

Изменчивость составляющих теплового баланса поверхности азиатской территории России в период современного глобального потепления

И.И. Ипполитов, М.В. Кабанов, С.В. Логинов,
К.И. Соколов, Е.В. Харюткина*

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

Поступила в редакцию 4.10.2010 г.

Для азиатской территории России, ограниченной 45–80° с.ш. и 60–180° в.д., по данным реанализа JRA-25 за период современного глобального потепления 1979–2008 гг. исследованы изменчивости пространственно-временных распределений температуры и элементов радиационного и теплового балансов. Показано, что с начала 90-х гг. XX в. наблюдается рост отраженной системой «земная поверхность–атмосфера» 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, 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.

Ключевые слова: радиационный баланс, тепловой баланс, температура воздуха, облачность, данные реанализа, азиатская территория России; radiative balance, heat balance, air temperature, cloudiness, reanalysis data, Asian territory of Russia.

Введение

В процессах формирования погоды и климата важную роль играют составляющие радиационного баланса атмосферы, а также потоки явного и скрытого тепла между атмосферой и подстилающей поверхностью, поэтому анализ пространственного распределения и временной изменчивости этих характеристик является необходимым звеном в исследованиях температурного и гидрологического режимов для определенной территории. Огромный вклад в исследование этих характеристик, являющихся частью теплового баланса земной поверхности, внес М.И. Будыко [1]. Разработанные под его руководством карты для земного шара, включающие суммарную солнечную радиацию, приходящую на земную поверхность, радиационный баланс земной поверхности, затраты тепла на испарение, турбулентный теплообмен земной поверхности и некоторые другие характеристики, опубликованы в 1964 г. в Физико-географическом атласе мира [2]. Теплообмен для различных видов ландшафтов активно изучался А.В. Павловым [3]. В настоящее время исследования радиационных потоков и потоков

явного и скрытого тепла проводятся инструментальными методами [4, 5], расчетами по математическим моделям [6, 7], а также с применением баз данных реанализов [8, 9].

Использование данных инструментальных измерений наиболее предпочтительно, однако такой доступной базы в настоящее время не существует, поэтому остается выбор между модельными результатами и глобальными базами данных различных реанализов, таких как NCEP/NCAR, NCEP AMIP/DOE, ERA-40, JRA-25. Среди выходных параметров этих реанализов содержится информация о радиационных потоках и потоках скрытого и явного тепла в узлах сетки, покрывающей весь земной шар, а временная продолжительность рядов позволяет исследовать не только межгодовую, но и декадную изменчивости.

Целью данной работы является исследование пространственно-временной изменчивости составляющих радиационного баланса на верхней границе атмосферы и теплового баланса подстилающей поверхности на азиатской территории России (АТР) в период современного потепления 1979–2008 гг.

Исходные данные и методы их анализа

В качестве исходных использовались данные JRA-25 (the long-term reanalysis cooperative research project carried out by the Japan Meteorological

* Иван Иванович Ипполитов (seo@imces.ru); Михаил Всеволодович Кабанов (kabanov@imces.ru); Сергей Владимирович Логинов (seo@imces.ru); Кирилл Игоревич Соколов (seo@imces.ru); Елена Валерьевна Харюткина (seo@imces.ru).

Agency (JMA) and the Central Research Institute of Electric Power Industry (CRIEPI) [10], которые представлены в узлах регулярной широтно-долготной сетки $1,25 \times 1,25^\circ$ на 23 изобарических уровнях от 1000 до 0,4 гПа с 6-часовым временным разрешением. При дальнейшем анализе по 6-часовым значениям рассчитывались средние месячные значения климатических характеристик. Далее для каждого узла сетки реанализа по средним месячным температурам вычислялись их средние годовые значения и линейные тренды. При построении оценок, характеризующих пространственное распределение какой-либо величины по территории, проводилась коррекция на ее широтную зависимость. По скорректированным значениям рассчитанных величин проводились вычисления выборочной плотности вероятности $p_x(x)$ с последующим расчетом выборочной функции распределения $F_x(x)$. Объем выборки составлял ~ 2100 узлов. В качестве характеристики средней величины выборки использовалась оценка по медиане $F_x(x)$. Временные ряды определенных таким образом средних значений использовались далее в оценке корреляционных связей. Корреляционные оценки и тренды параметров и их стандартных ошибок σ_{tr} по уровню 0,95 проводились по общепринятой методике [11].

Изменчивость температурного поля АТР

Нами была проведена валидация температуры воздуха у поверхности Земли по данным реанализа JRA-25 и стационарным данным наблюдений за период 1979–2005 гг. для территории Сибири, ограниченной координатами $60\text{--}110^\circ$ в.д. [11]. Из рассчитанных величин среднемесячных значений температуры T на территории Сибири по данным реанализа JRA-25 следует, что среднегодовая температура по данным наблюдений составила $-1,74^\circ\text{C}$, по данным JRA-25 $-0,71^\circ\text{C}$. Среднемесячные многолетние значения температуры по данным реанализа в целом выше. Различия между временными рядами величин, взятых из [10, 12], и стационарными данными, относящимися к одним и тем же кален-

дарным месяцам, оценивались по евклидову расстоянию (невязке) и не превышали $3,06^\circ\text{C}$ зимой и $1,41^\circ\text{C}$ летом при соответствующих среднеквадратических отклонениях временных рядов $3,6$ и $1,3^\circ\text{C}$. Из этих оценок следует вывод о статистической неразличимости рядов наблюдений и рядов реанализа за исследуемый период. Временной ход среднегодовых значений температуры по данным реанализа и по стационарным данным оказался подобным. Коэффициент корреляции между рядами среднегодовых величин составил около 0,95. Долговременная динамика временных рядов оценивалась по величине линейного тренда. По данным реанализа увеличение температуры за 10 лет составило $0,38^\circ\text{C}$, тогда как по стационарным данным $0,30^\circ\text{C}$. В течение года процесс потепления наблюдался в отдельные месяцы: положительные значимые тренды получены для февраля, марта, мая, июня, июля, при этом величина тренда изменялась от $0,33$ до $1,21^\circ\text{C}/10$ лет; максимальная величина тренда отмечена в мае. Отрицательные тренды незначимы и наблюдаются преимущественно в зимний период. Существенной (значимой по уровню $p < 0,05$) разницы между величинами тренда, рассчитываемыми по разным источникам данных, не обнаружено. Таким образом, по результатам проведенной валидации можно сделать вывод о согласованности данных реанализа JRA-25 и стационарных наблюдений для описания пространственно-временной изменчивости температурного режима.

Для разных территорий по данным JRA-25 были вычислены среднемесячные значения T и линейные тренды температуры с их среднеквадратическими отклонениями. Результаты приведены в табл. 1.

По данным табл. 1 можно оценить, что среднегодовая температура на азиатской территории России ниже, чем на территории Сибири, и составляет $-2,74^\circ\text{C}$. Летом для Сибирского региона отмечается максимальная величина положительного тренда, тогда как в зимнее время увеличение тренда на АТР связано с ростом среднегодовой температуры в Якутии. В целом за год темпы потепления на АТР выше скорости потепления в Сибири на $0,1^\circ\text{C}$ за 10 лет.

Таблица 1

Температура воздуха у земной поверхности

Месяц	Территория Сибири				Азиатская территория России			
	Медиана, $^\circ\text{C}$	σ , $^\circ\text{C}$	Тренд, $^\circ\text{C}/10$ лет	σ , $^\circ\text{C}/10$ лет	Медиана, $^\circ\text{C}$	σ , $^\circ\text{C}$	Тренд, $^\circ\text{C}/10$ лет	σ , $^\circ\text{C}/10$ лет
Январь	-18,6	3,8	0,37	0,94	-21,6	5,8	0,91	0,74
Февраль	-15,7	3,1	0,86	0,73	-18,8	6,0	0,4	0,74
Март	-8,6	2,7	0,88	0,63	-12,2	6,3	0,98	0,43
Апрель	-1,6	2,6	0,29	0,61	-3,5	6,1	0,55	0,44
Май	7,6	1,7	1,21	0,36	6,0	5,3	0,63	0,43
Июнь	15,5	1,9	0,72	0,47	14,9	4,3	0,52	0,31
Июль	18,9	1,2	0,33	0,29	18,0	3,9	0,34	0,29
Август	15,3	1,4	-0,01	0,34	14,2	3,9	0,28	0,32
Сентябрь	7,6	1,3	-0,05	0,33	6,8	3,8	0,14	0,31
Октябрь	-1,4	1,8	0,22	0,43	-3,2	5,3	0,48	0,31
Ноябрь	-11,3	3,2	-0,27	0,79	-13,9	6,1	0,65	0,58
Декабрь	-16,2	3,2	-0,32	0,8	-19,6	6,0	-0,09	0,47

Отмеченные в работе [11] основные закономерности пространственно-временного распределения поля температур АТР по стационарным данным за 1976–2005 гг. в целом согласуются с закономерностями, определяемыми данными реанализа на территории АТР за период 1979–2008 гг.

Потоки радиации на верхней границе атмосферы и радиационный баланс

Уходящая длинноволновая радиация (УДР) является одним из основных климатических факторов, определяющих динамику в системе «земная поверхность–атмосфера». В [6] 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/м², обнаруживая глобальный средний положительный тренд 4,4 Вт/м²/10 лет. Динамика потоков УДР показывает существенную региональную изменчивость. Так, на востоке Индонезии расположена область с максимальным положительным трендом УДР, равным 11,8 Вт/м²/10 лет, а на северо-западе Индонезии фиксируется минимальный отрицательный тренд –2,5 Вт/м²/10 лет.

На рис. 1 приведен вычисленный по данным JRA временной ход среднего по территории АТР потока уходящей длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы.

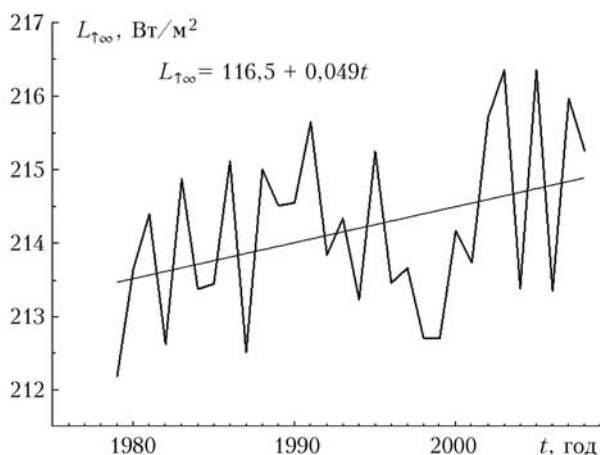


Рис. 1. Межгодовая изменчивость среднего по территории АТР потока $L_{\uparrow\infty}$ на верхней границе атмосферы

Положительная, хотя и слабая тенденция к росту УДР согласуется с изменением глобально осредненного значения, указанного выше. Годовой ход и тренды месячных значений УДР приведены в табл. 2.

Следует отметить, что изменчивость потоков УДР как для среднегодовых, так и для среднемесячных значений не превышает 3% от средних величин, причем их величина максимальна в холодный период года. Небольшие значения трендов (0,5 Вт/м²/10 лет для среднегодовых значений и несколько больших для отдельных месяцев) свидетельствуют о том, что потери тепла климатиче-

ской системой АТР за счет длинноволнового излучения за рассматриваемый период времени были невелики, несмотря на достаточно интенсивный нагрев (0,48 °С/10 лет по данным JRA-25) нижней тропосферы.

Таблица 2

Внутригодовая изменчивость потоков УДР

Месяц	Медиана, Вт/м ²	σ , Вт/м ²	Тренд, Вт/м ² /10 лет	σ , Вт/м ² /10 лет
Январь	180,6	4,3	0,124	0,097
Февраль	184,8	3,0	0,005	0,070
Март	195,8	3,5	0,095	0,075
Апрель	211,9	2,8	0,054	0,059
Май	230,1	2,2	0,067	0,051
Июнь	249,0	2,1	0,065	0,047
Июль	256,6	2,3	0,074	0,049
Август	248,4	2,5	–0,008	0,059
Сентябрь	230,8	3,0	–0,050	0,062
Октябрь	209,2	2,1	0,004	0,047
Ноябрь	190,4	3,5	0,103	0,081
Декабрь	182,5	2,5	0,071	0,055

Чтобы определить динамику потерь тепла, был вычислен радиационный баланс на верхней границе атмосферы (ВГА):

$$B = Q_{10} - Q_{\uparrow\infty} - L_{\uparrow\infty}, \quad (1)$$

где Q_{10} — входящая коротковолновая радиация на верхней границе атмосферы; $Q_{\uparrow\infty}$ — уходящая коротковолновая радиация с верхней границы атмосферы; $L_{\uparrow\infty}$ — уходящая длинноволновая радиация с верхней границы атмосферы. По данным [6], за последние 20 лет солнечная постоянная, определяющая Q_{10} , возросла примерно на 0,1%, так что изменение Q_{10} в межгодовом ходе существенно не сказывается на изменении баланса B . Межгодовая изменчивость $Q_{\uparrow\infty}$ и B приведена на рис. 2.

Из рис. 2, а следует, что с начала 90-х гг. XX в. наблюдается рост отраженной системой «земная поверхность–атмосфера» коротковолновой радиации. Этот рост находится в соответствии с динамикой облачного покрова (рис. 3, а) и входящего на поверхность коротковолнового излучения. С учетом того что Q_{10} и $L_{\uparrow\infty}$ меняются незначительно в рассматриваемый период времени, динамику изменения радиационного баланса на рис. 2, б определяет уходящий поток коротковолнового излучения $Q_{\uparrow\infty}$. 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 (~2 Вт/м²), наметившаяся тенденция, если она будет сохраняться, свидетельствует о некотором охлаждении региональной климатической системы, способном замедлить

рост приземной температуры воздуха. Внутригодовой ход радиационного баланса представлен в табл. 3.

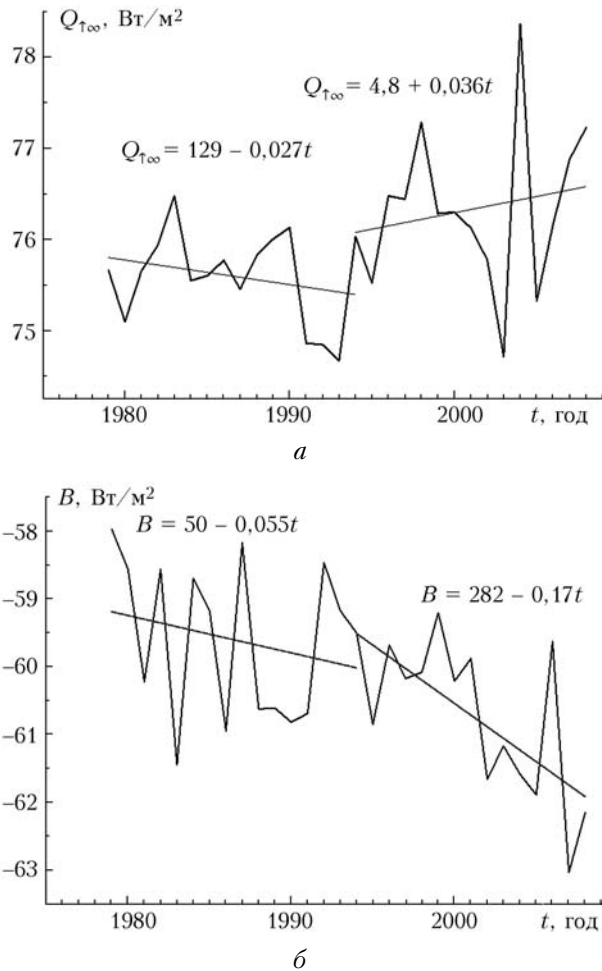


Рис. 2. Межгодовая изменчивость уходящего с верхней границы атмосферы коротковолнового излучения $Q_{1\infty}$ (а) и радиационного баланса B (б)

Таблица 3

Внутригодовая изменчивость радиационного баланса B на АТР

Месяц	Медиана, Вт/м ²	σ , Вт/м ²	Тренд, Вт/м ² /10 лет	σ , Вт/м ² /10 лет
Январь	-162,7	4,2	-1,26	0,95
Февраль	-134,5	3,4	-0,40	0,77
Март	-87,0	3,8	-1,80	0,76
Апрель	-21,1	2,4	-0,68	0,52
Май	63,0	2,5	-0,90	0,56
Июнь	96,5	2,4	-1,41	0,47
Июль	66,8	2,4	-0,31	0,54
Август	-0,8	1,9	-0,47	0,45
Сентябрь	-72,6	2,5	-0,45	0,58
Октябрь	-135,5	2,3	-1,27	0,44
Ноябрь	-163,0	3,8	-1,17	0,88
Декабрь	-171,1	2,5	-0,76	0,56

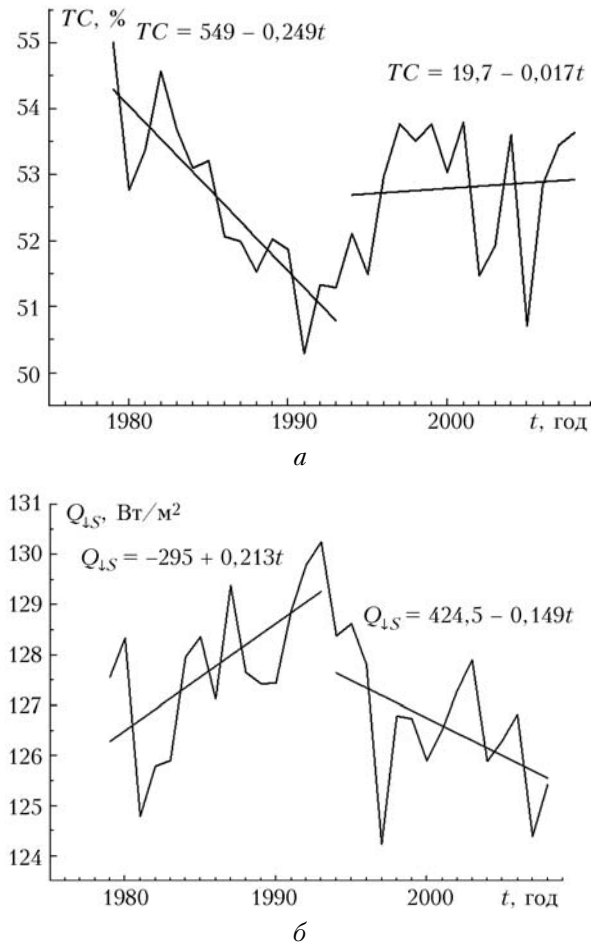


Рис. 3. Изменчивость полной облачности TC (а) и приходящей на поверхность коротковолновой радиации Q_{1S} (б) на АТР по данным JRA-25

Средняя величина альбедо, вычисленного по соотношению $A = Q_{1\infty}/Q_{1S}$, для территории АТР составляет 0,29, годовой ход ярко выражен: альбедо уменьшается от зимы к лету, максимальное значение 0,46 наблюдается в марте. Значимых долгосрочных изменений величины A за исследуемый период не выявлено, но в целом наблюдается тенденция к увеличению, причем наибольший рост отмечается в октябре.

Изменчивость облачного покрова

Облачность, как и альбедо 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 стороны, облака 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, а облака нижнего яруса – выхолаживанию

климатической системы [13]. 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 [14].

Исходя из изложенного выше, целесообразно для рассматриваемой территории провести совместный анализ изменчивости полной облачности (TC) и приходящей на поверхность коротковолновой радиации Q_{1S} . Соответствующие ряды по данным JRA приведены на рис. 3, *a* для TC и 3, *б* для Q_{1S} . Валидация данных по приходящему на поверхность коротковолновому излучению была выполнена на основе сетевых наблюдений актинометрических станций Западной Сибири по методике, описанной в работе [15].

Установлено, что радиационный блок реанализа JRA, подобно радиационному блоку реанализа NCEP/DOE AMIP-II, объективно характеризует распределение суммарной радиации над Западной Сибирью, в том числе и над горными районами, хотя среднегодовые значения суммарной радиации реанализа JRA следует уменьшать на 10–15%. Валидация данных JRA и других реанализов по полной облачности выполнена в работе [13]. В ней показано, что если глобальное значение среднегодовой облачности для Северного полушария составляет по данным наблюдений 0,55, то аналогичное значение по реанализу JRA равно 0,44, а наилучшее значение, совпадающее с данными наблюдений, дает реанализ ERA-40. Годовой ход облачности, построенный по данным JRA, также характеризуется заниженными значениями.

Из-за отсутствия доступа к данным наблюдений мы использовали реанализ для воспроизведения динамики облачности над территорией АТР. Сравнение значений полной облачности в реанализах NCEP/DOE AMIP-II [12] и JRA-25 применительно к территории АТР показало, что временные ряды, относящиеся к интервалу 1979–2008 гг., близки друг к другу, при этом величина невязки между временными рядами среднемесячных значе-

ний составляет ~1,5%, а разница среднегодовых значений ~0,5%. Из рис. 3, *a* видно, что по временному ходу анализируемых величин интервал 1979–2008 гг. можно разбить на два подынтервала: 1979–1992 и 1992–2008 гг. В первом подынтервале над АТР имеют место уменьшение общей облачности и соответствующий рост приходящей на поверхность коротковолновой радиации. Во втором подынтервале наблюдается обратная картина.

Оценки изменений общей облачности на АТР по данным наблюдений на метеорологических станциях сделаны в работе [16]. В ней установлено, что для второй половины XX в. тренд общей облачности над территорией АТР является положительным и составляет 0,04%/10 лет, но для интервала 1976–2005 гг. тренд является отрицательным и составляет –0,05%/10 лет. Определенное согласие этих данных и данных JRA, приведенных на рис. 3, *a*, имеется, поскольку в целом за 1979–2008 гг. линейный тренд также является отрицательным и составляет –0,02%/10 лет. В табл. 4 приведены среднемесячные значения TC и Q_{1S} на АТР с их среднеквадратическим отклонением.

В целом среднегодовое многолетнее покрытие облачности составляет 53% с максимальным значением 61% в ноябре и минимальным 45% в июле. Максимальная изменчивость покрытия облаками, оцениваемая через среднеквадратическое отклонение, приходится на холодный период года.

Величина среднегодового многолетнего потока коротковолнового излучения, приходящего на подстилающую поверхность, составляла 128 Вт/м² с максимальным значением 269,5 Вт/м² в июле и минимальным значением 7 Вт/м² в декабре. Максимальная изменчивость коротковолнового потока также приходится на холодный период года.

Пространственное распределение значений трендов уходящей длинноволновой радиации $L_{1\infty}$ на верхней границе атмосферы и приходящей солнечной радиации Q_{1S} на поверхность Земли подобно, причем уменьшение Q_{1S} наблюдается в центральных и северных районах АТР, а увеличение – в южной

Таблица 4

Внутригодовая изменчивость среднемесячных величин TC и Q_{1S} на АТР

Месяц	Общая облачность				Приходящая солнечная радиация у поверхности Земли			
	Медиана, балл	σ , балл	Тренд, балл/10 лет	σ , балл/10 лет	Медиана, Вт/м ²	σ , Вт/м ²	Тренд, Вт/м ² /10 лет	σ , Вт/м ² /10 лет
Январь	5,8	0,9	–0,17	0,24	13,7	19,1	–0,04	0,25
Февраль	5,6	0,9	–0,01	0,2	48,4	29,0	–0,02	0,76
Март	5,3	0,7	0,04	0,21	116,6	32,1	–1,24	1,50
Апрель	4,9	0,6	–0,07	0,17	198,9	20,0	–0,70	1,89
Май	4,8	0,7	–0,06	0,21	252,9	11,6	–1,85	4,34
Июнь	4,6	0,6	0,03	0,17	269,5	11,6	–1,79	4,52
Июль	4,5	0,7	–0,03	0,18	248,2	15,1	0,38	4,00
Август	5,0	0,7	0,04	0,2	186,1	23,9	–1,02	3,88
Сентябрь	5,5	0,7	0,04	0,21	115,5	28,2	–1,00	2,88
Октябрь	6,0	0,9	0,05	0,18	57,8	26,3	–0,48	1,04
Ноябрь	6,2	0,9	–0,07	0,21	20,4	20,4	–0,18	0,45
Декабрь	5,9	1,0	–0,12	0,24	7,0	15,3	–0,03	0,21

части территории. Подобное пространственное распределение между собой имеют также $L_{\downarrow s}$ у поверхности Земли, $Q_{\uparrow \infty}$ на верхней границе атмосферы, и общее количество облаков TC и противоположное (обратное) поведение этих величин наблюдаются с $L_{\uparrow \infty}$ на верхней границе атмосферы и $Q_{\downarrow s}$ на поверхности Земли.

Результаты выполненного нами анализа изменений в структуре общей облачности показали, что в целом за исследуемый период на территории 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%).

Пространственно-временная изменчивость потоков скрытого и явного тепла

Обмен теплом между поверхностью и атмосферой происходит посредством потоков длинноволновой радиации, а также потоков явного и скрытого тепла. Изменчивость усредненных по территории среднегодовых значений этих потоков показана на рис. 4.

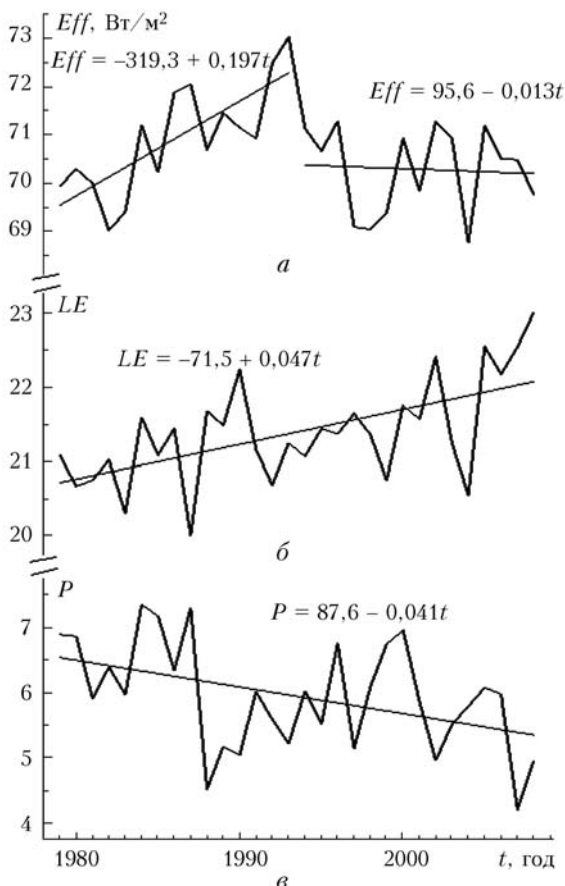


Рис. 4. Межгодовая изменчивость усредненных по территории среднегодовых потоков эффективного излучения на подстилающей поверхности (а), потоков скрытого (б) и явного (в) тепла

Во временной динамике эффективного излучения на поверхности (рис. 4, а) снова выделяются два периода с переломом в начале 90-х гг.: на первом интервале эффективное излучение возрастало со скоростью $1,96 \text{ Вт}/\text{м}^2/10 \text{ лет}$, а на втором снижалось со скоростью $-0,13 \text{ Вт}/\text{м}^2/10 \text{ лет}$.

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 общего количества облаков.

Для приземного слоя воздуха потоки явного P и скрытого LE тепла можно рассчитать как [1]:

$$P = \rho c_p D(T_s - T), \quad LE = \rho D(q_s - q), \quad (2)$$

где ρ — плотность воздуха; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; D — интегральная характеристика условий вертикального турбулентного переноса между подстилающей поверхностью и атмосферой; T_s — температура поверхности; T — температура воздуха на некоторой высоте (как правило, на 2 м), q_s, q — удельная влажность насыщенного водяным паром воздуха при температурах T_s и T . Во временной динамике потоков (рис. 4, б и в) также выделяется интервал 1990–1996 гг. Он характеризуется уменьшением амплитуды аномалий. Анализ вейвлет-спектров среднемесячных временных рядов LE и P показал, что изменения происходят в периодичностях, чьи масштабы не превышают 5 лет. В табл. 5 приведены среднемесячные значения LE и P на территории АТР с их среднеквадратическим отклонением.

Для величины скрытого тепла LE тренд в целом положительный и лишь 20% территории находится в области отрицательных значений. В зимние месяцы изменчивость величины выражена слабо, с апреля поток скрытого тепла увеличивается над югом Западной и Восточной Сибири, а также на территории Дальнего Востока. С июня — 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. Объяснить отрицательный тренд различием трендов удельных влажностей q_s и q на соответствующих высотах не удалось.

В изменении величины потока явного тепла P преобладает отрицательная тенденция. Она объясняется меньшей скоростью роста температуры T_s , чем T на высоте 2 м. Этот вывод основан на сравнении линейных трендов температур на соответствующих вертикальных уровнях. Он подтверждается при анализе величин JRA, а также данных стационарных наблюдений (например, в марте в Александровском $-0,07 \text{ }^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$, в Пудино $-0,28 \text{ }^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$,

Таблица 5

Внутригодовая изменчивость потоков LE и P на АТР у поверхности Земли

Месяц	LE				P			
	Медиана, Вт/м ²	σ , Вт/м ²	Тренд, Вт/м ² /10 лет	σ , Вт/м ² /10 лет	Медиана, Вт/м ²	σ , Вт/м ²	Тренд, Вт/м ² /10 лет	σ , Вт/м ² /10 лет
Январь	0,1	3,4	-0,12	0,35	-23,0	7,0	-0,62	1,39
Февраль	1,0	4,2	0,06	0,58	-17,5	8,5	-0,42	1,40
Март	4,6	7,3	0,48	0,95	-6,8	13,6	-1,22	1,61
Апрель	16,8	13,1	0,23	1,32	17,7	17,5	-0,59	1,74
Май	40,0	17,5	0,47	2,16	39,3	17,6	-2,56	2,94
Июнь	58,1	15,2	0,36	3,16	46,4	11,2	-1,87	3,29
Июль	62,9	12,9	0,71	2,74	39,9	9,8	-0,70	2,84
Август	45,1	11,8	-0,03	2,32	25,3	8,5	-0,39	2,31
Сентябрь	25,9	10,1	0,25	1,38	7,8	8,2	-0,69	1,43
Октябрь	10,4	8,6	-0,14	0,72	-11,4	8,1	-0,88	0,94
Ноябрь	2,3	6,2	-0,1	0,48	-21,0	7,9	-0,03	1,06
Декабрь	0,4	4,4	-0,1	0,48	-23,8	8,3	0,13	1,03

а в Барабинске $-0,22$ °C/10 лет). Летом наблюдается увеличение σ в 2 раза как для величины потока, так и для тренда, что говорит о наличии нескольких областей на АТР с процессами, протекающими с разными скоростями. До начала лета характерно уменьшение величины потока над территорией Западной Сибири и увеличение — над Восточной Сибирью. Летом ситуация меняется на обратную.

Заключение

Исследование элементов радиационного баланса над азиатской территорией России показало, что значительное влияние на их изменчивость, в частности на приходящую на поверхность коротковолновую радиацию, уходящую с верхней границы атмосферы, коротковолновое излучение $Q_{\uparrow\text{из}}$, радиационный баланс B и эффективное излучение (см. рис. 2–4), оказывает изменчивость облачного покрова, в то время как значимых долговременных изменений величины альbedo 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 (~ 2 Вт/м²)], который проявился в период после начала 90-х гг. XX в., можно предположить, что наметилась тенденция охлаждения региональной климатической системы, способная замедлить рост температуры приповерхностного воздуха.

Изменчивость облачности в летний период согласуется с изменением температуры поверхности Атлантического океана в районе Нью-Фаундленд-

ской энергоактивной зоны. Это позволяет предположить, что изменение потока скрытого тепла в океане, линейно зависящего от температуры поверхности океана, посредством западного переноса влияет на процесс образования облачности на азиатской территории России.

Работа выполнена при поддержке проектов ФЦП № 02.740.11.0738 и СО РАН VII.63.1.1.

1. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 255 с.
2. Физико-географический атлас мира. М.: Академия наук СССР и главное управление геодезии и картографии ГК СССР, 1964. 298 с.
3. Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной среде Земли. Новосибирск: Наука, 1984. 254.
4. Beyrich F., Leps J.P., Mauder M., Bange J., Foken T., Huneke S., Lohse H., Lüdi A., Meijninger W.M.L., Mironov U.W., Zittel P. Area-averaged surface fluxes over the litfass region based on eddy-covariance measurements // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 121, N 1. P. 33–65.
5. Beyrich F., Mengelkamp H-T. Evaporation over heterogeneous land surface: EVA-CRIPS and the LITFASS-2003 experiment // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 121, N 1. P. 5–32.
6. Heinemann G., Kerschgens M. Simulation of surface energy fluxes using high-resolution non-hydrostatic simulations and comparisons with measurements for the LITFASS-2003 experiment // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 121, N 1. P. 195–220.
7. Heret C., Tittlebrand A., Berger F.H. Latent heat fluxes simulated with a non-hydrostatic weather forecast model using actual surface properties from measurements and remote sensing // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 121, N 1. P. 175–194.
8. Liu J., Curry J.A., Rossow W.B., Key J.R., Wang X. Comparison of surface radiative flux data over the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res. C.* 2005. V. 110, N 2. P. C02015/1–C02015/13.
9. Jimener C., Prigent C., Aires F. Toward an estimation of global land surface heat fluxes from multisatellite observations // *J. Geophys. Res. D.* 2009. V. 114, N 6. P. D06305/1–D06305/22.
10. URL: http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/index_en.html

11. *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. // Биология. 2008. Т. 1, № 4. С. 323–344.
12. URL: <http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncer.reanalysis2.html>
13. *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.
14. *Шерстюков Б.Г.* Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ ВНИИГМИ-МЦД, 2008. 246 с.
15. *Ипполитов И.И., Логинов С.В., Севастьянов В.В.* Сравнительный анализ прихода суммарной радиации в Западной Сибири по данным реанализа и сетевых наблюдений // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 1. С. 34–37.
16. *Хлебникова Е.И., Саль И.А.* Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России // Метеорол. и гидрол. 2009. № 7. С. 5–13.

I.I. Ippolitov, M.V. Kabanov, S.V. Loginov, K.I. Sokolov, E.V. Kharutkina. **Variability of components of the surface thermal balance at the Asian Russia area during the current global warming.**

For the Asian territory of Russia (45–80° N, 60–180° E), using reanalysis data JRA-25 for the period of current global warming 1979–2008, the variability of spatial-temporal distribution of temperature and components of radiative and heat balances are studied. It is shown that since the beginning of 90th of XX century the increase of back earth-atmosphere short-waved radiation is observed. Such tendency is in conformity with the cloud cover dynamics and downward short-wave radiation at the surface. Annual averaged radiative balance values at the top are negative; this is consistent with negative annual-averaged air temperature, averaged over the area. The downward trend of radiative balance is the most obvious after the beginning of 90th of XX century.