

## Изменчивость температурного режима на азиатской территории России в период глобального потепления

И.И. Ишполитов, М.В. Кабанов, С.В. Логинов,  
Н.В. Поднебесных, Е.В. Харюткина\*

*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН  
634021, г. Томск, пр. Академический, 10/3*

Поступила в редакцию 17.10.2011 г.

Приводятся результаты изучения климата в зависимости от изменчивости климатообразующих факторов для азиатской территории России. Исследованы поля температуры, потоков радиационного и теплового баланса, облачного покрова, а также циклоническая активность, влияние крупномасштабной циркуляции на температуру. Показано, что тренд повышения среднегодовой температуры на указанной территории за период 1975–2005 гг. составил  $0,34\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$  с более высокими значениями в отдельные календарные месяцы. Для Западной и Восточной Сибири основной вклад дает процесс ослабления блокирования западного переноса, описываемый индексом SCAND, тогда как на Дальнем Востоке доминирующую роль начинают играть процессы циркуляции в северной части Тихого океана. Среднегодовые значения радиационного баланса на верхней границе атмосферы являются отрицательными, также отрицательными являются значения усредненных по территории среднегодовых температур воздуха. Построенные регрессионные модели позволяют описать 65% изменчивости температуры при учете как циркуляционных, так и радиационных факторов.

*Ключевые слова:* изменение климата, атмосферная циркуляция, радиационный баланс, температура воздуха, азиатская территория России; climate change, atmospheric circulation, radiative balance, air temperature, Asian territory of Russia.

### Введение

В соответствии с выводами Межправительственной группы экспертов по изменению климата [1], для понимания современных глобальных изменений необходимо проводить исследования региональных климатов. Это, в частности, связано с тем, что одним из признаков происходящего с середины 70-х гг. XX в. глобального потепления является его пространственная неоднородность. Так, в [2] отмечено, что скорость роста температуры в Канаде и Сибири выше, чем в целом по Северному полушарию. Считается [1], что основной причиной современного потепления является все увеличивающийся выброс парниковых газов, хотя находится немало оппонентов этому выводу, например [3]. Для правильной оценки антропогенно обусловленной изменчивости климата необходимо исследование его естественной изменчивости, которое включало бы возможно большее число климатообразующих факторов.

В настоящей статье приводятся результаты исследований в этом направлении для азиатской территории России (АТР). Изменчивость климата на АТР

рассматривались в ряде работ [4–10]. Так, в [5] представлена внутригодовая и межгодовая изменчивость полей температуры, давления и осадков на АТР за 1975–2005 гг. на основе использования данных 454 станций наблюдения. Показано, что процесс потепления развивается на АТР неравномерно как в пространстве, так и по временам года.

В работе [4] сравниваются расчеты метеорологических полей по данным наблюдений и реанализа и показано, что расчеты по данным реанализа NCEP/NCAR линейных трендов климатических параметров с разной степенью достоверности воспроизводят выводы, следующие из наблюдений, а в случае осадков демонстрируют возможность получения из данных реанализа принципиально неверных результатов. В [6] представлены результаты исследования скрытых периодичностей в рядах среднегодовых температур и показана статистическая связь спектров колебаний различных масштабов в рядах температур с аналогичными по масштабам колебаниями в рядах индексов Северо-Атлантического (NAO) и Южного (SOI) колебаний.

Выводы, полученные в [4, 5], нашли подтверждение в оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [7]. В работах [8, 9] на основе данных 10 аэрологических станций, расположенных в Западной и Восточной Сибири, исследованы аномалии и тренды температуры и влажности пограничного слоя атмосферы за период 1973–2010 гг. Экстремальные

\* Иван Иванович Ишполитов (seo@imces.ru); Михаил Всеволодович Кабанов (kabanov@imces.ru); Сергей Владимирович Логинов (seo@imces.ru); Наталия Владимировна Поднебесных (podnebesnychnv@rambler.ru); Елена Валерьевна Харюткина (seo@imces.ru).

явления в температуре и осадках на территории России за периоды 1951–2006 и 1977–2006 гг. исследованы в работе [10]. Вариации средней температуры в зимний период по территории России за 1951–2004 гг. и связь этих вариаций с вариациями индексов циркуляции Северного полушария изучены в [11]. Динамика циклонической и антициклонической циркуляции на территории Западной и Восточной Сибири за 1976–2006 г. исследована в работах [12, 13], а связь вариаций вихревой активности с вариациями температуры – в работах [14, 15]. В [16] для АТР по данным реанализа JRA-25 за период 1979–2008 гг. исследованы изменчивости пространственно-временных распределений температуры и элементов радиационного и теплового баланса.

В настоящей статье представлены систематизированные результаты исследований изменчивости температуры на АТР в зависимости от сопутствующих климатообразующих факторов. Применяемые географические термины отвечают разделению азиатской территории России по долготе на Западную 60–90° в.д., Восточную Сибирь 90–130° в.д. и Дальний Восток 130–180° в.д.

## 1. Данные и методы их анализа

Для вычисления полей температуры на АТР использовались ежесуточные данные наблюдений за приземной температурой на 454 станциях, расположенных к востоку от Урала и в северных районах Казахстана, Монголии, Китая (Центр распределения данных NOAA, <ftp://ftp.cdc.noaa.gov>) за 1975–2005 гг.

Использование станций наблюдения в Казахстане, Монголии и Китае необходимо для правильного воспроизведения метеорологических полей на южной границе АТР.

По суточным значениям для каждой станции рассчитывались среднемесячные значения температуры. Так как данные, в силу различных причин, содержат пропуски, то расчет среднемесячных величин проводился для месяцев, когда количество пропусков в данных (за 1 мес) не превышало 5 сут. Далее, для каждой станции по среднемесячным значениям вычисляли их среднегодовые значения и тренды. Тренды находили для рядов среднемесячных значений с пропусками не более 2 лет на 30-летнем интервале.

Для устранения влияния пространственной неоднородности места расположения метеорологических станций проводилась пространственная интерполяция рассчитанных среднегодовых значений величин и их трендов на сетку  $1 \times 1^\circ$  по алгоритму Крайгинга [17].

Полученные таким образом поля величин приводятся на картах, показывающих их пространственное распределение.

При построении оценок, характеризующих пространственное распределение какой-либо величины по территории, проводилась коррекция на площадь, вызванная тем обстоятельством, что при движении к северу уменьшается площадь ячейки сетки. Кор-

рекция заключалась в умножении рассчитываемой величины на коэффициент, равный отношению соответствующих площадей. По скорректированным значениям рассчитанных величин проводились вычисления выборочной плотности вероятности  $p_x(x)$  с последующим расчетом выборочной функции распределения  $F_x(x)$ . Объем выборки для АТР составлял ~2100 узлов. В качестве характеристики средней величины использовалась оценка по медиане функции распределения  $F_x(x)$ . Нахождение оценок параметров линейной регрессии и их стандартных ошибок  $\sigma_{tr}$  по уровню 0,95 проводилось по общепринятой методике [18].

Для описания глобальной циркуляции выбраны телеконнекционные индексы: SCAND – Scandinavia Pattern (описывает изменчивость высотных аномалий геопотенциала  $H_{700}$  над Скандинавией, Северной Монголией и юго-западом Европы) [24]; SOI – South Oscillation Index; NAO – North Atlantic Oscillation, AO – Arctic Oscillation.

Среднемесячные значения индексов крупномасштабной циркуляции Северного полушария AO, SCAND были взяты из ресурса ([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/CWlink/daily\\_ao\\_index/teleconnections.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml)), индекс SOI – из ресурса (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>). Индекс NAO использован в определении, предложенном в работе [19], и взят из ресурса (<http://www.lasg.ac.cn/staff/ljp/data-NAM-SAM-NAO/NAO.htm#>).

Циклонические характеристики (число циклонов, давление в их центрах, время пребывания на исследуемой территории) определялись путем последовательного просмотра оператором 6-часовых приземных синоптических карт АТ<sub>1000</sub>. Циклон учитывался, если его центр хотя бы на один 6-часовой срок пересекал границы территории. Давление в центре циклона определялось в стадии максимального развития, даже если в этой стадии центр циклона располагался вне границ изучаемой территории.

Элементы теплового и радиационного баланса использовались из глобальных баз данных реанализов JRA-25 ([http://jra.kishou.go.jp/JRA25/index\\_en.html](http://jra.kishou.go.jp/JRA25/index_en.html)) и NCEP/DOE AMIP-II (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>), первый из которых содержит сетку с разрешением  $1,125 \times 1,125^\circ$ , и второй с разрешением  $2,5 \times 2,5^\circ$ . Обработка данных проводилась так же, как для температуры, но без процедуры интерполяции, а с использованием собственных сеток реанализов.

## 2. Изменчивость температуры над азиатской территорией России

На рис. 1, а (цв. вклейки) изображена карта средних по интервалу 1975–2005 гг. среднегодовых температур воздуха. На этой карте, кроме собственно АТР, в соответствии с упоминавшимся выше выбором станций наблюдения, показаны также примыкающие северные районы Казахстана, Монголии и Китая. Они сохранены, чтобы не нарушать целостную

картину восприятия. Однако при расчете функций распределения, плотностей вероятностей и вытекающих из них численных оценок учитывали только узлы сетки, расположенные на АТР.

На рис. 1, б показана карта распределения линейных трендов среднегодовой температуры, а на рис. 1, в – статистика трендов, выраженная через их функции распределения и плотность вероятности.

Из расчета функций распределения среднегодовых температур следует, что в среднем за рассматриваемый интервал 70% территории находилось в зоне отрицательных среднегодовых температур и лишь 30% в зоне нулевых либо положительных значений. Самой теплой является станция наблюдения Холмск на Сахалине (4,58 °С), самой холодной – Оймякон в Якутии (–16,2 °С).

Из рис. 1, б и в следует, что в рассматриваемый временной интервал потеплением была охвачена практически вся АТР (~96%). Средняя по территории скорость потепления составила 0,34 °С/10 лет при среднеквадратическом отклонении 0,2 °С/10 лет. Распределение скорости потепления по территории (см. рис. 1, б) неравномерно. Более быстрыми, чем средний, темпами потепление происходит в районе Среднесибирского плоскогорья.

Принято считать [20], что наибольшие темпы потепления в умеренных широтах Северного полушария проявляются в зимний и весенний периоды. Рассмотрим этот вопрос для обсуждаемого нами случая. Приведем краткие результаты подробного анализа, представленного в [5].

В зимний период на АТР наблюдаются очаги и потепления, и похолодания. С декабря по февраль растет площадь потепления с 50 до 80%, при этом средняя величина тренда увеличивается до  $\overline{T_{tr}} = 0,51$  °С/10 лет и  $\sigma_{tr} = 0,64$  °С/10 лет. В увеличении тренда значительную роль играют процессы в Западной Сибири и на Чукотском полуострове – в феврале там начинается потепление.

В весенний период лишь в апреле на территории Западной Сибири выделяются области похолодания. В марте вся АТР охвачена потеплением:  $\overline{T_{tr}} = 0,6$  °С/10 лет при  $\sigma_{tr} = 0,33$  °С/10 лет. Оценки мая являются одними из самых высоких в годовом ходе.

Летние месяцы весьма схожи по характеру распределения плотности вероятности. Во всех случаях кривые распределения находятся практически полностью в области положительных трендов, обеспечивая потепление в каждом месяце на 90% АТР. Однако темпы потепления для этих месяцев оказываются различными. Для июня  $\overline{T_{tr}} = 0,37$  °С/10 лет и  $\sigma_{tr} = 0,25$  °С/10 лет, для июля и августа соответственно 0,46 и 0,28, 0,26 и 0,22. Таким образом, в июле самые высокие темпы потепления, охватывающего все регионы за исключением Западной Сибири.

В осенние месяцы изменчивость температуры носит разнонаправленный характер. Только в октябре потеплением охвачена вся территория. По темпам потепления этот месяц лишь немногим уступает марту:  $\overline{T_{tr}} = 0,56$  °С/10 лет,  $\sigma_{tr} = 0,29$  °С/10 лет. В сен-

тябре, так же как, например, в апреле, наблюдаются похолодание в Западной Сибири и потепление на остальной части территории, причем последнее по площади преобладает (~85%). Темпы потепления невелики, для сентября  $\overline{T_{tr}} = 0,19$  °С/10 лет при  $\sigma_{tr} = 0,25$  °С/10 лет. Ноябрь характеризуется большими контрастами в поведении температурных трендов. Около 65% территории в этом месяце нагревается, остальная часть охлаждается. Область сильного охлаждения наблюдается на севере Западной Сибири и далее, распространяясь на юго-восток, достигает района Байкала. Интенсивное потепление происходит в северной части остальной территории. Темпы изменения температуры занимают область трендов от –1,5 до +2 °С/10 лет.

Оценки трендов оказываются значимыми по уровню  $\alpha = 0,1$  при проведении двустороннего  $t$ -теста для марта, мая, июня, июля, августа и октября. Для января оценка тренда потепления, хотя и высокого, оказывается незначимой.

По географическим признакам выделяются Западная Сибирь и Чукотка. В Западной Сибири процессы потепления определенным образом чередуются с процессами похолодания. Чукотка интенсивно охлаждается в январе, однако в остальные месяцы в этом регионе происходит потепление в основном высокими темпами. Возможно, что это связано с изменениями океанической циркуляции в Северо-Тихоокеанском регионе.

Полученные в этом разделе оценки изменчивости температуры на АТР согласуются с данными, приведенными в работе [7], а чередование по территории трендов потепления и похолодания – с данными, приведенными в [8].

### 3. Изменчивость радиационного режима над азиатской территорией России

#### 3.1. Изменчивость облачного покрова

Облачность, как и альbedo поверхности, играет важную роль в энергетическом балансе Земли. С одной стороны, облака способствуют нагреву земной поверхности за счет переизлучаемой ИК-радиации по направлению к земной поверхности, с другой – эффективно отражают падающую солнечную радиацию, способствуя охлаждению климатической системы. В настоящее время влияние облачного покрова на климат считается слабоохлаждающим, причем облака верхнего яруса способствуют усилению парникового эффекта и потеплению, а облака нижнего яруса – выхолаживанию климатической системы [21]. Исследование многолетних связей температуры и облачности показало, что летом облачность понижает температуру за счет экранирования приходящей солнечной радиации, а зимой повышает за счет парникового эффекта.

Результаты анализа совместной изменчивости на рассматриваемой территории полной облачности (ТС) и приходящей на поверхность коротковолновой

радиации  $Q_{\downarrow S}$  приведены в [16]. При отсутствии доступа к данным наблюдений мы использовали реанализ для воспроизведения динамики облачности над АТР. Сравнение величин полной облачности в реанализах NCEP/DOE AMIP-II и JRA-25 применительно к АТР показало, что временные ряды ТС, относящиеся к интервалу 1979–2008 гг., близки друг к другу, при этом величина невязки между временными рядами среднемесячных величин составляет  $\sim 1,5\%$ , а разница среднегодовых величин  $\sim 0,5\%$ . Временной ход ТС и  $Q_{\downarrow S}$  имеет следующие особенности: в подынтервале 1979–1992 гг. над АТР уменьшается общая облачность и растет приходящая на поверхность коротковолновая радиация, а в подынтервале 1992–2008 гг. наблюдается обратная картина.

Оценки изменений общей облачности на АТР по данным наблюдений на метеорологических станциях сделаны в работе [22]. Для интервала 1976–2005 гг. тренд является отрицательным и составляет  $-0,05\%/10$  лет, а рассчитанный по JRA-25 за 1979–2008 гг. также отрицательный и равен  $-0,02\%/10$  лет, что говорит об определенном согласии оценок.

В целом среднегодовое многолетнее покрытие облачности составляет 53%, максимальное значение (61%) в ноябре и минимальное (45%) в июле. Максимальная изменчивость покрытия облаками, оцениваемая по среднеквадратическому отклонению, приходится на холодный период года [16].

Результаты выполненного нами анализа изменений в структуре общей облачности показали, что в целом за исследуемый период на АТР наблюдалась следующая тенденция: увеличилась доля облаков верхнего яруса (15%), незначительно уменьшился вклад облаков среднего яруса (1%) и наиболее заметно уменьшилась доля облаков нижнего яруса (20%).

### 3.2. Поток радиации на верхней границе атмосферы и радиационный баланс

Уходящая длинноволновая радиация (УДР) является одним из основных климатических факторов, определяющих состояние системы «земная поверхность – атмосфера». В [23] были обобщены данные спутниковых наблюдений УДР за период 1984–2002 гг. Глобальные средние значения УДР Земли за этот промежуток времени изменялись от 230 до 245 Вт/м<sup>2</sup>, обнаруживая глобальный средний положительный тренд 4,4 Вт/м<sup>2</sup>/10 лет. Характеристики УДР над АТР рассчитаны нами с помощью данных реанализа JRA-25. Динамика потоков УДР показывает существенную региональную изменчивость. Положительная, хотя и слабая, тенденция к росту УДР согласуется с изменением глобально-осредненного значения, указанного выше.

Следует отметить, что изменчивость потоков УДР как для среднегодовых, так и для среднемесячных значений не превышает 3% от средних величин, причем эта изменчивость максимальна в холодный период года. Небольшие значения трендов (0,5 Вт/м<sup>2</sup>/10 лет для среднегодовых значений

и несколько больше для отдельных месяцев) свидетельствуют о том, что потери тепла климатической системой АТР за счет длинноволнового излучения за рассматриваемый период времени менялись очень мало, несмотря на достаточно интенсивный нагрев (0,48 °C/10 лет по данным JRA-25) нижней тропосферы.

Чтобы определить динамику потерь тепла, был вычислен радиационный баланс ( $B$ ) на верхней границе атмосферы. По данным [23], за последние два десятилетия солнечная постоянная возросла примерно на 0,1%, так что изменение приходящей на верхнюю границу атмосферы коротковолновой радиации в межгодовом ходе существенно не сказывается на изменении баланса  $B$ . Межгодовая изменчивость  $B$  приведена на рис. 2, а.

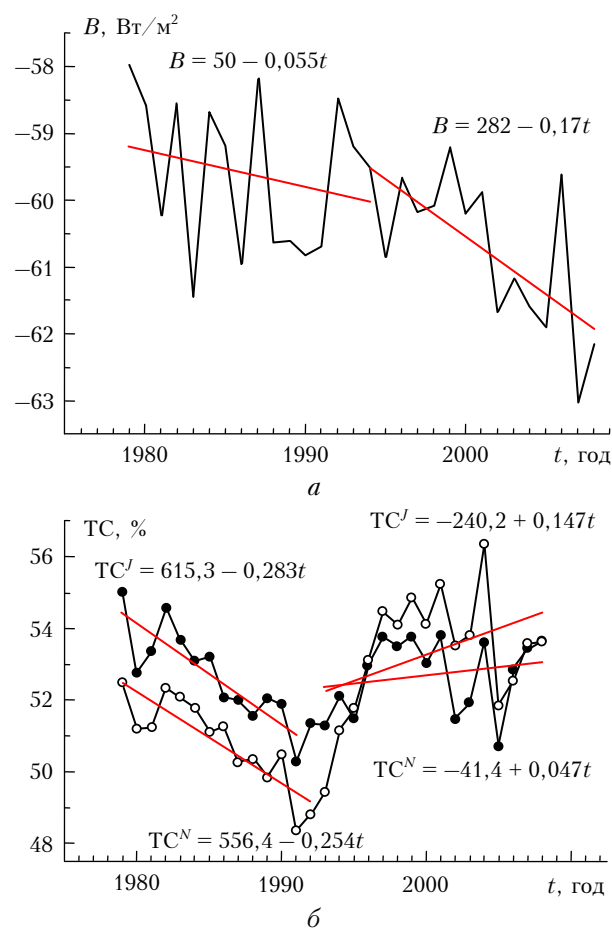


Рис. 2. Межгодовой ход среднегодовых значений радиационного баланса по АТР на верхней границе атмосферы (а) и средней по территории общей облачности, вычисленной по реанализам JRA-25 (J) и NCEP/DOE AMIP-II (N) (б)

Из рис. 2, а следует, что с начала 90-х гг. XX в. наблюдается рост отраженной системой «Земля – атмосфера» коротковолновой радиации. Этот рост находится в соответствии с динамикой облачного покрова (рис. 2, б) и приходящего на поверхность коротковолнового излучения. С учетом того что приходящий на верхнюю границу атмосферы поток коротковолнового излучения и уходящий с нее поток

длинноволнового излучения меняются незначительно в рассматриваемый период времени, динамику изменения радиационного баланса (см. рис. 2, а) определяет уходящий поток коротковолнового излучения. Среднегодовые значения радиационного баланса на верхней границе атмосферы являются отрицательными, что соответствует отрицательным значениям усредненных по территории среднегодовых температур воздуха. Нисходящий тренд радиационного баланса ярко выражен в период после начала 90-х гг. XX в. Хотя абсолютное уменьшение радиационного баланса невелико ( $\sim 2 \text{ Вт/м}^2$ ), наметившаяся тенденция, если она будет сохраняться, свидетельствует о некотором охлаждении региональной климатической системы, способном замедлить рост приземной температуры воздуха.

Средняя величина альбедо, вычисленного по соотношению  $A = Q_{\uparrow S} / Q_{\downarrow S}$  для АТР, составляет 0,29, его годовой ход ярко выражен — альбедо уменьшается от зимы к лету, максимальное значение 0,46 зафиксировано в марте. Значимых долговременных изменений величины  $A$  за исследуемый период не выявлено, но в целом наблюдается тенденция к увеличению, причем наибольший рост отмечается в октябре.

### **3.3. Пространственно-временная изменчивость эффективного излучения и потоков скрытого и явного тепла**

Обмен теплом между поверхностью и атмосферой происходит посредством потоков длинноволновой радиации, а также потоков явного и скрытого тепла. Во временной динамике эффективного излучения на поверхности снова выделяются два периода с переломом в начале 90-х гг. На первом интервале эффективное излучение возрастало со скоростью  $1,96 \text{ Вт/м}^2/10 \text{ лет}$ , а на втором снижалось со скоростью  $-0,13 \text{ Вт/м}^2/10 \text{ лет}$ .

В пространственном распределении по территории в зимнее время наблюдается преимущественно зональное распределение с наибольшими значениями на юге территории, выделяются локальные минимумы вдоль побережья Тихого океана (Камчатка, Чукотка) и на севере Западной Сибири. Положительный тренд эффективного излучения в целом характерен для летнего периода и наблюдается в южной части Восточной Сибири, что совпадает с областью уменьшения количества общей облачности.

Для скрытого тепла тренд в целом положительный, и лишь 20% территории находится в области отрицательных значений. В зимние месяцы изменчивость потока скрытого тепла выражена слабо, с апреля поток увеличивается над югом Западной и Восточной Сибири, а также над территорией Дальнего Востока. С июня наблюдается отрицательный тренд над югом Западной Сибири и положительный — над центральной и южной частью Восточной Сибири и над территорией Дальнего Востока. В целом отмечается подобие пространственных распределений с полем облачности. В изменении величины потока явного тепла  $P$  преобладает отрицательная тенден-

ция. Она объясняется меньшей скоростью роста температуры  $T_s$  приповерхностного слоя воздуха, чем температуры  $T$  на высоте 2 м. Этот вывод основан на сравнении линейных трендов температур на соответствующих вертикальных уровнях. Он подтверждается при анализе величин JRA-25, а также данных станционных наблюдений (например, в марте в Александровском — 0,07, в Пудино — 0,28, а в Барабинске — 0,22 °C/10 лет). До начала лета характерны уменьшение величины потока над территорией Западной Сибири и увеличение над Восточной Сибирью. Летом ситуация меняется на обратную.

## **4. Связь температуры и атмосферной циркуляции над азиатской территорией России**

### **4.1. Крупномасштабная циркуляция**

Изменчивость полей температуры обусловлена многими факторами, среди которых важную роль играет атмосферная циркуляция.

Для азиатской территории России выполнено исследование по высоте статистических связей между изменчивостью циркуляционных процессов макро- и мезомасштабов и трендами температуры воздуха. В качестве исходных данных использовались данные реанализа JRA-25 на 23 изобарических уровнях от 1000 до 0,4 гПа за период 1979–2008 гг.

Корреляционный анализ связи изменчивостей температуры с телеконнекционными индексами выявил неоднородность в пространственном распределении, поэтому для более детального исследования связи метеовеличин и атмосферной циркуляции рассматривались отдельные регионы на АТР: Западная и Восточная Сибирь, Дальний Восток. Основной циркуляционный механизм, формирующий режим температуры воздуха Западной и Восточной Сибири, в целом описывается индексом SCAND практически на протяжении всего года. Для Дальнего Востока вклад этого индекса уменьшается, тогда как доля описываемой дисперсии температуры индексом SOI увеличивается. Положительные фазы индекса SCAND отвечают развитию блокирующих систем над Скандинавским полуостровом, препятствующих западному переносу и приводящих к понижению температуры на рассматриваемой территории. Отрицательные фазы индекса SCAND усиливают западный перенос и приводят к повышению температуры. Индекс АО регулирует западный перенос в холодный период года. Индекс NAO оказывает существенное воздействие на температурный режим рассматриваемой территории лишь в отдельные месяцы холодного периода года, меняя с высотой свой знак на противоположный (рис. 3, цв. вклейки).

Для района Дальнего Востока из-за особенностей его географического положения определяющий вклад вносит индекс WP (West Pacific pattern), который определяет моду низкочастотной изменчивости  $H_{700}$  над северной частью Тихого океана, Камчатским полуостровом и юго-востоком Азии; коэффициенты детерминации изменяются от 0,4 до 0,8.

**Высотная изменчивость коэффициентов детерминации температуры воздуха  
и индексов глобальной циркуляции над АТР**

Высота, гПа	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
1000	0,43	0,38	0,33	0,51	0,03	0,31	0,27	0,44	0,48	0,6	0,26	0,48	0,38
700	0,34	0,29	0,58	0,46	0,15	0,39	0,21	0,46	0,58	0,44	0,25	0,40	0,38
500	0,27	0,16	0,51	0,38	0,17	0,41	0,21	0,43	0,49	0,48	0,35	0,30	0,35
300	0,26	0,15	0,00	0,20	0,13	0,05	0,29	0,31	0,35	0,25	0,29	0,14	0,20

Для установления связей между изменчивостью полей температуры и характеристик атмосферной циркуляции использовался метод множественной линейной регрессии согласно уравнению

$$\delta T = \beta_1 \delta \text{SCAND} + \beta_2 \delta \text{NAO} + \beta_3 \delta \text{SOI} + \beta_4 \delta \text{AO},$$

где  $\beta$  — коэффициент регрессии.

Получено, что изменчивость значений температуры воздуха у поверхности Земли на АТР в среднем на 40–60% описывается изменчивостью совокупности циркуляционных процессов глобального масштаба. Коэффициенты множественной регрессии значимы с вероятностью не менее 95%. С увеличением высоты зависимость ослабевает и уменьшается доля описываемой дисперсии. В табл. 1 приведены коэффициенты детерминации для нескольких изобарических уровней для АТР в целом как для месячных, так и для среднегодовых температур, а в табл. 2 — коэффициенты детерминации для отдельных регионов для среднегодовых температур.

Таблица 2

**Высотная изменчивость коэффициентов детерминации  
температуры воздуха и индексов глобальной  
циркуляции над регионами АТР**

Высота, гПа	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток	АТР
1000	0,45	0,33	0,46	0,38
700	0,40	0,40	0,55	0,38
500	0,37	0,37	0,48	0,35
300	0,27	0,21	0,23	0,20

Из табл. 1 и 2 следует, что глобальная циркуляция вносит существенный вклад (от 30 до 70%) в изменение метеорологических величин на АТР, причем это влияние сказывается в нижней тропосфере (до высоты 500 гПа). Наибольшее влияние на изменчивость температуры циркуляционные процессы оказывают на территории Дальнего Востока.

#### **4.2. Влияние вихревой активности**

Характеристики циклонической активности определялись для территории Сибири, ограниченной координатами 50–70° с.ш. и 60–110° в.д. за промежуток времени 1976–2006 гг. [12, 13]. Использовался метод мануального трекинга, заключающийся в последовательном анализе оператором 6-часовых приземных синоптических карт АТ<sub>1000</sub>. Положение цен-

тра циклона определялось визуально по конфигурации первой замкнутой изобары, давление в центре циклона снималось с синоптической карты для стадии максимального развития.

Детальный анализ траекторий не проводился, однако фиксировалось направление, с которого циклон входил на исследуемую территорию. Определялось также время пребывания циклона на территории путем суммирования соответствующих 6-часовых сроков. Хотя этот метод является весьма трудоемким, он позволяет, в принципе, получить характеристики циклонической активности, ограничиваемые субъективными ошибками оператора. Оценка этих ошибок была проведена путем независимой обработки карт двумя операторами за интервал 1986–1991 гг. Оцененная погрешность метода для числа циклонов составила 10%, а для давления в их центрах 1%.

Во многих работах, посвященных исследованию циклонической активности, используются процедуры автоматического трекинга, которые заключаются в расчетах либо лапласиана давления, либо относительной завихренности с использованием сеточных данных давления или геопотенциала. Далее покажем, что при этом могут быть получены не вполне корректные результаты.

Для сравнения результатов мануального и автоматического трекинга циклонов мы используем базу данных характеристик циклонов и их траекторий ([http://www.esrl.noaa.gov/psd/map/clim/st\\_data.html](http://www.esrl.noaa.gov/psd/map/clim/st_data.html)). Характеристики циклонов, представленные в этой базе данных, получены с помощью алгоритма, применяемого в Центре исследования климата в США [25, 26]. Этот алгоритм использован для того, чтобы отследить траектории движения циклонов по величинам давления на уровне моря за период 1950–2002 гг. в узлах реанализа NCEP/NCAR с пространственным разрешением 2,5 × 2,5°. Центры циклонов определялись как локальные минимумы поля давления. Разность величины давления в центре циклона и величин в окружающих узлах должна была превышать некоторое пороговое значение. В [25, 26] в качестве порога выбрана величина 1 гПа. Величина порогового значения задается исследователем, и ее задание играет важную роль, так как при меньшем значении будет определяться большее количество барических образований, чем при более высоких значениях. Чтобы отследить движение барических образований, алгоритм анализировал местоположение образований между временными шагами и сравнивал их с величиной максимального пробега. В [25, 26] для 6-часовых

данных реанализа NCEP/NCAR максимальное расстояние, которое циклон может пройти за 6 ч между сроками, задавалось равным 800 км. Несмотря на то что это слишком быстро для обычного циклона, порог в 800 км задается и для того, чтобы учесть вторичные образования, которые могут развиваться на расстояниях, больших, чем среднее расстояние, проходимое циклоном.

Для сравнения результатов трекинга из базы данных выбирались циклоны с временем жизни больше 24 ч, их интенсивность (определялась по локальному лапласиану давления на уровне моря) превышала 5 мбар, а время нахождения образования на территории Сибири составляло по меньшей мере 6 ч.

Расчеты показали, что результаты автоматического трекинга заметно отличаются от результатов мануального. Что касается числа циклонов, то автоматический трекинг привел к постоянному систематическому положительному сдвигу (примерно на 30 циклонов больше). Корреляции между временными рядами, полученными по мануальному и автоматическому трекингам, не превышают 0,3 и статистически не значимы.

Применение теста Колмогорова—Смирнова к данным автоматического и мануального трекингов показывает их некоторую различимость, а тесты Крамера—фон Мизеса и Вилкоксона в отличие от теста Колмогорова—Смирнова определенно указывают на статистически разные непрерывные распределения в мануальном и автоматическом трекингах циклонов. Наложение ограничение давления в центре ( $\leq 1010$ ) позволило исключить из рассмотрения неразвитые циклоны (неинтенсивные циклоны). Систематический сдвиг в этом случае составил  $\sim 20$ , а корреляции между временными рядами, полученными после мануального трекинга по синоптическим картам, и рядами, полученными из автоматического трекинга, не превышают 0,2 и также не значимы.

Результаты тестов Колмогорова—Смирнова, Крамера—фон Мизеса и Вилкоксона совпадают с полученными ранее оценками: статистическая различимость между рядами автоматического и мануального трекингов. Другими словами, мануальный и автоматический трекинги показывают разные результаты. Мануальный трекинг по синоптическим картам выявляет несколько пиков для числа циклонов над территорией Сибири (1981, 1992, 1995, 1998 и 2003). Эти пики не наблюдались после применения автоматического и мануального трекингов по картам, построенным с помощью данных реанализа. В настоящей статье выявленное различие между методами подробно не исследуется. Частично оно может быть объяснено неполнотой данных на азиатской территории России и, возможно, переоценкой числа циклонов в процедуре автоматического трекинга. Поэтому для дальнейшего анализа мы выбрали данные, полученные по мануальному трекингу. Мерой циклонической активности, которая используется здесь, является «track density» (частота траекторий), определяемая по траекториям отдельных циклонов, проходящих над территорией Сибири с разных направлений за месяц.

Оценка всех траекторий циклонов была основана на предшествующей информации об индивидуальных циклонах. Траекторный анализ позволил нам определить семь преобладающих направлений, с которых циклоны выходили на территорию. В целом мы насчитали 1420 циклонов над территорией Сибири в течение периода 1976–2006 гг. Как следует из рис. 4, общее число циклонов статистически незначимо уменьшается со скоростью 1,4 циклона/10 лет.

Для дальнейшего анализа все циклоны были разделены на три группы: северные, западные и южные. В группу западных циклонов вошли циклоны, смещающиеся с западной составляющей вдоль  $60\text{--}65^\circ$  с.ш., и западные циклоны, образующиеся на волне полярного фронта в районе Екатеринбурга, Омска, Куйбышева. В группу северных циклонов вошли циклоны, смещающиеся как из северных районов Сибири, так и из районов Кольского полуострова. В группу южных циклонов вошли юго-западные циклоны, продвигающиеся из районов Каспийского и Аральского морей, южные циклоны, образующиеся в районе оз. Балхаш, и местные циклоны, образующиеся в районе междуречья Обь — Иртыш или на юге Сибири. Межгодовой ход числа циклонов с этих направлений показан на рис. 4, а.

Число циклонов, приходящих с севера, статистически значимо возрастает, причем эти циклоны являются самыми многочисленными: 625 из 1420 за 1976–2006 гг. Число циклонов южного направления статистически незначимо уменьшается (492 из 1420), как и число циклонов, приходящих с запада (303 из 1420).

Число циклонов, которые приходят на территорию Сибири с северных направлений, заметно увеличилось с начала 90-х гг. XX в. Это самая многочисленная группа циклонов, и можно предположить, что изменчивость циклонов с этого направления в целом определяет изменчивость циклонической активности на территории Сибири. Временные ряды давления в центрах циклонов (рис. 4, б) выявили статистически значимые тенденции к увеличению давления для циклонов западного и северного направлений и снижению давления для циклонов южного направления.

В работе [27–29] отмечено, что влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность атмосферы может проявляться через уменьшение меридионального градиента температуры. С помощью данных реанализа JRA-25 о геопотенциальных высотах на уровне 995 гПа с разрешением  $1,125 \times 1,125^\circ$  нами были рассчитаны среднемесячные значения температурного градиента в Северном полушарии для периода 1979–2008 гг.

Распределение усредненных по времени проекций этих градиентов (град/км) на северное направление характеризует среднее положение климатологических фронтов. Эти расчеты показали, что в зимний период арктический фронт в Северной Атлантике располагается вдоль юго-восточного побережья Гренландии и ответвляется далее в Норвежское море. Вычисленный для него меридиональный темпе-

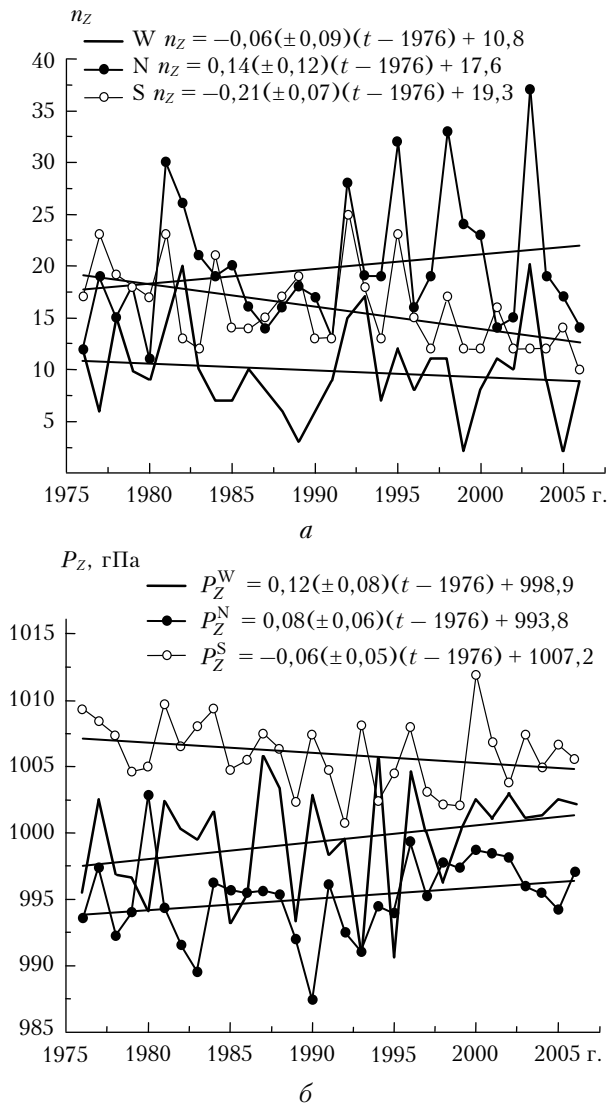


Рис. 4. Межгодовая изменчивость общего числа циклонов (а) и давления в центрах циклонов (б), приходящих с западного (W), северного (N) и южного (S) направлений

ратурный градиент как разность температур между 60 и 80° с.ш. показывает рост как в январе, так и в июле с начала 80-х гг. XX в.

Полярный фронт, определяемый через разность температур между 30 и 50° с.ш., показывает рост меридионального градиента в июле и спад в январе.

Процессы циклогенеза в Атлантике в зимний период более интенсивны, чем в летний [30], поэтому можно сказать, что эволюция полярного фронта в зимний период согласуется с уменьшением числа среднеширотных циклонов. Из этого анализа мы можем сделать вывод о преобладающем влиянии арктического фронта в Атлантическом секторе на циклоническую активность над северной частью Сибири.

## 5. Регрессионный анализ

При проведении регрессионного анализа изменчивости температуры воздуха мы разбили предикто-

ры на две группы: циркуляционную и радиационную. В циркуляционную группу, описывающую влияние глобальной циркуляции на изменчивость температуры, вошли индексы глобальной циркуляции АО, NAO, SCAND, SOI. При исследовании Дальнего Востока к числу циркуляционных предикторов был добавлен индекс WP. В число циркуляционных факторов не включены характеристики циклонической активности, поскольку они не определены для всей АТР. Радиационная группа включала в себя: аномалии баланса коротковолновой радиации на уровне поверхности, аномалии длинноволновой радиации на уровне поверхности, аномалии сумм потоков скрытого, явного тепла и потока тепла в грунт, а также аномалии облачности. Также был проведен анализ с учетом всех предикторов из обеих групп. Полученные среднегодовые значения коэффициентов детерминации  $R^2$ , скорректированные по [31], приведены в табл. 3.

Таблица 3

Скорректированные коэффициенты детерминации

$R^2$	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток	АТР
Циркуляция	0,45	0,33	0,46	0,38
Радиационный баланс	0,54	0,33	0,40	0,51
Циркуляция и радиационный баланс	0,68	0,63	0,63	0,65

Как следует из табл. 3, преимущественное влияние на изменчивость температуры на АТР принадлежит составляющим радиационного баланса. Это, в основном, обусловлено большими значениями  $R^2$  на территории Западной Сибири. Над территорией Восточной Сибири циркуляционные и радиационные факторы оказывают влияние на изменчивость температуры в равной степени. На Дальнем Востоке несколько преобладают циркуляционные факторы.

## Заключение

В изменчивости температуры приземного воздуха над АТР может быть выделен ряд особенностей. Первая из них связана с высокими значениями трендов потепления как для среднегодовой температуры (0,34 °C/10 лет), так и для температур отдельных календарных месяцев. Не подтверждается широко распространенная точка зрения о том, что потепление проявляется преимущественно в зимне-весенний период: потепление в июле (0,46 °C/10 лет) и в октябре (0,57 °C/10 лет) вполне сопоставимо с потеплением в феврале (0,51 °C/10 лет) и марте (0,65 °C/10 лет). Вторая особенность, связанная с выраженной мезомасштабной изменчивостью тенденций изменения температуры, заключается в том, что отдельные районы АТР в различные календарные месяцы могут либо нагреваться, либо охлаждаться. Эта особенность наиболее ярко выражена в Западной Сибири, тогда как Восточная Сибирь достаточно устойчиво



прогревается. Выраженным признаком для Дальнего Востока является сильное (примерно  $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ) понижение температуры для Чукотки в январе. Сохранение этой тенденции может осложнять судоходство в прилегающих морях.

Исследование связей между температурой и крупномасштабной атмосферной циркуляцией Северного полушария показало, что для Западной и Восточной Сибири основной вклад дает процесс ослабления блокирования западного переноса, описываемый индексом SCAND, тогда как на Дальнем Востоке доминирующую роль начинают играть процессы циркуляции в северной части Тихого океана.

Исследование элементов радиационного баланса над азиатской территорией Сибири показало, что значительное влияние на их изменчивость, в частности на приходящую на поверхность коротковолновую радиацию, уходящую с верхней границы атмосферы, коротковолновое излучение, радиационный баланс  $B$  и эффективное излучение, оказывает изменчивость облачного покрова, в то время как значимых долговременных изменений величины альбедо за исследуемый период не выявлено. Так, например, с начала 90-х гг. XX в. наблюдается рост отраженной земной атмосферой коротковолновой радиации. Этот рост находится в соответствии с динамикой облачного покрова и приходящего на поверхность коротковолнового излучения. Среднегодовые значения радиационного баланса на верхней границе атмосферы являются отрицательными, также отрицательными являются значения усредненных по территории среднегодовых температур воздуха. Опираясь на отрицательный тренд радиационного баланса (хотя абсолютное уменьшение радиационного баланса невелико, примерно  $2\text{ Вт}/\text{м}^2$ ), проявившийся в период после начала 90-х гг. XX в., можно предположить, что наметилась тенденция охлаждения региональной климатической системы, способная замедлить рост температуры приповерхностного воздуха.

Построенные регрессионные модели позволяют описать 65% изменчивости температуры при учете как циркуляционных, так и радиационных факторов. Показано, что относительная роль этих двух групп факторов меняется для отдельных регионов АТР.

Работа выполнена при поддержке ФЦП № 02.740.11.0738.

1. IPCC 2007 Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and N.Y.: USA, 2007. 996 p.
2. Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Sato M. Analysis of surface temperature change // *J. Geophys. Res.* 1999. N 104. P. 30997–31022.
3. Сорохтин О.Г., Чилингер Дж.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли: происхождение эволюция и трагическое будущее. М.: Институт компьютерных исследований, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 751 с.
4. Дюкарев Е.А., Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В. Изменение климата на азиатской территории во второй половине XX столетия: сравнение данных

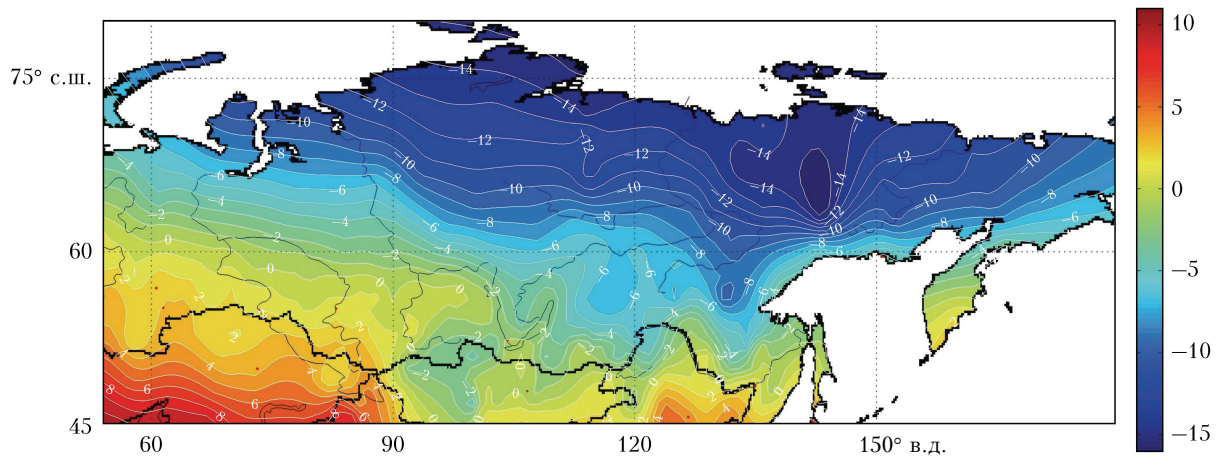
наблюдений и реанализа // *Оптика атмосф. и океана.* 2006. Т. 19, № 11. С. 934–940.

5. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Харюткина Е.В. Структура и динамика метеорологических полей на Азиатской территории России в период интенсивного глобального потепления 1975–2005 гг. // *Журнал Сибирского федерального университета. Биология.* 2008. Т. 1, № 4. С. 323–344.
6. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В. Пространственные и временные масштабы наблюдаемого потепления в Сибири // *Докл. РАН.* 2007. Т. 412, № 6. С. 1–5.
7. *Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.* Техническое резюме. М., 2008. 89 с.
8. Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В., Ильин С.Н. Изменения климатов пограничного слоя атмосферы Сибири в период глобального потепления. Часть 1. Аномалии и тренды температуры воздуха // *Оптика атмосф. и океана.* 2010. Т. 23, № 11. С. 942–950.
9. Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В., Ильин С.Н. Изменения климатов пограничного слоя атмосферы Сибири в период глобального потепления. Часть 2. Аномалии и тренды влажности воздуха // *Оптика атмосф. и океана.* 2010. Т. 23, № 11. С. 951–956.
10. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Groisman P.Ya. Climate variations and changes in extreme climate events in Russia // *Environ. Res. Lett.* 2007. V. 2. doi: 10.1088/1748-9326/2/4/045020.
11. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // *Метеорол. и гидрол.* 2006. № 12. С. 15–24.
12. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Поднебесных Н.В. Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976–2004 гг. // *Метеорол. и гидрол.* 2007. № 5. С. 28–36.
13. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Поднебесных Н.В. Исследование циклонической и антициклонической активности на территории Западной Сибири по данным реанализа NCEP/DOE AMIP II // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 1. С. 38–41.
14. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Поднебесных Н.В., Харюткина Е.В. Роль циркуляционных факторов в потеплении климата Сибири // *Вестн. Том. гос. ун-та.* 2011. № 346. С. 174–180.
15. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Поднебесных Н.В., Харюткина Е.В. Влияние атмосферной циркуляции на температурный режим Сибири // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 1. С. 15–21.
16. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Соколов К.И., Харюткина Е.В. Изменчивость составляющих теплового баланса поверхности азиатской территории России в период современного глобального потепления // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 1. С. 22–29.
17. Cressie N.A.C. The Origins Kriging // *Mathem. Geology.* 1990. V. 22. P. 239–252.
18. Мэйндоналд Дж. Вычислительные алгоритмы в прикладной статистике: Пер. с англ. М.: Финансы и статистика, 1988. 350 с.
19. Li J., Wang J.X.L. A New North Atlantic Oscillation Index and Its variability // *Advances in Atmospheric Science.* 2003. V. 20, N 5. P. 661–676.
20. Мелешко В.П., Катцов В.М., Мирвис В.М., Говоркова В.А., Павлова Т.В. Климат России в XXI веке. Часть I. Новое свидетельство антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета // *Метеорол. и гидрол.* 2008. № 6. С. 5–19.

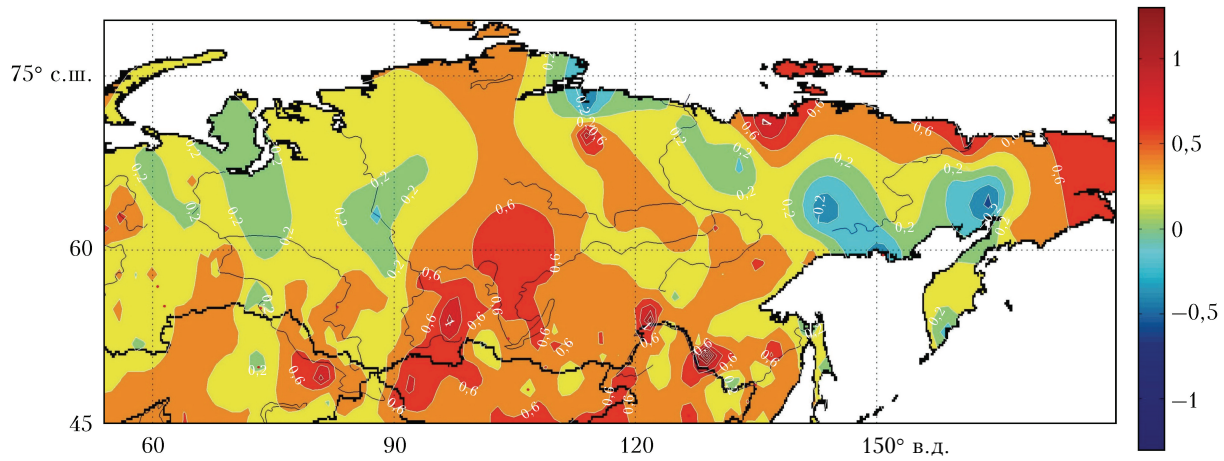
21. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
22. Хлебникова Е.И., Саль И.А. Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России // Метеорол. и гидрол. 2009. № 7. С. 5–13.
23. Головкин В.А. Глобальное перераспределение составляющих радиационного баланса земли // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 6. С. 3–13.
24. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weather Rev. 1987. V. 115, N 6. P. 1083–1126.
25. Serreze M.C. Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic // Atmos. Ocean. 1995. N 33. P. 1–23.
26. Serreze M.C., Carse F., Barry R.G. Icelandic Low Cyclone Activity: Climatological Features, Linkages with NAO, and Relationship with Recent Changes in Northern Hemisphere Circulation // J. Climate. 1997. V. 10, N 1. P. 453–464.
27. Мохов И.И., Акперов М.Г. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2006. Т. 42, № 4. С. 467–475.
28. Paciorek C.J., Risbey J.S., Ventura V., Rosen R.D. Multiple Indices of Northern Hemisphere cyclone Activity, Winters 1949–1999 // J. Climate. 2002. V. 15, N 7. P. 1573–1590.
29. Gitelman A.I., Risbey J.S., Kass R.E., Rosen R.D. Trends in the surface meridional temperature gradient // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24, N 10. P. 1243–1246.
30. Gulev S.K., Zolina O., Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data // Climate Dyn. 2001. N 17. P. 795–809.
31. von Storch H., Zwiers F.W. Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. ISBN 0-521-45071-3. 484 p.

*I.I. Ippolitov, M.V. Kabanov, S.V. Loginov, N.V. Podnebesnych, E.V. Kharyutkina. Variability of temperature behavior over the Asian territory of Russia in the period of global warming.*

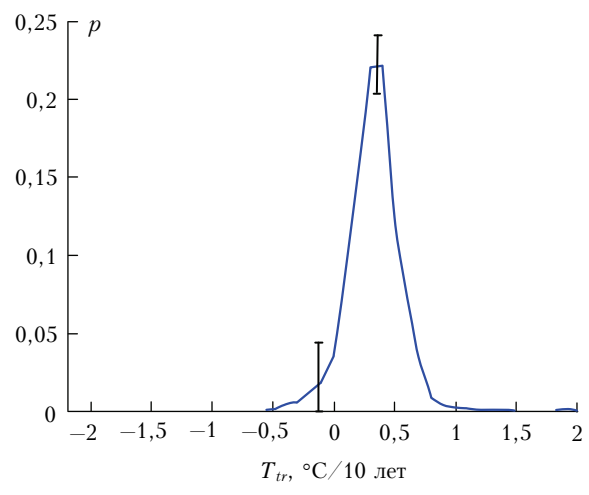
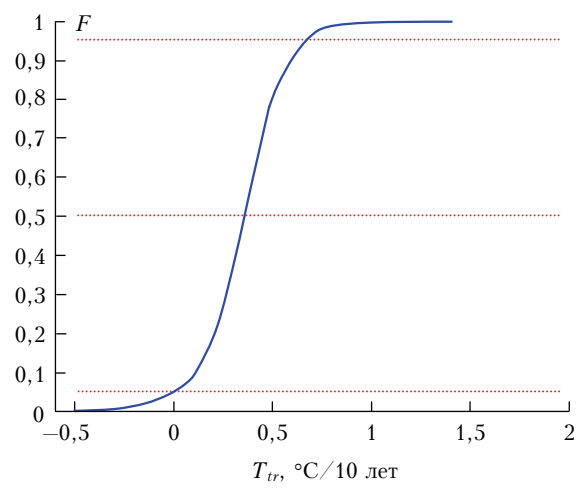
Results of climate changes with variability of climate formation factors at the Asian territory of Russia are presented. The variability of spatio-temporal distribution of temperature, radiative and heat balance components, variability of cloud cover, cyclonic activity, and influence of large-scale circulation on temperature variability are investigated. It is shown that over the territory for this period the positive trend of annual averaged temperature is 0.34 °C/decade with higher values in some months. For West and East Siberia the process of weakening of west transfer blocking, described by SCAND index, has a major contribution. For Far East, circulation processes in the northern Pacific Ocean play a dominating role. Annual averaged radiative balance values at the top are negative; it is in consistent with negative annual averaged air temperature, averaged over territory. Obtained regression models allow us to describe up to 65% of temperature variability using both circulation and radiative factors.



*a*



*б*



*в*

Рис. 1. Характеристики поля среднегодовой температуры по АТР: *a* – распределение среднегодовой температуры (°C); *б* – распределение трендов среднегодовой температуры (°C/10 лет); *в* – выборочная функция распределения *F* и плотность вероятности *p* для трендов среднегодовой температуры

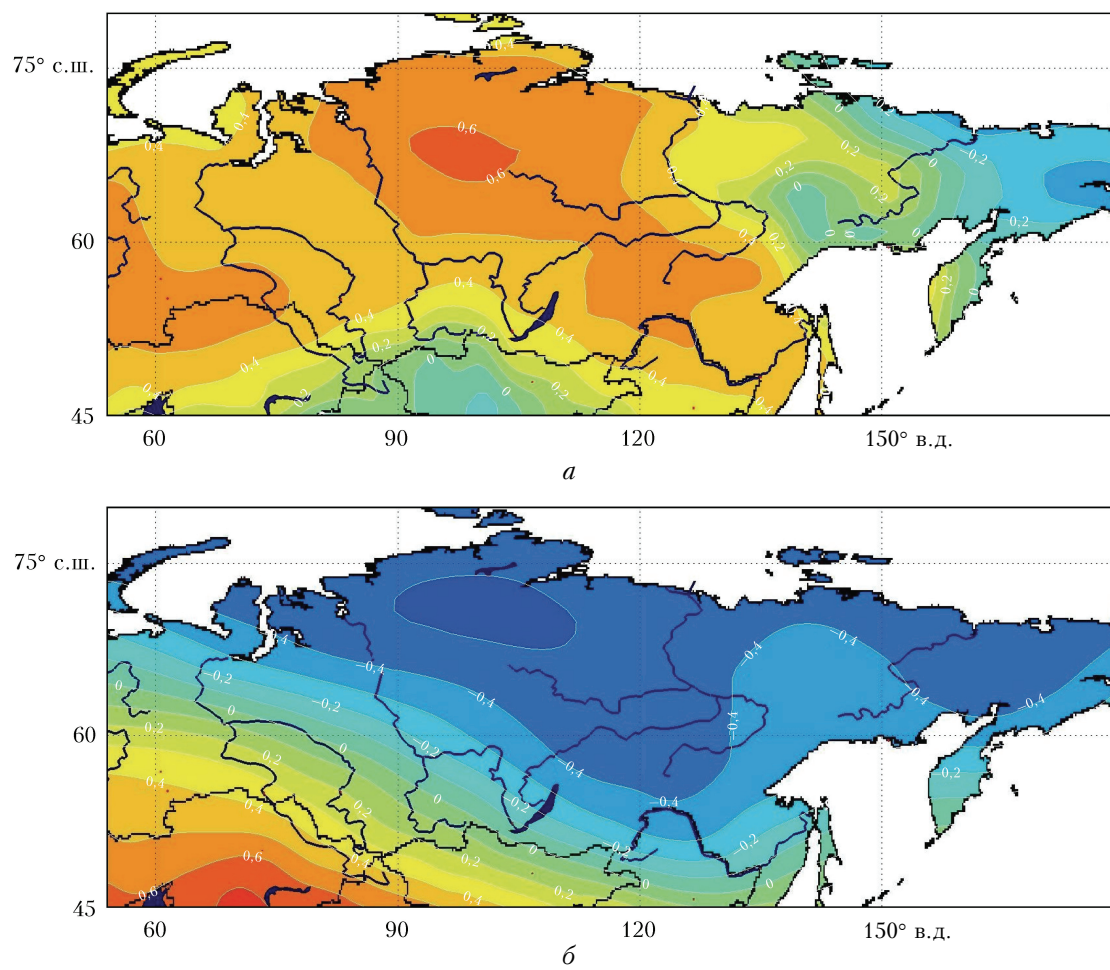


Рис. 3. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между индексом NAO и температурой воздуха для января на поверхности 1000 (*a*) и 200 гПа (*б*)