

**Rayner N. A., Brohan P., Parker D. E., Folland C. K., Kennedy J. J., Vanicek M., Ansell T. J., Tett S. F. B., 2006.** Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: The HadSST2 dataset, Journal of Climate, vol. 19, pp. 446–469, doi:10.1175/JCLI3637.1.

**Rigor L. G., Colony R. L., Martin S., 2000.** Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–1997, Journal of Climate, vol. 13, pp. 896–914.

**Rossby C. G., 1939.** Relations between variations in the intensity of the zonal circulation and displacement of the semipermanent centers of action, J Marine Res., vol. 2, pp. 38–55.

**Rothrock D. A., Yu Y., Maykut G. A., 1999.** Thinning of the Arctic sea ice cover, Geophys. Res. Lett., vol. 26. no. 23, pp. 3469–3472.

**Rudels B., Darnell C., Gunn J., Zakharchuck E., 1997.** CTD observations. Scientific Cruise report of the Arctic expedition ARK–XI/1 of RV "Polarstern" in 1995, Berichte zur Polarforschung, vol. 226, pp. 22–25.

**Schauer U., Rudels B., Jones E. P. et al., 2002.** Confluence and redistribution of atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins. Ann. Geophys., vol. 20, pp. 257– 273.

**Schauer U., Rudels B., Muench R. D., Timokhov L., 1995.** Circulation and water mass modification along the Nansen Basin slope, Berichtezur Polarforschung, vol. 176, pp. 94–98.

**Schlesinger M. E., Ramankutty N., 1994.** An oscillation in the global climate system of period 65–70 years, Nature, vol. 367, pp. 723–726.

**Schlichtholz P., 2011.** Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L05705, doi:10.1029/2010GL045894.

**Screen J. A., Simmonds I., 2010.** The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification, Nature, vol. 464, doi:10.1038/nature09051.

**Screen J. A., Deser C., Simmonds I., 2012.** Local and remote controls on observed Arctic warm-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 234



ing, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L10709, doi:10.1029/2012GL051598.

**Semiletov I., Makshtas A., Akasofu S.-I. , Andreas E. L., 2004.** Atmospheric $CO_2$ balance: The role of Arctic sea ice, Geophys. Res. Lett., vol. 31, L05121, doi:10.1029/2003GL017996.

**Serreze M. C., Barrett A. P., Slater A. G., Steele M., Zhang J., Trenberth K. E., 2007.** The large-scale energy budget of the Arctic, J. Geophys. Res., vol. 112, D11122, doi:10.1029/2006JD008230.

**Shaw W. J., Stanton T. P., McPhee M. G., Morison J. H., Martinson D. G., 2009.** Role of the upper ocean in the energy budget of Arctic sea ice during SHEBA, J. Geophys. Res., vol. 114, C06012, doi:10.1029/2008JC0049919.

**Smith T. M., Reynolds R. W., Lawrimore J., 2008.** Improvements to NOAA's historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006), Journal of Climate, 21, pp. 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.

**Steele M., Boyd T., 1998.** Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean, J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 10,419–10,435.

**Steffansson U., 1969.** Temperature variations in the North Icelandic coastal area during recent decades, Jokul, no. 19, pp. 18–28.

**Stroeve J. C., Maslanik J., Serreze M.C., Rigor I., Meier W., Fowler C., 2011.** Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L02502, doi:10.1029/2010GL045662.

**Stroeve J., Holland M. M., Meier W., Scambos T., Serreze M., 2007.** Arctic sea ice decline: Faster than forecast, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.

**Swift J. H., Jones E. P., Aagaard K. et al., 1997.** Waters of the Makarov and Canada basins, Deep Sea Res., vol. 44, pp. 1503–1529.

**Thompson D. W. J., Wallace J. M., 1998.** The Arctic Oscillations signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, Geophys. Res. Letters., vol. 25, pp. 1297–1300.

**Timmermans M.-L., Toole J., Krishfield R., Winsor P., 2008.** Ice-Tethered Profiler observations of the doublediffusive staircase in the Canada Basin thermocline, J. Geophys. Res., vol. 113. C00A02, doi:10.1029/2008JC004829

**Tucker W. B., Weatherly J. W., Epple D. T., et al., 2001.** Evidence for the rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980s, Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 2851–2854.

**Van Loon H., Williams J., 1976.** The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface. Part 1. Winter Mon Wea Rev., vol. 104, pp. 365–380.

**Vinje T., 2000.** Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998, Journal of Climate, vol. 14. pp. 255–267.

**Vinje T., 2001.** Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998, Journal of Climate, 14(3), pp. 255–267.

**Walker G. T., Bliss E. M., 1932.** World weather, V-Mem. Roy Meteorolog Soc, vol. 4, pp. 53–84.

**Wallace J. M., Zhang Y., Renwick J. A., 1995.** Dynamic Contribution to Hemispheric Mean Temperature Trends, Science, vol. 270, pp. 780–783.

**Wallace J. M., Zhang Y., Bajuk L., 1996.** Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature, Journal of Climate, vol. 9, pp. 249–260.

**Walsh J. E., Kattsov V. M., Chapman W. L., Govorkova V., Pavlova T., 2002.** Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models, Journal of Climate, vol. 15, pp. 1429–1446.

**Walsh J. E., Portis D. H., 1999.** Relationship between the atmospheric circulation of the Central Arctic and the North Atlantic, 5th AMS Conf. on Polar Meteorology and Oceanography, 10–15 January 1999, Dallas, Texas.

**Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J. E., Bai X., Wu B., 2009.** Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? Geophys. Res. Lett., vol. 36, L05706, doi:10.1029/2008GL036706.

**Weston S. T., Bailey W. G., McArthur L. J. B., Hertzman O., 2007.** Interannual solar and net radiation trends in the Canadian Arctic, J. Geophys. Res., vol. 112, D10105, doi:10.1029/2006JD008000.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 235



**Winsor P., 2001.** Arctic sea ice thickness remained constant during the 1990s, Geophys. Res. Lett., vol. 28. no. 6, pp. 1039–104.

**Winton M., 2006.** Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? Geophys. Res. Lett., vol. 33, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.

**Wu Bingyi, Wang Jia, Walsh John E., 2006.** Dipole Anomaly in the Winter Arctic Atmosphere and Its Association with Sea Ice Motion, Journal of Climate, vol. 19, pp. 210–225.

**Yu Y., Maykut G. A., Rothrock D. A., 2004.** Changes in the thickness distribution of Arctic sea ice between 1958–1970 and 1993–1997, J. Geophys. Res., vol. 109, C08004.

**Zhang J., Steele M., Rothrock D. A., Lindsay R. W., 2004.** Increasing exchanges at Greenland-Scotland Ridge and their links with the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea Ice, Geophysical Research Letters, vol. 31, L09307. doi: 10.1029/2003GL019304