

УДК 551.510.42

## Тепловой баланс подстилающей поверхности г. Томска в 2004–2005 гг.

Н.В. Дудорова, Б.Д. Белан\*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 13.01.2015 г.

Выполнено исследование теплового баланса г. Томска за период 2004–2005 гг. Рассчитаны поток тепла в почву и антропогенный поток тепла. Сделаны оценки энергетического вклада фазовых переходов воды в общий тепловой баланс.

Показано, что с марта по сентябрь основной приход тепла происходит за счет радиационных составляющих (75–100%), с декабря по февраль – в основном за счет турбулентного потока тепла и составляет от 40 до 85% от общего баланса. В осенний период перед установлением снежного покрова существенное значение в приходной части имеет поток тепла из почвы, который увеличивает турбулентный поток тепла в атмосферу.

В теплый период года расход тепла распределяется между турбулентным потоком тепла и затратами на испарение воды (50/50%). Сравнительно небольшой вклад вносит уходящее тепло в почву (не больше 10% от общих затрат). Весной в расходной части появляются затраты тепла на таяние снежного покрова, которые в отдельные месяцы могут достигать 50% от общего расхода. Зимой основные затраты тепла приходятся на радиационные составляющие.

*Ключевые слова:* город, тепловой баланс, турбулентный поток, антропогенный поток, скорость испарения; city, thermal balance, turbulent flow, anthropogenic flow, evaporation rate.

### Введение

Исследование теплового баланса различных типов подстилающей поверхности имеет фундаментальное и прикладное значение. Это определяется, с одной стороны, необходимостью понимания физических процессов, происходящих в системе «подстилающая поверхность – атмосфера», особенно в условиях глобального потепления. С другой стороны, возможные изменения окружающей среды вследствие глобального потепления требуют пересмотра методик оценки теплового баланса в строительстве, жилищно-коммунальном хозяйстве, транспорте и т.п. В отмеченных условиях особенно актуальным становится исследование теплового баланса города, так как на его территории сосредоточено много дополнительных источников энергии, что приводит к образованию дополнительных потоков тепла и влаги [1–5]. При этом возникают устойчивые восходящие потоки нагретого воздуха (образование городского «острова тепла»), непосредственно влияющие на ход климатических процессов. Кроме того, дополнительный поток влаги изменяет поглощательную способность приземной атмосферы, трансформируя тем самым радиационный баланс подстилающей поверхности, который является определяющим в общем тепловом балансе [6].

Для исследования теплового баланса городской подстилающей поверхности помимо проведения долгосрочных согласованных измерений множества метеорологических и физических характеристик нужно иметь в распоряжении подробную информацию о хозяйственной деятельности города, необходимую для оценки антропогенного вклада. Также существенной проблемой изучения теплового баланса городской подстилающей поверхности является выбор адекватных методик расчета тех или иных компонент теплового баланса в соответствии с имеющимися условиями измерений.

В настоящей статье в рамках исследования теплового баланса г. Томска выполнено определение радиационного баланса, на основе градиентных методик рассчитаны турбулентный поток тепла и влаги, поток тепла в почву и антропогенный поток тепла, оценен энергетический вклад фазовых переходов водяного пара в общий тепловой баланс.

Для проведения исследования использовались данные по г. Томску из следующих источников: TOR-станция [7, 8]; самолет-лаборатория Ан-30 «Оптик-Э» [9–11]; Томский ЦГМС – филиал ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС» [12]; обсерватория Базового экспериментального комплекса Института оптики атмосферы СО РАН (обсерватория БЭК – измерения на высотах до 40 м) [13, 14]; «Томск-стат» [15]; ОАО «ТГК № 11», Томский филиал [16]; ОАО «Томскэнергообит» [17]; Управление ГИБДД УМВД России по Томской области [18].

\* Нина Викторовна Дудорова (ninosh@mail.ru); Борис Денисович Белан (bbd@iao.ru).

# 1. Методика расчета компонент теплового баланса

Тепловой баланс подстилающей поверхности является выражением закона сохранения энергии при взаимодействии солнечного, атмосферного и земного излучений. Уравнение для теплового баланса с учетом хозяйственной деятельности человека можно записать в виде [1]:

$$R + Q_F = Q_S + Q_H + Q_E + Q_T, \quad (1)$$

где  $R$  – радиационный баланс подстилающей поверхности;  $Q_F$  – поток антропогенного тепла,  $Q_S$  – поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями,  $Q_H$  – турбулентный поток тепла между подстилающей поверхностью и атмосферой,  $Q_E$  и  $Q_T$  – потоки тепла, связанные с фазовыми преобразованиями воды,  $Q_E$  – с испарением и конденсацией,  $Q_T$  – таянием льда и замерзанием воды.

Радиационный баланс подстилающей поверхности  $R$  является самой значимой компонентой уравнения теплового баланса и определяется как разность между поглощенной солнечной радиацией и эффективным излучением подстилающей поверхности. Методика расчета и подробные результаты исследования радиационного баланса в городе изложены в работе [19]. В случае, когда солнечное и нисходящее излучения атмосферы превосходят уходящую радиацию,  $R$  принимает положительные значения. Антропогенный поток тепла  $Q_F$  всегда положительный. Методика расчета и подробные результаты исследования антропогенного потока тепла опубликованы ранее в [20]. Отличная от нуля левая часть уравнения (1) является причиной возникновения потоков тепла в атмосферу и почву.

Турбулентный поток тепла  $Q_H$  в соответствии с (1) считается положительным, когда подстилающая поверхность отдает тепло в атмосферу, т.е. поток тепла направлен вверх, и отрицательным, когда атмосфера нагревает подстилающую поверхность, т.е. поток тепла направлен вниз. Аналогично поток тепла  $Q_E$ , связанный с испарением и конденсацией положительный, если с подстилающей поверхности происходит испарение, и отрицательный при конденсации водяного пара на подстилающую поверхность. Поток тепла между подстилающей

поверхностью и нижележащими слоями  $Q_S$  является положительным, когда нижние слои почвы более холодные, чем верхние, т.е. поток тепла направлен от подстилающей поверхности в глубь почвы, а для обратной ситуации поток тепла будет отрицательным. Поток тепла  $Q_T$ , связанный с таянием льда и замерзанием воды, является положительным, когда идет процесс таяния снежного покрова, и отрицательным, когда вода на подстилающей поверхности замерзает.

## 1.1. Поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями

Поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями традиционно описывается законом Фурье [6, 21]:

$$Q_S = -\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \quad (2)$$

( $\lambda$  – коэффициент теплопроводности подстилающей поверхности;  $\partial t / \partial z$  – градиент температуры почвы).

Коэффициент теплопроводности подстилающей поверхности существенным образом зависит от ее типа, плотности и влажности. В связи с отсутствием прямых регулярных измерений термодинамических характеристик почвы коэффициент теплопроводности подстилающей поверхности определялся косвенным методом. В табл. 1 приведены характерные типы подстилающей поверхности и их некоторые характеристики. На основе данных метеостанции каждый год был разбит на 3 периода: 1 – наличие снежного покрова; 2 – отрицательная температура поверхности почвы (без снежного покрова); 3 – положительная температура поверхности почвы (без снежного покрова).

Для периода 1 поток тепла определялся выражением

$$Q_S = -\lambda_{sn} \frac{(t_0 - t_{sn})}{h_{sn}}, \quad (3)$$

где коэффициент теплопроводности снега  $\lambda_{sn}$  размерностью Вт/(м · °С) рассчитывался по формуле Абельса  $\lambda_{sn} = 2,85 \cdot 10^{-6} \rho_{sn}^2$  [22] ( $\rho_{sn}$  – плотность снега, кг/м<sup>3</sup>);  $t_{sn}$  – температура поверхности снега,  $t_0$  – температура поверхности почвы (под снегом);  $h_{sn}$  – высота снежного покрова.

Таблица 1

Состояние подстилающей поверхности в районе г. Томска в 2004 и 2005 гг.

Период	Вид подстилающей поверхности	Дата		$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	W, %	$\lambda$ , Вт/(м · °С)
		2004	2005			
1	Снег	01.01–05.05	01.01–17.04	0,1 – 0,31	–	0,03–0,27
		11.11–31.12	03.11–31.12			
2	Мерзлая почва без снежного покрова	–	18.04–30.04	–	–	1,00
		17.10–10.11	–	–	–	
3	Почва	06.05–17.10	01.05 – 03.11	1,3	7 – сухая	0,33
					17 – влажная (без луж)	
					24 – сырая	
					(есть лужи)	

Примечание.  $\rho$  – плотность подстилающей поверхности; W – влажность подстилающей поверхности;  $\lambda$  – коэффициент подстилающей поверхности.

Для периодов 2 и 3 поток тепла рассчитывался по формуле

$$Q_S = -\lambda_s \frac{(t_{0,2} - t_0)}{0,2}, \quad (4)$$

где  $\lambda_s = k_s C_v$  – коэффициент теплопроводности почвы [23];  $k_s$  – температуропроводность почвы,  $\text{см}^2/\text{с}$ ;  $C_v$  – объемная теплоемкость почвы,  $\text{кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ ;  $t_{0,2}$  – температура почвы на глубине 0,2 м.

Для расчета температуропроводности и теплоемкости почвы использовались следующие выражения, полученные на основе методики А.И. Гупалло [2]:

$$k_s = (2,1^{1,4-0,02W} \rho_s^{0,8} \exp[-0,007(W-20)^2] + \rho_s^{0,8+0,02W}) \cdot 10^{-3}, \quad (5)$$

$$C_v = \rho_s \left( 0,2 + \frac{W}{100} \right). \quad (6)$$

Здесь  $\rho_s$  – плотность почвы,  $\text{г}/\text{см}^3$ .

Ошибка данного расчетного метода теплофизических характеристик не превышает 7,4% [2]. Данные для исследования были предоставлены Томским ЦГМС – филиалом ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС». Плотность почвы бралась как среднее значение плотностей, типичных для почв Томска [22]. Влажность почвы оценивалась на основе справочной информации о гидрологических характеристиках данного вида почв [23] и данных метеостанции о состоянии поверхности почвы.

### 1.2. Турбулентный поток тепла

Для определения величины турбулентного потока тепла  $Q_H$  существуют два подхода: расчет на основе безынерционных измерений температуры и вертикальной составляющей скорости ветра [24], а также косвенные методы, опирающиеся на измерения усредненных метеовеличин (градиентные методики) [2–4]. В данной статье используется метод определения значений турбулентных потоков тепла и влаги, основанный на градиентных измерениях, который является более предпочтительным для долгосрочных исследований.

Согласно подходу Тейлора и Шмидта, когда процесс турбулентного перемешивания воздушных масс рассматривается аналогично молекулярной диффузии, формула для вертикального турбулентного потока тепла в приземном слое воздуха имеет вид [2]:

$$Q_H = -C_p \rho_a k \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (7)$$

где  $C_p = 1006 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$  – теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $\rho_a = \frac{P}{R_c T}$  – плотность

воздуха, рассчитанная на основе измерений давления  $P$  (гПа) и абсолютной температуры воздуха  $T$  (К);  $R_c = 287 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$  – удельная газовая постоянная сухого воздуха;  $k$  – коэффициент турбулентности;  $\partial \Theta / \partial z$  – вертикальный градиент потенциальной температуры воздуха.

Расчет коэффициента турбулентности определялся выражением, где параметром устойчивости атмосферы является число Ричардсона [3]:

$$k = \chi^2 z \frac{\Delta u}{\ln \frac{z_1}{z_2}} \left[ 1 - \frac{hg}{T} \frac{\Delta \Theta}{(\Delta u)^2} \frac{\left( \ln \frac{z_1}{z_2} \right)^2}{\ln \left( \frac{z_3}{z_4} \right)} \right]. \quad (8)$$

Здесь  $\chi = 0,38$  – безразмерная постоянная Кармана;  $z$  – высота между  $z_1$  и  $z_4$ , для которой рассчитывается  $k$ ;  $\Delta u = u_1 - u_2$  – разность скоростей ветра на высотах  $z_1$  и  $z_2$ ;  $\Delta \Theta = \Theta_3 - \Theta_4$  – разность потенциальных температур на высотах  $z_3$  и  $z_4$ ;  $h$  – высота приземного слоя (полагалась равной 30 м);  $g$  – ускорение свободного падения.

Обычно метеорологические характеристики (температура и влажность воздуха, скорость ветра) в приземном слое атмосферы изменяются с высотой пропорционально логарифму высоты [25]. Тогда градиент потенциальной температуры воздуха можно выразить следующим образом:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{1}{z} \frac{(\Theta_1 - \Theta_2)}{\ln(z_1/z_2)}, \quad (9)$$

где  $\Theta_1, \Theta_2$  – потенциальная температура на высотах  $z_1, z_2$  соответственно;  $z$  – высота между  $z_1$  и  $z_2$ , на которой рассчитывается градиент  $\Theta$ .

Потенциальная температура вычислялась по стандартной формуле

$$\Theta = T \left( \frac{10^5 \text{ Па}}{P} \right)^{R_c/C_p}. \quad (10)$$

В случае, когда отсутствуют измерения давления на требуемых высотах, использовалось следующее выражение:

$$P = P_0 \exp \left( -\frac{gz}{R_c T} \right) \quad (11)$$

( $P_0$  – давление у подстилающей поверхности).

Измерения температуры воздуха и скорости ветра для определения турбулентного потока тепла (7) выполнены на обсерватории БЭК [13, 14]. Коэффициент турбулентности и градиент потенциальной температуры рассчитывались для высоты 20 м, находящейся в пределах приземного слоя.

### 1.3. Потоки тепла от фазовых переходов водяного пара

#### Испарение и конденсация

Выражение для вычисления потоков тепла от испарения воды и конденсации водяного пара [5, 6]:

$$Q_E = -L \rho_a k \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (12)$$

где  $L = 4,18 \cdot 10^3 (597,26 - 0,647t)$  – удельная теплота парообразования (испарения),  $\text{Дж}/\text{кг}$ ;  $t$  – температура воздуха,  $^\circ\text{C}$ ;  $\partial s / \partial z$  – вертикальный градиент удельной влажности воздуха.

Для расчета ряда удельной влажности  $s$  (г/кг) использовалось стандартное выражение [6]:

$$s = \frac{0,622e}{P - 0,378e} \cdot 10^3, \quad (13)$$

где

$$e = \frac{ERh}{100\%} \quad (14)$$

– парциальное давление водяного пара, гПа;  $Rh$  – относительная влажность воздуха, %;

$$E = 6,107 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}} \quad (15)$$

– давление насыщенного водяного пара, гПа;  $a$ ,  $b$  – коэффициенты, зависящие от температуры воздуха, если  $t > 0$ ,  $a = 7,633$ ,  $b = 241,9$ , при  $t < -40$   $a = 9,5$ ,  $b = 265,5$ , при  $-40 < t < 0$   $a = -0,0475t + 7,63$ ,  $b = -0,62t + 241,9$ .

Поток тепла от испарения воды и конденсации водяного пара аналогично турбулентному потоку тепла рассчитывался для высоты 20 м, значения температуры воздуха и скорости ветра, измеренные на высотах 10 и 30 м, были предоставлены обсерваторией БЭК.

### Таяние и замерзание

Переход воды из твердой в жидкую фазу на земной поверхности, так же как и обратный процесс, сопровождается приходом или расходом тепла. Учет этой составляющей теплового баланса  $Q_T$  имеет значение для расчета его среднемесячных сумм в умеренных широтах, особенно в весенний период, когда происходит интенсивное таяние снежного покрова.

Для расчета потоков тепла при таянии снега  $Q_{T+}$  и от замерзания водоемов и воды на поверхности почвы  $Q_{T-}$  использовались следующие выражения [6]:

$$Q_{T+} = \rho_{sn} \Delta h_{sn} \lambda_w / \Delta t, \quad (17)$$

$$Q_{T-} = -\rho_w \Delta h_{pr} \lambda_w / \Delta t, \quad (18)$$

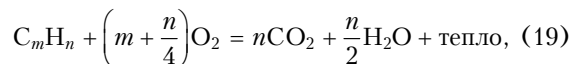
где  $\rho_w = 998,2$  – плотность воды, кг/м<sup>3</sup>;  $\Delta h_{sn}$  – изменение высоты снежного покрова за  $\Delta t$ ;  $\Delta h_{pr}$  – количество жидких осадков, замерзших за время  $\Delta t$ ;  $\lambda_w = 335 \cdot 10^3$  – удельная теплота плавления и кристаллизации воды, Дж/кг.

Для верхней оценки  $Q_{T-}$  в осенний период, а также после оттепелей в весенний и зимний периоды  $\Delta h_{pr}$  бралось равным общему количеству жидких осадков за сутки перед переходом температуры подстилающей поверхности к отрицательным значениям, время замерзания  $\Delta t$  полагалось равным 6 ч. Данные для исследования были предоставлены Томским ЦГМС – филиалом ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС».

### Конденсация антропогенной влаги

Как известно, при сжигании топлива в атмосфере выбрасывается определенное количество во-

дяного пара. Реакцию сгорания углеводородов в общем виде можно записать следующим образом [26]:



где  $m$ ,  $n$  – число атомов углерода и водорода в молекуле.

В табл. 2 представлены относительное содержание различных углеводородов в разных видах топлива (бензин, природный и сжиженный газ) [26], а также средний состав других видов топлива (дизельного, керосина и пр.), полученный на основе справочных материалов (в таблице обозначен условным топливом).

Таблица 2

Относительный процентный состав (по массе) различных углеводородов в составе разных видов топлива

Углеводород	Химическая формула	Условное топливо, %	Бензин, %	Природный газ, %	Сжиженный газ, %
Метан	CH <sub>4</sub>	–	–	94	–
Этан	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	–	–	2	–
Этилен	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	–	–	–	–
Ацетилен	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	–	–	–	–
Пропан	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	–	–	–	90
Пропен	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	–	–	2	–
Бутан	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	4	–	2	10
Пентан	C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	23	–	–	–
Гексан	C <sub>6</sub> H <sub>14</sub>	28	–	–	–
Гептан	C <sub>7</sub> H <sub>16</sub>	11	10	–	–
Толуол	C <sub>6</sub> H <sub>5</sub> CH <sub>3</sub>	10	–	–	–
Октан	C <sub>8</sub> H <sub>18</sub>	12	–	–	–
Ксилол	C <sub>6</sub> H <sub>4</sub> (CH <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	8	–	–	–
Нонан	C <sub>9</sub> H <sub>20</sub>	2,5	–	–	–
Декан	C <sub>10</sub> H <sub>22</sub>	1,5	–	–	–
Изооктан	C <sub>7</sub> H <sub>15</sub>	–	90	–	–

Зная долю углеводородов в топливе, на основе (19) можно вычислить количество воды, выделенное при сжигании одной единицы массы топлива (табл. 3).

Таблица 3

Средняя молярная масса разных видов топлива и количество водяного пара, выделяемого при сжигании одной единицы топлива

Показатель	Условное топливо	Бензин	Природный газ	Сжиженный газ
Средняя молярная масса	90,65	99,1	17,68	47,6
Количество воды из 1 усл. ед. топлива	1,33	1,37	2,16	1,97

В результате получено, что при сгорании одной единицы массы природного газа выделяется 2,16 единиц водяного пара; сжиженного газа – 1,97; бензина – 1,37. Для остального вида топлива количество выделенной воды принималось равным 1,33 единицы массы.

Среднемесячный поток тепла, образующегося при конденсации антропогенного водяного пара, определялся на основе выражения

$$Q_z = \frac{NL}{S\Delta t}, \quad (20)$$

где  $N$  — масса воды, выброшенной в атмосферу города при сжигании разного вида топлива за время  $\Delta t$  (1 мес);  $S = 2,946 \cdot 10^8 \text{ м}^2$  — площадь г. Томска.

Данные для исследования были предоставлены Территориальным органом Федеральной службы государственной статистики по Томской области (Томскстатом).

## 2. Результаты и обсуждения

### 2.1. Составляющие теплового баланса

При исследовании радиационного баланса г. Томска [19] было получено, что большую часть года радиационный баланс  $R$  положительный, а в ноябре, декабре и январе имеет отрицательные значения. Максимум наблюдается в июне и составляет  $176 \text{ Вт/м}^2$  в 2004 г. и  $167 \text{ Вт/м}^2$  в 2005 г., минимум наблюдается в декабре и равняется  $-26 \text{ Вт/м}^2$  в 2004 г. и  $-41 \text{ Вт/м}^2$  в 2005 г. Это говорит о том, что в холодный период года радиационный приток меньше, чем излучение подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы.

Анализ составляющих антропогенного потока тепла показал, что наибольший вклад в суммарный поток  $Q_F$  вносит сожженное топливо [20]. Вторым по значимости фактором является поступление энергии от отопления помещений. Наименьший вклад в нагрев воздуха дает электрическая энергия. В зимние месяцы антропогенный приток тепла существен и составляет порядка  $16\text{--}18 \text{ Вт/м}^2$ , что сопоставимо с потоком суммарной солнечной радиации (рис. 1). В летние месяцы вклад  $Q_F$  незначителен в общем тепловом балансе и равняется  $2\text{--}4 \text{ Вт/м}^2$ .

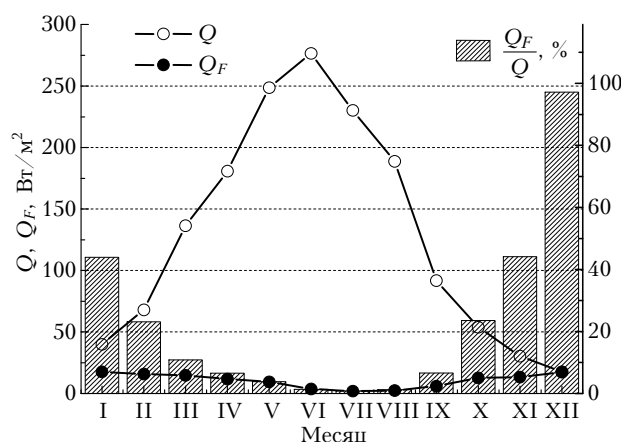


Рис. 1. Годовой ход суммарной солнечной радиации  $Q$ , антропогенного потока тепла в городе  $Q_F$ , а также их соотношение в г. Томске в 2004 г.

На рис. 2 представлен годовой ход среднемесячного потока тепла в почву  $Q_S$  в г. Томске. Для сравнения здесь приведен такой же поток для г. Лодзь [27], ближайшего по расстоянию города,

из тех, для которых имеются опубликованные результаты. Отметим, что годовой ход потока тепла  $Q_S$  в городах Томск и Лодзь хорошо согласуется, однако зимой в г. Лодзь значения  $Q_S$  существенно ниже, чем в Томске (сопоставимы с осенними томскими значениями). Более сильное зимнее выхолаживание почвы в г. Лодзь относительно Томска можно объяснить низкой высотой снежного покрова.

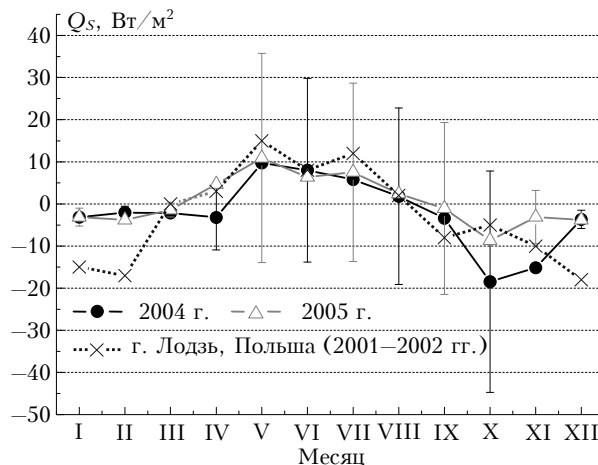


Рис. 2. Годовой ход потока тепла в почву в городах Томск и Лодзь

Существенные различия в значениях  $Q_S$  в апреле 2004 и 2005 гг. в Томске объясняются тем, что весной 2004 г. снежный покров сошел достаточно поздно — в начале мая, тогда как в 2005 г. — в середине апреля, что характерно для Томска (см. табл. 1). По-видимому, суточный ход  $Q_S$  в апреле 2004 г. был схож с таковым в зимние месяцы, когда температура поверхности снега была ниже температуры почвы под снегом. В апреле 2005 г. после схода снежного покрова в дневное время температура поверхности почвы начала существенно подниматься. Из-за того что глубинные слои почвы еще не успели прогреться, градиент температуры на открытой поверхности почвы днем был существенным (до  $114 \text{ }^\circ\text{C/м}$ ), пиковые значения потока тепла превышали  $80 \text{ Вт/м}^2$ . Однако высокие дневные значения  $Q_S$  уравнивались отрицательными ночными значениями, так как в темное время суток еще сохранялись заморозки и градиент температуры почвы был отрицательным.

Максимальное значение  $Q_S$  в Томске приходится на весенний период прогрева почвы после схода снежного покрова. В течение лета значение  $Q_S$  уменьшается до нуля в связи с постепенным прогревом нижележащих слоев почвы. Максимальное по модулю отрицательное значение  $Q_S$ , соответствующее потоку тепла из нижележащих слоев вверх, приходится на осенний период заморозков при отсутствии устойчивого снежного покрова. Зимой среднемесячные значения  $Q_S$  принимают небольшие по модулю отрицательные значения. Это объясняется наличием высокого снежного покрова, обладающего хорошими термоизоляционными свойствами.

В октябре и ноябре 2004 г.  $Q_S$  по модулю в несколько раз превышал соответствующие значения

2005 г., что обусловлено как разницей во времени установления снежного покрова, так и температурой и влажностью почвы. Осенью 2004 г. снежный покров установился 11 ноября, что существенно позже, чем в 2005 г. (см. табл. 1). Соответственно, термоизоляционные свойства снега в 2005 г. сильнее сказались на уменьшении потока тепла из нижележащих слоев почвы. Кроме того, в 2005 г. снег лег на еще не замерзшую почву, тогда как в 2004 г. отрицательные температуры поверхности почвы наблюдались с 17 октября (почти за месяц до установления постоянного снежного покрова). Известно, что коэффициент теплопроводности льда значительно выше, чем воды и воздуха. Соответственно, замерзшая увлажненная почва в октябре–ноябре 2004 г. имела более высокий коэффициент теплопроводности, чем незамерзшая почва в 2005 г., что также сказалось на существенной разнице осенних значений потока тепла.

На рис. 3 представлен годовой ход турбулентного потока тепла  $Q_H$ . Видно, что годовой ход  $Q_H$  хорошо согласуется с литературными данными (г. Лодзь, Польша [27]), если учитывать особенности местного климата. Аналогично радиационному балансу максимум  $Q_H$  в обоих годах наблюдается в июне и составляет  $76 \text{ Вт/м}^2$  в 2004 г. и  $68 \text{ Вт/м}^2$  в 2005 г., минимум — в декабре и равняется  $-21 \text{ Вт/м}^2$  (2004 г.),  $-45 \text{ Вт/м}^2$  (2005 г.). Отметим, что заметное различие значений  $Q_H$  в феврале определяется большим количеством температурных инверсий в 2005 г., обусловленных установившимся в этот период устойчивым антициклоном с очень низкой температурой воздуха.

В обоих годах присутствует заметное отклонение формы кривых от характерного для  $R$  симметричного колоколообразного вида, выражающееся в замедлении снижения среднемесячного значения  $Q_H$  в осенний период. Это легко объяснить прихо-

дом тепла из нижележащих слоев почвы (выхолаживание почвы перед установлением снежного покрова), сопровождающимся турбулентным переносом тепла от подстилающей поверхности в атмосферу.

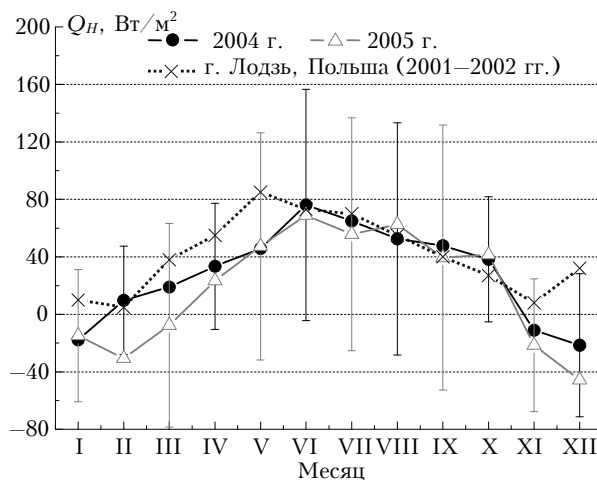


Рис. 3. Годовой ход турбулентного потока тепла в городах Томск и Лодзь

Для сопоставления суточного хода составляющих теплового баланса на рис. 4 и 5 приведен среднемесячный суточный ход  $Q_S$  и  $Q_H$  соответственно. Видно, что в октябре ночью происходит сильное выхолаживание почвы (см. рис. 4). В это же время турбулентный поток тепла меняет знак на положительный (см. рис. 5), хотя в течение года ночные значения  $Q_H$  отрицательны, т.е. поток тепла направлен от атмосферы к подстилающей поверхности. Особенно ярко эффект увеличения турбулентного потока тепла за счет интенсивного выхолаживания почвы наблюдается в 2004 г., когда снежный покров установился позже обычного, а заморозки пришли рано.

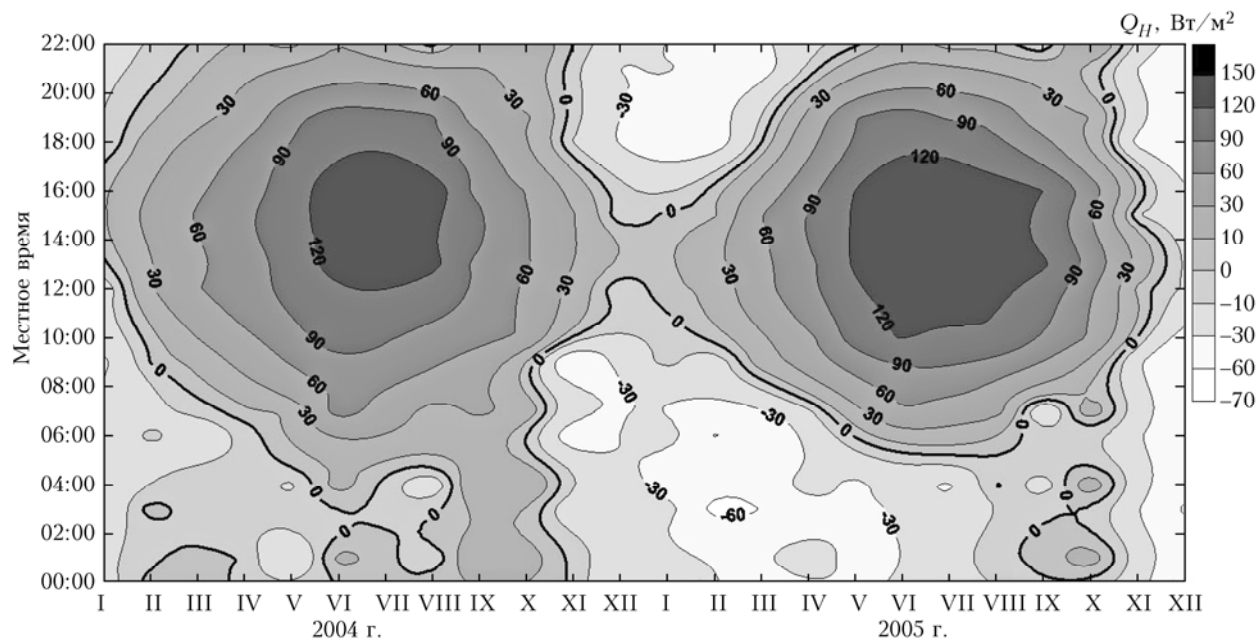


Рис. 4. Суточный ход турбулентного потока тепла в г. Томске в разные месяцы 2004–2005 гг.

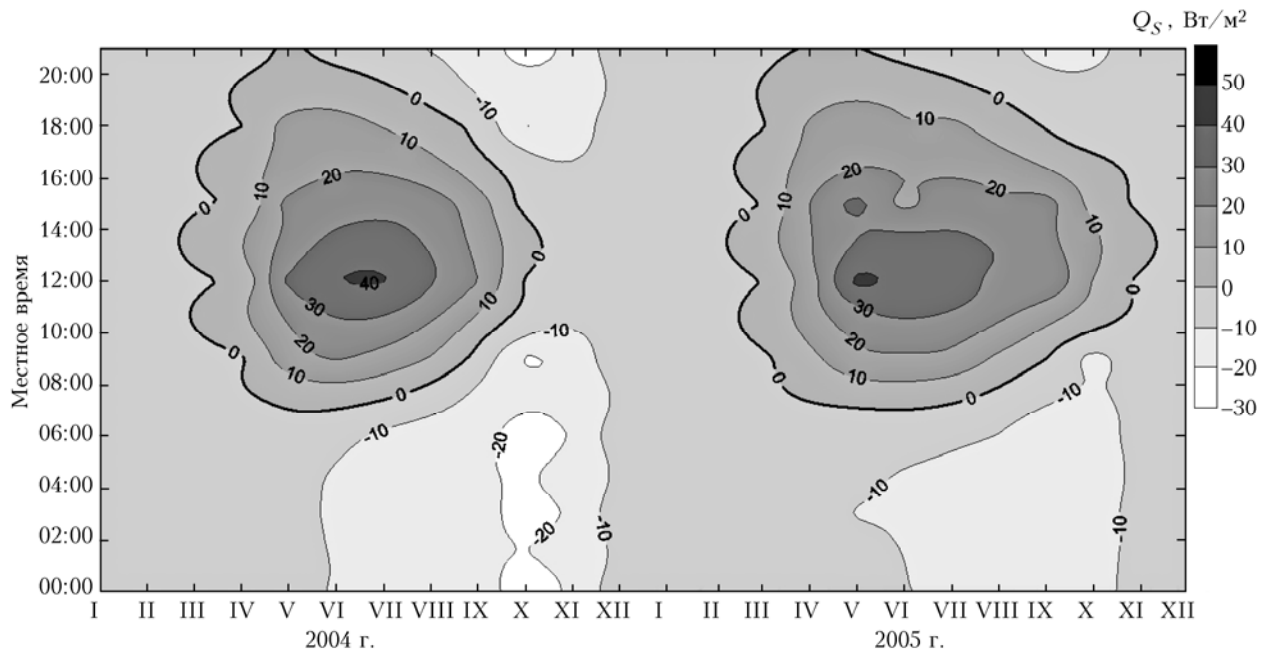


Рис. 5. Суточный ход потока тепла в почву в г. Томске в разные месяцы 2004–2005 гг.

На рис. 6 представлены годовой ход потока тепла от испарения и конденсации воды, а также затраты тепла на таяние снежного покрова. Видно, что максимум среднемесячного значения потока тепла, связанного с испарением и конденсацией воды, составляет 90–100 Вт/м<sup>2</sup> и приходится на самый теплый месяц июль, характеризующийся максимальным значением удельной влажности. Значения  $Q_E$  минимальны в холодный период года.

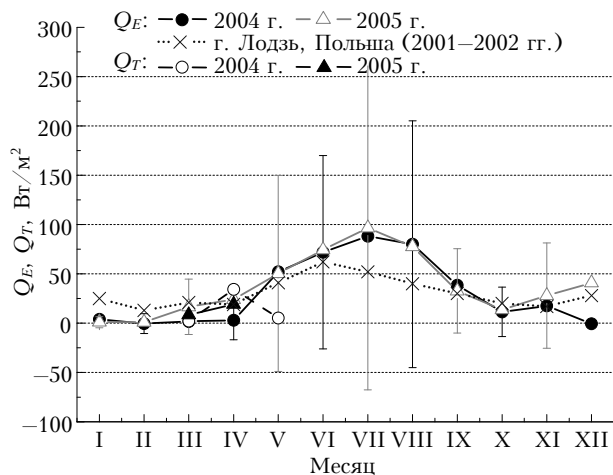


Рис. 6. Годовой ход затрат тепла на испарение  $Q_E$ , таяние снежного покрова  $Q_T$  в весенний период в городах Томск и Лодзь

Весной расход тепла на таяние снежного покрова является существенным в тепловом балансе городской подстилающей поверхности. В период интенсивного таяния снега максимальное среднесуточное значение  $Q_{T+}$  равнялось 144 Вт/м<sup>2</sup> в 2004 г. и 112 Вт/м<sup>2</sup> в 2005 г. В апреле 2004 г. среднее значение  $Q_{T+}$  – 34,3 Вт/м<sup>2</sup>, в апреле 2005 г. 19,8 Вт/м<sup>2</sup>, что сопоставимо с затратами тепла на испарение  $Q_E$

и составляет 50 и 30% от общего расхода тепла соответственно. Отличие суммарного тепла, затраченного на таяние снега в 2004 и 2005 гг., определяется разницей в толщине снежного покрова.

Оценка потока тепла, выделенного при замерзании водоемов и воды на поверхности почвы осенью, показала, что пиковые значения  $Q_{T-}$  при наступлении заморозков могут достигать значений в несколько десятков Вт/м<sup>2</sup>. Однако при обычном количестве заморозков осенью от одного до трех раз в месяц среднемесячное значение  $Q_{T-}$  в общем тепловом балансе составляет около 1–2 Вт/м<sup>2</sup>. Кроме того, обычно чередующиеся заморозки и оттепели в осенний период характеризуются сменой знака в значениях потока тепла (отрицательные значения при замерзании воды, положительные при таянии) и, соответственно, компенсируют друг друга при расчете среднемесячных значений  $Q_{T-}$ . Таким образом, можно прийти к выводу, что учет потока тепла, выделенного при замерзании водоемов и воды на поверхности почвы, несуществен при определении общего теплового баланса подстилающей поверхности.

Ввиду того что метеовеличины, необходимые для расчета  $Q_E$ , измерялись на окраине города [13, 14], для определения общего теплового баланса городской подстилающей поверхности необходимо оценить дополнительный приход тепла от конденсации влаги из антропогенных источников в городе, который не учитывается в  $Q_E$ . Зная объем сожженного топлива, можно определить количество выделенной при этом влаги. Так, при сжигании разного вида топлива в зимние месяцы в атмосферу г. Томска выбрасывается 450–600 тыс. т воды, летом – 70–300 тыс. т. Предполагая, что вся влага, выброшенная в атмосферу города при сжигании топлива, конденсируется в черте города, можно оценить максимальное значение среднемесячного потока тепла, выделенного

при конденсации антропогенного водяного пара. Эта величина зимой составляет 1,0–1,9, летом – 0,2–1,0 Вт/м<sup>2</sup>. Следует отметить, что невозможно точно определить, какая часть влаги из антропогенных источников сконденсировалась в пределах города и какая – за пределами его территории. Однако сделанная нами верхняя оценка позволяет пренебречь этой компонентой в общем тепловом балансе ввиду ее незначительности.

## 2.2. Общий тепловой баланс

Проведем сопоставление всех проанализированных выше составляющих теплового баланса. На рис. 7 представлен годовой ход составляющих теплового баланса города за два исследуемых года. Для лучшей визуализации компоненты правой части уравнения (1) здесь представлены с обратным знаком. В этом случае, если поток тепла направлен к подстилающей поверхности, то он имеет положительные значения, и наоборот, если поток тепла направлен от подстилающей поверхности (тепло уходит в атмосферу или в почву), то он отрицателен.

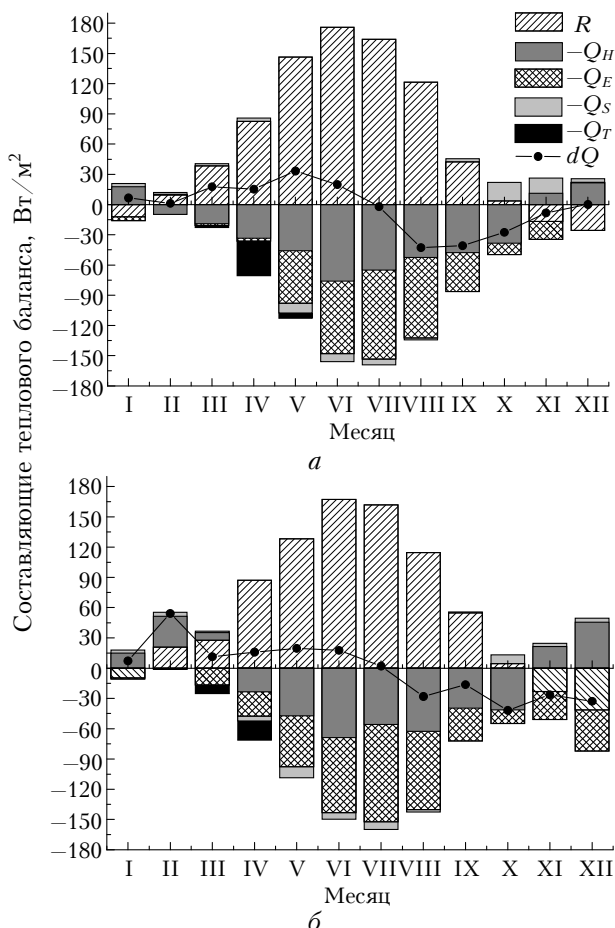


Рис. 7. Годовой ход составляющих теплового баланса г. Томска в 2004 (а) и 2005 (б) гг.

Получено, что с марта по сентябрь основной приход тепла происходит за счет радиационных составляющих  $R$ , причем летом это единственный источник поступления тепла на подстилающую по-

верхность. В осенний период существенное значение в приходной части имеет поток тепла из нижележащих слоев земли  $Q_S$ , который увеличивает турбулентный поток тепла  $Q_H$  в атмосферу в этот период. С декабря по февраль приход тепла на подстилающую поверхность происходит в основном из атмосферы за счет турбулентного перемешивания при наличии температурных инверсий и составляет от 40 до 85% от общего прихода тепла.

Расход тепла летом и осенью практически поровну распределяется между турбулентным потоком тепла  $Q_H$  и затратами на испарения воды  $Q_E$ . Сравнительно небольшую величину весной и летом имеет уходящее в почву тепло  $Q_S$  (не больше 10% от общих затрат). Зимой основные затраты тепла приходятся на радиационные составляющие  $R$ . Весной в расходной части существенными являются затраты тепла на таяние снежного покрова  $Q_{T+}$ , которые в отдельные месяцы могут достигать 50% от общего расхода.

Кривая на рис. 7 показывает разницу между приходом и расходом тепла на подстилающей поверхности  $dQ$ , которая согласно уравнению теплового баланса (1) должна быть равна нулю. Следует отметить, что годовой ход данной кривой коррелирует с годовым ходом потока тепла в почву (см. рис. 2), имеющим максимум в мае и минимум в октябре. При этом, как было отмечено ранее, поток тепла в почву рассчитывался на основе измерений под естественной подстилающей поверхностью на метеостанции, расположенной на южной границе города. Следовательно, можно предположить, что в городских условиях, где подстилающую поверхность образуют материалы со значительно более высоким значением коэффициента теплопроводности, амплитуда данной кривой будет больше. Это заметно уменьшит различие между приходной и расходной частями общего теплового баланса. Надо обратить внимание на существенное отличие прихода и расхода тепла в феврале 2005 г. Этот период отмечался резким похолоданием с образованием выраженной температурной инверсии. Можно предположить, что в данном случае существенным оказалась адвекция холода в антициклоне. Такой процесс в исследованиях теплового баланса трудно учесть из-за сложности измерений потоков тепла в горизонтальном направлении в среднемесечном разрезе.

## Заключение

Комплексное исследование всех компонент теплового баланса позволило установить, что с марта по сентябрь основной приход тепла происходит за счет радиационных составляющих (75–100%), с декабря по февраль – за счет турбулентного потока тепла (от 40 до 85% от общего прихода). В осенний период перед установлением снежного покрова существенное значение в приходной части имеет поток тепла из почвы, который увеличивает турбулентный поток тепла в атмосферу в этот период.

В теплый период года расход тепла распределяется между турбулентным потоком тепла и затратами на испарение воды (50/50%). Сравнительно



небольшой вклад вносит уходящее тепло в почву (не больше 10% от общих затрат). Весной в расходной части появляются затраты тепла на таяние снежного покрова, которые в отдельные месяцы могут достигать 50% от общего расхода. Зимой основные затраты тепла приходится на радиационные составляющие.

Выявлено, что расход тепла на таяние снежного покрова весной принимает существенные значения (30–50% от общего потока тепла). В то же время потоками тепла, выделенного при замерзании воды на подстилающей поверхности в период осенних заморозков, а также при конденсации антропогенного водяного пара в течение всего года, можно пренебречь.

Следует отметить, что проведенное исследование указывает на большую погрешность наиболее часто применяемого метода теплового баланса [2, 3], в котором из-за отсутствия данных, необходимых для расчета составляющих теплового баланса, их определяют из уравнения (1).

Работа выполнена при поддержке программ Президиума РАН № 4, ОНЗ РАН № 5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 35, 70 и 131, грантов РФФИ № 14-05-00526, 14-05-00590, 14-05-93108, госконтрактов Минобрнауки № 14.604.21.0100 (идентификационный номер RFMTFIBBB210290) и 14.613.21.0013 (идентификационный номер RFMEFI61314X0013).

1. Ландсберг Г.Е. Климат города. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 248 с.
2. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеониздат, 1956. 242 с.
3. Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1988. 413 с.
4. Гандин Л.С., Лайхтман Д.Л., Матвеев Л.Т., Юдин М.И. Основы динамической метеорологии. Л.: Гидрометеониздат, 1955. 647 с.
5. Будыко М.И. Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеониздат, 1948. 135 с.
6. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеониздат, 2000. 780 с.
7. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ковалевский В.К., Плотников А.П., Покровский Е.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н. Автоматический пост для мониторинга малых газовых составляющих атмосферного воздуха // Метеорол. и гидрол. 1999. № 3. С. 110–118.
8. URL: <http://lop.iao.ru/activity/?id=tor>
9. Зуев В.Е., Белан Б.Д., Кабанов Д.М., Ковалевский В.К., Лукьянов О.Ю., Мелешкин В.Е., Микущев М.К., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Покровский Е.В., Саке-

рин С.М., Терпугова С.А., Толмачев Г.Н., Тумаков А.Г., Шаманаев В.С., Щербатов А.И. Самолет-лаборатория Ан-30 «Оптик-Э» для экологических исследований // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5, № 10. С. 1012–1021.

10. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Излев Г.А., Козлов А.С., Козлов В.С., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Пестунов Д.А., Сафатов А.С., Симоненков Д.В., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В., Шаманаев В.С., Шмаргунов В.П. Самолет-лаборатория Ан-30 «Оптик-Э»: 20 лет исследований окружающей среды // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 10. С. 950–957.
11. URL: <http://lop.iao.ru/activity/?id=fly>
12. URL: <http://www.meteotomsk.ru/site>
13. Антонович В.В., Белан Б.Д., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Фофонов А.В. Выделение вклада города в изменение термодинамических характеристик воздуха на примере г. Томска // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 8. С. 638–642.
14. URL: <http://lop.iao.ru/activity/?id=bec>
15. URL: <http://tmsk.gks.ru/>
16. URL: <http://tomsk.tgk11.com/>
17. URL: <http://www.ensb.tomsk.ru/>
18. URL: <http://www.gibdd.ru/r/70/contacts/div1169000/>
19. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Радиационный баланс подстилающей поверхности г. Томска в 2004–2005 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2015. Т. 28, № 3. С. 223–228.
20. Белан Б.Д., Пельмский О.А., Ужегова Н.В. Исследование антропогенной составляющей теплового баланса города // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 6. С. 558–561.
21. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
22. Беховых Л.А., Макарычев С.В., Шорина И.В. Основы гидрофизики: Учеб. пособие. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2008. 172 с.
23. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
24. Гладких В.А., Макиенко А.Э., Миллер Е.А., Одинов С.Л. Исследование параметров пограничного слоя атмосферы в городских условиях с помощью средств локальной и дистанционной диагностики. Часть 2. Температура воздуха и поток тепла // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 11. С. 987–994.
25. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л.: Гидрометеониздат, 1964. 130 с.
26. Бримблжумб П. Состав и химия атмосферы. М.: Мир, 1988. 352 с.
27. Offerle B., Grimmond C.S.B., Fortuniak K. Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central European city centre // Int. J. Climatol. 2005. V. 25, N 10. P. 1405–1419.

#### **N. V. Dudorova, B. D. Belan. Thermal balance of the underlying surface in Tomsk in 2004–2005.**

Thermal balance of Tomsk is studied. A heat flux to the soil and an anthropogenic heat flux are calculated. The power contribution of phase transitions of water vapor to the overall thermal balance is estimated.

It is shown that the main arrival of heat from March to September occurs at the expense of radiation components (75–100%). From December to February, the arrival of heat occurs generally at the expense of a turbulent heat flux and makes from 40 to 85% of the overall balance. During the autumn period before formation of snow cover, a heat flux from the soil is essential; it increases a turbulent heat flux in the atmosphere.

During the warm period, the heat loss is distributed between a turbulent heat flux and heat for water evaporation (50/50%). The contribution of the heat coming into the soil is rather small (no more than 10% of the total loss). In spring, heat losses to snow cover melting appear; they can attain 50% of the total loss in separate months. In winter, the main heat losses fall on the radiation components.