



УДК 536.24+551.465.7(292.3)+551.326.7

Академик НАН Украины **В. Н. Еремеев, А. Е. Букатов,**
А. А. Букатов, М. В. Бабий

Межгодовая изменчивость теплообмена океана и атмосферы в Антарктике

На основе массивов среднемесячных значений сплоченности морского льда, температуры водной поверхности и солености морской воды, а также температуры воздуха, меридиональной и зональных компонент вектора скорости приземного ветра выполнено исследование межгодовой изменчивости теплообмена океана и атмосферы в Антарктике за период 1972–2010 гг. Получены оценки потока тепла для области Южного океана, северная граница которой проходит вдоль 52° ю. ш., и района развития полыньи Уэдделла. Проведен корреляционный анализ согласованности их изменчивости с индексами Антарктическое и Южное колебания.

В последнее десятилетие прошлого века и в настоящее время наблюдаются глобальные изменения климатической системы, проявляющиеся в неустойчивости ее термодинамического режима. Одной из важных характеристик, определяющих этот режим, является теплообмен океана и атмосферы. Значительная роль в формировании глобального климата принадлежит южной полярной области, представляющей собой важную компоненту климатической системы.

Процессы теплового взаимодействия океана и атмосферы чувствительны к площади разводий в ледяном покрове. Образование зон разреженных льдов и открытой воды приводит к изменению свойств морской поверхности и нижнего слоя атмосферы, созданию условий, влияющих на режим атмосферной циркуляции и динамики деятельного слоя океана. Формирование ледяного покрова в Южном океане имеет ярко выраженный сезонный ход. Межгодовая изменчивость также может быть значительной, о чем свидетельствует наличие в отдельные годы обширных участков малой концентрации льда и открытой воды. Примером этому является полынья Уэдделла, наблюдавшаяся для южного полушария в течение зимних месяцев в 1974–1976 гг. Она поддерживается теплом, поступающим из океана. Во время наибольшего развития ее площадь соизмерима с площадью Черного моря [1].

Оценка характеристик энергообмена атмосферы и океана в ледовых условиях осенне-зимнего периода дана в публикации [2]. Анализ внутригодовой изменчивости регионального распределения теплообмена между океаном и атмосферой в антарктической области

© В. Н. Еремеев, А. Е. Букатов, А. А. Букатов, М. В. Бабий, 2013

южнее 52° ю. ш. и зависимость потока тепла от характеристик снежно-ледового покрова выполнен и описан в публикации [3].

Нами проведено исследование межгодовой изменчивости потока тепла в Антарктической области южнее 52° ю. ш. и в районе развития польнй Уэдделла.

1. Исследование межгодовой изменчивости теплообмена океана и атмосферы выполнено на основе среднемесячных значений сплоченности морского льда и температуры водной поверхности [4] в одноградусной сетке, а также среднемесячных значений солёности морской воды, температуры воздуха, зональной и меридиональной компонент скорости ветра [5], приведенных к одноградусной сетке с помощью сплайн-интерполяции. Поток тепла (Q) через сплошной снежно-ледовый покров вычислялся, как и в работе [3], в предположении линейности профиля температуры между его верхней и нижней границами по формуле [6, 7]:

$$Q_1 = -\lambda_2 \frac{T_0 - T_2}{h_2 + \frac{\lambda_2 h_1}{\lambda_1}},$$

где λ_1 и λ_2 — коэффициенты теплопроводности снега и льда; h_1 и h_2 — толщина слоя снега и льда; T_0 , $^\circ\text{C}$ — температура воздуха на уровне подстилающей поверхности; T_2 , $^\circ\text{C}$ — температура на границе лед—вода, равная температуре замерзания воды при заданной солёности S (‰) и определяемая в соответствии с эмпирическим соотношением $T_2 = -0,053S$ [8]. Коэффициенты теплопроводности λ_1 и λ_2 ккал/(ч · м · град) находились по эмпирическим формулам:

$$\lambda_1 = 0,36(0,05 + 1,9\rho_1 + 6\rho_1^4), \quad \lambda_2 = 1,926(1 - 0,0048T_i).$$

При этом в формуле Янсона для λ_1 [9] размерность плотности ρ_1 задается в г/см³, а выражение для λ_2 [10] определяет линейную зависимость теплопроводности льда от его температуры T_i ($^\circ\text{C}$), равной T_0 . Поток тепла через открытую водную поверхность вычислялся по формуле Самойленко:

$$Q_2 = 13V \frac{T - T_0}{6},$$

выражающей пропорциональность количества тепла Q_2 (ккал/(ч · м²)), поступающего от воды в воздух и в обратном направлении, разности температур между водой (T) и воздухом (T_0), а также скорости ветра V (м/с) [11]. Поток тепла через поверхность одноградусной ячейки расчетной сетки, частично занятой снежно-ледовым покровом, вычислялся по формуле:

$$Q = \delta Q_1 + (1 - \delta) Q_2,$$

где δ — балл сплоченности льда в ячейке. Положительным считается поток тепла, направленный от океана к атмосфере. Вычисления проводились для области Южного океана, северная граница которой проходит вдоль 52° ю. ш., по среднемесячным значениям необходимых данных из [4, 5]. Существенным фактором, влияющим на формирование теплообмена океана и атмосферы в Южном океане, является не только динамика общей площади морского льда, но и толщина снежно-ледового слоя, покрывающего океан. Из-за отсутствия полной базы обеспеченных данных по распределению толщины льда и снежного покрова

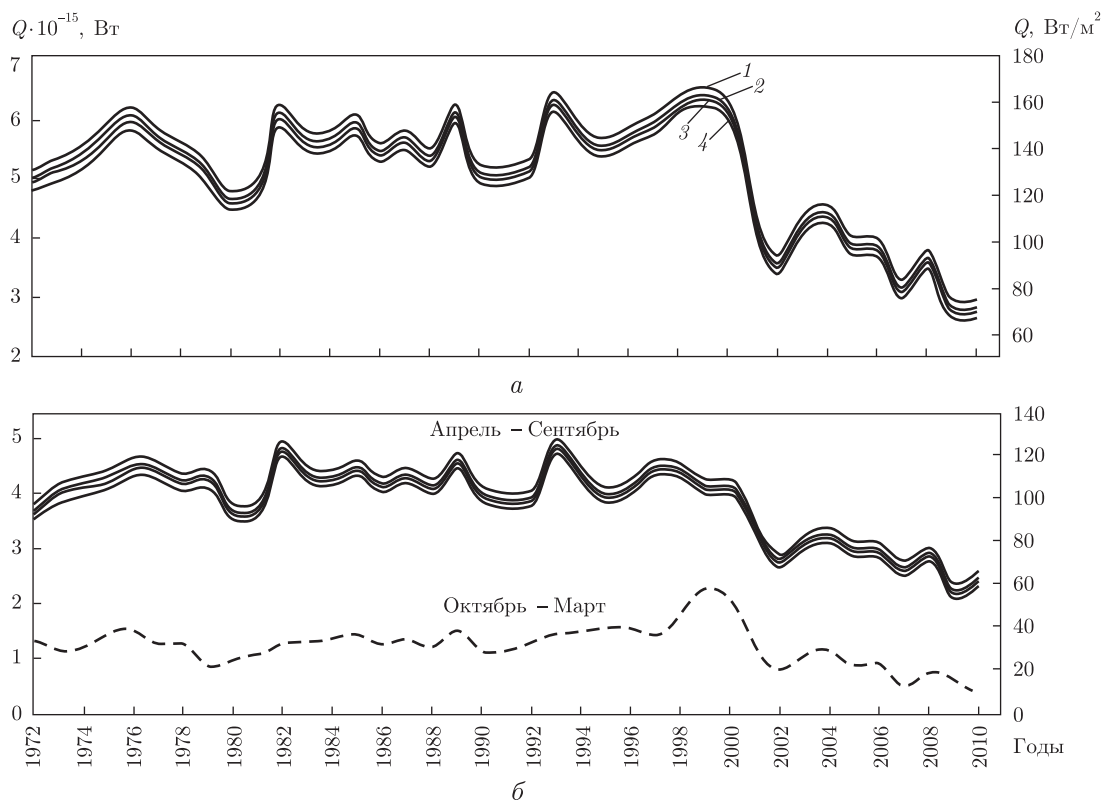


Рис. 1. Межгодовая изменчивость суммарного потока тепла в Антарктической области океана южнее 52° ю. ш.

в Антарктике расчеты проводились при заданных постоянных по всей акватории значениях h_1 и h_2 , равных 0,25, 0,5 м и 1, 1,5, 2 м при $\rho_1 = 0,35 \text{ г/см}^3$.

2. Межгодовое распределение потока тепла за период с 1972 по 2010 гг. иллюстрирует рис. 1, а. Приведенные графики представляют общий поток тепла (левая шкала) через всю площадь поверхности океана, расположенную южнее 52° ю. ш. Он получен путем суммирования потоков через каждую из ячеек одноградусной сетки расчетной области с учетом широтного изменения их площадей. Правая шкала характеризует средний годовой поток тепла через единицу площади (W/m^2) расчетной области. Кривые 1 и 2 получены при толщине льда 1 и 1,5 м, покрытого слоем снега толщиной 0,25 м. Кривые 3 и 4 отвечают толщине льда 2 и 1 м при толщине слоя снега соответственно 0,25 и 0,5 м.

Графики показывают, что увеличение толщины льда и слоя снега приводит к уменьшению величины Q . При этом влияние слоя снега на теплообмен более существенно, чем ледяного покрова аналогичной толщины. В частности, увеличение толщины слоя снега от 0,25 до 0,5 м, лежащего на ледяном покрове толщиной 1 м (кривые 1, 4), привело к большему уменьшению величины Q , чем при увеличении толщины льда от 1,5 до 2 м при толщине слоя снега 0,25 м (кривые 2, 3). Поведение кривых 1–4 (см. а на рис. 1) свидетельствует и о существенной межгодовой изменчивости теплообмена океана и атмосферы, что может быть обусловлено изменчивостью как ледового режима (главным образом сплоченности), так и гидрометеорологических условий в регионе. После 1999 г. имеет место значительное уменьшение величины Q . При $h_1 = 0,25$ м и $h_2 = 1$ м суммарный поток тепла уменьшился

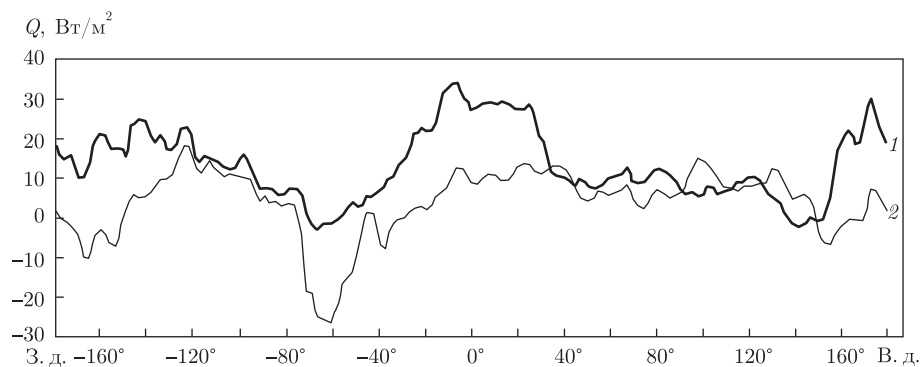


Рис. 2. Распределение потока тепла по долготе в одноградусной полосе вдоль 60° ю. ш. в сентябре (1) и феврале (2) 2005 г.

с $6,6 \cdot 10^{15}$ Вт в 1999 г. до $2,9 \cdot 10^{15}$ Вт в 2010 г., а аналогичный поток через единицу площади за этот же период уменьшился с 166 до 75 Вт/м^2 . Этот период отмечается увеличением площади антарктического морского льда [3] и положительным трендом суммарной ледовитости антарктических морей [12, 13]. Увеличение потока тепла в период до 1976 г. может быть и результатом проявления активной фазы развития польныи Уэдделла, наблюдавшейся в зимы 1974–1976 гг.

В климатическом внутригодовом цикле изменения площадей морских льдов разной балльности прослеживается отклонение от формально определяемых сезонов: декабрь, январь, февраль — летние месяцы, июнь, июль, август — зимние [3, 14]. Лучшая согласованность внутригодового цикла сплоченности проявляется с изменением условно выделенных природных сезонов в Антарктиде, определяющих продолжительность зимы 6 мес. (апрель — сентябрь), лета 2 мес. (декабрь, январь) и переходных сезонов — по два месяца: весны (октябрь, ноябрь) и осени (февраль, март). Основываясь на таком определении сезонов для каждого года из рассмотренного периода выполнены расчеты суммарного потока за шесть месяцев с апреля по сентябрь (зима) и с октября по март (весна, лето, осень). Результаты расчетов (см. б на рис. 1) представлены двумя наборами кривых, характеризующих распределение Q по времени (τ). В этих наборах линии по порядку сверху вниз отвечают тем же значениям характеристик снежно-ледового покрова, что и на а рис. 1. Видно, что в зимний сезон зависимость $Q(\tau)$ в качественном отношении похожа на распределение суммарного годового потока. Однако его величина зимой существенно больше, чем в другие месяцы (октябрь — март), когда влияние толщины плавающего льда и слоя снега практически мало прослеживается. Максимальный интервал изменения величины потока тепла через единицу площади за все рассмотренные годы находится в пределах от 9 до 59 Вт/м^2 для месяцев октябрь — март, в то время как зимой поток изменяется в пределах от 60 до 126 Вт/м^2 . Кроме того, из представленных зависимостей следует, что суммарный поток тепла за год положительный. Хотя в отдельные месяцы в распределении потока по региону может иметь место изменение его направленности. Это иллюстрируют приведенные на рис. 2 распределения потока в одноградусной полосе вдоль 60° ю. ш. для сентября 2005 г. в ледовых условиях (кривая 1) и февраля 2005 г., когда лед здесь отсутствует (кривая 2). В зимний месяц практически всюду поток направлен в атмосферу. Исключение составляют район прол. Дрейка (68° з. д.) и район моря Дьюрвиля (140° в. д.), где поток направлен в океан, но его величина незначительна. В феврале (осень) при отсутствии льда вдоль

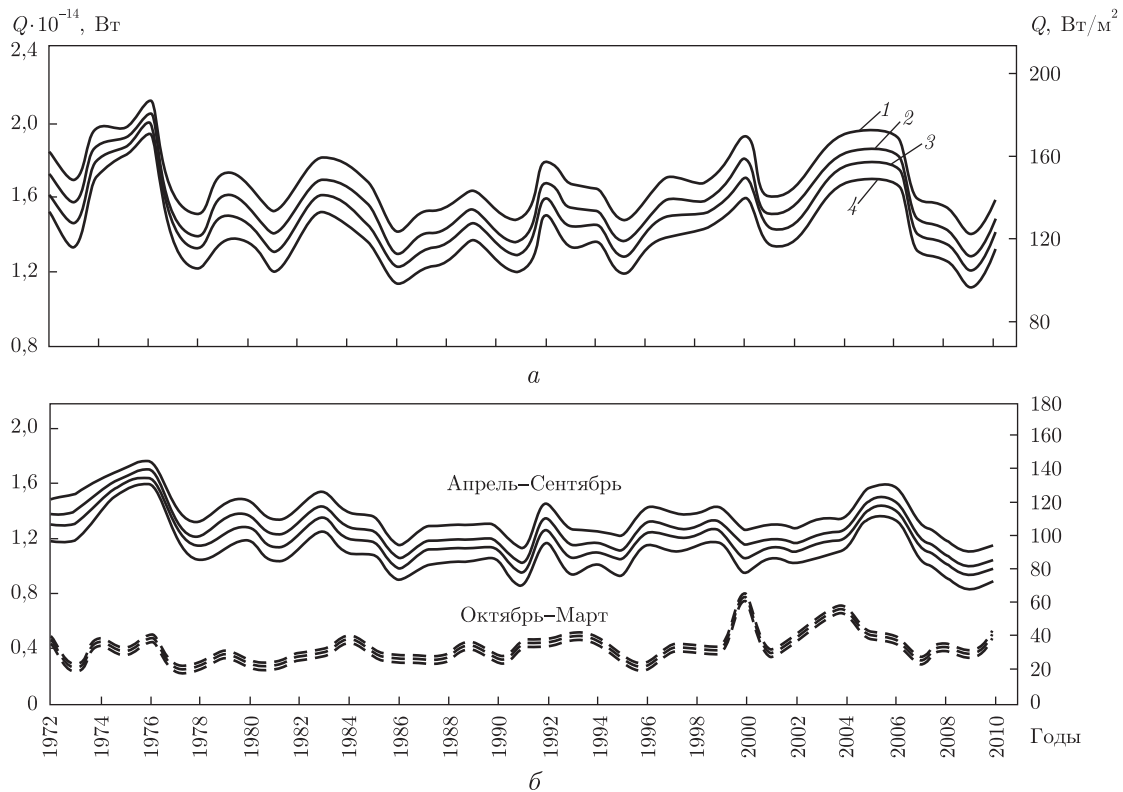


Рис. 3. Межгодовое распределение суммарного потока тепла в районе полыньи Уэдделла

60° ю. ш. поток тепла в ряде районов направлен в океан. Около 154° в. д., 38° з. д., 61° з. д., 154° з. д., 166° з. д. его величина достигает соответственно значений, $\text{Вт}/\text{м}^2$: 7, 8, 26, 7, 10.

На графиках распределения Q по годам (см. рис. 1) наблюдается несколько локальных экстремумов. Один из них (первый слева) по времени приходится, как отмечалось выше, на период существования полыньи Уэдделла. В области ее нахождения к западу от поднятия Мод постоянно существуют особенности ледяного покрова, проявляющиеся иногда образованием зимой зон открытой воды [15]. С целью определения влияния этих особенностей на теплообмен океана и атмосферы и возможного проявления их вклада в формирование общего потока тепла в Антарктике проведены численные расчеты распределений Q для области, расположенной между 64° ю. ш. и 70° ю. ш. и ограниченной меридианами 10° в. д. с востока, а 25° з. д. с запада. В пределах этого сектора отмечалось небольшое западное смещение полыньи от года к году [1]. Расчеты потока тепла проведены по той же схеме, что и для всего круга южнее 52° ю. ш.

Межгодовую изменчивость общего потока тепла через площадь выбранного сектора и потока через единицу его площади демонстрирует рис. 3. Обозначения здесь аналогичны обозначениям на рис. 1. Приведенные зависимости свидетельствуют о том, что поток тепла из океана в атмосферу, приходящийся на единицу площади в районе полыньи, более значителен, чем в среднем по всему рассматриваемому району Южного океана. Причем теплоотдача в зимний период осуществляется интенсивнее, чем в октябре — марте. Максимальное значение Q приходится на 1976 г. При толщине льда 1 м и слоя снега 0,25 м его величина за весь год составила $185 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Зимой этого года она равна $144 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а в другие

месяцы — 41 Вт/м². При аналогичных условиях максимальная величина Q для всей антарктической зоны южнее 52° ю. ш. (см. рис. 1) равна 166, 126, 60 Вт/м² соответственно за весь год, зимой и в октябре — марте. Как и следовало ожидать, в весенне-летне-осенний период влияние снежно-ледового покрова хотя и проявляется, но незначительно из-за его малой концентрации. В то же время в отдельные годы в межгодовом распределении значения Q для октября — марта имеют место локальные экстремумы. Один из них максимальный по величине (достигающий значения 66 Вт/м²) приходится на 2000 г. Этому экстремуму соответствует локальный максимум в распределении среднегодового значения Q (см. *a* на рис. 3), хотя в зимний период (см. *б*) этого года наблюдается локальный минимум. Похожие изменения потока тепла видны и на рис. 1 для 1999 г.

Минимальные по величине значения Q за год и в течение рассматриваемых временных интервалов внутри года для района польни при $h_1 = 0,25$ см, $h_2 = 1$ м равны 122, 91, 23 Вт/м². Причем годовое (см. *a* на рис. 3) и зимнее (см. *б*) значения приходятся на 2009 г., а весенне-летне-осеннее — на 1973 г. (см. *б*). Аналогичные значения для круга, ограниченного с севера широтой 52° ю. ш., равны 75, 60, 9 Вт/м². Из них зимнее значение имеет место в 2009 г., а другие — в 2010 г.

Следует отметить, что имеющая место согласованность существенного уменьшения величины Q в межгодовом распределении после 1999 г. (см. рис. 1) с увеличением суммарной сплоченности льда антарктических морей, для района польни (см. рис. 3) не проявляется.

Анализ межгодового распределения среднемесячных значений Q для района польни показал, что в четвертом квартале года наблюдается ежемесячное уменьшение величины Q , а с января по март его увеличение. Причем в отдельные годы в декабре величина потока тепла близка к нулю, а в январе поток, хотя и незначительный, направлен в океан. В третьем и втором кварталах года четкая тенденция изменений значений Q не просматривается. Возможно, в этом проявляется и влияние как процессов образования и разрушения льда, так и динамики его сплоченности. Характерно лишь увеличение потока в июле, августе, сентябре в годы развития польни Уэдделла по сравнению с потоком в другие годы рассматриваемого временного интервала.

На рис. 4 показана внутригодовая изменчивость среднемесячного потока тепла в 1974–1976 гг. (см. *a*) и в 1981, 2000, 2005 гг. (см. *б*), которым соответствуют штриховые, штрих-пунктирные и тонкие сплошные линии в порядке возрастания года. Сплошные толстые (основные) линии характеризуют среднемесячный климатический поток за период с 1972 по 2010 гг. Видно, что в годы активной фазы развития польни с апреля по октябрь имеют место значительные аномалии потока. Наибольшее значение Q , равное 32 Вт/м², достигается в июне 1976 г. В начале и в конце этого года поток тепла составляет около 2 Вт/м². В течение всего 1981 года (см. *б* на рис. 4), когда польня не реализовалась, поток тепла мало отличается от среднемесячного климатического. На рис. 3 этому году отвечает локальный минимум среднегодового распределения потока тепла. В 2000 и 2005 гг. значительные отклонения от среднеклиматических величин приходятся на март и май соответственно. Значения Q в эти месяцы составляют примерно 32 Вт/м². В эти годы и на межгодовых распределениях потока тепла (см. *a* на рис. 4) проявляются локальные экстремумы.

В результате корреляционного анализа показано, что между аномалиями зимних среднемесячных климатических значений Q (АТП) через единицу площади для области океана южнее 52° ю. ш. и индексом Антарктическое колебание (ААК) имеет место статистическая связь на 95%-м доверительном интервале. Для мая, июля, августа и сентября коэффи-

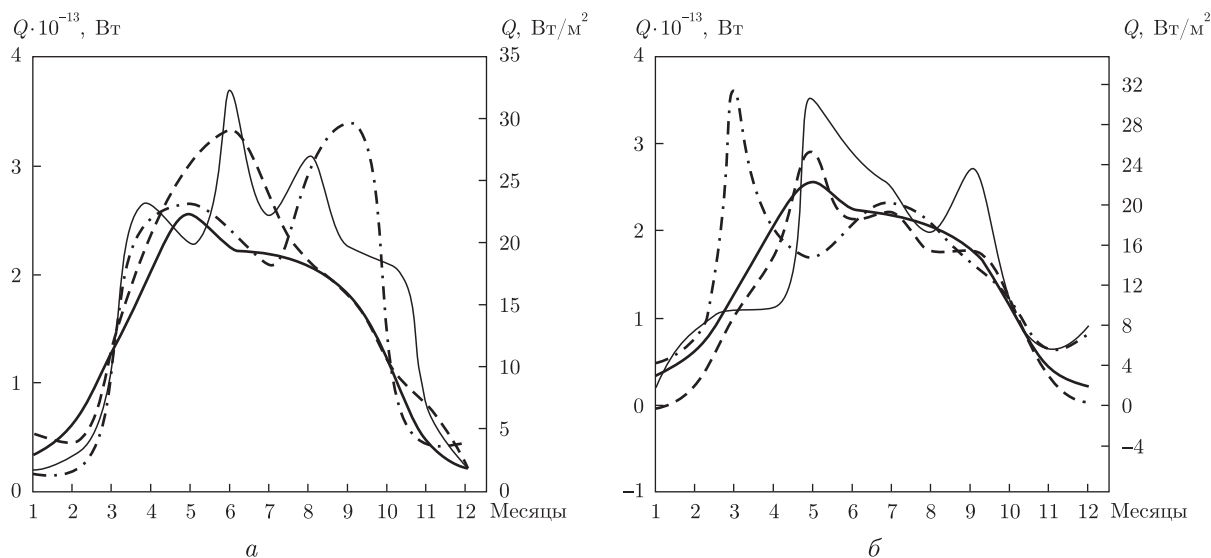


Рис. 4. Внутригодовое распределение среднемесячного потока тепла в 1974, 1975, 1976 гг. (а) и 1981, 2000, 2005 гг. (б)

коэффициент корреляции равен 0,3, 0,36, 0,42 и 0,56 соответственно. В то же время коэффициент корреляции АТП для области океана южнее 52° ю. ш. с индексом Южное колебание (ЮК) только в сентябре имеет значимую величину, равную 0,29.

Для района полынни Уэдделла статистически значимые связи АТП с индексами ААК и ЮК не прослеживаются. Хотя кросскорреляционные функции аномалий среднемесячных климатических значений Q через единицу площади для района полынни Уэдделла и индексов ААК и ЮК показывают колебания с периодом 2–3 года.

Таким образом, выполнен анализ межгодовой изменчивости теплообмена с 1972 по 2010 гг. между океаном и атмосферой в антарктической области, северная граница которой проходит вдоль 52° ю. ш.

Дана оценка величины суммарного потока тепла как по всей площади поверхности рассматриваемого региона Южного океана, так и по площади поверхности района проявления полынни Уэдделла. Показано, что увеличение толщины льда и слоя снега приводит к уменьшению величины Q . При этом влияние слоя снега на теплообмен более существенно, чем влияние ледяного покрова аналогичной толщины. Межгодовая изменчивость теплообмена океана и атмосферы обусловлена изменчивостью как ледового режима (главным образом сплоченностью), так и гидрометеорологических условиями в регионе. Существенное уменьшение величины Q в межгодовом распределении после 1999 г. согласуется с увеличением суммарной сплоченности льда антарктических морей. В зимний сезон величина Q в атмосферу существенно большая, чем в другие месяцы года. В отдельные месяцы в распределении потока тепла по региону может иметь место изменение его направленности.

Поток тепла, приходящийся на единицу площади в районе полынни Уэдделла, особенно в годы активной фазы ее развития (1974–1976 гг.), более значителен, чем в среднем по всему рассматриваемому району Южного океана. В эти годы с апреля по октябрь имеют место значительные положительные аномалии потока. В годы, когда полыння не реализуется, поток мало отличается от среднемесячного климатического.

Для аномалий среднемесячных климатических значений Q через единицу площади в зимние месяцы для области, расположенной южнее 52° ю.ш., получены значимые коэффициенты корреляции с индексом атмосферной циркуляции ААК.

Кросскорреляционные функции аномалий среднемесячных климатических значений потока тепла через единицу площади для района полярной Уэдделла и индексов ААК и ЮК показывают периодичность 2–3 года.

1. Багрянцев Н. В. Крупномасштабные черты формирования ледяного покрова в области круговорота Уэдделла: Сб. науч. тр. (межвуз.). – Ленинград: Ленингр. гидрометеорол. ин-т, 1990. – Вып. 109. – С. 63–76.
2. Богородский П. В., Иванов Б. В., Юновидов С. А. Измерение характеристик энергообмена океана и атмосферы в антарктических морях в осенне-зимний период 2001 г. // Состояние природной среды Антарктики. – Санкт-Петербург: Арктич. и Антаркт. науч.-исслед. ин-т, 2001. – С. 38–39.
3. Еремеев В. Н., Букатов А. Е., Букатов А. А., Бабий М. В. Влияние снежно-ледового покрова на теплообмен океана и атмосферы в Антарктике // Геоинформатика. – 2011. – № 1. – С. 57–61.
4. <http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/>; <http://nomad1.ncep.noaa.gov>.
5. <http://www.esrl.noaa.gov>; <http://www.nodc.noaa.gov>.
6. Egorov K. L., Laikhtman D. L., Radikevich V. M. Ice cover as a link in the ocean-atmosphere system // Boundary layer meteorol. – 1974. – 6. – P. 169–182.
7. Макштан А. П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. – Ленинград: Гидрометеоздат, 1984. – 68 с.
8. Пери А. Х., Уокер Дж. М. Система океан — атмосфера. – Ленинград: Гидрометеоздат, 1979. – 196 с.
9. Хворова Л. А., Иванов О. А. Метеорологические основы математического моделирования гидротермического режима почвы // Изв. Алт. гос. ун-та. – 2007. – № 1. – С. 1–13.
10. Паундер Э. Физика льда. – Москва: Мир, 1967. – 190 с.
11. Шулейкин В. В. Физика моря. – Москва: Наука, 1968. – 1084 с.
12. Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г. и др. Изменения морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей // Пробл. Арктики и Антарктики. – 2008. – № 1(78). – С. 48–58.
13. Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М. Изменения климата Арктики и Антарктики – результат действия естественных причин // Там же. – 2010. – № 2(85). – С. 52–61.
14. Еремеев В. Н., Артамонов Ю. В., Букатов А. А., Скрипалева Е. А. Пространственно-временная изменчивость сплоченности морского льда Антарктики // Геоинформатика. – 2009. – № 2. – С. 48–55.
15. Багрянцев Н. В., Клепиков А. В. Международная зимняя экспедиция в район круговорота Уэдделла // Информ. бюл. Рос. антаркт. экспедиции. – Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1989. – № 118. – С. 13–24.

Океанологический центр НАН Украины,
Севастополь
Морской гидрофизический институт
НАН Украины, Севастополь

Поступило в редакцию 18.06.2012

Академік НАН України В. М. Єремеев, О. Є. Букатов, А. О. Букатов,
М. В. Бабій

Міжрічна мінливість теплообміну океану та атмосфери в Антарктиці

На основі масивів середньомісячних значень зімкненості морського льоду, температури водної поверхні та солоності морської води, а також температури повітря, меридіональної і зональних компонент вектора швидкості приземного вітру виконано дослідження міжрічної мінливості теплообміну океану та атмосфери в Антарктиці за період 1972–2010 рр. Отримано оцінки потоку тепла для області Південного океану, північна межа якої проходить уздовж 52° пд. ш., і району розвитку ополонки Уедделла. Проведено кореляційний аналіз узгодженості їх мінливості з індексами Антарктичне та Південне коливання.

Academician of the NAS of Ukraine **V. N. Eremeyev, A. E. Bukatov,**
A. A. Bukatov, M. V. Babiy

Interannual variability of heat exchange between the ocean and the atmosphere in Antarctic

Interannual variability of heat exchange between the ocean and the atmosphere in Antarctic during 1972–2010 is studied. Investigation is executed on the basis of the monthly average values data set of sea ice closeness, surface water temperature, salinity, air temperature, and meridional and zonal components of the ground wind velocity vector. Heat stream estimates for the Southern ocean region, whose northern boundary passes along 52° S, and the Weddell Polynya region are obtained. Correlation analysis of the consistency of their variability with the indices of the Southern and Antarctic oscillations is performed.