

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС СНЕЖНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МОРСКОГО ЛЬДА В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ ВЕСНОЙ 2009 г.

канд. геогр. наук Б.В.ИВАНОВ, ст. науч. сотр. В.Ф.ТИМАЧЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aaricoop@aari.nw.ru

В период экспедиции «TRANSDRIFT XV» (24 марта – 23 апреля 2009 г.) были выполнены непрерывные наблюдения ряда метеорологических величин на четырех полигонах, расположенных вдоль ледовой кромки западной части заприпайной полыньи в море Лаптевых с помощью автоматических метеорологических станций (АМС). На основе полученных данных оценены составляющие теплового баланса снежно-ледяного покрова.

Ключевые слова: море Лаптевых, теория подобия Монина–Обухова, функции устойчивости, турбулентные потоки, инверсионное распределение температуры

В период март–апрель 2009 г. в рамках экспедиции «TRANSDRIFT XV» с использованием автоматических метеорологических станций (АМС) выполнены измерения радиационного баланса подстилающей поверхности, а также градиентные наблюдения за параметрами, определяющими турбулентный теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой в приземном слое воздуха. Измерения осуществлялись в четырех различных точках на припае. Место и время проведения экспериментов приведены в табл. 1.

В табл. 2 приведено описание приборной части АМС.

Поскольку радиационный баланс измерялся инструментально, для определения теплового баланса на подстилающей поверхности необходимо рассчитать турбулентные потоки и поток тепла через снег/лед. Для определения этих потоков необходимо иметь информацию о температуре подстилающей поверхности. К сожалению, на полигонах I и II имели место длительные пропуски в наблюдениях за температурой подстилающей поверхности. Что касается полигона IV, то вызывают сомнения данные по температуре подстилающей поверхности. На рис. 1 приведена разность (Δt) температуры воздуха на высоте 2 м (T_a) и температуры подстилающей поверхности T_s (поверхность снега). Большие значения Δt на полигоне IV имеют место в часы,

Таблица 1

Координаты и время проведения экспериментов

Полигон	Время (ГМТ)	Координаты	Толщина льда, см	Толщина снега, см
I	24.03, 5 ч – 2.04, 2 ч	74° 02' с.ш., 127° 56' в.д.	102	6
II	27.03, 6 ч – 3.04, 2 ч	74° 09' с.ш., 128° 38' в.д.	118	5
III	8.04, 5 ч – 23.04, 4 ч	74° 03' с.ш., 128° 34' в.д.	116	8
IV	14.04, 4 ч – 23.04, 6 ч	73° 30' с.ш., 130° 32' в.д.	170	4

Характеристики приборной части АМС

Скорость и направление ветра	
Young Wind Monitor Model 05103	Высота расположения: 3,0 м Диапазон измерений: 0–100 м/с Погрешность измерений: $\pm 0,3$ м/с; $\pm 3^\circ$
Температура и влажность воздуха	
Campbell Scientific CS215	Высота расположения: 2,0 м Диапазон измерений: -40 °С... $+70$ °С Погрешность измерений: $\pm 0,9$ °С; ± 4 %
Температура подстилающей поверхности	
IR-Radiometer Apogee S-111, 22°	Высота расположения: 0,4 м Спектральный диапазон: 8–14 μm Погрешность измерений: $\pm 0,5$ °С
Радиационный баланс	
NR_LITE Net Radiometer	Высота расположения: 1,6 м Спектральный диапазон: 0,2–100 μm

близкие к полудню. В табл. 3 приведены значения температуры воздуха на высоте 2 м и температуры подстилающей поверхности при максимальных разностях между ними. Поскольку данные об облачном покрове отсутствуют, можно только предполагать, что радиометр установлен не совсем правильно и при отсутствии или малом количестве облаков имеет место завышение температуры подстилающей поверхности, когда солнечный диск находится юго-юго-востоке. По этой причине не рассматриваются данные полигона IV.

Таблица 3

Температура воздуха ($T_{2\text{м}}$) и температура подстилающей поверхности (T_s) при максимальных перепадах

Время (ГМТ)	Полигон III			Полигон IV		
	Время истинное	$T_{2\text{м}}$	T_s	Время истинное	$T_{2\text{м}}$	T_s
17.04, 2 ч 10 мин.	10 ч 44 мин.	-13,9	-14,1	10 ч 52 мин.	-16,7	-10,5
18.04, 0 ч 50 мин.	9 ч 24 мин.	-16,2	-15,7	9 ч 32 мин.	-15,0	-9,2
19.04, 2 ч 30 мин.	11 ч 5 мин.	-17,1	-15,8	11 ч 13 мин.	-16,2	-10,1

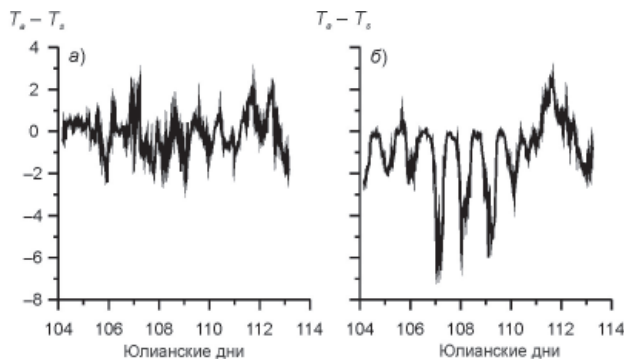


Рис. 1. Разница температуры воздуха на высоте 2 м ($T_{2\text{м}}$) и температуры подстилающей поверхности (T_s): а – полигон III; б – полигон IV.

Данные, полученные на полигоне III, дают возможность оценить составляющие теплового баланса подстилающей поверхности и суммарный тепловой баланс.

Полный радиационный баланс представляет сумму баланса коротковолновой радиации и эффективного излучения (баланс длинноволновой радиации) подстилающей поверхности. Остается оценить турбулентные потоки и поток тепла через снег/лед.

Для расчета турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения использовалась методика, основанная на теории Монина–Обухова [Монин, Обухов, 1954], которая учитывает стратификацию приземного слоя с помощью дополнительных функций устойчивости (φ), зависящих от параметра устойчивости (z/L).

$$\frac{d\bar{U}(z)}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_m(\zeta), \quad \frac{d\bar{\theta}(z)}{dz} = \frac{t_*}{\kappa z} \varphi_h(\zeta), \quad \frac{d\bar{q}(z)}{dz} = \frac{q_*}{\kappa z} \varphi_h(\zeta),$$

где $L = \frac{u_*^2}{\frac{g}{\theta} \kappa t_* \left(1 + 0,61 \cdot \frac{\bar{\theta} q_*}{t_*}\right)}$ – масштаб длины Монина–Обухова; κ – постоянная Кармана, u_* – масштаб скорости ветра в приземном слое (динамическая скорость), определяемая как $\tau_0/\rho = u_*^2$; t_* – масштаб температуры, определяемый как $t_* = -H/(\rho C_p u_*)$; q_* – масштаб удельной влажности: $q_* = -LE/(L\rho u_*)$.

В интегральной форме уравнения имеют вид:

$$\begin{aligned} \bar{U}(z) &= \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0m}} - \Psi_M \left(\frac{z}{L}, \frac{z_{0m}}{L} \right) \right], \\ \bar{\theta}(z) &= \bar{\theta}(z_{0h}) + \frac{t_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0h}} - \Psi_H \left(\frac{z}{L}, \frac{z_{0h}}{L} \right) \right], \\ \bar{q}(z) &= \bar{q}(z_{0q}) + \frac{q_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0q}} - \Psi_q \left(\frac{z}{L}, \frac{z_{0q}}{L} \right) \right], \end{aligned}$$

где $\Psi \left(\frac{z}{L}, \frac{z_0}{L} \right) = \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{1 - \varphi(\zeta')}{\zeta'} d\zeta'$; z_{0m} , z_{0h} , z_{0q} – параметры шероховатости для скорости ветра, потенциальной температуры и влажности соответственно.

Прежде чем начать итерационную процедуру относительно масштаба Монина–Обухова, необходимо определиться с выбором функции устойчивости $\varphi(\zeta)$ и параметров шероховатости z_{0m} , z_{0h} , z_{0q} .

Для условий неустойчивой стратификации функции φ_m (для скорости ветра) и φ_h (для температуры) хорошо известны как функции Businger–Dyer [Businger et al., 1971; Dyer, Hicks, 1970]:

$$\varphi_h(\zeta) = (1 - 16 \cdot \zeta)^{-1/2}, \quad \varphi_m(\zeta) = (1 - 16 \cdot \zeta)^{-1/4}.$$

При получении этих зависимостей постоянная Кармана принималась равной 0,4.

С октября 1997 г. по октябрь 1998 г. в Арктике выполнялись наблюдения в соответствии с программой «Surface Heat Budget of the Arctic Ocean Experiment» (SHEBA), в рамках которой был получен более полный набор данных о характеристиках приледного слоя атмосферы в арктическом бассейне [Andreas et al., 1999; Persson et al., 2002]. На основании результатов эксперимента SHEBA предложены следующие функции устойчивости:

$$\Phi_{mSHEBA} = 1 + \frac{a_m \zeta (1 + \zeta)^{1/3}}{1 + b_m \zeta} \equiv 1 + \frac{6,5 \zeta (1 + \zeta)^{1/3}}{1,3 + \zeta},$$

$$\Phi_{hSHEBA} = 1 + \frac{a_h \zeta + b_h \zeta^2}{1 + c_h \zeta + \zeta^2} \equiv 1 + \frac{5 \zeta + 5 \zeta^2}{1 + 3 \zeta + \zeta^2}.$$

В работе [Макштас и др., 2012] проведено сравнение наиболее полно обеспеченных данными функций устойчивости, включая и функции, полученные в рамках эксперимента SHEBA. Сравнение не выявило особых различий между рассмотренными функциями устойчивости, поэтому в качестве функций устойчивости были взяты функции, полученные в эксперименте SHEBA.

Для параметров шероховатости используется формула, предложенная в работе [Andreas et al., 2005], в которой параметр шероховатости для ветра связывается с динамической скоростью формулой:

$$z_{0m} = \frac{0,135v}{u_*} + 0,035 \frac{u_*^2}{g} \left\{ F \cdot \exp \left[- \left(\frac{u_* - 0,18}{0,10} \right)^2 \right] + 1 \right\}.$$

Параметр F принимался равным 3, v – кинематический коэффициент вязкости для воздуха рассчитывается по формуле:

$$v = [0,9065(t + 273,15) - 112,7 \cdot 10^{-7}].$$

Для расчета параметра шероховатости для потенциальной температуры используется теоретическая модель, предложенная в работе [Andreas, 1987].

Поток тепла от воды через лед и снег оценивался по формуле, предложенной в работе [Беспалов, 1959] и полученной на основании гипотезы линейного изменения температуры во льду и снеге.

Таблица 4

Среднесуточные значения составляющих теплового баланса поверхности морского льда

День	R	T_a	T_s	H	LE	$H+LE$	EH	B
9	-27	-17,7	-17,3	-3	-5	-8	20	-16
10	-21	-17,8	-17,4	-4	-6	-9	19	-12
11	6	-17,9	-16,6	-24	-13	-37	18	-13
12	-5	-17,6	-17,0	-10	-8	-18	18	-5
13	-21	-22,3	-21,3	-16	-7	-24	24	-21
14	-25	-22,1	-21,5	-8	-8	-16	24	-17
15	-15	-16,6	-16,9	6	-10	-3	18	0,0
16	-4	-15,1	-14,8	-0,4	-8	-10	16	2
17	-10	-14,1	-14,0	0,4	-7	-7	15	-2
18	-0,5	-15,3	-14,6	-0,8	-7	-14	16	1
19	-20	-16,7	-16,5	-2	-6	-7	18	-10
20	-23	-17,8	-17,6	-2	-6	-8	19	-12
21	-6	-13,4	-13,3	0,2	-8	-8	14	-1
22	-24	-10,9	-11,7	16	-8	8	12	-5
Среднее	-14	-16,8	-16,5	-4	-8	-12	18	-8

Примечание. R – радиационный баланс; T_a – температура воздуха на уровне 2 м; T_s – температура подстилающей поверхности; H – турбулентный поток явного тепла; LE – турбулентный поток скрытого тепла; B – тепловой баланс поверхности.

В табл. 4 приведены среднесуточные значения составляющих теплового баланса подстилающей поверхности. Отрицательные значения означают, что подстилающая поверхность теряет тепло, положительные – приход тепла к поверхности.

Как следует из приведенной таблицы, средняя за период наблюдений величина теплового баланса поверхности (B) была отрицательна и равнялась -8 Вт/м^2 . Турбулентный тепломассообмен ($H + LE$) и суммарный радиационный баланс (R) также были отрицательны и равнялись в среднем -12 Вт/м^2 и -14 Вт/м^2 соответственно. Таким образом, с учетом положительных значений потока тепла через снежно-ледяной покров (EH) и коротковолнового радиационного баланса, эффективное излучение поверхности играет дополнительную существенную роль в потерях тепла с поверхности морского льда. Это характерные условия для неустойчиво стратифицированного приземного слоя атмосферы. Действительно, как следует из рис. 1 и табл. 4, температура подстилающей поверхности (T_s) в среднем выше температуры воздуха (T_a) на высоте 2 м на 0,3 градуса. В этом случае подстилающая поверхность теряет тепло за счет турбулентного тепломассообмена, что и подтверждается оценками, приведенными в табл. 4. Однако увеличение суммарной солнечной радиации за время эксперимента, обусловленное увеличением высоты солнца, должно приводить к постепенному нагреву подстилающей снежной поверхности. Например, максимальные значения температуры поверхности снега достигали в течение суток значения $-6,9 \text{ }^\circ\text{C}$. Описанные условия формируют неустойчивый характер стратификации в приземном слое, что, в свою очередь, и увеличивает потери тепла подстилающей поверхностью за счет эффективного излучения и турбулентного тепломассообмена.

Таким образом, условия, наблюдаемые в приземном слое атмосферы над поверхностью морского льда, не способствуют началу фазовых изменений в снежном покрове и, как следствие, резкому уменьшению альбедо. Можно сделать заключение, что метеорологические условия, наблюдаемые в апреле 2009 г. в районе полярного моря Лаптевых, характеризуют так называемый переходный период, когда система «снег–лед» уже не формируется, но еще не начала разрушаться.

Авторы благодарят профессора A.Helbig и S.Adams (University of Trier, Germany) за предоставленные материалы полевых наблюдений. Работа выполнена при поддержке государственного контракта № 16.420.12.0002 и гранта РФФИ № 05-12-00780а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров Е.И., Брязгин Н.Н., Радионов В.Ф. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб: Гидрометеоздат, 1996. 124 с.

Беспалов Д. Тепловой обмен между атмосферой и океаном в центральной Арктике // Труды ААНИИ. 1959. Т. 226. С. 3–41.

Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф. Сравнение параметризаций турбулентного энерго-массообмена в устойчиво-стратифицированном приземном слое атмосферы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 5–16.

Маришнуова М.С., Мишин А.А. Справочник по радиационному режиму Арктического бассейна (дрейфующие станции). СПб.: Гидрометеоздат, 1994. 66 с.

Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. № 24 (151). С. 163–187.

Andreas E.L. A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice // Boundary–Layer Meteorol. 1987. Vol. 38. P. 159–184.

Andreas E., Fairall C.W., Gues.S., Persson P.O.G. An overview of the SHEBA atmospheric surface flux program // 13th symposium on boundary layers and turbulence. Dallas, TX, Amer. Meteorol. Soc. Proceedings, 1999. P. 550–555.

Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. Parameterizing turbulent exchange over sea ice: The Ice Station Weddell results // *Boundary–Layer Meteorol.* 2005. Vol. 114. P. 439–460.

Businger J.A., Wyngaard J.C., Izama I., Bradley E.F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sciences.* 1971. Vol. 28. P. 181–189.

Dyer A.J., Hicks B.B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer // *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* 1970. Vol. 96. P. 715–721.

Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O. SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer // *Boundary–Layer Meteorol.* 2007. Vol. 124. P. 315–333.

Persson P.O.G., Fairall C.W., Andreas E.L., Guest P.S., Perovich D.K. Measurements near the atmospheric surface flux group tower at SHEBA: near-surface conditions and surface energy budget // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107(C10). doi: 10.1029/2000JC000705.

B.V.IVANOV, V.F.TIMACHEV

THE THERMAL BALANCE OF THE SNOW SURFACE OF THE SEA ICE IN THE LAPTEV SEA IN THE SPRING OF 2009

In the period of the expedition TRANSDRIFT XV have completed the continuous observations on four different sites along the ice edge of West New Siberian-Polynya during the period from 24 March to 23 April 2009 using Automatic Weather Stations (AWS). On the basis of the received data evaluated by the components of the heat balance on the snow surface.

Keywords: Laptev sea, the similarity theory Monin–Obuhov, the functions of stability, turbulent flows, unstable stratification of the surface layer.