

ПРОЦЕССЫ ТУРБУЛЕНТНОГО ЭНЕРГООБМЕНА НА ГРАНИЦЕ МОРСКОЙ ЛЕД — АТМОСФЕРА ПО ИСТОРИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ДАННЫМ ДРЕЙФУЮЩИХ СТАНЦИЙ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-35» И «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-39»

*д-р физ.-мат. наук А.П. МАКШТАС, ст. науч. сотр. В.Ф. ТИМАЧЕВ,
нач. ВАЭ В.Т. СОКОЛОВ, вед. инж. В.Ю. КУСТОВ, вед. инж. И.А. ГОВОРИНА
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, maksh@aari.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Регулярные экспериментальные исследования физических процессов в атмосфере и ледяном покрове Центральной Арктики имеют длительную историю. Начало им положило в 1950 г. открытие дрейфующей станции «Северный полюс-2» (Фролов и др., 2005). Результаты исследований на дрейфующих станциях «Северный полюс», выполненных в 1950—1970-х годах, были использованы при создании под руководством А.Ф. Трёшникова Атласа Арктики (Атлас Арктики, 1985). В 1991 г. комплексные гидрометеорологические исследования в Северном Ледовитом океане с использованием дрейфующих станций были прерваны до 1997 г., когда в период американского эксперимента «Тепловой баланс поверхности в Арктике» (SHEBA) в течение года было выполнено комплексное изучение системы атмосфера — морской лед — океана в районе моря Бофорта и прилегающей части Арктического бассейна (Uttal et al., 2002). Основное внимание в этом эксперименте было уделено изучению процессов взаимодействия атмосферы и океана при наличии ледяного покрова. Комплексные исследования гидрометеорологических процессов в Центральной Арктике с помощью дрейфующих станций были возобновлены Россией в 2003 г. на дрейфующей станции «Северный полюс-32».

Несмотря на длительную историю исследований Арктического бассейна, насчитывающую более 50 лет, до организации дрейфующей станции «Северный полюс-35» в 2007 г. можно отметить лишь два годовых цикла комплексных наблюдений, позволивших в известной степени описать совместную сезонную эволюцию основных параметров атмосферы, ледяного покрова и верхнего слоя океана. Такие наблюдения были выполнены на дрейфующей станции «Северный полюс-4» в 1956—1957 гг. (Назинцев, 1964) и в период эксперимента «SHEBA» в 1997—1998 гг. (Uttal et al., 2002). Преимуществом комплексных наблюдений на дрейфующих станциях СП-35 — СП-40 (Макштас и др., 2012) является согласованность программы наблюдений, выполняемой силами ученых одного института (ААНИИ), в противоположность более технически оснащенному, однако гораздо менее скоординированному комплексу наблюдений в период эксперимента SHEBA, в результате которого не было создано единого архива данных. В свою очередь, качество данных комплексных наблюдений на СП-4, послуживших прообразом экспериментальных исследований на СП-35 — СП-40, соответствовало уровню развития измерительной техники того времени.

В настоящей работе мы ограничились только сравнительным анализом процессов турбулентного энергообмена между многолетним ледяным покровом и атмосферой в различных районах СЛО. При подготовке работы были использованы результаты расчетов, выполненных по данным специальных наблюдений на СП-4 (Назинцев, 1964), и их интерпретация на современном уровне на основе результатов численных экспериментов с наиболее полной термодинамической моделью морского льда, в качестве внешнего форсинга для которой были использованы данные стандартных метеорологических и ледовых наблюдений на СП-4 (Jordan et al., 1999). Кроме того, для сравнения были привлечены результаты расчетов средних для всего СЛО характеристик энергообмена, выполненных с помощью относительно простой термодинамической модели морского льда, форсингом для которой послужили данные стандартных метеорологических наблюдений, проведенных на дрейфующих станциях «Северный полюс» в период с 1957 по 1990 г. (Lindsay, Makshtas, 2003).

Оригинальные расчеты турбулентных потоков тепла в районе дрейфа американской станции SHEBA (Uttal et al., 2002) были выполнены на основе Архива данных ежечасных наблюдений, любезно предоставленного Э. Андреасом (2011, eandreas@nwra.com). Эти данные также были использованы для валидации новой версии разработанного в ААНИИ метода расчета турбулентных потоков тепла (Макштас и др., 2012). В качестве натурных данных, ставших основой для оценки современных характеристик процессов энергообмена, послужили результаты специальных метеорологических характеристик

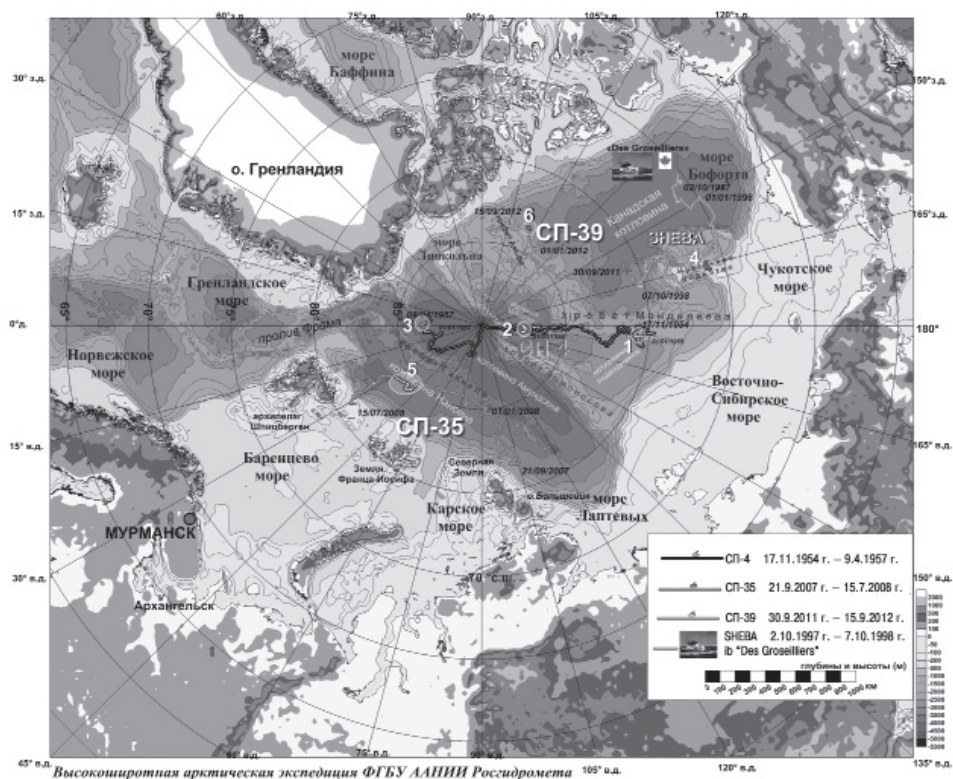


Рис. 1. Карта дрейфа станций СП-4, СП-35 и СП-39, а также станции SHEBA.

1 — СП-4 (1955 г.), 2 — СП-4 (1956 г.), 3 — СП-4 (1957 г.), 4 — SHEBA (1998 г.), 5 — СП-35 (2008 г.), 6 — СП-39 (2012 г.). Выделены районы дрейфа станций в апреле.

процессов энергообмена, послужили данные специальных метеорологических наблюдений, проведенных на дрейфующих станциях СП-35 и СП-39 в период с октября 2007 г. по июль 2008 г. и с октября 2011 г. по сентябрь 2012 г. Наблюдения были выполнены с помощью модернизированной полуавтоматической метеорологической станции MAWS 110 (Vaisala, Финляндия), представляющей собой комплекс современных метеорологических и актинометрических датчиков (Ковчин и др., 2012). В работе были использованы полученные с дискретностью одна минута и осредненные за каждый час данные измерений атмосферного давления, скорости и направления ветра на высоте 2 и 10 м, температуры и влажности воздуха на высоте 2 и 8 м, коротковолновой и длинноволновой суммарной приходящей и отраженной радиации.

Карта траекторий дрейфа станций «Северный полюс» и SHEBA приведены на рис. 1. Из рисунка видно, что данные были получены на западной и восточной периферии круговорота Бофорта (СП-39 и SHEBA), в центральной части СЛО (СП-4) и в районе к северу от Карского и Баренцева морей (СП-35).

МЕТОД РАСЧЕТА ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ЯВНОГО И СКРЫТОГО ТЕПЛА

Расчет характеристик турбулентного обмена между подстилающей поверхностью и атмосферой является центральной задачей при исследовании процессов взаимодействия атмосферы и океана. В приложении к арктическим районам именно они в значительной степени определяют формирование и разрушение ледяного покрова, а также успешность гидродинамических моделей прогноза погоды и климата.

Для оценки турбулентных потоков явного и скрытого тепла на основании данных натурных измерений до сих пор часто используются так называемые интегральные коэффициенты обмена, связывающие турбулентные потоки явного (H) и скрытого (LE) тепла с наиболее легко измеряемыми метеорологическими параметрами: скоростью ветра, температурой и влажностью воздуха, измеренными на некоторой фиксированной высоте, и температурой и влажностью подстилающей поверхности (Макштас, 1984):

$$H = \rho C_p C_H \bar{U}_z (\theta_s - \bar{\theta}_z), \quad LE = \rho L_v C_E U_z (q_s - \bar{q}_z), \quad (1)$$

где C_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; L_v — скрытая теплота парообразования или сублимации; ρ — плотность воздуха; $\bar{U}_z$, $\bar{\theta}_z$, $\bar{q}_z$ — средние значения скорости ветра, потенциальной температуры и влажности воздуха на некоторой высоте (z); C_H , C_E — интегральные коэффициенты обмена явным теплом (число Стэнтона) и влагой (число Дальтона), отнесенные к высоте z ; θ_s и q_s — температура и влажность подстилающей поверхности.

Как показало сравнение результатов расчетов, проведенных по формулам (1), с данными прямых (пульсационных) измерений, они дают существенное завышение или занижение турбулентных потоков тепла при устойчивой ($\theta_s < \bar{\theta}_z$) и неустойчивой ($\theta_s > \bar{\theta}_z$) стратификации приземного слоя атмосферы соответственно. С середины 1950-х годов для учета стратификации приземного слоя атмосферы используется та или иная модификация базирующейся на предположении постоянства потоков и теории подобия параметризации Монина — Обухова (Монин, Обухов, 1954), обеспечивающая достаточно корректное описание процессов турбулентного обмена при неустойчивом и устойчивом состоянии приземного слоя атмосферы.

Уравнения (1), описывающие турбулентный перенос при нейтральной стратификации использованные и в работе Назинцева (1964), в современных параметризациях дополнены функциями, зависящими от параметра устойчивости ζ ($\zeta = z/L$), характеризующего стратификацию атмосферы. В интегральной форме эти уравнения имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}
\bar{U}(z) &= \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0m}} - \Psi_M \left(\frac{z}{L}, \frac{z_{0m}}{L} \right) \right], \\
\bar{\theta}(z) &= \bar{\theta}(z_{0h}) + \frac{t_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0h}} - \Psi_H \left(\frac{z}{L}, \frac{z_{0h}}{L} \right) \right], \\
\bar{q}(z) &= \bar{q}_{0q} + \frac{q_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_{0q}} - \Psi_q \left(\frac{z}{L}, \frac{z_{0q}}{L} \right) \right],
\end{aligned} \tag{2}$$

где $L = \frac{u_*^2}{\frac{g}{\theta} \kappa t_* \left(1 + 0,61 \bar{\theta} \frac{q_*}{t_*} \right)}$ — масштаб длины Монина — Обухова; κ — постоянная Кармана; u_* — масштаб скорости ветра в приземном слое (динамическая скорость): $\tau_0/\rho = u_*^2$; τ_0 — напряжение трения; t_* — масштаб температуры: $t_* = -H/(\rho C_p u_*)$; q_* — масштаб удельной влажности: $q_* = -LE/(L_v \rho u_*)$; $\Psi \left(\frac{z}{L}, \frac{z_0}{L} \right)$ — функция, описывающая влияние стратификации приземного слоя атмосферы; z_{0m} , z_{0h} , z_{0q} — параметры шероховатости для скорости ветра, потенциальной температуры и влажности воздуха соответственно.

Для условий неустойчивой стратификации обычно используются функции, предложенные в работах Dyer (1974), Hicks (1976), Businger et al. (1971):

$$\Psi_M = 2 \ln \frac{1+X}{2} + \ln \frac{1+X^2}{2} - 2 \arctg(X) + \pi/2, \quad \Psi_H = \Psi_q = 2 \ln \frac{1+\Psi}{2}, \tag{3}$$

где $X = (1-16\zeta)^{1/4}$, $Y = (1-16\zeta)^{1/2}$.

Для условий устойчивой стратификации явный вид функций Ψ был предложен в работах Зилитинкевича (1970), Businger et al. (1971), Dyer (1974), Högström (1996), Holtslag, de Bruin (1988), Beljaars, Holstag (1991), Cheng, Brutsaert (2005). На основе данных эксперимента SHEBA были разработаны следующие функции устойчивости (Grachev et al., 2007):

$$\begin{aligned}
\Psi_{m \text{ SHEBA}}(\zeta) &= \int_0^\zeta \frac{1 - \phi_{m \text{ SHEBA}}(\xi)}{\xi} d\xi = \\
&= -\frac{3a_m}{b_m}(x-1) + \frac{a_m B_m}{2b_m} \left[2 \ln \frac{x+B_m}{\sqrt{3}B_m} - \ln \frac{x^2 - xB_m + B_m^2}{1-B_m + B_m^2} + \right. \\
&\quad \left. + 2\sqrt{3} \left(\arctg \frac{2x-B_m}{\sqrt{3}B_m} - \arctg \frac{2-B_m}{\sqrt{3}B_m} \right) \right],
\end{aligned} \tag{4}$$

$$\begin{aligned}
\Psi_{h \text{ SHEBA}}(\zeta) &= \int_0^\zeta \frac{1 - \phi_{h \text{ SHEBA}}(\xi)}{\xi} d\xi = \\
&= -\frac{b_h}{2} \ln(1 + c_h \zeta + \zeta^2) + \left(-\frac{a_h}{B_h} + \frac{b_h c_h}{2B_h} \right) \left(\ln \frac{2\zeta + c_h - B_h}{2\zeta + c_h + B_h} - \ln \frac{c_h - B_h}{c_h + B_h} \right),
\end{aligned} \tag{5}$$

где $x = (1 + \zeta)^{1/3}$, $B_m = ((1 - b_m)/b_m)^{1/3} > 0$, $B_h = (c_h^2 - 4) = 5^{1/2}$, $a_m = 5$, $b_m = a_m/6,5$, $a_h = 5$, $c_h = 3$, $\phi(\xi)$ — функция устойчивости, характеризующая стратификацию атмосферы.

При наличии данных о скорости ветра, температуре и влажности воздуха, по крайней мере, на двух уровнях в приземном (приледном) слое атмосферы подстановка формул (3) — (5) в формулу (2) дает замкнутую систему уравнений, решение которой с использованием итерационной процедуры позволяет рассчитать искомые турбулентные потоки. При этом отпадает необходимость использовать параметры шероховатости z_{0m} , z_{0h} , z_{0q} и температуры подстилающей поверхности. Однако использование такой схемы расчета, как будет показано ниже, приводит к большим погрешностям в оценках потоков тепла. Это обусловлено существенными относительными погрешностями разностей значений скорости ветра, температуры и влажности воздуха, измеренных с определенной погрешностью на разных высотах и являющихся малыми разностями больших величин. Использование в качестве данных для нижнего уровня характеристик подстилающей поверхности ($u = 0$, θ_s , q_s) позволяет вследствие больших значений соответствующих разностей минимизировать относительные ошибки, но обуславливает необходимость дополнительного описания параметров шероховатости.

Следует отметить, что подстилающая поверхность в полярных районах подвержена значительным изменениям. Зимой они происходят в результате метелевого переноса и динамического взаимодействия ледяных полей. Летом увеличение баланса коротковолновой радиации приводит к изменению фазового состояния снежной поверхности, а затем и к разрушению ледяного покрова. Таким образом, при решении системы уравнений (2) мы не можем использовать какое-либо одно (фиксированное) значение параметра шероховатости.

В работе Andreas et al. (2005) по аналогии с формулой Чарнока для водной поверхности (Charnock, 1955) на основе профильных и прямых измерений турбулентных потоков, выполненных на российско-американской дрейфующей станции «Уэдделл-1», была получена зависимость параметра шероховатости z_{0m} от динамической скорости для морского льда, покрытого снегом:

$$z_{0m} = \frac{0,135v}{u_*} + 0,035 \frac{u_*^2}{g} \left\{ F \exp \left[- \left(\frac{u_* - 0,18}{0,10} \right)^2 \right] + 1 \right\}, \quad (6)$$

где v — кинематический коэффициент вязкости для воздуха, рассчитываемый по формуле $v = [0,9065(t + 273,15) - 112,7] \cdot 10^{-7}$, $F = 5$ — эмпирический коэффициент.

Для расчета параметров шероховатости для температуры и влажности используется теоретическая модель, предложенная в работе Andreas (1987). В ее основе лежит гипотеза, которая заключается в том, что отношение параметров шероховатости для скалярных величин к параметру шероховатости для скорости z_0 функционально зависит от числа Рейнольдса $Re_* = u_* z_0 / \nu$. В упомянутой выше работе на основе анализа эмпирических данных указанная функциональная зависимость представлена в форме полинома:

$$\ln(z_{0h,q}/z_{0m}) = b_0 + b_1(\ln Re_*) + b_2(\ln Re_*)^2, \quad (7)$$

где b_0 , b_1 , b_2 — эмпирические коэффициенты, зависящие от Re_* .

В табл. 1 приведены значения коэффициентов b формулы (7), заимствованные из работы Andreas, 1987.

Значения эмпирических коэффициентов формулы (7) от Re_*

Коэффициент	$Re_* \leq 0,135$	$0,135 < Re_* < 2,5$	$2,5 \leq Re_* \leq 1000$
b_0	1,250	0,149	0,317
b_1	0	-0,550	-0,565
b_2	0	0	-0,183

Дополнительной трудностью использования температуры и влажности подстилающей поверхности в качестве параметров второго уровня для расчета турбулентных потоков по системе уравнений (2) является непосредственно определение значений t_s , q_s . Если последняя величина с достаточно большой степенью точности определяется по величине t_s , поскольку воздух непосредственно у поверхности снежно-ледяного покрова находится в состоянии насыщения, то для аккуратной оценки t_s использование контактных термометров, как показано, например, в работе Макштаса (1984), некорректно. Для расчета t_s были использованы данные о потоках приходящей (R_{dw}) и излученной (R_{up}) поверхностью длинноволновой радиации, измеренных с помощью пиргеометров CNR-1 на дрейфующих станциях СП-35 и SHEBA и пиргеометров CNR-4 на СП-39. Температура подстилающей поверхности рассчитывалась из уравнения баланса длинноволновой радиации

$$\varepsilon \sigma T_s^4 = R_{up} - (1 - \varepsilon) R_{dw}, \quad (8)$$

где $\varepsilon = 0,98$ — излучательная способность снежно-ледяного покрова.

Таким образом, турбулентные потоки явного и скрытого тепла рассчитывались с помощью системы уравнений (2), решаемой методом итераций с использованием параметризаций (3) — (7) по данным измерений температуры и влажности воздуха на высоте 2 м (для станции SHEBA 10 м), скорости ветра на высоте 10 м и потоков приходящей и излученной длинноволновой радиации. Валидация разработанного метода расчета выполнена по данным эксперимента на дрейфующей станции SHEBA (eandreas@nwra.com), на которой, помимо указанных выше характеристик приледного слоя атмосферы, потоки тепла оценивались по данным пульсационных измерений на высоте 3 и 9 м.

На рис. 2 приведены результаты сопоставления значений турбулентного потока явного тепла H , рассчитанных по данным пульсационных измерений на высоте 3 и 9 м (прямой метод), и значений потоков H , рассчитанных из системы уравнений (2), с результатами расчетов по данным пульсационных измерений на высоте 3 м. Как видно из рис. 2 а, лежащее в основе теории Монина – Обухова предположение о постоянстве турбулентных потоков в приземном слое атмосферы экспериментально подтверждается, по крайней мере, до высоты 9 м. Это является важным свидетельством возможности использования этой теории для описания характеристик приледного слоя атмосферы в полярных районах.

Сопоставление значений H , рассчитанных по данным измерений параметров приледного слоя на двух уровнях, с данными пульсационных измерений (рис. 2 б) демонстрирует чрезвычайно большой разброс рассчитанных по системе уравнений (2) значений H относительно полученных прямым методом. В то же время, использование в качестве второго уровня подстилающей поверхности существенно уменьшает указанный разброс значений (рис. 2 в, г). При этом использование формулы (7) для учета различия в параметрах z_{om} и z_{or} (рис. 2 г) лишь незначительно уменьшает разброс значений по сравнению с использованием предположения $z_{om} = z_{or}$.

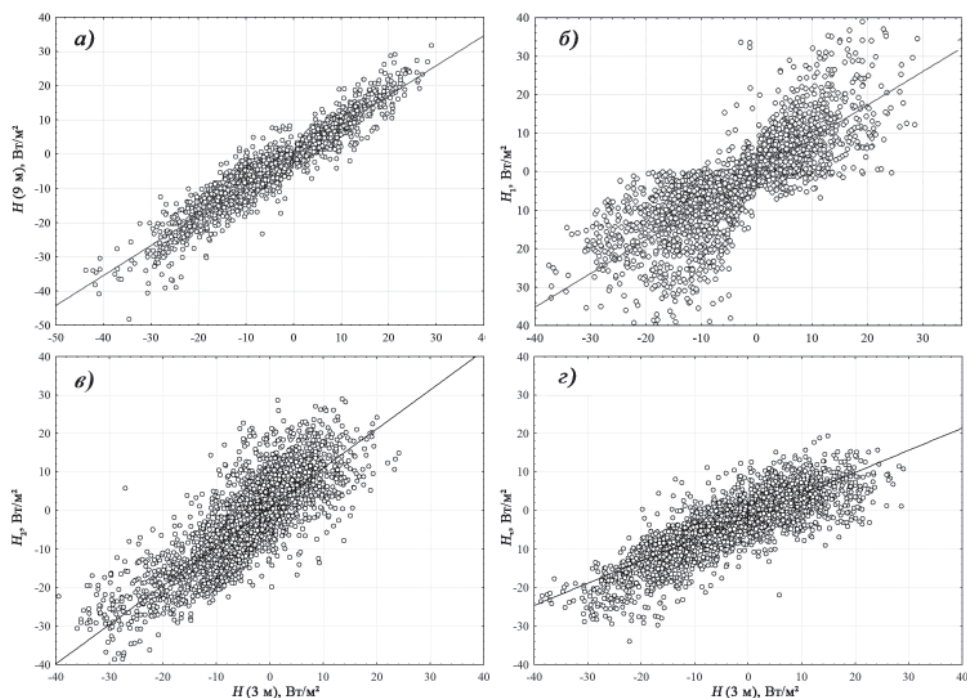


Рис. 2. Валидация алгоритма расчета турбулентного потока явного тепла по данным станции SHEBA.

a — по данным пульсационных наблюдений на высоте 3 и 9 м; *б* — по данным пульсационных наблюдений на высоте 3 м и алгоритму расчета по данным на двух уровнях; *в* — то же, но с использованием z_{0m} ; *з* — то же, но с использованием z_{0m} и z_{0r} .

Приведенные в табл. 2 и 3 статистические характеристики, рассчитанные по всему ряду имеющихся в архиве andreas@nwra.com данных наблюдений, подтверждают вышесказанное. На основании таблиц можно сделать вывод, что наиболее адекватно соответствуют данным пульсационных наблюдений результаты расчетов по представленному выше варианту метода расчета турбулентных потоков с использованием одинакового параметра шероховатости для скорости ветра, температуры и влажности воздуха, т.е. $z_{0m} = z_{0r}$. Именно этот вариант и был использован ниже для

Таблица 2

Оценки турбулентного потока явного тепла для всего ряда наблюдений (Вт/м²)

Поток	Длина ряда	Среднее	Макс.	Мин.	СКО
H_1	3249	−3,0	73,1	−88,2	12,1
H_2	4411	−3,0	24,1	−39,4	6,9
H_3	4411	−2,8	19,3	−34,0	6,9
H_4	4411	−2,2	29,0	−43,7	9,9
H_5	3249	−3,2	40,6	−54,0	9,7

Примечание. H_1 — по данным измерений на двух уровнях в атмосфере, H_2 — с использованием $z_{0m} = z_{0r}$, H_3 — с использованием различных параметризаций для z_{0m} и z_{0r} , H_4 и H_5 — по данным пульсационных наблюдений на высоте 3 и 9 м соответственно.

Корреляция потоков тепла, рассчитанных разными методами

Поток	H_1	H_2	H_3	H_4	H_5
H_1	1,00	0,62	0,64	0,76	0,72
H_2	0,62	1,00	1,00	0,82	0,85
H_3	0,64	1,00	1,00	0,83	0,85
H_4	0,76	0,88	0,83	1,00	0,95
H_5	0,72	0,85	0,85	0,95	1,00

оценки потоков H и LE по данным наблюдений на дрейфующих станциях SHEBA, «Северный полюс-35» и «Северный полюс-39».

**ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНОГО ЭНЕРГООБМЕНА
МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ЛЕДЯНЫМ ПОКРОВОМ
СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**

Как было сказано во введении, для анализа пространственно-временной изменчивости характеристик турбулентного энергообмена в 1950–1990-х годах были использованы следующие данные: результаты расчетов указанных характеристик, полученные на основании результатов измерений на СП-4; приведенные в работе Назинцева (1964); результаты численных экспериментов с наиболее полной термодинамической моделью морского льда, в качестве внешнего форсинга для которой были использованы также данные стандартных метеорологических и ледовых наблюдений, проведенных на СП-4 (Jordan et al., 1999); результаты расчетов средних для всего СЛО характеристик энергообмена, выполненных с помощью относительно простой термодинамической модели морского льда, форсингом для которой послужили данные стандартных метеорологических наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс», работавших в период с 1957 по 1990 г. (Lindsay, Makshtas, 2003).

Для оценки изменений характеристик турбулентного энергообмена в конце прошлого и первом десятилетии XXI века с помощью описанного выше метода был выполнен расчет потоков H и LE по данным ежечасных метеорологических наблюдений. Для этого были использованы данные дрейфующих станций SHEBA, «Северный полюс-35» и «Северный полюс-39». Среднемесячные значения рассчитанных и заимствованных из вышеупомянутых работ турбулентных потоков явного и скрытого тепла приведены в табл. 4 и на рис. 3.

Первое, что можно отметить, — это существенное расхождение между оценками потоков, рассчитанных по данным дрейфующей станции СП-4 в работах Назинцева (1964) и Jourdan et al. (1999). Анализ годового хода H , выполненный в работе Jourdan et al. (1999), позволяет предположить, что различия в годовом ходе обусловлены отсутствием учета роли стратификации приледного слоя атмосферы в работе Назинцева (1964). Так, например, из работы Макштаса и др. (2012) следует, что учет стратификации приводит как к подавлению турбулентного обмена и соответственно уменьшению потоков тепла при устойчивой стратификации, так и к их увеличению при неустойчивой. В то же время, значения турбулентных потоков в июне по данным работы Jourdan et al. (1999) (см. кривые 3 на рис. 3) представляются завышенными. Вероятно, это связано с недостаточно адекватным описанием моделью переходного от зимы к лету периода, когда небольшие ошибки в значениях альбедо могут радикально изменить воспроизведение моделью состояния верхней поверхности снежно-ледяного покрова.

Среднемесячные значения турбулентных потоков тепла (Вт/м^2) по данным наблюдений на дрейфующих станциях SHEBA, «Северный полюс-35», «Северный полюс-39» и по историческим данным

Месяц	Источник											
	Назинцев, 1964		Lindsey, Makshtas, 2002		Jordan et al., 1999		SHEBA		СП-35		СП-39	
	<i>H</i>	<i>LE</i>	<i>H</i>	<i>LE</i>	<i>H</i>	<i>LE</i>	<i>H</i>	<i>LE</i>	<i>H</i>	<i>LE</i>	<i>H</i>	<i>LE</i>
I	-10,5	-1,1	-9,9	-1,3	-11,5	1,3	-6,4	-0,4	-6,7	1,3	-3,1	1,7
II	-10,5	-0,9	-8,4	-1,1	-11,1	0,7	-8,4	-0,4	-14,5	0,3	-4,0	1,0
III	-7,3	-0,6	-6,6	-1,1	-8,3	0,4	-4,1	-0,3	-9,3	0,2	-5,5	1,0
IV	-4,0	-0,5	-0,1	0,1	—	—	-4,0	0,0	-16,5	-1,0	-2,4	1,6
V	9,4	3,0	5,8	5,9	10,6	8,8	-1,2	3,5	-4,7	1,4	3,9	6,4
VI	3,6	5,2	1,6	10,3	12,4	15,8	-2,0	3,2	-8,7	-1,7	3,2	7,3
VII	4,4	4,1	-2,2	6,5	1,9	8,2	-2,5	0,3	-6,2	-3,4	0,4	3,0
VIII	1,2	1,2	-1,2	6,7	3,9	8,5	1,2	2,3	-7,0	-2,4	-0,1	3,9
IX	1,9	0,0	-0,5	3,9	-0,4	2,3	-1,2	-0,5	-7,7	-1,3	0,4	4,0
X	-0,9	0,0	-2,0	0,1	-2,9	-0,4	-3,2	-0,5	-12,2	-1,6	-1,3	2,4
XI	-4,5	-0,5	-5,6	-1,0	-10,3	3,4	-5,1	-0,5	-13,8	0,0	-2,6	1,9
XII	-8,0	-0,6	-7	-1,1	-8,9	-0,9	-8,3	-0,5	-9,8	0,7	-1,7	1,5

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, полученные линейной интерполяцией между данными для предыдущего и последующего месяцев.

Из табл. 2 и рис. 3 (см. цвет. вклейку) видно неплохое соответствие результатов расчетов потоков *H*, приведенных в работе Lindsey, Makshtas (2002), в которой было выполнено осреднение потоков, рассчитанных по данным стандартных метеорологических измерений и покрывающих практически всю акваторию Арктического бассейна, в предположении фиксированной толщины льда, равной 3 м, с данными СП-39 в летний период. Однако следует отметить, что толщина льда в первую декаду XXI века в районе дрейфа станций СП-39, как и в основной части Арктического бассейна, существенно уменьшилась. Это, вероятно, и обусловило, вследствие увеличения потока тепла через ледяной покров, существенное уменьшение направленного к ледяному покрову потока *H* по данным СП-39.

Большое различие представленных на рис.3 б значений потока скрытого тепла *LE* в летний период, особенно наглядное при сравнении кривых 1, 2, и 3, не позволяет сделать сколь-либо однозначных выводов о его долгопериодной изменчивости. Можно лишь предположить (см. кривые 4, 5 и 6), что его значение в некоторой мере определяется степенью близости района наблюдений к окраинным морям Северного Ледовитого океана (см. рис. 1).

Наиболее интересной особенностью пространственно-временной изменчивости характеристик турбулентного энергообмена является годовой ход турбулентных потоков, рассчитанных по данным наблюдений на дрейфующей станции СП-35, дрейф которой происходил на северной периферии Карского и Баренцева морей. Из рис. 3 видно, что в течение всего годового цикла как поток *H*, так и поток *LE* были направлены от атмосферы к ледяному покрову и в некоторые месяцы были максимальными по абсолютному значению.

Для анализа возможных причин различий в значении и направлении потоков H и LE на СП-35 относительно потоков, рассчитанных по данным других дрейфующих станций, на рис. 4 представлен временной ход среднечасовых значений турбулентных потоков тепла в апреле совместно со среднечасовыми значениями основных характеристик приледного слоя атмосферы, определяющих интенсивность турбулентного режима. Выбор данных за апрель обусловлен тем обстоятельством, что, как следует из рис. 3, именно для этого месяца среднемесячные значения турбулентных потоков, рассчитанные по данным всех других станций, были наиболее близки между собой.

Из рисунка видно, что максимальные по абсолютному значению отрицательные турбулентные потоки тепла имели место в периоды максимальных температуры воздуха и скорости ветра, превышающих аналогичные параметры приледного слоя атмосферы на СП-39 на 10—15 °С и 6—8 м/с. Продолжительность и периодичность резких изменений этих метеорологических параметров позволяет предположить, что они были обусловлены вторжением интенсивных баренцевоморских циклонов. Именно эти вторжения и известная инерционность снежно-ледяного покрова к изменению условий на его внешней границе, вероятно, и обусловили экстремальные значения характеристик турбулентного обмена.

Безусловно, это лишь предварительное заключение. Для его подтверждения необходимо проведение более тщательного анализа всех имеющихся данных наблюдений, в том числе и методами математического моделирования системы пограничный слой атмосферы — снежно-ледяной покров. Тем не менее выявленное усиление процессов турбулентного энергообмена при прохождении интенсивных циклонов необходимо иметь в виду, особенно при анализе климатических изменений

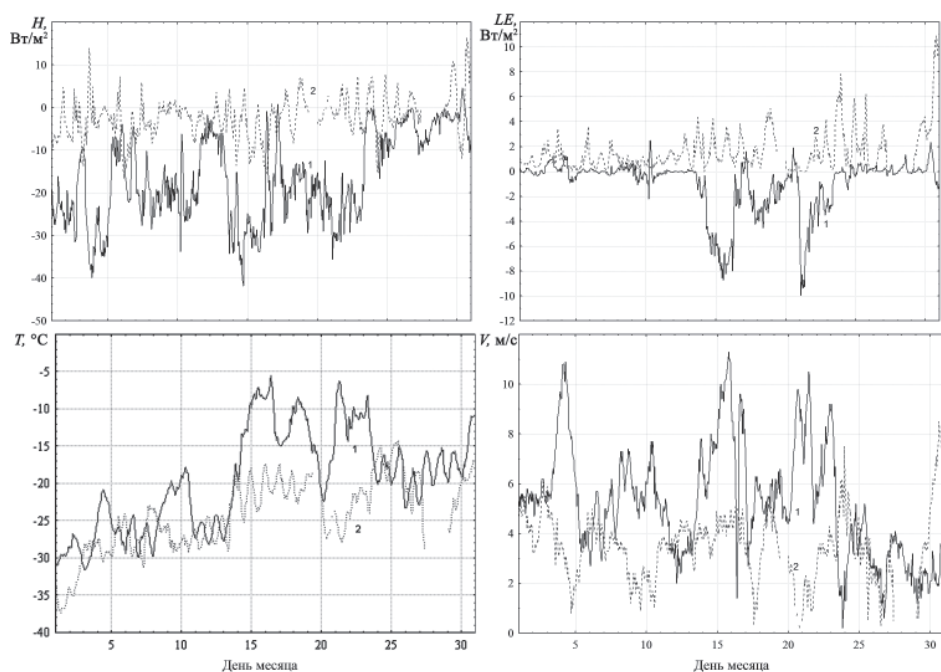


Рис. 4. Турбулентные потоки явного (а) и скрытого (б) тепла, температуры воздуха (в) и скорости ветра (г) в апреле по данным измерений на дрейфующих станциях СП-35 (1) и СП-39 (2).

с использованием среднемесячных данных и их экстраполяции на обширные районы Северного Ледовитого океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе разработанного с использованием современных параметризаций и валидированного по данным прямых (пульсационных) наблюдений метода расчета получены оценки турбулентных потоков тепла в районах дрейфа станций СП-35 и СП-39. Сопоставление с данными наблюдений на дрейфующей станции СП-4 и американской дрейфующей станции SHEBA позволили сделать предварительные заключения о пространственно-временной изменчивости интенсивности турбулентного обмена в Северном Ледовитом океане. Наибольший интерес представляют выявленные особенности характеристик энергообмена по данным дрейфующей станции СП-35, дрейф которой проходил на северной периферии Карского и Баренцева морей, что обусловило радикальное отличие среднемесячных значений турбулентных потоков в апреле — октябре от зарегистрированных или рассчитанных для центральной части Северного Ледовитого океана и района круговорота Бофорта.

Полученные в ходе работы результаты носят предварительный характер. В дальнейшем предполагается провести анализ всех доступных данных дрейфующих станций как с точки зрения получения с помощью описанного в настоящей работе метода надежных оценок пространственно-временной изменчивости процессов энергообмена в системе атмосфера — морской ледяной покров, так и для улучшения и детальной верификации существующих математических моделей этой системы.

Авторы выражают глубокую благодарность всем участникам дрейфа станций СП-35 и СП-39, чьими усилиями были получены уникальные массивы натурных данных, и американскому ученому Эду Андреасу, предоставившему авторский архив данных дрейфующей станции SHEBA. Работа выполнена в рамках темы ЦНТП Росгидромета 1.5.3.4 при частичной поддержке Российско-германской лаборатории морских полярных исследований им. О.Ю. Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Арктики (1985). Под ред. А.Ф. Трешникова. —М.: ГУГик, 204 с.
- Зилитинкевич С.С. (1970). Динамика пограничного слоя атмосферы. —Л.: Гидрометеиздат. 272 с.
- Ковчин И.С., Соколов В.Т., Макичас А.П., Зиновьев Н.С. (2012). Метеоактинометрический комплекс для градиентных измерений на дрейфующем льду // Российские полярные исследования, №1 (7). С. 25—27.
- Макичас А.П. (1984). Тепловой баланс арктических льдов в зимний период .Л.: Гидрометеиздат. 67 с.
- Макичас А.П., В.Т. Соколов, В.Ю. Кустов (2012). Метеорологические исследования на российских дрейфующих станциях «Северный полюс» // Российские полярные исследования, №3 (9). С.15—17.
- Макичас А.П., Б.В. Иванов, В.Ф. Тимачев (2012). Сравнение параметризаций турбулентного энерго-массообмена в устойчиво-стратифицированном приземном слое атмосферы // Проблемы Арктики и Антарктики, №3 (93). С. 5—18.
- Монин А.С., Обухов А.М. (1954). Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР, 1954. №24 (151). С. 163—187.
- Назинцев Ю.Л. (1964). Тепловой баланс поверхности многолетнего ледяного покрова в Центральной Арктике // Труды ААНИИ. Т. 267. С. 110—126.

- Фролов И.Е. и др. (2005). Научные исследования в Арктике. Т. 1. СПб.: Наука. 267 с.
- Andreas E.L. (1987). A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice // *Bound.-Layer Meteor.* V. 38. P. 59—84.
- Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. (2005). Parameterizing turbulent exchange over sea ice: The Ice Station Weddell results // *Bound.-Layer Meteor.* V. 114. P. 439—460.
- Beljaars A.C.M., Holstag A.A.M. (1991). Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models // *J. Appl. Meteor.* V. 30. P. 327—341.
- Businger J.A., Wyngaard J.C., Izama I., Bradley E.F. (1971). Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // *J. Atmospheric Sci.* V. 28. P. 181—189.
- Charnock H. (1955). Wind stress on water surface // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* V. 81. P. 639—640.
- Cheng Y.G., Brutsaert W. (2005). Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer // *Bound.-Layer Meteor.* V. 114. P. 519—538.
- Dyer A.J. (1974). A review of flux-profile relationships // *Bound.-Layer Meteor.* V. 7. P. 363—372.
- Jordan R.E., Andreas E.L., Makshtas A.P. (1999). Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4 // *J. Geophys. Res.* V. 104. P. 7785—7806.
- Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O. (2007). SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer // *Bound.-Layer Meteor.* V. 124. P. 315—333.
- Hicks B.B. (1976). Wind profile relationships from the “Wangara” experiment // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* V. 102. P. 535—551.
- Högström U.L.F. (1996). Review of some of the characteristics of the atmospheric surface layer // *Bound.-Layer Meteor.* V. 78. P. 215—246.
- Holtslag A.A.M., de Bruin H.A.R. (1988). Applied modelling of the nighttime surface energy balance over land // *J. of Appl. Meteor.* V. 27. P. 689—704.
- Lindsay R.W., Makshtas A.P. (2003). Air-sea interaction in the presence of the Arctic pack ice / In: Arctic environment variability in the context of global change. Ch. 4 / Eds. L.P. Bobylev, K.Ya. Kondratyev, O.M. Johannessen. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK. P. 203—236.
- Uttal T. and 28 other authors (2002). Surface heat budget of the Arctic Ocean // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* P. 255—275.