

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ С ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД В ЗОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ

А.Ю.АРТАМОНОВ, И.А.БУЧНЕВ, И.А.РЕПИНА

*Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН*

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Для разработки теоретических моделей взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности необходим целенаправленный сбор экспериментальных данных. Такие эксперименты позволяют подготовить информацию, необходимую для рассмотрения вихревой динамики и энергетики в субполярных областях, к которым принадлежит, в частности, российская антарктическая станция Беллинсгаузен. Этот район интересен тем, что расположен вблизи зоны Антарктической конвергенции и характеризуется интенсификацией процессов энергообмена, особенно в летнее время при значительном притоке солнечной энергии [5]. Данные [6] показывают, что вихревой обмен здесь настолько интенсивен, что является одним из решающих факторов в формировании осредненного энергетического режима атмосферы как в полярных областях, так и в умеренных широтах. Особый интерес представляет исследование влияния на теплообмен в приповерхностном слое температурных и структурных (морфометрических) неоднородностей поверхности. [4] Корректная оценка величин теплообмена с использованием стандартной гидрометеорологической информации требует предварительного исследования особенностей турбулентного режима в приземном слое атмосферы. Таким образом, как использование старых, так и разработка новых параметрических схем расчетов должны в первую очередь опираться на данные прямых (пульсационных) измерений параметров приземного слоя атмосферы.

Станция Беллинсгаузен расположена на о. Кинг-Джордж на берегу пролива Дрейка и попадает в зону интенсивного потепления в районе Антарктического полуострова, которое обусловлено усилением западного переноса и связанной с ним адвекции относительно теплого океанического воздуха, а также с разрушением морского льда в окружающих морях [5]. В летнее и весеннее время температурный режим определяется, прежде всего, прогревом поверхности и зависит от интенсивности радиационного и турбулентного обмена. Эти процессы сглаживают влияние общеклиматической изменчивости.

### 2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Прямые измерения параметров энергообмена проводились сотрудниками Института физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН на станции Беллинсгаузен в течение двух летних сезонов: декабрь 2001 – март 2002 и декабрь 2002 – март 2003 [1, 2]. Эти измерения заключались в регистрации пульсаций метеопараметров ( $u'$ ,  $w'$ ,  $t'$  – горизонтальной и вертикальной скоростей ветра и температуры соответственно). Мачта с датчиками размещалась на открытой площадке на достаточном

расстоянии от стационарных строений. Для прямых измерений атмосферной турбулентности использовался акустический цифровой анемометр-термометр АЦАТ-3М, позволяющий измерять пульсации горизонтальной и вертикальной компонент ветра и температуры с частотой 12,5 Гц, а также интегральную температуру, направление и скорость ветра. Высота крепления датчиков над уровнем поверхности составляла 3,5 м.

Турбулентные потоки импульса определялись так называемым инерционно-диссипативным методом [10]. Он основан на уравнении баланса турбулентной кинетической энергии, которое задается в безразмерном виде:

$$0 = \Phi_m \left( \frac{z}{L} \right) - \frac{z}{L} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle we \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle wp \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle \epsilon \rangle}{\partial z}, \quad (1)$$

где  $\Phi_m$  – универсальная функция,  $z$  – высота измерений,  $L$  – масштаб Монина–Обухова,  $\kappa$  – постоянная Кармана,  $w$  – вертикальная компонента скорости ветра,  $u_*$  – динамическая скорость ветра,  $p$  – давление,  $\rho$  – плотность воздуха,  $\epsilon$  – скорость диссипации. Уравнение может быть решено для  $u_*$  с использованием соотношения

$$S(k) = \alpha \epsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (2)$$

и гипотезы замороженной турбулентности Тейлора

$$kS(k) = fS(f). \quad (3)$$

Здесь  $\alpha$  – постоянная Колмогорова,  $k$  – волновое число,  $f$  – частота и  $S$  – плотность спектральной энергии.

$$u_* = \left( \frac{2\pi\lambda z}{\langle u \rangle} \right)^{2/3} \frac{S_{u,w}(f) f^{5/3}}{\alpha_{u,w}(2\pi)^{2/3}} \left( \Phi_m \left( \frac{z}{L} \right) - \left( \frac{z}{L} \right) \right), \quad (4)$$

где  $\langle u \rangle$  – средняя скорость ветра.

Для случая не нейтральной стратификации

$$\Phi_m = \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle we \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle wp \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle \epsilon \rangle}{\partial z}. \quad (5)$$

Этот метод применим и для вычисления потоков тепла, но при малых значениях потоков, что обычно наблюдается в полярных районах, дает большие ошибки. Поэтому для расчетов применялся так называемый прямой метод, главной трудностью которого является выбор правильного интервала осреднения [3].

$$H = \rho c_p \langle w' T' \rangle \quad (6)$$

где  $H$  – турбулентный поток тепла,  $c_p$  и  $\rho_0$  – теплоемкость и плотность воздуха.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 1 представлены значения турбулентных потоков тепла, а на рис. 2 – динамической скорости ветра  $u_*$  за весь период наблюдений. Практически во всех случаях дневных измерений поток тепла положителен, то есть направлен от поверхности. Его значение изменяется от десятков до сотен Вт/м<sup>2</sup> в зависимости от метеоусловий. Наиболее интенсивный энергообмен происходит в период с 12:00 до 16:00 местного времени (с 16:00 до 20:00 GMT), потом его интенсивность идет на убыль и к 22 часам местного времени практически замирает.

Сравнение двух лет наблюдений не выявило существенных отличий в характере энергообмена. Сезону 2001/02 г. характерны более высокие максимальные

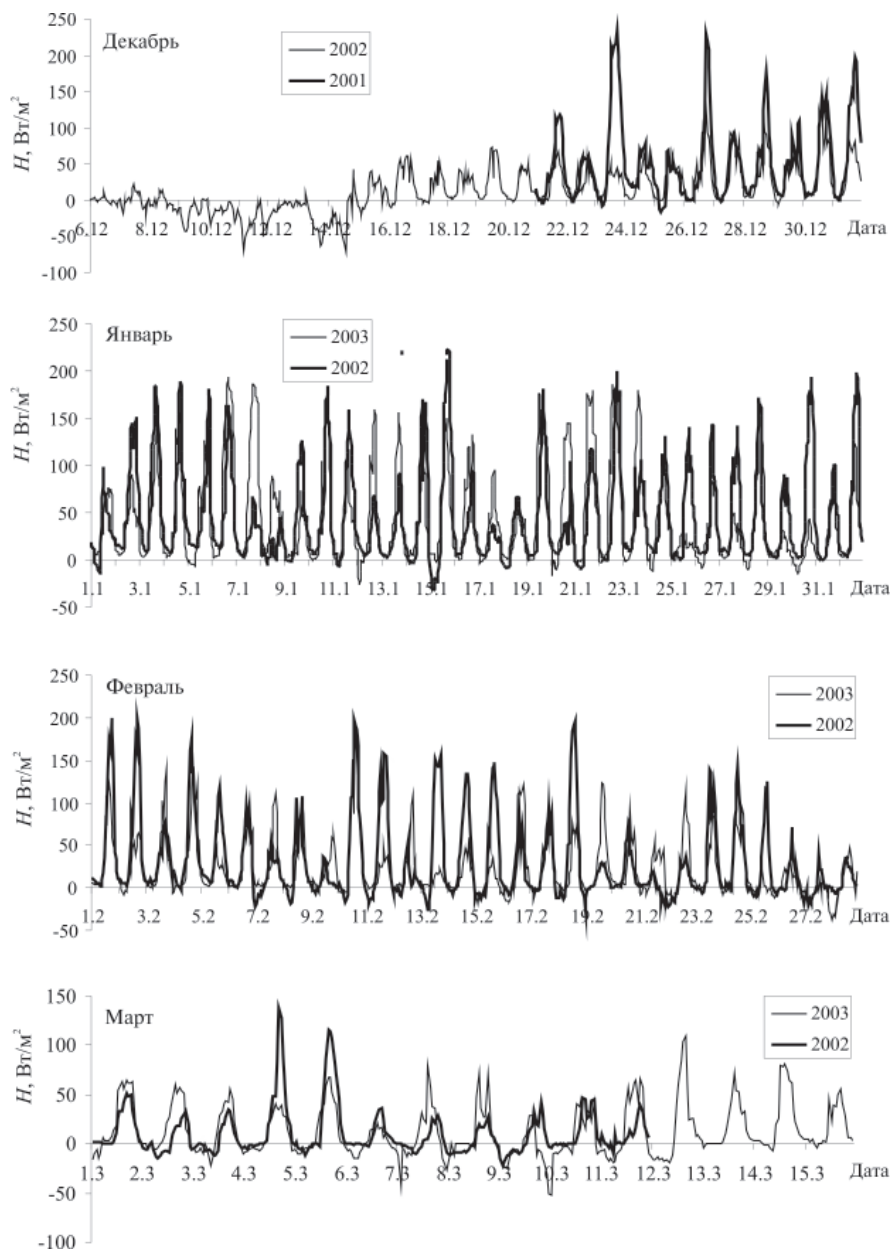


Рис. 1. Поток тепла на ст. Беллингаузен в летние сезоны 2001/02 и 2002/03 гг.

дневные потоки тепла. Напротив, сезону 2002/03 г. соответствуют более значительные внутрисезонные вариации потока импульса. Метеорологические условия двух сезонов также не свидетельствуют о значительных отличиях. Среднемесячная температура в 2002/03 г. несколько ниже. Более существенно отличался режим ветра – в последнем сезоне преобладали южные и юго-восточные ветра. При этом

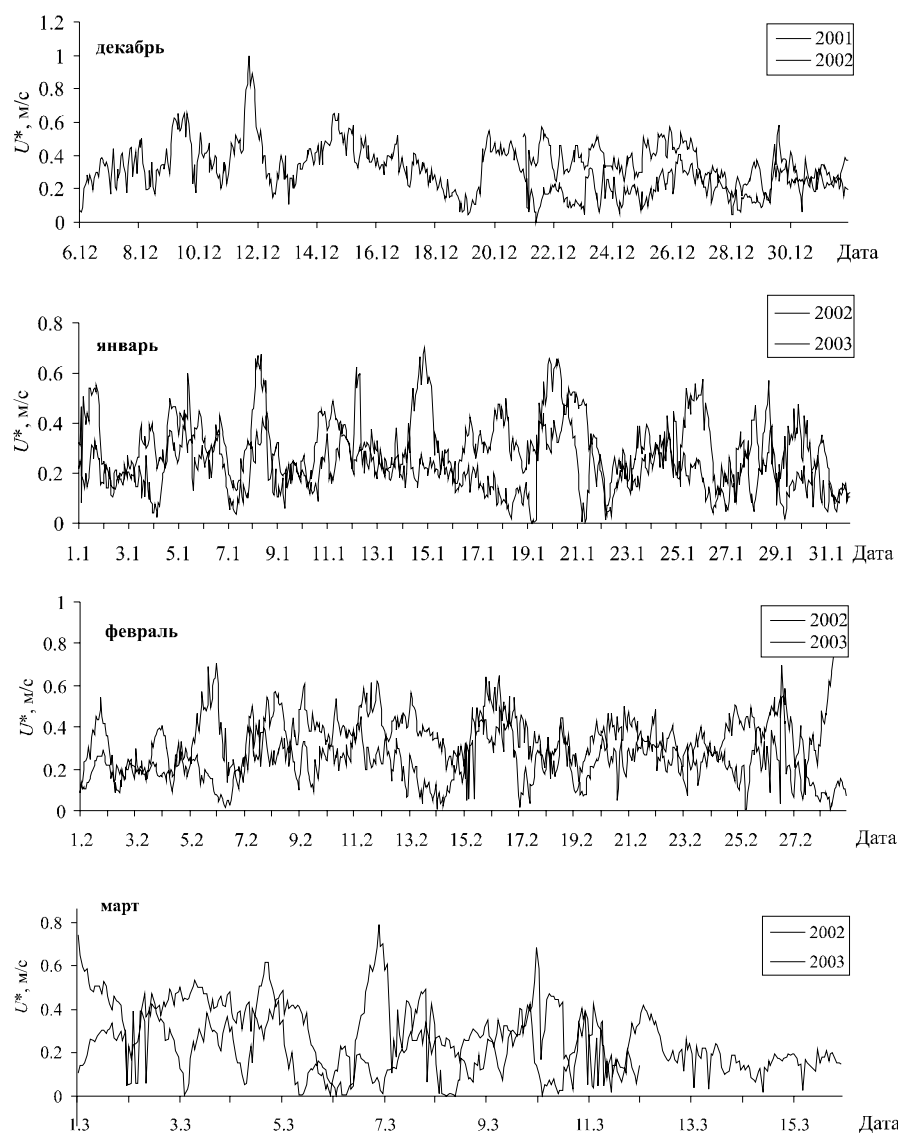


Рис. 2. Динамическая скорость ветра на ст. Беллингаузен в летние сезоны 2001/02 и 2002/03 гг.

климатическая ситуация сезона 2002/03 г. была очень нестабильной – интенсивность циклонической деятельности была выше среднестатистической, возросло количество осадков. Спутниковые данные свидетельствуют об изменении температурного режима в проливе Дрейка в январе–феврале 2003 г.

При численном моделировании пограничного слоя для расчетов осредненных потоков скрытого и явного тепла, а также импульса по измерениям метеопараметров используются так называемые аэродинамические балк-формулы.

$$\begin{aligned}
\tau &= \rho C_D u_z^2, \\
H &= \rho c_p C_H u_z (T_0 - T_z), \\
LE &= L_s C_E u_z (q_0 - q_z).
\end{aligned} \tag{7}$$

Здесь  $C_D$ ,  $C_H$ ,  $C_E$  – безразмерные коэффициенты обмена (коэффициент сопротивления, число Стентона и число Дальтона соответственно). Коэффициент аэродинамического сопротивления подстилающей поверхности  $C_D$  и связанный с ним параметр шероховатости  $z_0$  являются важнейшими аэродинамическими характеристиками поверхности.  $C_D$  поверхности в очень большой степени зависит от формы, геометрических размеров и размещения имеющихся на ней неровностей. Кроме того, сопротивление поверхности зависит от ее теплофизических свойств и от стратификации приземного воздуха. Поэтому коэффициент сопротивления и параметр шероховатости оказываются чрезвычайно изменчивы во времени и в пространстве в зависимости от метеорологических характеристик и характеристик поверхности.

Экспериментальное определение параметра шероховатости крайне затруднено, ибо он в значительной степени зависит от стратификации атмосферы. Коэффициент сопротивления для нейтральных условий  $C_{DN}$  и параметр шероховатости рассчитывались по следующей схеме:

$$z_0 = z \exp\left(-\frac{\kappa}{\sqrt{C_{Dn}}}\right), \tag{8}$$

$$C_D = \left(\frac{u_*}{U}\right)^2, \tag{9}$$

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_u\left(\frac{z_0}{L}\right) \right], \tag{10}$$

$$\zeta = \frac{z}{L}, \tag{11}$$

$$C_{Dn}^{-1/2} = C_D^{-1/2} + \frac{\Psi_u(\zeta)}{\kappa}. \tag{12}$$

1.  $\frac{z}{L} < -0,05$  – неустойчивая стратификация [8]:

$$\Psi_u(\zeta) = \frac{\Psi_{kanzas} + \zeta^2 \Psi_{convectiv}}{1 + \zeta^2}, \tag{13}$$

$$\Psi_{kanzas} = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}, \tag{14}$$

$$\Psi_{convectiv} = \frac{3}{2} \ln \frac{y^2 + y + 1}{3} - \sqrt{3} \arctan \frac{2y+1}{\sqrt{3}} + \frac{\pi}{\sqrt{3}}, \tag{15}$$

$$x = (1 - 16\zeta)^{1/4}, \tag{16}$$

$$y = (1 - 13\zeta)^{1/3}. \tag{17}$$

2.  $-0,05 < \frac{z}{L} < 0,05$  – нейтральная стратификация [7]:

$$\Psi_u(\zeta) = 0, C_{Dn} = C_D.$$

3.  $\frac{z}{L} > 0,05$  – устойчивая стратификация [11]:

$$\Psi_u(\zeta) = 0,61 + 5 \frac{z}{L}. \quad (18)$$

Здесь  $C_D$  – коэффициент сопротивления,  $z_0$  – параметр шероховатости,  $U$  – скорость ветра м/с,  $C_{Dn}$  – коэффициент сопротивления для нейтральных условий,  $z$  – высота измерений,  $u^*$  – динамическая скорость ветра,  $L = \frac{-u_*^3 T}{kgH}$  – масштаб Монина–Обухова,  $\zeta = \frac{z}{L}$  – параметр устойчивости.

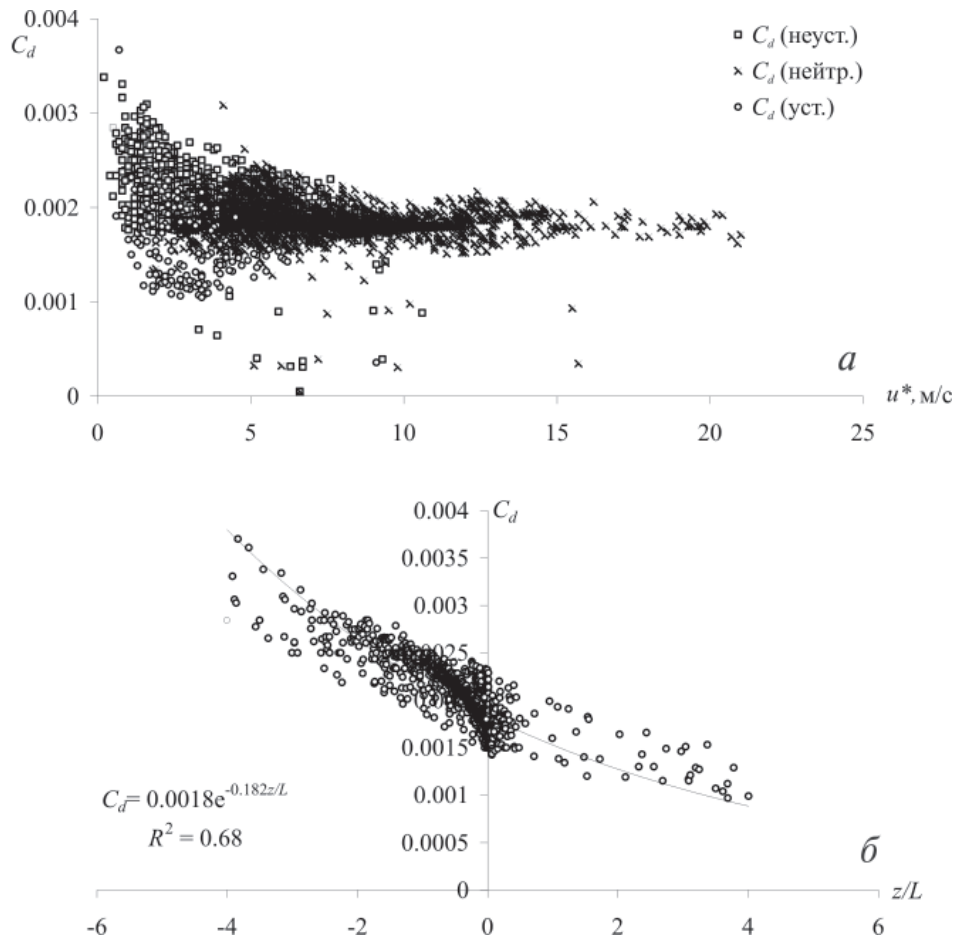


Рис. 3. Зависимость коэффициента сопротивления  $C_d$  от скорости ветра для различных типов стратификации (а), от параметра устойчивости  $z/L$  (б)

Для расчета параметра шероховатости обрабатываемые данные были разбиты на четыре группы по секторам направления ветра 315–45°, 45–135°, 135–225° и 225–315°.

На рис. 3а показана зависимость от скорости коэффициента сопротивления  $C_D$ , рассчитанного для различных типов стратификации. При малых скоростях ветра не прослеживается его четкой зависимости от скорости ветра. Напротив, зависимость от параметра устойчивости атмосферы (рис. 3б) хорошо аппроксимируется соотношением:

$$C_D * 10^3 = 1,8 * e^{-0,182z/L}. \quad (19)$$

Известно, что параметр шероховатости хорошо аппроксимируется так называемым соотношением Чарнока  $z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$ , где  $\alpha$  – параметр Чарнока,  $g$  – ускорение свободного падения. На рис. 4 показана экспериментальная зависимость для различных секторов направления ветра.

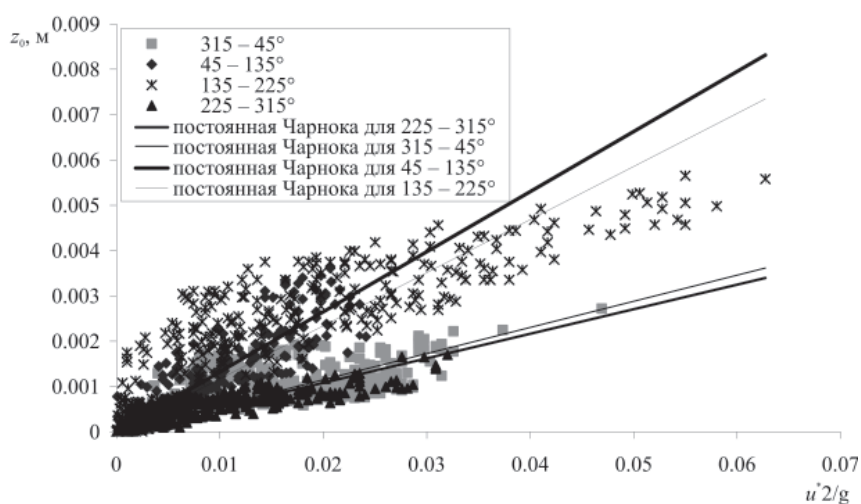


Рис. 4. Зависимость параметра шероховатости  $z_0$  от  $\frac{U_*^2}{g}$ . Грунт для различных направлений ветра

Таблица 1

**Параметр Чарнока  $\alpha$  в соотношении Чарнока  $z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$  для различных направлений ветра на измерительном полигоне**

Направление ветра	$z_0$ , см	$\alpha$	$R$	$C_d \times 10^{-3}$	$C_{dn} \times 10^{-3}$	Характеристика поверхности
315–45°	0,08±0,02	0,072	0,55	1,9±0,1	1,7±0,1	Ровный каменистый грунт
45–135°	0,076±0,008	0,055	0,41	1,8±0,2	1,7±0,1	Горный массив
135–225°	0,1±0,03	0,051	0,5	2,4±0,3	1,7±0,2	Морская поверхность
225–315°	0,09±0,01	0,054	0,66	2,2±0,3	1,6±0,2	Ровный каменистый грунт со строениями
–	0,01±0,01	0,052	0,5	1,8±0,4	–	Заснеженная поверхность

Примечание.  $R$  – коэффициент корреляции;  $C_d$  – коэффициент сопротивления;  $C_{dn}$  – коэффициент сопротивления для нейтральных условий

В табл. 1 дано значение постоянной Чарнока для разных секторов поверхности по экспериментальным данным, а также среднее значение параметра шероховатости. Видно, что наибольшее значение параметра шероховатости соответствует сектору с морской поверхностью. Это связано с тем, что с южного направления преобладают сильные ветра, вызывающие возмущения на поверхности моря.

По сравнению с данными сезона 2001/02 г. значения параметра шероховатости в 2003 г. занижены на 10–20 %. Это связано с тем, что в этом году отдельные участки заснеженной поверхности сохранялись в течение всего периода наблюдений по всем направлениям.

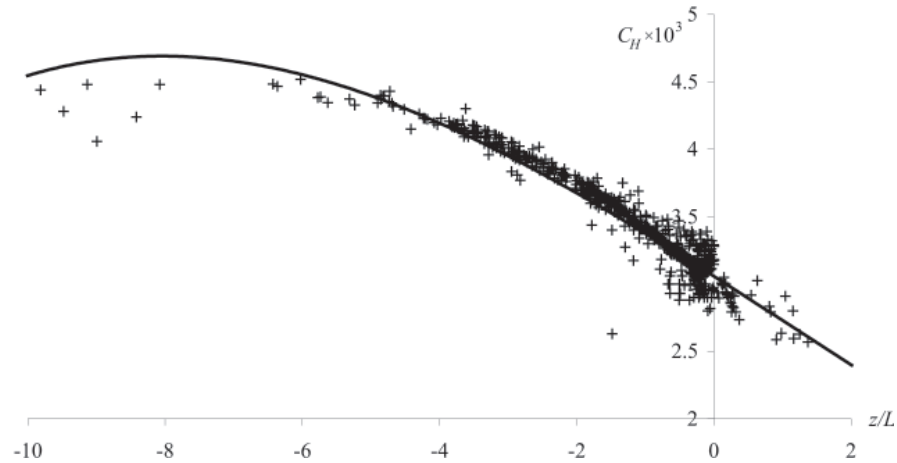


Рис. 5. Зависимость коэффициента обмена  $C_H$  от параметра устойчивости. Линией обозначена параметризация

Коэффициент Стэнтона  $C_H$  определяется из прямых измерений потока тепла. Наблюдается довольно хорошо выраженная зависимость  $C_H$  от параметра устойчивости атмосферы  $\zeta$  (рис. 5). Линия представляет собой аппроксимацию:

$$C_H \cdot 10^3 = 0,0013\zeta^3 - 0,0047\zeta^2 - 0,03236\zeta + 3,057. \quad (20)$$

Средние значения полученных коэффициентов обмена приведены в табл. 2.

Таблица 2

Средние значения коэффициентов Стэнтона  $C_H$  и сопротивления  $C_D$  при скоростях ветра  $u > 2$  м/с по данным прямых измерений потоков тепла и импульса

Годы	$C_H \cdot 10^3$	$C_D \cdot 10^3$
2001–2002	$3,35 \pm 0,23$	$2,1 \pm 0,34$
2002–2003	$2,43 \pm 0,21$	$1,7 \pm 0,3$

Для слоя постоянных потоков справедливы следующие соотношения для вторых моментов турбулентных пульсаций:

$$\begin{aligned} \overline{u'w'} &= -u_*^2 & \overline{w'T'} &= -u_*T_* & \sigma_u^2 &= \overline{(u')^2} = A_u^2 u_*^2 \\ \sigma_v^2 &= \overline{(v')^2} = A_v^2 u_*^2 & \sigma_w^2 &= \overline{(w')^2} = A_w^2 u_*^2 & \sigma_T^2 &= \overline{(T')^2} = A_T^2 T_*^2 \\ \overline{u'T'} &= A_{uT} u_* T_* \end{aligned} \quad (21)$$



Дисперсии  $\sigma_u$ ,  $\sigma_w$  и  $\sigma_T$  характеризуют интенсивность турбулентных процессов. Значения коэффициентов  $A$  приведены в табл. 3.

Таблица 3

Значения коэффициентов теории подобия по данным измерений

Месяцы	$A_u$	$A_w$	$A_T$
Декабрь	2,2	0,9	1,6
Январь	1,6	0,7	1,6
Февраль	1,6	0,8	1,5
Март	1,3	0,7	1,2

Существуют данные о зависимости коэффициентов теории подобия для неустойчивой стратификации от параметра устойчивости  $\zeta$  [12].

По совокупности наших данных для ровной каменной поверхности были получены следующие соотношения:

$$A_u = (12 - 0,5\zeta)^{1/3}, \quad (22)$$

$$A_w = 1,2(1 - 3\zeta)^{1/3}. \quad (23)$$

Полученные значения коэффициентов обмена и теории подобия и значение параметра шероховатости могут быть использованы при расчетах параметров турбулентного энергообмена в полярных районах.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант РФФИ №05-05-64235), гранта Президента России по поддержке ведущих научных школ (НШ-1636.2003.5.) и ФЦП «Мировой океан» (подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики»).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобков И.А., Репина И.А. теплофизические свойства льда и разных типов открытой поверхности в районе Антарктического полуострова // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 74–79.
2. Бучнев И.А., Репина И.А. Исследование турбулентного энергообмена на станции Беллинсгаузен в летний сезон 2002–2003 гг. // Состояние природной среды Антарктики. Препринт ААНИИ. СПб., 2003. Ч. 3. С. 37–42.
3. Буш К. Потоки в приземном слое над морем // Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л.: Гидрометеиздат, 1979. С. 79–85.
4. Волков Ю.А., Репина И.А. Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 189–206.
5. Долганов Л.В. Атмосферные условия южной полярной области. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 176 с.
6. Романов В.Ф., Арискина Н.В., Васильев В.Ф., Лагун В.Е. Энергетика атмосферы в полярных областях. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
7. König G. Roughness length of an Antarctic ice shelf // Polarforschung. 1985. Vol. 55. № 1. P. 27–32.
8. Grachev A.A., Fairall C.W., Larsen S.E. On the determination of the neutral drag coefficient in the convective boundary layer // Boundary Layer Meteorology. 1998. Vol. 86. P. 257–278.
9. Kwok R., Comiso C. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29. № 14. P. 501–504.

10. *Large W.G., Pond S.* Sensible and latent heat flux measurements over the ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. Vol. 12. P. 464–482.
11. *Parlange M.B., Porte-Agel F.* On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer // *Boundary Layer Meteorology.* 2001. Vol. 99. P. 225–248.
12. *Zhang H., Chen J.* Turbulence structure in unstable condition over various surfaces // *Boundary Layer Meteorology.* 2001. Vol. 100. P. 243–261.

*ARTAMONOV A.YU., BUCHNEV I.A., REPINA I.A.*

#### AIR-SURFACE INTERACTION IN ANTARCTIC CONVERGENCE ZONE DURING SUMMER PERIOD

*The results of atmospheric turbulence eddy-correlation measurements at Bellingshausen station during summer period 2002 and 2003 are considered. The characteristics of energy exchange between the atmosphere and the underlying surface are investigated. We get the values of exchange coefficients and Monin-Obukhov theory coefficients as well as roughness parameter. The dependence of these coefficients on meteorological conditions as well as atmospheric stability is researched. The work was supported by RFBR (grant № 05-05-64235) and by Russian President's grant for main scientific school support (grant 1636.2003.5).*