

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КАТАСТРОФЫ

Том II

**ГЕОЛОГИЯ УРАНА,
ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ**

Москва
2011

УДК 504.0
ББК 26.2
Г35

Экстремальные природные явления и катастрофы : в 2 т. / Отв. ред. А.О. Глико;
ИФЗ РАН. – М. : ИФЗ РАН, 2010; 2011.

ISBN 978-5-91682-012-6

Г35 Т. 2 : Геология урана, геоэкология, гляциология / Отв. ред. В.М. Котляков, ИГ РАН;
отв. сост. А.Л. Собисевич, ИФЗ РАН; – М. : ИФЗ РАН, 2011.

ISBN 978-5-91682-014-0

Во втором томе коллективной монографии изложены результаты теоретических и экспериментальных исследований, связанных с изучением актуальных проблем современной геологии урановых месторождений, геоэкологии и гляциологии, имеющих целью обеспечение безопасности населения и важных промышленных объектов на территории Российской Федерации. Анализируются основные промышленно-генетические типы урановых месторождений; рассмотрены новые прогрессивные технологии добычи радиоактивных материалов; изучено поведение актинидов в условиях долгосрочного хранения и захоронения отработанного ядерного топлива. Полученные научные результаты отражают современные проблемы безопасности атомной энергетики.

Приведены новые научные данные, связанные с изучением эволюции Антарктического и арктических ледниковых покровов, от состояния которых зависит уровень Мирового океана. Достаточно внимания уделено геоэкологическим проблемам Северного Кавказа. Анализируются уникальные данные, полученные при проведении глубокого kernового бурения ледника на Западном плато вулканической постройки Эльбруса.

Изучены наиболее опасные геоэкологические процессы на территории РФ, которые могут привести к гибели людей, ранениям и потере здоровья, а также к значительным материальным ущербам; разработан специальный ГИС-проект, который является готовым к использованию продуктом со всеми элементами, присущими автоматизированной информационной системе специального назначения, содержащей развернутые базы данных.

Полученные новые научные результаты и разработанные технологии уже востребованы на практике.

Для специалистов в области наук о Земле, строительства и чрезвычайных ситуаций.

УДК 504.0
ББК 26.2

The Volume II of the collective monograph presents the results of both theoretical and experimental studies of actual problems of modern geology of uranium deposits, geoecology and glaciology in order to mitigate issues on public safety and potentially hazardous industrial facilities and consequent risks on the territory of Russian Federation. Primary types of industrial uranium ore deposits are analysed, new progressive technologies of prospecting of radioactive materials are considered, the behaviour of actinides in long-time storages and nuclear waste burial sites are studied. The results obtained represent modern safety problems of nuclear power engineering.

New scientific data related to evolution of glaciers in Arctic and Antarctica governing the global level of world ocean are presented. Specific attention is paid to geoecological problems in Northern Caucasus. Genuine data gathered in the course of deep core drilling on the Western plateau of the Elbrus volcano.

Most significant hazardous geoecological processes on the territory of Russian Federation, threatening populated areas in terms of human health and injury, substantial property damage are studied. The specialized geographical information system (GIS) is the database driven product with high level of automation and it has been developed in frames of the actual research initiative.

The new fundamental scientific results obtained and the new technologies developed are of particular interest for practical applications.

The book will satisfy the needs of specialists in Earth sciences, industrial construction applications and hazard assessment.

ISBN 978-5-91682-014-0
ISBN 978-5-91682-012-6

© Российская академия наук, 2011
© Коллектив авторов, 2011

МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В РЕГИОНАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ

¹ Учреждение Российской академии наук Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

² Институт морских наук им. Лейбница при Университете г. Киль

ВВЕДЕНИЕ

Рост глобальной приповерхностной температуры, отмеченный по данным инструментальных наблюдений за последние 150 лет [Climate Change, 2007], значительно ускорился в последние четыре десятилетия. В Европе (включая Европейскую часть России) среднегодовая температура воздуха с начала XX в. до конца 1970-х годов повысилась примерно на 0,3° С, в то время как за два последних десятилетия XX в. рост составил почти 1,0° С [Brohan et al., 2006]. В числе основных причин ускоренного потепления считается изменение радиационного баланса вследствие увеличивающегося антропогенного воздействия [Philipona et al., 2009]. Помимо прямого радиационного воздействия, ускорившееся потепление также может быть связано с изменениями адвекции тепла и влаги с поверхности океанов вследствие изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана.

Климатические тренды в характеристиках крупномасштабной атмосферной циркуляции могут быть связаны с долгопериодными вариациями океанической циркуляции [Мохов и др., 2008], изменениями температуры поверхности океана и концентрации морского льда [Mokhov et al., 2008], с внешним радиационным воздействием (например, [Kuzmina, 2005]), а также могут формироваться вследствие внутренней стохастической изменчивости [Bretherton, Battisti, 2000; Semenov et al., 2008]. Значительные положительные тренды температуры поверхности океана в Северной Атлантике и в тропиках в последние 30 лет позволяют предположить, что существенный вклад в изменение погодных условий в Европе в последние десятилетия связан с изменениями этой температуры. Об этом свидетельствуют результаты численных экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы

(МОЦА) с использованием температуры поверхности океана и концентрации морского льда как граничных условий (см., например, обзоры [Hoerling et al., 2004; Hurrell et al., 2004]).

Важным фактором в формировании погодных условий во внетропических широтах Северного полушария (в том числе над Евразией) являются изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике. Долгопериодные (порядка 50–70 лет) колебания температуры прослеживаются как по данным инструментальных наблюдений за последние 150 лет, так и в температурных реконструкциях для последнего тысячелетия [Broeker, 1991; Delworth, Mann, 2000; Knight et al., 2005; Полонский, 2008]. Изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике, связанные с долгопериодными колебаниями, представляют собой аномалию одного знака, покрывающую практически всю Северную Атлантику, с максимальными значениями в регионе примерно от 35° с. ш. до 60° с. ш. Индекс атлантического долгопериодного колебания, предложенный в [Latif et al., 2004] и представляющий собой среднегодовые значения температуры поверхности океана, осредненные для региона 40–60° с. ш., 50–10° з. д., показан на рис. 1.

Колебание температуры поверхности океана имеет амплитуду порядка 1° С и, как предполагается [Delworth, Mann, 2000; Latif et al., 2004], связано с изменениями крупномасштабного меридионального круговорота воды в Северной Атлантике. Эти колебания служат частью глобальной трехмерной океанической циркуляции, движимой (в первую очередь) градиентами плотности океанических масс, зависящими от температуры и солёности, и поэтому получившей название термохалинной циркуляции [Lanno, 1984; Broeker, 1991]. Анализ данных наблюдений и модельных экспериментов показал, что атлантические долгопериодные колебания могут быть определяющим фактором в изменениях арктического ледяно-

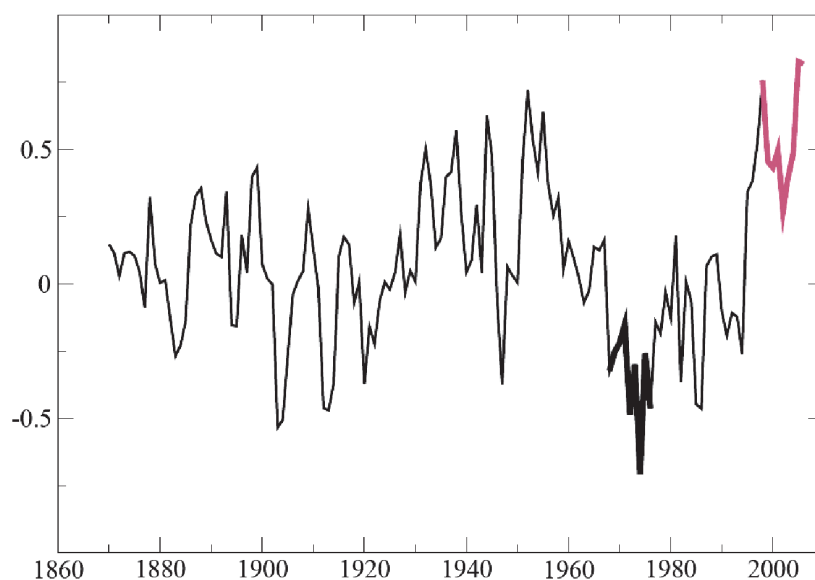


Рис. 1. Индекс долгопериодных климатических колебаний в Северной Атлантике: среднегодовые аномалии температуры поверхности океана ($^{\circ}\text{C}$) в секторе ($40\text{--}60^{\circ}$ с. ш., $10\text{--}50^{\circ}$ з. д.) по данным HadISST1.1. Жирные линии обозначают периоды 1968–1976 и 1998–2006 гг., средние значения температуры поверхности океана и концентрации морского льда для которых были использованы как граничные условия в численных экспериментах

го покрова и температурных изменений в высоких широтах Арктики [Jungclauss et al., 2005; Семенов, 2007, 2008]. Связь атлантического колебания с существенными аномалиями температуры поверхности океана в основном регионе формирования и развития североатлантических циклонов [Gulev et al., 2001], предполагает важность атлантического колебания для прогнозирования погодных условий над Европой.

Анализ экспериментов с ансамблем глобальных моделей климата с учетом естественного и антропогенного радиационного воздействия на климат показал, что расхождения между модельными результатами по воспроизведению температурных изменений (глобальных и региональных) и данными наблюдений за последние 100 лет коррелируют с атлантическими колебаниями и наиболее сильно проявляются в Северной Атлантике [Kravtsov, Spannagle, 2008; Ting et al., 2009]. Недавние модельные исследования [Zhang et al., 2007; Semenov et al., 2010] показали, что изменения притока океанического тепла в Северную Атлантику и Арктику, связанные с колебаниями термохалинной циркуляции способны формировать значительные аномалии приповерхностной температуры в Северном полушарии (примерно в 2 раза меньшие по амплитуде, чем наблюдаемые тренды за последние 30 лет [Semenov et al., 2010]).

В последние годы опубликован ряд работ по моделированию воздействия атлантического колебания на климат континентов Северного полушария с использованием как МОЦА, так и совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана [Knight et al., 2006; Sutton, Hodson, 2005, 2007; Мохов и др., 2008]. В оценках воздействия атлантического колебания на

климат остаются значительные неопределенности. Например, эксперименты с МОЦА с заданной аномалией температуры поверхности океана в Северной Атлантике (характерной для атлантического колебания) воспроизвели наиболее значимые изменения температуры в Северной Америке и Европе в летний период [Sutton, Hodson, 2007]. В работе [Мохов и др., 2008] наиболее сильная связь между атлантическим колебанием и климатом Евразии отмечена в зимний сезон.

Таким образом, важной задачей остается определение пространственных характеристик и амплитуды изменений климатических характеристик, связанных с изменениями как глобального поля температуры поверхности океана, так и аномалий в Северной Атлантике в сравнении с внутренней естественной изменчивостью атмосферной циркуляции. С этой целью в данной работе анализируются результаты численных экспериментов с МОЦА с заданными граничными условиями (температурой поверхности океана и концентрацией морского льда), средними для периодов, соответствующих минимуму и максимуму долгопериодного колебания температуры (см. рис. 1), 1968–1976 и 1998–2006 гг. соответственно. Результаты численных экспериментов сопоставляются с данными реанализа NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996] и наземных наблюдений [Brohan et al., 2006], что позволяет оценить вклад изменений температуры поверхности океана и концентрации морского льда в климатические изменения над территорией западной части Евразии в последние 40 лет. Важной особенностью данной работы является исследование относительного вклада аномалий площади ледяного покрова в Арктике в климатические изменения за последние десятилетия.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Численные эксперименты проводились с моделью общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ECHAM5, разработанной в Метеорологическом институте им. Макса Планка (Германия) [Roeckner et al., 2003]. Данная модель является последней версией климатической МОЦА, основанной на спектральной модели прогноза погоды Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF). Используемая для численных экспериментов модель имеет спектральное горизонтальное разрешение T42 (примерно $2,8 \times 2,8^\circ$ по широте и долготе) и 19 вертикальных уровней. Граничными условиями модели служат поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда. В проводимых экспериментах использовались климатологические граничные условия, т. е. повторяющийся годовой ход (без межгодовой изменчивости) среднемесячных значений этих показателей для всего эксперимента. Концентрации парниковых газов в модели постоянны для всех экспериментов и соответствуют современным среднеклиматическим условиям (концентрация CO_2 составляет 348 ppm, CH_4 – 1,64 ppm). Длительность каждого эксперимента составляла 100 модельных лет.

Исходными данными для определения граничных условий служил архив среднемесячных значений температуры поверхности океана и концентрации морского льда за 1870–2006 гг. HadISST1.1, основанный на анализе данных наблюдений [Rayner et al., 2003]. Как видно на рис. 1, в середине 1990-х годов произошло резкое повышение температуры поверхности океана в Северной Атлантике. За 4 года, с 1994 до 1998 г., среднегодовая температура в обширной части внетропической Северной Атлантики выросла на 1°C . Предполагается, что такие изменения являются следствием естественного долгопериодного климатического колебания [Schlesinger, Ramankutty, 1994; Delworth, Mann, 2000]. По этой причине, 9-летний период положительной аномалии 1998–2006 гг. был выбран для сопоставления с 9-летним периодом отрицательной аномалии 1968–1976 гг., относящимся к холодной фазе долгопериодного колебания или фазе малой интенсивности термохалинной циркуляции. Альтернативным выбором теплой фазы мог бы стать аномально теплый период 1950-х годов, но для этого времени отсутствуют надежные данные по морскому льду, которые могут оказывать значительное влияние на климат Северной Евразии. Сезонные отличия индекса температуры поверхности океана малы и амплитуда температурных колебаний примерно одинакова как для зимы, так и для лета. Среднемесячные значения температуры поверхности океана и границ морского льда были усреднены за 9 лет, принадлежащих к каждому выбранному периоду. Усредненные среднемесячные значения составили климатологиче-

ские данные, использованные как граничные условия для модельных экспериментов.

Карты разностей температуры поверхности океана между средними значениями за 1998–2006 и 1968–1976 гг. для зимы и лета приведены на рис. 2. Для обоих сезонов заметна сильная положительная аномалия температуры в Северной Атлантике, также распространяющаяся у южной оконечности Гренландии. Хотя летняя аномалия температуры поверхности океана в западной Атлантике имеет большую амплитуду, чем зимой, зима характеризуется более сильными положительными аномалиями в Восточной Атлантике, у побережья Европы. В результате, осредненные по региону (40 – 60° с. ш., 50 – 10° в. д.) долгопериодные колебания температуры для зимнего и летнего сезонов (не показаны) имеют практически одну и ту же амплитуду. Отличия концентраций морского льда (процентного покрытия модельных ячеек морским льдом) между периодами 1998–2006 и 1968–1976 гг. представлены на рис. 3. Потепление океана сопровождалось значительным уменьшением морского льда. Наиболее сильные изменения происходили в Баренцевом и Гренландском морях, т. е. в Атлантическом секторе Арктики.

Помимо значительных аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике, следует отметить положительные аномалии температуры в Индийском океане, экваториальной части Тихого и Атлантического океанов зимой, и в северной части Тихого океана летом. Изменения температуры поверхности океана в тропиках, как показывают данные модельных экспериментов, могут приводить к изменениям параметров атмосферной циркуляции в средних и высоких широтах Северного полушария [Hoerling et al., 2001; Hoerling et al., 2004; Hurrell et al., 2004]. Поэтому для выделения эффекта аномалий температуры в Северной Атлантике, помимо экспериментов с изменениями ее глобального поля, были проведены эксперименты с изменениями температуры только в Северной Атлантике. Для экспериментов на чувствительность климата к аномалиям температуры исключительно в Северной Атлантике и концентрации морского льда в Атлантическом секторе Арктики граничные условия для периода 1998–2006 гг. изменялись только в области (35 – 90° с. ш., 90° з. д. – 110° в. д.), обозначенной на рис. 2.

Данные исследований, основанных как на анализе данных наблюдений [Semenov, Bengtsson, 2003; Bengtsson et al., 2004; Семенов, 2007], так и на результатах экспериментов с климатическими моделями [Bengtsson et al., 2004; Alexander et al., 2004; Deser et al., 2004; Magnusdottir et al., 2004; Petoukhov, Semenov, 2010], указывают на важную роль аномалий границ ледяного покрова в Арктике (особенно в зимний период) в формировании аномалий крупномасштабной атмосферной циркуляции и температурного режима над континентами Северного полушария. Для исследования вклада этого фактора в климатические изменения последних десятилетий были проведены

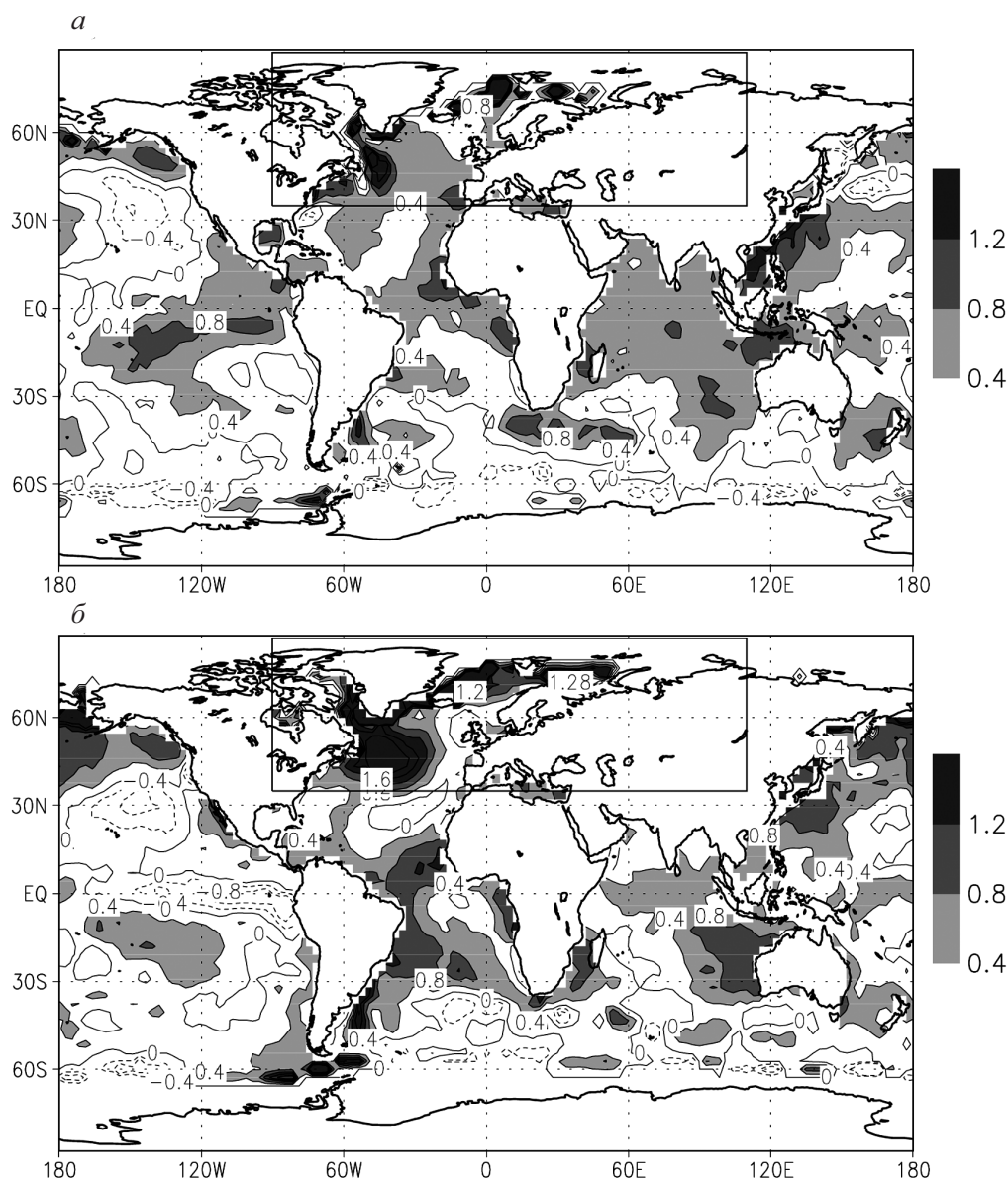


Рис. 2. Разность температуры поверхности океана (в °C) между периодами 1998–2006 и 1968–1976 гг. для зимы (а) и лета (б). Прерывистой линией отмечена широтно-долготная область, в которой изменялись данные для температуры поверхности океана в экспериментах 4, 5 (см. табл. 1)

эксперименты с изменением только границ ледового покрова при неизменных климатологических значениях температуры поверхности океана. Полный перечень выполненных экспериментов с описанием различий в используемых граничных условиях приведен в таблице.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА

Результаты модельных расчетов в данной работе сравнивались с данными реанализа NCEP/NCAR. Эти данные представляют собой результат численных

расчетов с моделью прогноза погоды с использованием ассимиляции данных наблюдений динамических и термодинамических параметров атмосферы [Kalnay et al., 1996]. В то время как динамические параметры атмосферы, в том числе давление воздуха на уровне моря в данных реанализа хорошо соответствует ассимилированным данным наблюдений, приповерхностная температура над сушей и осадки являются продуктом модельных расчетов. Данные для приповерхностной температуры достаточно хорошо соответствуют данным наземных наблюдений (сравнение проводилось с данными CRUTEM3 [Brohan et al., 2006]). Осадки характеризуются значительными систематическими ошибками, но в целом описывают крупномасштабные изменения за последние 30 лет [Zolina et al., 2004].

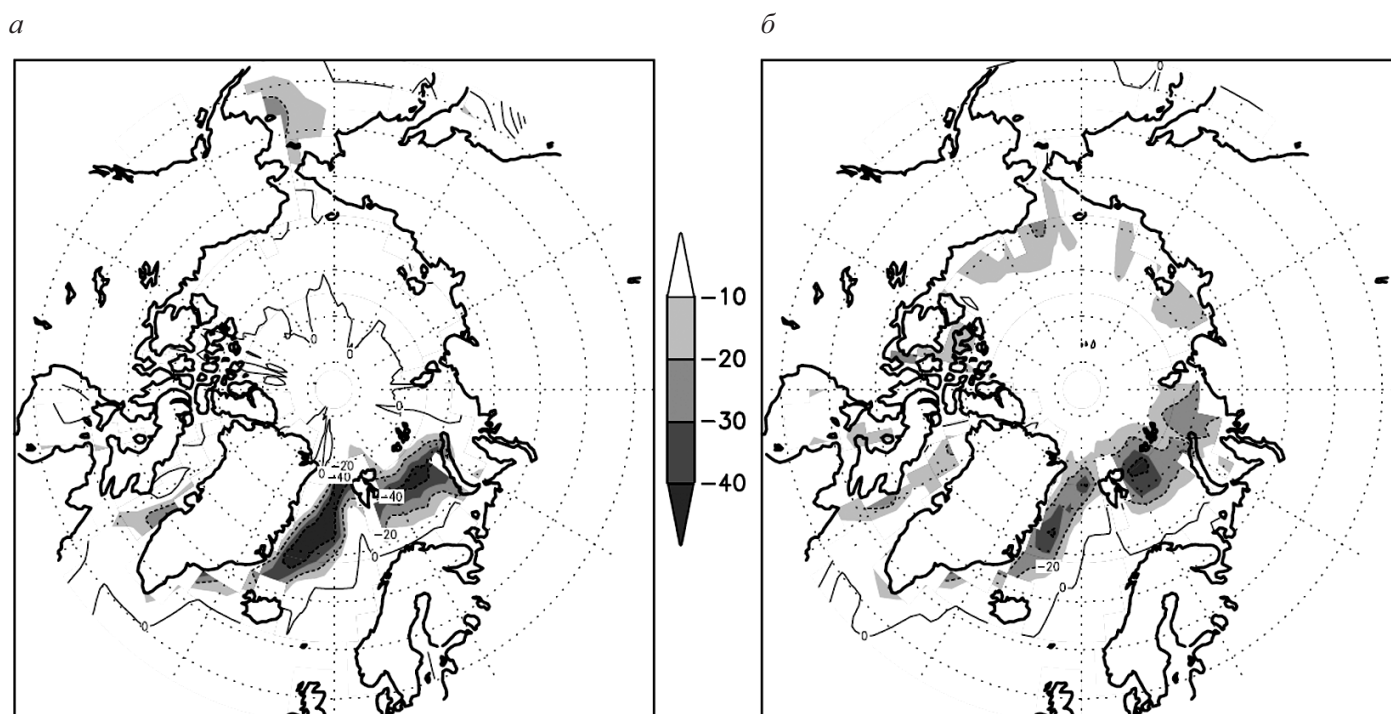


Рис. 3. Разность концентрации морского льда (%) между периодами 1998–2006 и 1968–1976 гг. для зимы (а) и лета (б)

Разницы (между периодами 1998–2006 и 1968–1976 гг.) приповерхностной температуры атмосферы, давления воздуха на уровне моря и осадков, осредненные для зимы и лета, по данным NCEP/

NCAR приведены на рис. 4. В зимний период положительная температурная аномалия, превышающая 1 °С, охватывает большую часть Западной Евразии за исключением Юго-Западной Европы и Северо-

Таблица

Номер эксперимента	Граничные условия для ТПО*	Граничные условия для КМЛ*	Пояснения
1	Глобальные данные 1968–1976 гг.	Глобальные данные 1968–1976 гг.	Моделирование влияния глобального поля ТПО и КМЛ на климат 1968–1976 гг.
2	Глобальные данные 1998–2006 гг.	Глобальные данные 1998–2006 гг.	Моделирование влияния глобального поля ТПО и КМЛ на климат 1998–2006 гг.
3	Глобальные данные 1998–2006 гг.	Глобальные данные 1968–1976 гг.	Моделирование влияния только глобального поля ТПО на формирование климата 1998–2006 гг. без учета изменений КМЛ.
4	Глобальные данные 1968–1976 гг., в секторе (35–90° с. ш., 90° з. д. –110° в. д.) – данные для 1998–2006 гг.	Глобальные данные 1968–1976 гг.	Моделирование влияния аномалий ТПО исключительно в Северной Атлантике (без учета изменений КМЛ) на формирование климата 1998–2006 гг.
5	Глобальные данные 1968–1976 гг., в секторе (35–90° с. ш., 90° з. д. –110° в. д.) – данные для 1998–2006 гг.	Глобальные данные 1968–1976 гг., в секторе (35–90° с. ш., 90° з. д. –110° в. д.) – данные для 1998–2006 гг.	Моделирование влияния аномалий ТПО исключительно в Северной Атлантике и аномалий КМЛ в Атлантическом секторе Арктики на формирование климата 1998–2006 гг.

* ТПО – температура поверхности океана, КМЛ – концентрация морского льда.

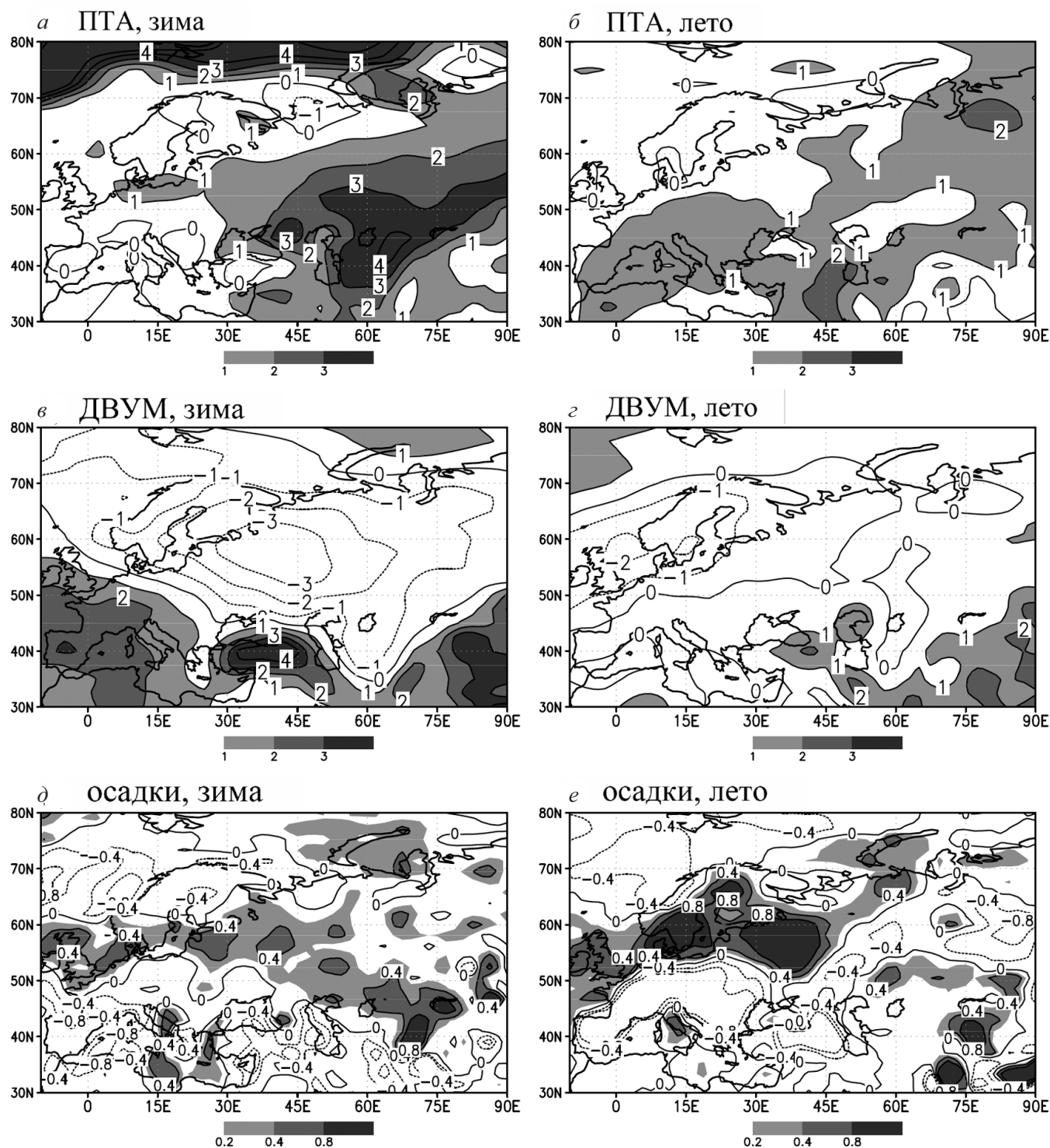


Рис. 4. Разности между средними для периодов 1998–2006 и 1968–1976 гг. значениями зимней (а) и летней (б) температуры, °С, зимнего (в) и летнего (г) давления воздуха на уровне моря, гПа, зимних (д) и летних (е) осадков, мм/день, по данным реанализа NCEP/NCAR

Западного региона России. Наиболее сильное увеличение приповерхностной температуры атмосферы в исследовавшемся регионе, превышающее 3 °С, отмечается к востоку от Каспийского моря. Следует отметить отсутствие потепления и даже небольшие отрицательные аномалии в южной части Европы, в Скандинавии и Архангельской области (рис. 4, а).

Потепление летом имеет меньшую амплитуду, но более равномерно и охватывает практически весь континент за исключением северных прибрежных областей (рис. 4, б).

Зимняя аномалия давления воздуха характеризуется областью пониженного давления с минимумом менее –3 гПа с центром над Северо-Европейской

частью России, сопровождающейся на юге и юго-востоке Европы аномалией противоположного знака (рис. 4, в). Такая аномальная структура поля давления согласуется с соответствующей картиной температурных аномалий (см. рис. 4, а), объясняя максимум потепления к востоку от Каспийского моря усиленной адвекцией атлантических воздушных масс, а отсутствие потепления (и некоторое похолодание) над севером Европы – ослабленным западным переносом в этом регионе. Повышенное давление с максимумом над Испанией и область пониженного давления в высоких широтах соответствует положительной аномалии индекса Северо-Атлантического колебания. Индекс этого колебания, определяемый как осредненная за декабрь – март разность давления воздуха на уровне моря между Лиссабоном и Рейкьявиком (по данным NCEP/NCAR) составлял 15,5 и 17,0 гПа для периодов 1968–1976 и 1998–2006 гг. соответственно. Ввиду относительно короткого периода осреднения (9 лет) и сильной междекадной и мультideкадной естественной изменчивости индекса [Semenov et al., 2008], такое изменение индекса не является статистически значимым, хотя и соответствует тенденциям изменения Северо-Атлантического колебания при увеличении содержания парниковых газов в атмосфере (например, [Stephenson et al., 2006]) и, как будет показано ниже, изменениями, связанными с трендами температуры поверхности океана и концентрации морского льда. Аномалии давления воздуха на уровне моря над Западной Евразией в летний период выражены значительно слабее (рис. 4, з), в целом не превышая по амплитуде 1 гПа.

Данные реанализа по осадкам представляют собой результат модельных расчетов и по ряду характеристик (в частности, статистике экстремальных явлений) существенно расходятся с данными наблюдений. В то же время, данные реанализа в целом воспроизводят крупномасштабные декадные изменения среднесезонных осадков в Западной Евразии [Zolina et al., 2004] и могут быть использованы для сравнения с модельными расчетами.

Изменения осадков в зимний период над территорией Западной Евразии имеют в целом зональную структуру с заметным уменьшением осадков к югу от 45° с. ш. и увеличением севернее (рис. 4, д). При этом максимум увеличения соответствует температурному максимуму к востоку от Каспийского моря и, в целом, расположению области пониженного давления воздуха (см. рис. 4, в). Для летнего периода заметно значительное увеличение осадков над южной частью Скандинавского полуострова и над европейской частью России, контрастирующее с сильной отрицательной аномалией, покрывающей всю Западную Европу (рис. 4, е). Увеличение осадков над югом Скандинавского полуострова может быть связано с соответствующим понижением давления (см. рис. 4, з). При этом сложно обнаружить какие-либо связи значительной положительной аномалии осадков в Европейской части России с изменениями давле-

ния воздуха или температурой. Структура изменений осадков в целом согласуется с климатическими изменениями в XXI в., прогнозируемыми климатическими моделями, с увеличением осадков над Евразией в высоких широтах Северного полушария и уменьшением в целом в средних широтах, особенно в регионе Средиземного моря [Semenov, Bengtsson, 2002].

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Региональные изменения температуры. На рис. 5 представлены изменения приповерхностной температуры атмосферы для зимнего и летнего сезонов в экспериментах 2, 3, 4, 5 относительно эксперимента 1 (в котором задавались поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда для «холодного климата» 1968–1976 гг., см. табл.) в пяти широтно-долготных областях, покрывающих основную часть исследуемого региона (см. карту на рис. 5). Первая область охватывает Иберийский п-ов, вторая – большую часть Западной Европы и южную части Скандинавского полуострова, три остальных – территорию России до 90° в.д. Вместе с модельными результатами представлены соответствующие изменения приповерхностной температуры атмосферы (разность между средними значениями для периодов 1998–2006 и 1968–1976 гг.) по данным реанализа NCEP/NCAR и сеточных данных CRUTEM3 [Brohan et al., 2006], полученных на основе данных наблюдений на метеорологических станциях. Прежде всего, следует отметить, что изменения температуры атмосферы, полученные по данным NCEP/NCAR и CRUTEM3, достаточно хорошо согласуются между собой, особенно для летнего сезона. Для зимнего сезона заметные расхождения обнаружены для Иберийского п-ва (область 1) и Западно-Европейской части России (область 3). Согласно эмпирическим данным, для всех регионов приповерхностная температура атмосферы выросла. Летом потепление было практически одинаковым и составило около 1° С. Зимой наиболее сильное потепление, превышающее 2° С, отмечается в восточных регионах 4 и 5, а то время как в западной части потепление как минимум в 2 раза слабее.

Модельные изменения представлены средними значениями за 100 лет. В зимний период модель во всех экспериментах воспроизводит (в сравнении с данными NCEP) потепление над областью 1, что объясняется постановкой экспериментов: зимой к западу от Иберийского п-ва расположена значительная положительная аномалия Brohan температуры поверхности океана, которая присутствует в граничных условиях экспериментов 2–4 (относительно эксперимента 1). Для области 2 (Западная Европа) модель практически полностью воспроизводит наблюдаемые изменения приповерхностной температуры атмосферы в экспе-

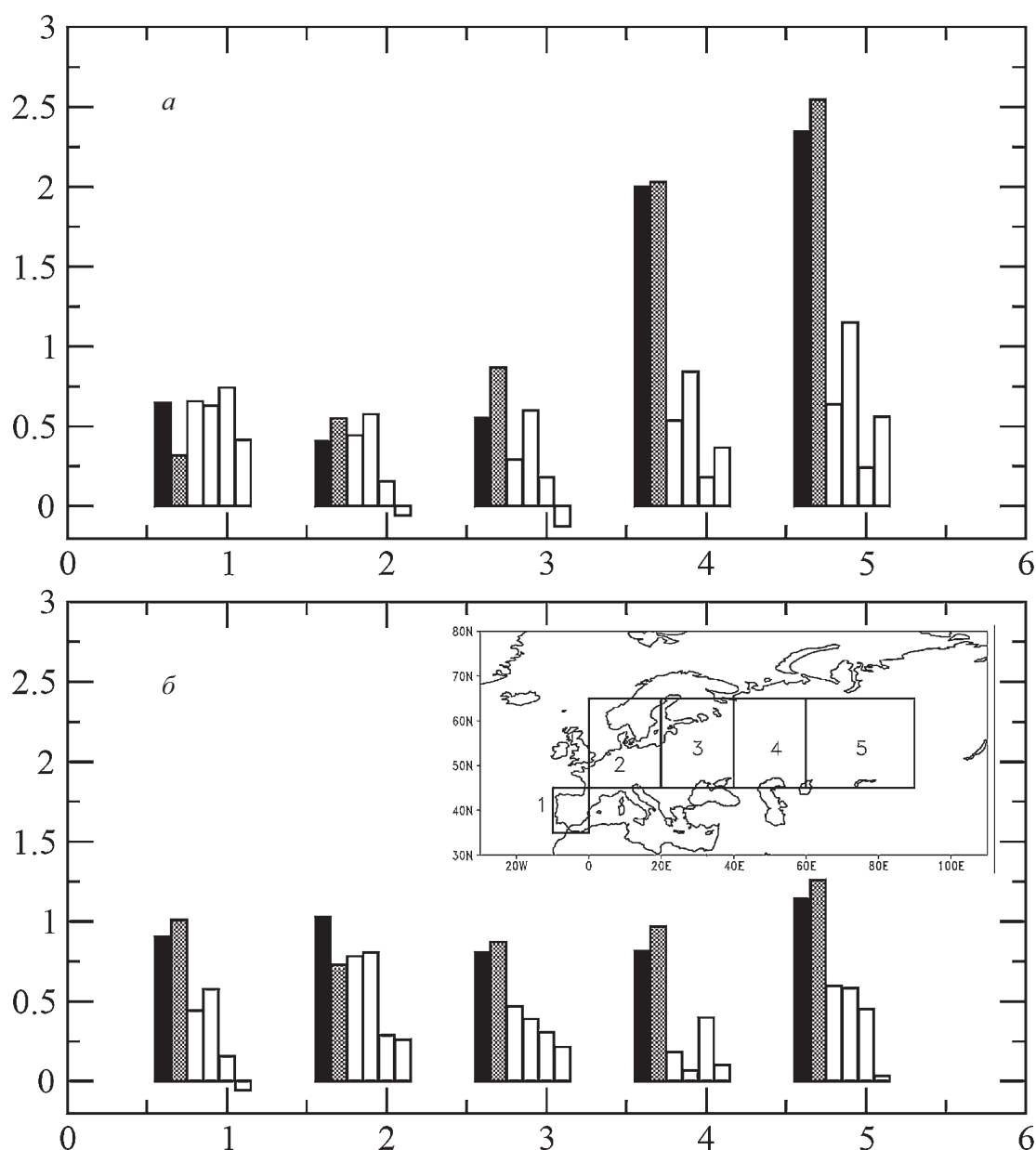


Рис. 5. Изменения приповерхностной температуры атмосферы (в °C) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов по данным реанализа NCEP/NCAR (черные столбцы), наблюдений CRUTEM3 (серые столбцы) между периодами 1998–2006 и 1968–1976 гг. и в экспериментах 2, 3, 4, 5 (белые столбцы, слева направо соответственно относительно эксперимента 1 (см. табл. 1) в пяти широтно-долготных областях. Области пронумерованы от 1 до 5 и показаны на вставке. Номера областей отмечены по горизонтальной оси. Широтно-долготные границы регионов: 1 – 10–0° з. д., 35–45° с. ш., 2 – 0–20° в. д., 45–65° с. ш., 3 – 20–40° в. д., 45–65° с. ш., 4 – 40–60° в. д., 45–65° с. ш., 5 – 60–90° в. д., 45–65° с. ш.

риментах 2 и 3, но не показывает значительных изменений в экспериментах 4 и 5. В этих двух последних экспериментах температуры поверхности океана изменялась только в регионе Северной Атлантики, а концентрации морского льда – в атлантическом секторе Арктики. В области 3 (Европейская часть России) модель существенно недооценивает потепление во всех экспериментах за исключением эксперимен-

та 3, и еще больше недооценивает потепление в восточных областях 4 и 5. Следует отметить важную особенность: в областях 2–5 модель в эксперименте 2 воспроизводит менее сильное потепление, чем в эксперименте 3, хотя в последнем эксперименте, в отличие от эксперимента 2, концентрации морского льда не менялись, а оставались такими же, как и для «холодного» климата 1968–1976 гг.

Таким образом, значительный поток тепла с поверхности океана в атмосферу в арктических морях не только не вызвал потепление над прилегающим континентом, но привел к некоторому похолоданию (относительно эксперимента 2). Этот эффект связан со специфическим откликом атмосферной циркуляции на изменения концентрации морского льда, который будет обсуждаться ниже. Значительное потепление над областями 4 и 5 по эмпирическим данным и его недооценка в модельных экспериментах объясняются циркуляционными аномалиями. По данным NCEP, для зимнего периода над Европейской частью России наблюдалась сильная негативная аномалия давления (см. рис. 4, в), которая обуславливала усиление западной и юго-западной адвекции в области 4 и 5. В эксперименте 2 отмечена похожая картина изменения поля давления (см. обсуждение ниже), но с примерно вдвое меньшей амплитудой, что даже количественно соответствует разнице между модельными и эмпирическими изменениями.

Для летнего сезона модель в целом недооценивает температурные изменения во всех численных экспериментах и регионах за исключением области 2, где в экспериментах 2 и 3 изменений приповерхностной температуры атмосферы воспроизводятся очень хорошо (рис. 5, б). Во всех экспериментах задавались одинаковые концентрации парниковых газов. Неучитываемые изменения радиационного баланса также могли внести определенный вклад в температурные изменения [Sexton *et al.*, 2001].

Влияние Северо-Атлантического колебания. Изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы в атлантическом секторе в зимний период можно оценить на рис. 6, где представлены средние для всех экспериментов значения индекса Северо-Атлантического колебания для декабря – ноября, определяемого как абсолютная разность давления между Лиссабоном и Рейкьявиком. Модель переоценивает средние значения этого индекса, которые для периодов 1968–1976 и 1998–2006 гг. составляют, как указывалось выше, 15,5 и 17,1 гПа. Это связано как в целом с более сильными аномалиями давления в Азорском максимуме и Исландском минимуме в модели, так и со смещением центров действия относительно наблюдавшихся значений в исследуемые периоды. Также следует отметить значительные междекадные колебания индекса Северо-Атлантического колебания по данным реанализа NCEP/NCAR, средние 9-летние значения которого за период 1948–2010 гг. изменялись в диапазоне от 8,6 гПа (1962–1970 гг.) до 24,0 гПа (1987–1995 гг.).

В экспериментах 2 и 3 с глобальным полем температуры поверхности океана за период 1998–2006 гг. модель воспроизводит статистически значимое (95 %) увеличение индекса Северо-Атлантического колебания (примерно на 10 %) по сравнению с экспериментом 1 по воспроизведению климата 1968–1976 гг. Это согласуется с наблюдаемым увеличением названного индекса, хотя изменения, полученные по эмпириче-

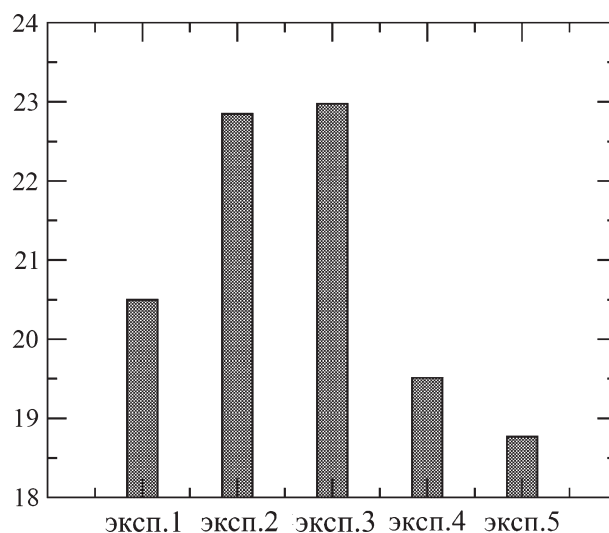


Рис. 6. Значения индекса Северо-Атлантического колебания (САК) для экспериментов 1–5 (средние за 100 лет модельных экспериментов), определяемого как абсолютная разность давления (в гПа) между Лиссабоном и Рейкьявиком за декабрь – март

ским данным, статистически не значимы. Периоды 1968–1976 и 1998–2006 гг., соответствующие минимуму и максимуму индекса атлантического долгопериодного колебания отстают примерно на 5–7 лет от минимума и максимума декадных изменений индекса Северо-Атлантического колебания (для данных NCEP), разница между которыми составляет примерно 15 гПа.

Такое отставание может объясняться гипотезой о формировании атлантического колебания долгопериодными изменениями Северо-Атлантического колебания, влияющими на потоки тепла с поверхности океана в областях глубоководной конвекции в Лабрадорском море [Latif *et al.*, 2006]. Эксперименты 4 и 5 показывают противоположную тенденцию – уменьшение индекса Северо-Атлантического колебания, но с меньшими, статистически не значимыми изменениями по сравнению с экспериментом 1. Таким образом, изменения глобального поля температуры поверхности океана, как с соответствующими изменениями поля концентрации морского льда, так и без изменений ледовых условий, приводят к усилению индекса Северо-Атлантического колебания, что означает более интенсивный западный перенос в исследуемом регионе. Эксперименты 4 и 5 с изменениями температуры поверхности океана и (в эксперименте 5) концентрации морского льда только в атлантическом секторе воспроизводят некоторое ослабление индекса Северо-Атлантического колебания (статистически незначимое). Полученные результаты говорят о том, что региональные изменения граничных условий только в Северной Атлантике не способны привести к статистически значимым изменениям этого индекса и указывают на возможную роль повышения температуры поверхности океана в тропиках (см. рис. 2, а)

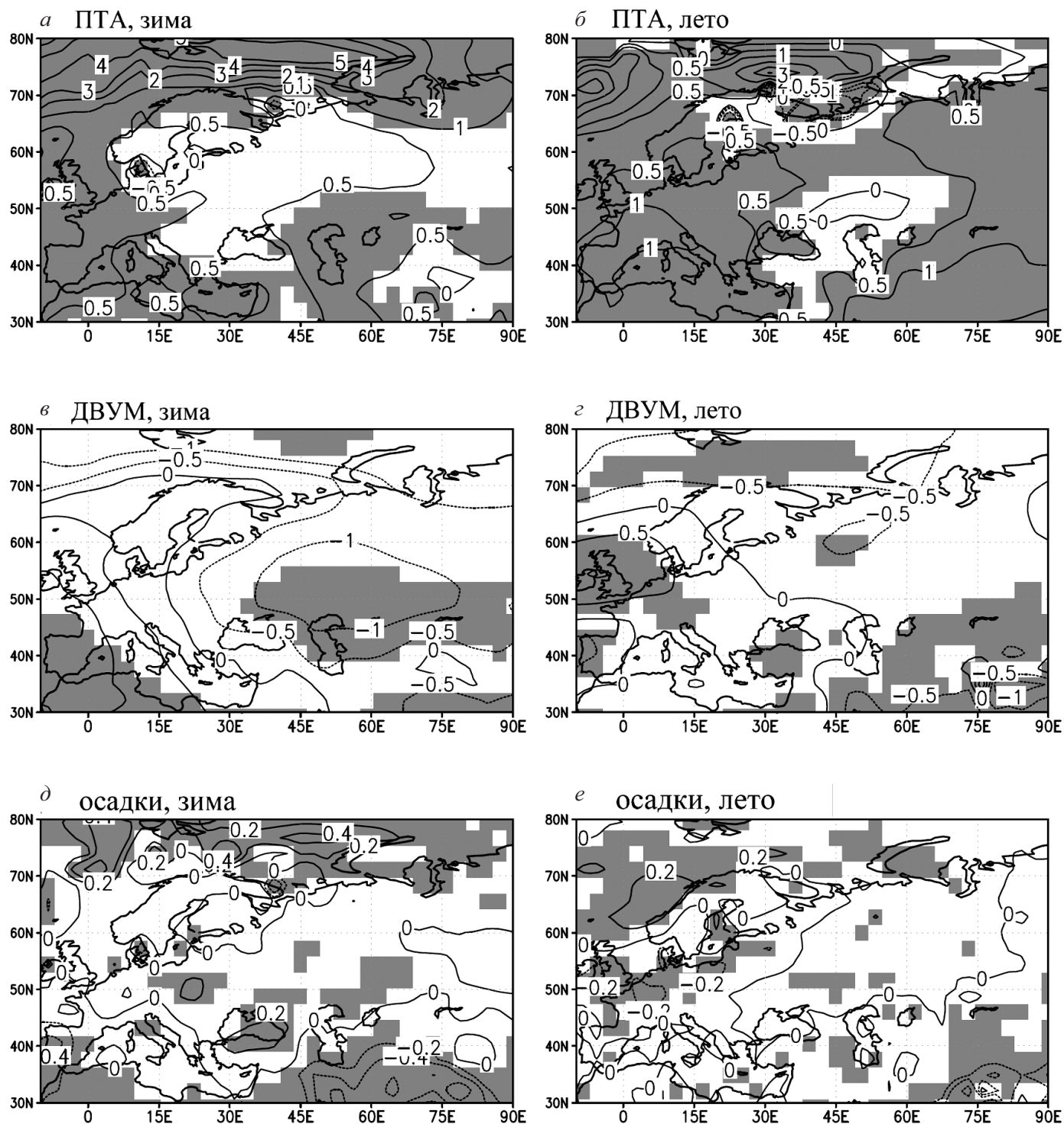


Рис. 7. Разности между экспериментами 2 и 1 средних (за всю продолжительность численного эксперимента) значений температуры, °C (а, б), давления, гПа (в, г) и осадков, мм/день (д, е), для зимы (левая колонка) и лета (правая колонка). Статистически значимые разности (на уровне 5 % согласно тесту Стьюдента) отмечены серым

в соответствующих изменениях Северо-Атлантического колебания. Это согласуется с результатами, полученными ранее [Hoerling et al., 2001, 2004].

Влияние аномалий глобального поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда. В данном разделе анализируются разности (средние

за 100 лет модельных экспериментов) температуры, давления воздуха на уровне моря и осадков между экспериментами 2 и 1 (рис. 7). В этих экспериментах задавались поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда, средние для периодов 1998–2006 и 1968–1976 гг. соответственно. Из-

менения климатических параметров в эксперименте 2 относительно эксперимента 1 связаны с изменением глобальных полей граничных условий и внутренней стохастической изменчивостью атмосферной циркуляции. Для выявления статистически значимых изменений использовался тест Стьюдента. Области значимых изменений на уровне 5% отмечены на рис. 7 серым цветом.

Для зимнего периода изменения граничных условий не вызвали статистически значимых изменений приповерхностной температуры атмосферы над большей частью Европейской территории России (рис. 7, а), где повышение температуры составило не более 0,5° С. Статистически значимые изменения (схожие по величине с наблюдаемыми) отмечены в Западной Европе и в прикаспийском регионе, где также отмечаются статистически значимые и аналогичные по знаку с наблюдаемыми изменения давления воздуха на уровне моря (рис. 7, в). Результаты экспериментов для зимнего периода указывают на то, что сильное потепление над Евразией к востоку от 40° в. д. не может быть объяснено изменением глобального поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда и, вероятно, связано с внутренней флуктуацией атмосферной циркуляции – сильной циклонической аномалией давления воздуха на уровне моря с центром над Северо-Западной частью России, обуславливающей усиленную адвекцию с Запада и Юго-Запада в Восточные регионы Евразии.

Дополнительными факторами, способствующими увеличению приповерхностной температуры атмосферы, могли быть ошибки в воспроизведении изменения границы снежного покрова и одинаковые концентрации парниковых газов в атмосфере во всех модельных экспериментах. Летом изменения приповерхностной температуры в модели статистически значимы практически над всей Западной Евразией и объясняют большую часть наблюдаемых изменений температуры за исключением региона к Северу от Каспийского моря, при этом изменения давления воздуха на уровне моря над континентом в целом не превышают 0,5 гПа и статистически не значимы (рис. 7, г). Изменения давления воздуха по данным NCER также незначительны.

Таким образом, летнее повышение температуры в западной Евразии может объясняться изменениями глобального поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда за соответствующий промежуток времени. Поскольку в целом циркуляция атмосферы изменилась незначительно, изменения приповерхностной температуры над континентом вызваны увеличением явного и скрытого тепла в воздушных массах, поступающих в Евразию с прилегающих океанов, прежде всего с Атлантического океана вследствие преобладающего западного переноса в средних широтах.

Как уже отмечалось, эмпирическая картина изменения давления воздуха на уровне моря характеризуется зимой сильной циклонической аномалией над

Северо-Западом России с положительными аномалиями давления на Юге и Юго-Западе (см. рис. 4, в). Схожая структура, хотя и с примерно вдвое меньшей амплитудой аномалий воспроизводится в модельных экспериментах (см. рис. 7, в).

Для обоих рассматриваемых сезонов модель в целом не воспроизводит над континентом статистически значимых изменений осадков (рис. 7, д, е), не превышающих над преобладающей частью Западной Евразии 0,2 мм/день. Данные NCER демонстрируют значительные аномалии противоположного знака как для зимы, так и для лета, в последнем случае превышающие 0,8 мм/день в обширном регионе европейской части России и –0,4 мм/день в Западной Европе. Помимо слабого влияния граничных условий, небольшие изменения осадков и их более равномерная пространственная структура в модели могут быть связаны со значительной недооценкой количества циклонов и их недостаточно хорошим воспроизведением в модели с относительно низким пространственным разрешением по сравнению с данными реанализа [Jung et al., 2006].

Влияние аномалий концентрации морского льда. В эксперименте 3 использовалось поле температуры поверхности океана для периода 1998–2006 гг., а поле концентрации морского льда соответствовало более холодному климату 1968–1976 гг. В данном разделе анализируются разности температуры, давления и осадков между экспериментами 2 и 3 (рис. 8). Эти изменения (см. табл. 1), вызваны исключительно аномалиями концентрации морского льда для периода 1998–2006 гг. относительно периода 1968–1976 гг. и, таким образом, характеризуют отклик атмосферной циркуляции на уменьшение концентрации морского льда, прежде всего в Баренцевом и Гренландском морях (см. рис. 3). Для исследуемых временных периодов площадь морского ледяного покрова в Северном полушарии сократилась на 0,7 (6,3 %) и 1,3 млн. км² (16,9 %) для зимы и лета соответственно (согласно использовавшимся данным HadISST1). Несмотря на относительно более сильные изменения летом, потоки тепла и их изменение в летний период значительно слабее, чем зимой из-за менее интенсивной атмосферной циркуляции и относительно небольших градиентов влажности и температуры в приземном слое. В результате, как видно на рис. 8, над сушей летом не отмечается статистически значимых изменений температуры, давления и осадков. Поэтому ниже анализируются только изменения для зимнего сезона.

Как обнаружено в нескольких работах по моделированию отклика атмосферной циркуляции на реалистичные аномалии ледяного покрова (соответствующим наблюдаемым аномалиям или изменениям в совместных моделях общей циркуляции атмосферы, океана и морского льда) [Alexander et al., 2004; Deser et al., 2004], отклик можно разделить на локальный и удаленный. Локальный отклик (проявляющийся в нижней атмосфере, примерно ниже 700 гПа) выражается в пониженном давлении над областью

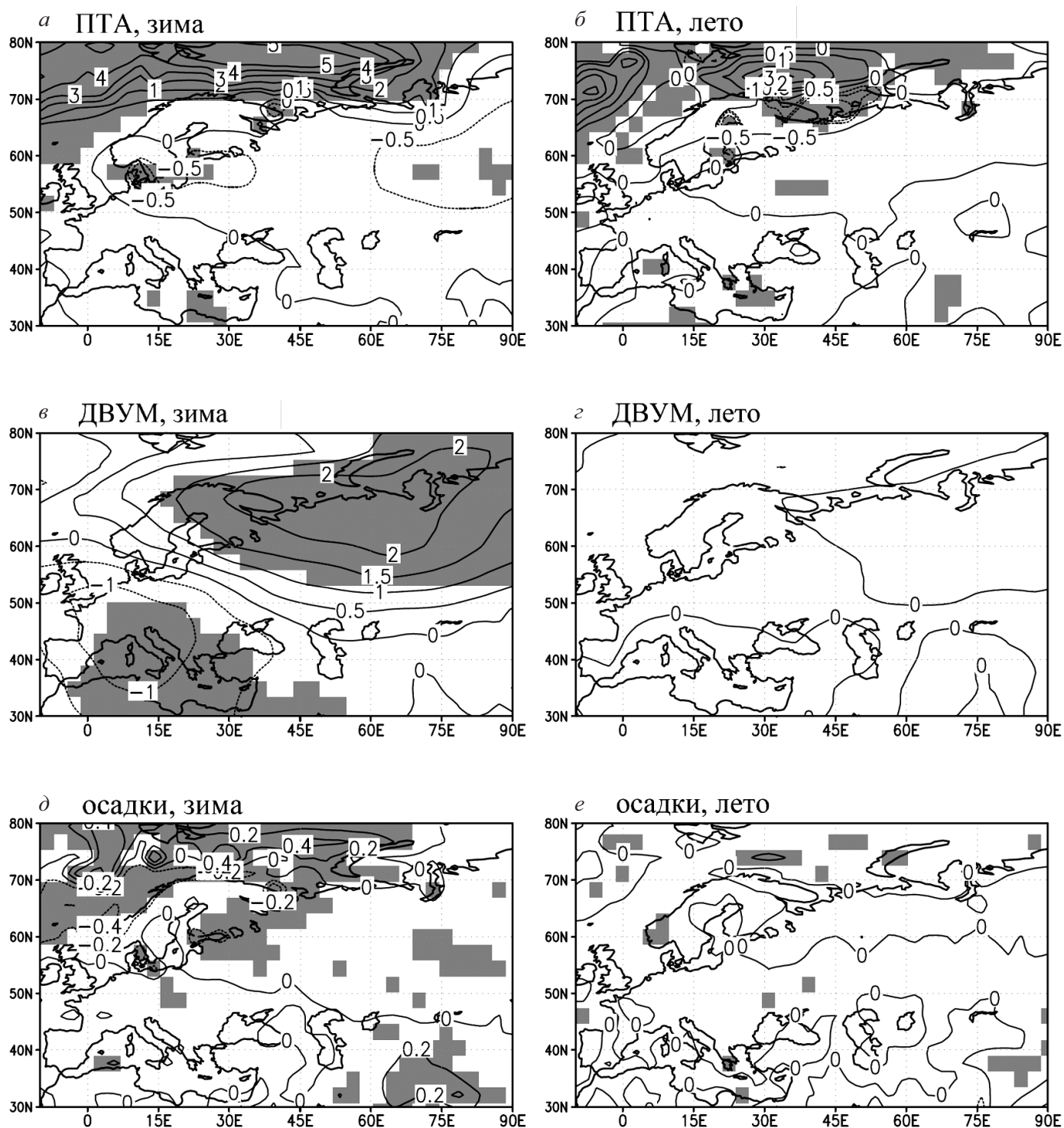


Рис. 8. Как на рис. 7, но для разности между экспериментами 2 и 3

с уменьшенной КМЛ и, соответственно, увеличенными потоками тепла с поверхности океана в атмосферу [Alexander et al., 2004]. Удаленный отклик проецируется на негативную аномалию ведущей моды изменчивости атмосферной циркуляции в высоких широтах, Арктическую осцилляцию [Thompson, Wallace, 2000], с положительной аномалией геопотенциала в полярных широтах и отрицательной в средних широтах. Локальный (прямой) отклик, таким обра-

зом, представляет собой циклоническую аномалию у поверхности над источником тепла (в регионе Баренцева моря) и усиленный западный перенос к югу от центра циклонической аномалии (см., например, [Bengtsson et al., 2004; Alexander et al., 2004; Herman, Johnson, 1978]).

Как видно на рис. 8, в, уменьшение концентрации морского льда в Баренцевом море приводит к существенному потеплению над морем, которое, что не ожи-

данно, ведет к формированию не циклонической аномалии в регионе, а сильной антициклонической аномалии атмосферной циркуляции. Положительная аномалия давления воздуха на уровне моря с центром на южной границе Баренцева моря статистически значима и превышает 2 гПа. В результате сильный нагрев атмосферы над Баренцевым морем не приводит к потеплению над прилегающим континентом, а, напротив, сопровождается некоторым похолоданием (см. рис. 8, а).

Формирование антициклонической аномалии (области повышенного давления) над источником тепла, связанного с уменьшением доли поверхности моря, покрытого льдом, впервые было обнаружено в идеализированных экспериментах с МОЦА ЕСНАМ5, в которых концентрации морского льда в регионе Баренцева и западной части Карского моря в зимний период последовательно равномерно уменьшались со 100 до 1 % (с интервалом 20 %) [Petoukhov, Semenov, 2010], что позволило исследовать отклик атмосферной циркуляции в полном диапазоне изменений ледовых граничных условий в данном регионе. Было обнаружено, что отклик атмосферной циркуляции нелинеен и в при определенных изменениях концентрации морского льда (от 40 до 80 %) приводит к формированию антициклонической аномалии относительно режима с более высокими концентрациями морского льда, в то время как в других диапазонах уменьшения концентрации происходит образование локальных циклонических аномалий. Предполагается [Petoukhov, Semenov, 2010], что нелинейный отклик вызван взаимодействием конвекции над источником тепла, приводящей к образованию циклонической аномалии циркуляции и изменением горизонтальных градиентов температуры вокруг источника тепла, приводящих (вследствие изменения термического ветра) к антициклонической аномалии циркуляции. Поскольку эксперименты в [Petoukhov, Semenov, 2010], были идеализированными (а также ограниченными исключительно регионом Баренцева и Карского моря), то представленные в настоящей работе результаты экспериментов 2 и 3 показывают, что образование антициклонической аномалии над Баренцевым морем при уменьшении ледяного покрова зимой может происходить и при реалистичных изменениях границ морского льда в Северном полушарии, соответствующим переходу от отрицательной к положительной фазе атлантического долгопериодного колебания.

Важным результатом работы [Petoukhov, Semenov, 2010] была выявленная возможность похолодания над континентами в зимний период при уменьшении концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях, что могло объяснить несколько аномально (относительно 1980-х и 1990-х годов) холодных зим в первом десятилетии XXI в. В представленных экспериментах также отмечается некоторое похолодание (см. рис. 8, а), хотя в целом статистически незначимое. В то же время небольшие изменения среднего климата могут сопровождаться значительными изменениями вероятности экстремальных событий.

Действительно, вероятности экстремально холодных зимних условий существенно возросли в эксперименте 2 относительно эксперимента 3, что будет обсуждаться ниже. Таким образом, полученные результаты подтверждают гипотезу, предложенную в [Petoukhov, Semenov, 2010], объясняющую холодные зимы в европейских странах и России уменьшением площади ледяного покрова в Арктике и нелинейным откликом атмосферной циркуляции на такие изменения.

Этот механизм объясняет особенности изменения приповерхностной температуры атмосферы над различными регионами в зимний период на рис. 5, а и согласуется с полученной по модельным расчетам тенденцией общего увеличения вероятности образования блокирующих антициклонов над сушей Северного полушария в зимний период при глобальном потеплении [Lupo et al., 1997]. Для всех регионов (за исключением Иберийского п-ва) увеличение приповерхностной температуры атмосферы в эксперименте 2 (относительно эксперимента 1) было меньше, чем в эксперименте 3, т. е. отрицательные аномалии ледяного покрова вместе с положительными аномалиями температуры поверхности океана приводили к меньшему потеплению (несмотря на примерно на 40 % больший суммарный аномальный поток тепла из океана в атмосферу в атлантическом секторе), чем только аномалии температуры поверхности океана.

Влияние аномалий температуры поверхности океана и концентрации морского льда исключительно в Атлантическом секторе. В численных экспериментах 4 и 5 (относительно эксперимента 1) изменялись температуры поверхности океана (эксперимент 4) и также концентрации морского льда (эксперимент 5) только в Атлантическом секторе (см. рис. 2 и табл.). В целом по постановке эксперимент 4 подобен эксперименту, анализировавшемуся в [Sutton, Hodson, 2007]. Как следует из рис. 5, в большинстве регионов изменения приповерхностной температуры атмосферы в экспериментах 4 и 5 слабее (особенно в зимний период), чем в описанных выше экспериментах 2 и 3. Поэтому в данном разделе представлено описание наиболее важных особенностей этих экспериментов без иллюстрации картами аномалий, аналогичных рис. 7 и 8. В эксперименте 4 зимой над Западной Евразией не отмечено значимых изменений температуры атмосферы за исключением Иберийского п-ва. В то же время летом статистически значимое потепление отмечается для большей части континента (хотя и значительно меньшее, чем по эмпирическим данным, см. рис. 5, б), что согласуется с результатами [Sutton, Hodson, 2007], где также отмечались наиболее значимые изменения в летний сезон. Изменения поля давления в зимний и летний сезоны характеризуются статистически значимой отрицательной аномалией над западной частью Средиземного моря и северо-западной частью России, соответственно. Изменения осадков в целом незначимы.

В эксперименте 5 (относительно эксперимента 1) к аномалиям температуры поверхности океана добав-

лялись аномалии концентрации морского льда в Атлантическом секторе. Картина изменений в этом эксперименте существенно отличается от эксперимента 4. Изменения (уменьшение) концентрации морского льда привели к статистически значимому повышению температуры атмосферы над континентом к югу от 40° с.ш. и некоторому похолоданию (как и в эксперименте 2 относительно эксперимента 3, см. предыдущий раздел) вследствие образования положительной аномалии давления воздуха на уровне моря к северу от Англии и отрицательной аномалии в регионе Средиземного моря. Таким образом, уменьшение площади морских льдов снова привело к некоторому похолоданию зимой над Западной Евразией. Полученный результат указывает на то, что для моделирования воздействия атлантического долгопериодного колебания на климат важно учитывать не только изменения температуры поверхности океана в Северной Атлантике, но и связанные с ними изменения концентрации морского льда в Арктике.

Изменения вероятностей экстремальных аномалий температуры. Выше анализировались изменения средних климатических характеристик. Помимо средних значений, большое влияние на человека и окружающую среду имеют экстремальные погодные явления, такие, например, как летние засухи и зимние морозы. В первое десятилетие XXI в. на территории России и европейских стран наблюдалось несколько аномальных погодных событий, в числе которых засухи 2002 и 2010 гг., сопровождавшиеся лесными пожарами в европейском регионе России, а также холодные зимы 2006 и 2010 гг. с продолжительными морозами, не наблюдавшимися с середины 1980-х годов. Такая тенденция в целом согласуется с оценками изменений, вызванными антропогенным воздействием на климат [Lupo et al., 1997; Мохов и др., 2005; Мохов, 2006]. Предполагается, что увеличение вероятности экстремальных событий может быть связано с изменением как средних значений, так и с увеличением изменчивости температуры при глобальном потеплении [Schar et al., 2004].

Диагностика наблюдаемых изменений атмосферной циркуляции и модельных результатов указывает на увеличение количества блокирующих антициклонов и их общего климатического влияния (действия) над сушей Северного полушария при глобальном потеплении [Lupo et al., 1997; Мохов, 2006]. Тенденция увеличения продолжительности блокингов при общем потеплении по эмпирическим данным была оценена в [Мохов, 1997]. Приведенные выше результаты анализа изменения средних характеристик показали, что изменения граничных условий способствуют образованию антициклонических аномалий атмосферной циркуляции в зимний период, что может вызвать увеличение вероятностей аномальных температурных режимов. В качестве примера изменений вероятности экстремальных событий на рис. 9 приведены изменения вероятности среднемесячной приповерхностной температуры атмосферы для января и июля в различ-

ных экспериментах. Показаны изменения вероятностей событий, когда температура атмосферы в январе ниже, чем 1,5 стандартного отклонения и выше, чем 1,5 стандартного отклонения в июле, что соответствует примерно 3,4 и 96,6 % квантилям распределения Гаусса.

В целом, пространственное распределение областей с увеличением вероятностей сильных аномалий согласуется с изменением средней температуры для зимних и летних сезонов. Как видно из карт для июля, существенное увеличение вероятности аномально жарких среднемесячных температур происходит при изменении глобального поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда (эксперимент 2 относительно эксперимента 1) над сушей к западу от 30° в. д. с максимальными значениями в Южной Европе, а также в Восточной Азии (рис. 9, б). При этом картина изменений для эксперимента 4 схожа с экспериментом 2 (рис. 9, б, е), что указывает на роль аномалий температуры поверхности океана в изменениях вероятности экстремальных аномалий. В этих экспериментах наблюдается локальный максимум в московском регионе. В экспериментах 2 (относительно эксперимента 3) и 5 (относительно эксперимента 1) отмечается похожая картина изменений с повышением вероятности в северных регионах и в Восточной Азии без значительных изменений в европейской части континента.

Для января существенное увеличение вероятности аномально низких температур отмечается лишь в эксперименте 2 (относительно эксперимента 3), где моделировался эффект исключительно уменьшения концентрации морского льда в Арктике. В большом регионе Западной Сибири вероятность увеличилась более чем в 2 раза. Увеличение вероятностей, хотя и более слабое, также наблюдается в Восточной Европе (см. рис. 9, а). Таким образом, уменьшение концентрации морского льда и потепление в Арктике сопровождается в этом эксперименте увеличением вероятности аномально холодных температур зимой над Западной Евразией. Интересно, что и для эксперимента 4 отмечается некоторое увеличение вероятностей холодных аномалий в январе практически над всей территорией Западной Евразии, хотя в целом для зимнего сезона в этом эксперименте отмечено увеличение средней температуры. Это говорит о том, что аномалии температуры поверхности океана в Северной Атлантике приводят в модели к увеличению изменчивости зимней температуры над Евразией.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В данной работе исследовались численные эксперименты с моделью общей циркуляции атмосферы ЕСНАМ5 по моделированию воздействия изменения температуры поверхности океана и концентрации морского льда на характеристики климата в западной

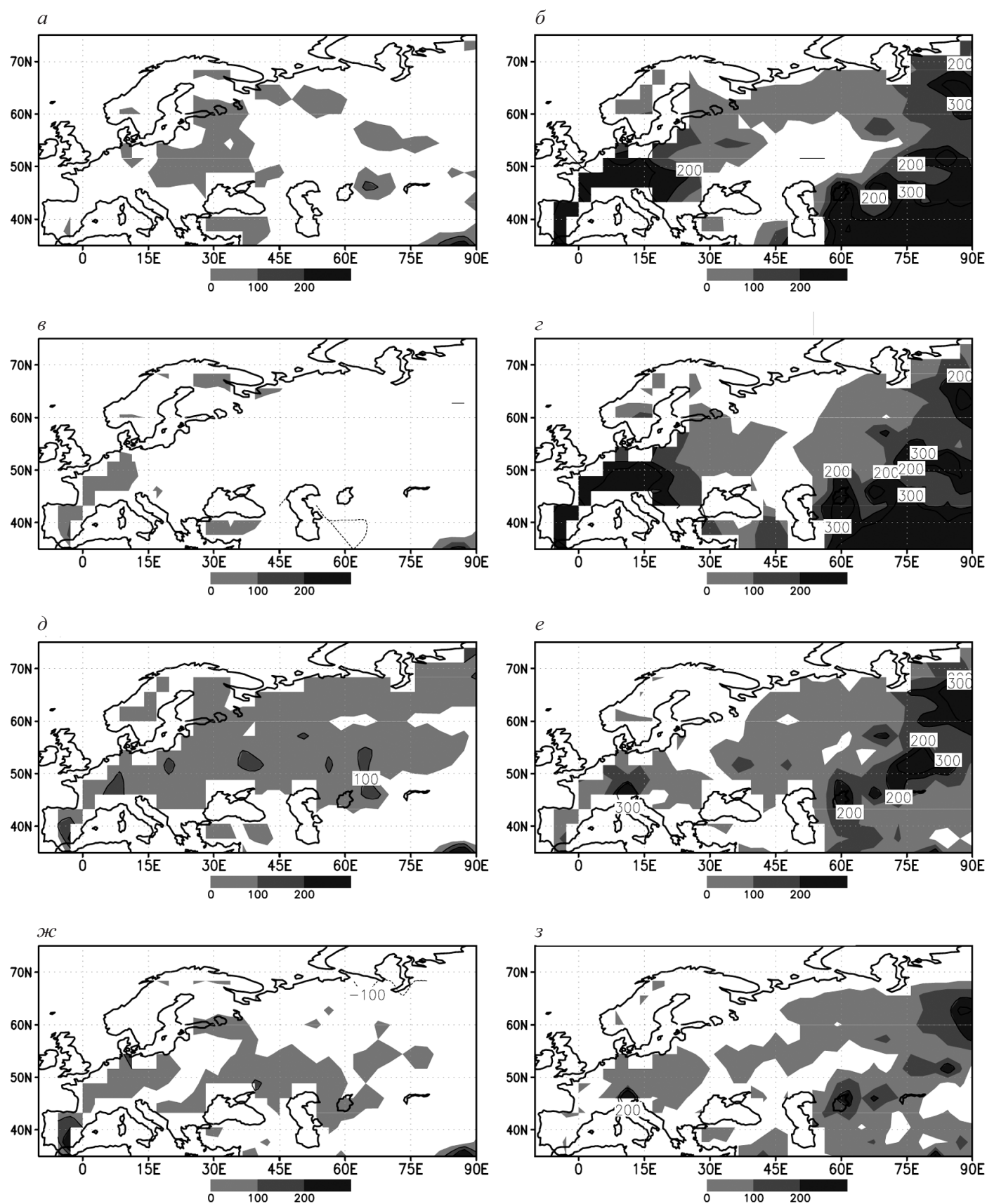


Рис. 9. Изменения вероятности (%) среднемесячных температурных аномалий, меньших, чем $-1,5\sigma$, для января (левая колонка) и больших, чем $1,5\sigma$, для июля (правая колонка) в экспериментах 2 (а, б), 4 (д, е) и 5 (ж, з) относительно эксперимента 1 и в эксперименте 2 (в, з) относительно эксперимента 3

части Евразии. Анализировалась чувствительность зимнего и летнего климата к изменениям этих параметров, соответствующим для периода 1998–2006 гг. относительно периода 1968–1976 гг. Эти два периода соответствуют максимуму и минимуму индекса Атлантического долгопериодного колебания. Помимо экспериментов с изменением глобального поля температуры поверхности океана и концентрации морского льда, анализировались эксперименты с аномалиями первого параметра исключительно в Северной Атлантике и аномалиями второго параметра в Арктике для указанных периодов.

Обнаружено, что температурные изменения в Западной Европе достаточно хорошо объясняются изменениями температуры поверхности океана и концентрации морского льда, в то время как потепление в Восточной Европе и Западной Сибири существенно меньше (в 2–3 раза) в модели, чем по данным наблюдений. Изменения приземной температуры зимой в континентальных районах главным образом определяется аномалиями атмосферной циркуляции. В модели в целом воспроизводятся реальные изменения поля давления зимой, в частности понижение давления в прикаспийском регионе, но существенно (примерно в 3 раза) занижается диапазон изменений. В целом, изменения температуры летом в модели характеризуются большей статистической значимостью, чем зимой. Это связано с большей интенсивной циркуляцией атмосферы зимой, чем летом.

Важным результатом проведенных экспериментов является анализ чувствительности климата Западной Евразии к изменениям концентрации морского льда в Арктике. Обнаружено, что уменьшение концентрации льда и сильное потепление над Баренцевым морем в зимний период приводит к похолоданию над обширными областями северной части Евразии с увеличением вероятности аномально холодных январей более чем вдвое (для регионов Западной Сибири). Такой эффект вызван образованием области повышенного давления над южной границей Баренцева моря при уменьшении концентрации морского льда. Этот результат также указывает на то, что для оценки воздействий атлантического долгопериодного колебания на климат Евразии в экспериментах с климатическими моделями принципиально важно учитывать (или корректно воспроизводить) изменения морских льдов Арктического бассейна, связанные с этим параметром.

Похолодание над Евразией, связанное с уменьшением концентрации морского льда в зимний период (эксперимент 2 относительно эксперимента 3), а также отсутствие статистически значимых изменений зимней приповерхностной температуры атмосферы в Восточной Европе и Западной Сибири в эксперименте 2 (относительно эксперимента 1) согласуется с анализом эмпирических данных. Регрессия среднегодовых аномалий глобального поля приповерхностной температуры на индекс атлантического долгопериодного колебания (для периода 1870–2000 гг.)

характеризуется положительными коэффициентами практически во всем Северном полушарии за исключением региона к северу от Черного и Каспийского морей, где отмечаются отрицательные коэффициенты регрессии [Knight et al., 2005].

Это дает основание предложить гипотезу, объясняющую отрицательные аномалии приповерхностной температуры атмосферы над регионами Евразии при положительном индексе атлантического долгопериодного колебания (т. е. увеличении температуры поверхности океана в Северной Атлантике) соответствующим уменьшением концентрации морского льда в Арктике, прежде всего в Баренцевом и Карском морях в зимний период. Хорошо известные в историческом контексте холодные зимы 1941–1942 гг. в Европейской части России и прикаспийском регионе могут быть объяснены предложенным механизмом. В начале 1940-х годов наблюдался максимум индекса атлантического долгопериодного колебания, что могло привести к значительным отрицательным аномалиям площади ледяного покрова в Восточной Арктике. К сожалению, достоверные данные по зимней концентрации морского льда в данный период отсутствуют, но океанографические данные указывают на усиленный приток атлантических вод в Баренцево море в 1940-х годах [Бочков, 1982].

Обнаруженный региональный эффект похолодания при уменьшении концентрации морского льда в Атлантическом секторе Арктики указывает на важность корректного воспроизведения климатическими моделями как средних характеристик морских льдов, так и их климатических трендов, в том числе с учетом воздействия атлантического долгопериодного колебания.

Данная работа выполнена при поддержке программ Президиума РАН № 4 (проект 3.7) и № 28, а также грантов РФФИ (№ 11-05-00579, № 11-05-01139), гранта NATO CLG 983725, Министерства образования и науки РФ, проекта THOR Европейского Сообщества, проекта Nordatlantik Министерства науки и образования Германии (BMBF). Численные эксперименты были выполнены на суперкомпьютере HLRN (Германия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочков Ю.А. Ретроспектива температуры воды в слое 0–200 м на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море (1900–1981 гг.) // Экология и промысел донных рыб Северо-Европейского бассейна. Сб. науч. трудов ПИНРО. Мурманск, 1982. С. 113–122.
- Латиф М.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север, через экватор в Атлантическом океане // Сб. статей. Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеониздат, 1984. С. 125–129.
- Мохов И.И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 403–406.

- Мохов И.И., Дюфрен Ж.-Л., ле Трет Э., и др. Изменения режимов засух и биопродуктивности наземных экосистем в регионах северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 810–814.
- Мохов И.И., Петухов В.К. Блокинг и тенденции их изменения // Докл. РАН. 1997. Т. 337, № 5. С. 687–689.
- Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч. и др. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 5. С. 687–690.
- Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата. Киев: Наукова Думка, 2008. 186 с.
- Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // ДАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
- Семенов В.А. Структура изменчивости температуры в высоких широтах Северного полушария // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43, № 6. С. 744–753.
- Climate Change 2007: The Physical Science Basis / Solomon S., Qin D., Manning M. et al. (eds.). Cambridge/New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
- Alexander M.A., Bhatt U.S., Walsh J.E. et al. The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 890–905.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 4045–4057.
- Bretherton C.S., Battisti D.S. An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution // Geophys. Research Letters. 2000. V. 27. P. 767–770.
- Broecker W.G. The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. N 4. P. 79–85.
- Brohan P., Kennedy J. J., Harris I. et al. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850 // Journ. of Geophys. Research. 2006. V. 111 (D12). Doi: 10.1029/2005jd006548.
- Delworth T.L., Mann M.E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere // Climate Dynamics. 2000. V. 16. P. 661–676.
- Deser C., Magnusdottir G., Saravanan R. et al. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Pt. II: Direct and indirect components of the response // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 877–889.
- Gulev S.K., Zolina O., Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data // Climate Dynamics. 2001. V. 17. P. 795–809.
- Herman G.F. Johnson W.T. The sensitivity of the general circulation to Arctic sea ice boundaries: A numerical experiment // Monthly Weather Review. 1978. V. 106. P. 1649–1663.
- Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T. et al. Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming // Climate Dynamics. 2004. V. 23. P. 391–405.
- Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T.Y. Tropical origins for recent North Atlantic climate change // Science. 2001. V. 292. P. 90–92.
- Hurrell J.W., Hoerling M.P., Phillips A.S. et al. Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: Assessing determinism // Climate Dynamics. 2004. V. 23. P. 371–389.
- Jung T., Gulev S.K., Rudeva, I. et al. Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model // Quart. Journ. of Royal Meteorol. Society. 2006. V. 132. P. 1839–1857.
- Jungclaus J.H., Haak H., Latif M. et al. Arctic-North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation // Journ. of Climate. 2005. V. 18. P. 4013–4031.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. American Meteorol. Society. 1996. V. 77. P. 437–471.
- Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K. et al. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. Doi: 10.1029/2005gl024233.
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. Doi: 10.1029/2006gl026242.
- Kravtsov S., Spannagle C. Multidecadal climate variability in observed and modeled surface temperatures // Journ. of Climate. 2008. V. 21. P. 1104–1121.
- Kuzmina S.I., Bengtsson L., Johannessen O. M. et al. The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. Doi: 10.1029/2004gl021064.
- Latif M., Boning C., Willebrand J. et al. Is the thermohaline circulation changing? // Journ. of Climate. 2006. V. 19. P. 4631–4637.
- Latif M., Roeckner E., Botzet M. et al. Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 1605–1614.
- Lupo A.R., Oglesby R.J., Mokhov I.I. Climatological features of blocking anticyclones: A study of Northern Hemisphere CCM1 model blocking events in present-day and double CO₂ concentration atmospheres // Climate Dynamics. 1997. V. 13. P. 181–195.
- Magnusdottir G., Deser C., Saravanan R. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Pt. I: Main features and storm track characteristics of the response // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 857–876.
- Mokhov I.I., Semenov V.A., Khon V.Ch. Simulation of the oceanic temperature impact on the European weather conditions // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. 2008. Rep. N 38. P. 7.19–1.20.
- Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. Doi: 10.1029/2009jd013568.
- Philipona R., Behrens K., Ruckstuhl C. How declining aerosols and rising greenhouse gases forced rapid warming in Europe since the 1980s // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. Doi: 10.1029/2008gl036350.
- Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B. et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108 (D14). Doi: 10.1029/2002jd002670.

- Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L. et al. The atmospheric general circulation model ECHAM 5. Part I: Model description // MPI Rept. Max Planck Institute of Meteorology. Hamburg, 2003.
- Schar C., Vidale P.L., Luthi D. et al. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves // *Nature*. 2004. V. 427. P. 332–336.
- Schlesinger M.E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. 1994. V. 367. P. 723–726.
- Semenov V.A., Bengtsson L. Modes of the wintertime Arctic temperature variability // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30. Doi: 10.1029/2003gl017112.
- Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM // *Climate Dynamics*. 2002. V. 19. P. 123–140.
- Semenov V.A., Latif M., Dommenges D. et al. The impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere surface air temperature // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23. P. 5668–5677.
- Semenov V.A., Latif M., Jungclauss J.H. et al. Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. Doi: 10.1029/2008gl033273.
- Sexton D.M.H., Rowell D.P., Folland C.K. et al. Detection of anthropogenic climate change using an atmospheric GCM // *Climate Dynamics*. 2001. V. 17. P. 669–685.
- Stephenson D.B., Pavan V., Collins M. et al. North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment // *Climate Dynamics*. 2006. V. 27. P. 401–420.
- Sutton R.T., Hodson D.L.R. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate // *Science*. 2005. V. 309. P. 115–118.
- Sutton R.T., Hodson D.L.R. Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean // *Journ. of Climate*. 2007. V. 20. P. 891–907.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability // *Journ. of Climate*. 2000. V. 13. P. 1000–1016.
- Ting M.F., Kushnir Y., Seager R. et al. Forced and Internal Twentieth-Century SST Trends in the North Atlantic // *Journ. of Climate*. 2009. V. 22. P. 1469–1481.
- Zhang R., Delworth T.L., Held I.M. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. Doi: 10.1029/2006gl028683.
- Zolina O., Kapala A., Simmer C. et al. Analysis of extreme precipitation over Europe from different reanalyses: a comparative assessment // *Global and Planetary Change*. 2004. V. 44. P. 129–161.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ю.Г. Гатинский, Д.В. Рундквист, Г.Л. Власова, Т.В. Прохорова</i> СЕЙСМО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЛАВНЕЙШИХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ	13
<i>В.И. Осипов, Н.И. Фролова, С.П. Суцев, В.И. Ларионов</i> ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО И ПРИРОДНОГО РИСКА ДЛЯ НАСЕЛЕНИЯ И ТЕРРИТОРИЙ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	28
<i>В.И. Величкин, Б.П. Власов, М.В. Шумилин</i> ОСНОВНЫЕ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЫВШЕГО СССР И РОССИИ	49
<i>С.А. Дмитриев, В.И. Величкин, Б.И. Омеляненко</i> ОБЕСПЕЧЕНИЕ БЕЗОПАСНОЙ ИЗОЛЯЦИИ ЖИДКИХ ОТХОДОВ НИЗКОГО И СРЕДНЕГО УРОВНЕЙ РАДИОАКТИВНОСТИ	64
<i>В.И. Величкин, В.И. Мальковский, Н.Н. Тарасов, Ю.П. Диков</i> АНАЛИЗ УСЛОВИЙ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРАЧАЙ (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	77
<i>Б.И. Омеляненко, В.И. Величкин, С.В. Юдинцев</i> ПОВЕДЕНИЕ АКТИНИДОВ В УСЛОВИЯХ ДОЛГОСРОЧНОГО ХРАНЕНИЯ И ЗАХОРОНЕНИЯ ОТРАБОТАННОГО ЯДЕРНОГО ТОПЛИВА	86
<i>С.В. Юдинцев, Б.И. Омеляненко</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИЗОЛЯЦИИ ТЕХНЕЦИЯ	99
<i>И.Н. Солодов, А.К. Лисицин</i> ПОЛИЭЛЕМЕНТНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МЕТАЛЛЫ, ИЗВЛЕКАЕМЫЕ СЕРНОКИСЛОТНЫМ ПОДЗЕМНЫМ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕМ	109
<i>В.А. Петров, В.В. Полуэктов, Р.М. Насимов, А.А. Бурмистров, С.И. Щукин, Й. Хаммер</i> ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА УРАНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ГРАНИТАХ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ДЛИТЕЛЬНОЙ ИЗОЛЯЦИИ ОЯТ	124
<i>В.М. Котляков, Л.Н. Васильев, М.Ю. Москалевский</i> БАЛАНС МАССЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА	139

<i>Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев</i> ВОДА В ПОЛИТЕРМИЧЕСКИХ И ТЕПЛЫХ ЛЕДНИКАХ	152
<i>В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, О.В. Нагорнов, С.А. Тюфлин, И.И. Лаврентьев, С.А. Марченко, В.И. Окопный</i> СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФИРНОВО-ЛЕДЯНОЙ ТОЛЩИ НА ЗАПАДНОМ ПЛАТО ЭЛЬБРУСА	180
<i>Ю.П. Масуренков, А.Л. Собисевич</i> ЭЛЬБРУССКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ – ИНДИКАТОР ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО И ФЛЮИДНОГО СОСТОЯНИЯ ВУЛКАНА	189
<i>А.Н. Хименков, Г.З. Перльштейн, Д.О. Сергеев, А.Н. Власов, В.П. Мерзляков, Ю.В. Халилова</i> ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ РИСКА ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ	205
<i>Е.В. Коротеева, Е.И. Вейсберг, Н.Б. Куянцева, С.А. Лесина</i> ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ДИНАМИКУ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ВОСТОЧНЫХ ПРЕДГОРИЙ ЮЖНОГО УРАЛА	213
<i>А.Ю. Кудярова</i> ТРАНСФОРМАЦИЯ ПРИРОДНЫХ СОРБЦИОННЫХ БАРЬЕРОВ ПРИ ЗАФОСФАЧИВАНИИ КИСЛЫХ ПОЧВ	223
<i>И.В. Галицкая, И.А. Позднякова, Л.С. Томс</i> МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ПРОГНОЗА И УПРАВЛЕНИЯ ТЕХНОПРИРОДНЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИМ РИСКОМ НА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	239
<i>Л.С. Кучмент, А.Н. Гельфан</i> СОВМЕСТНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕРОЯТНОСТНЫХ И ДЕТЕРМИНИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ МАСШТАБОВ И РИСКА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЙ НА ОСНОВЕ ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА	252
<i>В.В. Адушкин, П.П. Фирстов</i> ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЯХ В АТМОСФЕРЕ	264
<i>А.Ю. Озеров</i> МЕХАНИЗМ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ФОНТАНИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНОВ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ И ПРИРОДНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ)	279
<i>О.В. Руденко, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич</i> О ФИЗИКЕ АКУСТИЧЕСКИХ НЕЛИНЕЙНОСТЕЙ И МЕДЛЕННЫХ ВОЛНАХ В ГРАНУЛИРОВАННОЙ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОЙ СРЕДЕ	299
<i>В.Н. Николаевский</i> ОЧАГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ – СОБЫТИЯ И ПРЕДВЕСТНИКИ УДАРА	316
<i>Б.В. Левин, Г.В. Шевченко, В.М. Кайстренко, Т.Н. Ивельская, Т.К. Пинегина, Н.Г. Разжигаева</i> ПРОБЛЕМА ЦУНАМИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ (ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ АСПЕКТ)	332
<i>В.А. Семенов, И.И. Мохов, М. Латиф</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В РЕГИОНАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ	355

Ю.Н. Авсюк, А.Л. Собисевич

ПРИЛИВНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ – ЛУНА – СОЛНЦЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ	373
--	-----

В.Ч. Хон, И.И. Мохов

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ЦИКЛА К ИЗМЕНЕНИЮ ОРБИТАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ И КОНЦЕНТРАЦИИ АНТРОПОГЕННЫХ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ	392
---	-----

*В.М. Григорьев, Л.В. Ермакова, А.В. Мордвинов, Ю.А. Наговицын, А.Г. Тлатов,
В.Г. Иванов, Е.В. Милецкий, Е.Ю. Наговицына, А.И. Хлыстова, С.А. Язев*

ВОЗНИКНОВЕНИЕ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ НА СОЛНЦЕ, ИЗМЕНЕНИЯ ЕГО ГЛОБАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ В 11-ЛЕТНЕМ ЦИКЛЕ И НА ДЛИТЕЛЬНОЙ ШКАЛЕ ВРЕМЕНИ	399
---	-----

С.И. Сороко, В.П. Рожков, Е.Г. Сергеева, С.С. Бекшаев, С.С.Андреева, И.В.Николаев

ОСОБЕННОСТИ MORFOFУНКЦИОНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ НЕРВНОЙ СИСТЕМЫ И ГЕМОДИНАМИКИ МОЗГА У ДЕТЕЙ И ПОДРОСТКОВ В УСЛОВИЯХ ЕВРОПЕЙСКОГО И ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕВЕРА	413
---	-----

Научное издание

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КАТАСТРОФЫ

В 2 томах

Том 2

ГЕОЛОГИЯ УРАНА, ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ

*Печатается по решению Научного совета Программы
фундаментальных исследований президиума РАН № 4*

Ответственный составитель д.ф.-м.н. *Собисевич Алексей Леонидович*

Технический редактор *В.И. Горбенко*
Компьютерная верстка *К.А. Мордвинцев*
Корректор *С.Б. Сулова*

Подписано в печать 05.09.11. Формат 60×90/8
Гарнитура Таймс. Бумага мелованная. Печать офсетная
Усл. печ. л. 54. Тираж 200 экз.

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН
123995 ГСП-5, Д-242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10

Отпечатано в типографии издательства «ПРОБЕЛ 2000»
109544 Москва, ул. Рабочая, 91