

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНО-ЛЕДОВОГО ПОКРОВА НА ТЕПЛООБМЕН ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В АНТАРКТИКЕ

© В.Н. Еремеев¹, А.Е. Букатов², А.А. Букатов², М.В. Бабий², 2011

¹Океанологический центр НАН Украины, Севастополь, Украина

²Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь, Украина

Considered in the article is a snow-ice cover effect on intra-annual variability of regional distribution of heat transfer between the ocean and atmosphere in the Antarctic Ocean.

Keywords: heat flow, anomaly of the ice area, ocean and atmosphere heat transfer, heat transfer in the Antarctic.

Введение. Снежно-ледовый покров как важная составляющая климатической системы активно влияет на взаимодействие океана и атмосферы в широком диапазоне временных масштабов. Построение теории климата, совершенствование существующих и разработка новых методов прогноза природных процессов и явлений обуславливают необходимость оценки влияния снежно-ледового покрова на теплообмен между океаном и атмосферой. Изменчивость этого покрова представляет собой существенный фактор формирования атмосферной циркуляции и динамических процессов в океане. Экспериментальные и теоретические аспекты проблемы теплового баланса ледяного покрова Арктического бассейна рассмотрены в [1, 2]. Оценка характеристик энергообмена атмосферы и океана с использованием как попутных наблюдений с движущихся судов, так и специальных теплораспределенных наблюдений непосредственно на снежно-ледовом покрове антарктических морей дана в [3].

В настоящей работе проведен анализ зависимости потоков тепла через снежно-ледовый покров от характеристик льда и покрывающего его снега. Дана оценка влияния снежно-ледового покрова на теплообмен между атмосферой и океаном в Антарктике.

Материалы и методика. Оценка потоков тепла через снежно-ледовый покров и открытую поверхность Южного океана выполнена на основе среднемесячных значений сплоченности морского льда и температуры водной поверхности [4, 5] в одноградусных сетках, а также среднемесячных значений солёности морской воды, температуры воздуха, зональной и меридиональной компонент скорости ветра [6], приведенных к одноградусной сетке с помощью сплайн-интерполяции.

Поток тепла через снежно-ледовый покров вычислялся в предположении линейности профи-

ля температуры между его верхней и нижней границами по формуле [1–3, 7]

$$Q_1 = -\lambda_2 \frac{T_0 - T_2}{h_2 + \lambda_2 h_1 / \lambda_1}, \quad (1)$$

где λ_1 и λ_2 – теплопроводность снега и льда; h_1 и h_2 – толщина слоя снега и льда; T_0 (°C) – температура воздуха на уровне подстилающей поверхности; T_2 (°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)¹ находились по эмпирическим формулам

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

из работ [9] и [10] соответственно. При этом в формуле Янсона для λ_1 размерность плотности ρ_1 задается в граммах на кубический сантиметр (г/см³), а выражение для λ_2 определяет линейную зависимость теплопроводности льда от его температуры, принимаемой в работе равной T_0 . Поток тепла через открытую водную поверхность вычислялся по формуле В.С. Самойленко

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

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].

Положительным считается поток тепла, направленный от моря к атмосфере. Поток тепла через поверхность одноградусной ячейки расчетной сетки, частично занятой снежно-ледовым покровом, вычислялся по формуле

$$Q = \delta Q_1 + (1 - \delta) Q_2, \quad (2)$$

где δ – балл сплоченности льда в ячейке.

¹ По Международной системе СИ 1 ккал = 4,1868 Дж.

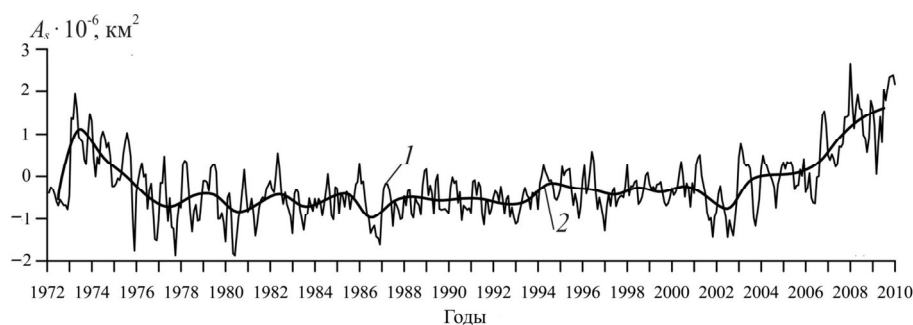


Рис. 1. Среднемесячные (1) и среднегодовые (2) аномалии площади морского льда

Выбор диапазонов изменения характеристик льда и снега при определении потоков тепла по формуле (1) осуществлялся с учетом того, что перед началом таяния отмечается преобладание тонких однолетних дрейфующих льдов, средние значения толщины которых составляют 0,45 и 1,45 м. Поскольку большая часть льда в течение летнего периода вытаивает, то двухлетние и многолетние льды встречаются в водах Антарктики, как правило, в форме полей взломанного припая. Толщина двухлетнего припая составляет 2–2,5 м, а многолетнего может достигать 4–5 м [12]. Лед без снежного покрова встречается весьма редко. Толщина снежного покрова на льду в летнее время колеблется от 0,3 до 0,7 м. У айсбергов и ледниковых барьеров снежный покров на морском льду может достигать нескольких метров. Плотность однолетнего снежного покрова на льду может изменяться от 0,2 до 0,4 г/см³. Многолетний снег имеет плотность от 0,41 до 0,56 г/см³ [13]. Поэтому при изучении зависимости потока тепла через снежно-ледовый покров от характеристик льда и снега расчеты проводились по формуле (1) при значениях h_2 (м), h_1 (м), ρ_1 (г/см³), изменяющихся соответственно в пределах $0,5 \leq h_2 \leq 5$, $0,05 \leq h_1 \leq 0,75$, $0,2 \leq \rho_1 \leq 0,5$.

Вычисление потоков тепла по формуле (2) выполнено для области Южного океана, ограниченной с севера кругом 52° ю. ш., по среднемесячным значениям необходимых данных из источников [4–6] за период с 1980 по 2008 г. Ввиду отсутствия полной базы обеспеченных данных о распределении льда и снега в Антарктике расчеты проводились при заданных постоянных по всей акватории значениях h_1 и h_2 . Толщина льда принималась равной 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 м, снега – 0,05; 0,15; 0,5 м при $\rho_1 = 0,35$ г/см³. Поэтому для каждого из фиксированных значений h_1 и h_2 влияние снежно-ледового покрова на изменение пространственно-временного распределения потоков тепла между океаном и атмосферой формируется главным образом под воздействием динамики сплоченности (общей площади) морского льда. Количественные изменения среднемесячных и среднегодовых значений аномалий A_s площади морского льда получены с учетом широтного изменения площади ячейки одноградусной сетки

(рис. 1). Установлено, что в начале 1970-х годов площадь морского льда в Антарктике была больше по сравнению с площадью в 1980–1990-е годы. В период с 1972 по 1977 г. общая площадь льда заметно уменьшилось. В это же время отмечалось проявление активной фазы развития полыньи Уэдделла [14], наблюдавшейся с 1974 по 1976 г. После 2002 г. площадь антарктического морского льда увеличивается.

Обсуждение результатов. Зависимость потока тепла (Q_1) через снежно-ледовый покров от толщины льда и толщины слоя снега иллюстрирует рис. 2, а, от плотности снега и его толщины при $h_2 = 1$ м – рис. 2, б, теплопроводности снега и толщины льда при $h_1 = 0,5$ м – рис. 2, в, от температуры воздуха и толщины льда при $h_1 = 0,5$ м – рис. 2, г. Сплошные, штриховые, штрихпунктирные линии с одной и двумя пунктирами на рис. 2, а, б отвечают значениям толщины снега 0; 0,25; 0,5; 0,75 м, на рис. 2, в, г – значениям толщины льда 1, 2, 3, 4 м. Линии 1 и 2 соответствуют распределениям Q_1 при $T_0 = 6$ и $T_0 = -6$ °С. Значение T_2 при численных расчетах полагалось равным температуре замерзания морской воды при $S = 34,2$ ‰. Видно, что увеличение и толщины льда, и толщины слоя снега приводит к уменьшению абсолютной величины Q_1 . Причем влияние снега усиливается при уменьшении толщины льда. Для фиксированного значения толщины снежного покрова с ростом плотности снега абсолютное значение Q_1 увеличивается. К возрастанию модуля Q_1 приводит и увеличение теплопроводности снега при фиксированной толщине льда. Чем толще лед, тем меньше модуль Q_1 для заданного значения λ_1 . Соотношение температуры воздуха и температуры воды на границе лед–вода определяет направленность потока тепла.

Результаты вычислений потоков тепла по формуле (2) показывают неоднородность их распределения по антарктическому региону даже в покрытых льдом областях при заданных постоянных значениях толщины льда и снега. Она определяется пространственно-временной изменчивостью разности температуры воздуха и температуры замерзания морской воды (температуры на границе лед–вода), а также сплоченности льда. В обла-

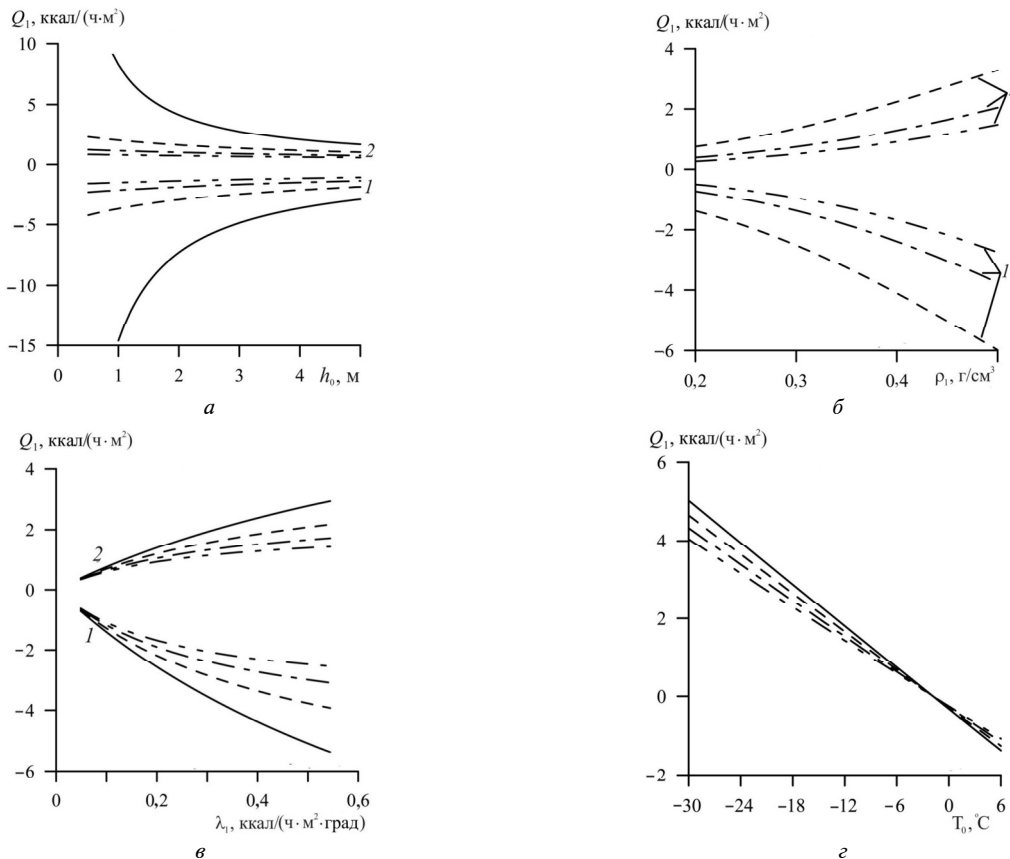


Рис. 2. Зависимость потока тепла Q_1 через снежно-ледовый покров от характеристик льда и снега. Объяснения в тексте

стях открытой водной поверхности неоднородность обусловлена изменчивостью скорости ветра, температуры воздуха и температуры воды на поверхности моря.

Отметим, что в климатическом внутригодовом цикле изменения площадей морских льдов разной балльности [15] прослеживается отклонение от формально определяемых сезонов: декабрь, январь, февраль – летние месяцы; июнь, июль и август – зимние. Лучшая согласованность внутригодового цикла сплоченности проявляется с изменением условно выделяемых природных сезонов в Антарктиде, определяющих продолжительность зимы 6 месяцев (апрель–сентябрь), лета – 2 месяца (декабрь, январь) и переходных сезонов – по 2 месяца: весны (октябрь, ноябрь) и осени (февраль, март). Основываясь на таком определении сезонов, можно заключить, что в зимний период теплообмен в основном положительный (направлен из океана в атмосферу). Увеличение толщины льда или снега приводит к заметному ослаблению потока тепла. В сезонном цикле минимальное влияние снежно-ледового покрова на суммарный поток наблюдается осенью вследствие уменьшения площади льда и изменения погодных условий. Поток тепла в осенние месяцы в основном направлен в атмосферу, и в марте его величина начинает возрастать. Эта тенденция сохраняется до сентября. С апреля по сентябрь в районах ледовых полей высокой сплоченности при $h_2 \geq 1$ м, $h_1 = 0,5$ м поток тепла

увеличивается примерно от 7 до 25 ккал/(ч · м²), а в случае $h_2 = 0,5$ м и $h_1 = 0,15$ м – от 19 до 40 ккал/(ч · м²). Если же $h_2 = 0,5$ м, а $h_1 = 0,05$ м, то $25 < Q < 65$ ккал/(ч · м²).

В зонах льда малой сплоченности теплоотдача близка к теплоотдаче прилегающих открытых вод. В отдельных районах прибрежных, прибарьерных и заприайных стационарных полыней, существующих практически по всему периметру Антарктиды и обусловленных действием преобладающих в прибрежной зоне отжимных ветров [12], в некоторые месяцы величина Q может достигать 100 ккал/(ч · м²) и более. Один из таких районов, в частности, находится у моря Росса. Возможно, что проявление повышенного потока тепла в этой области связано с близким расположением к ней действующего на острове Росса вулкана (г. Эребус).

С октября по ноябрь поток тепла в районах со льдом и с открытой водной поверхностью ослабевает, а к декабрю в некоторых областях становится отрицательным, направленным из атмосферы в океан. В основном поглощение океаном тепла из атмосферы происходит в январе.

Рис. 3 иллюстрирует распределение потока тепла в области Южного океана, ограниченной с севера кругом 52° ю. ш., при толщине льда 1,5 м, плотности снега 0,35 г/см³ и толщине его слоя 0,5 м. Толстой сплошной линией отмечено положение северной границы зоны с плавающим снежно-ледовым покровом. Белым цветом обо-

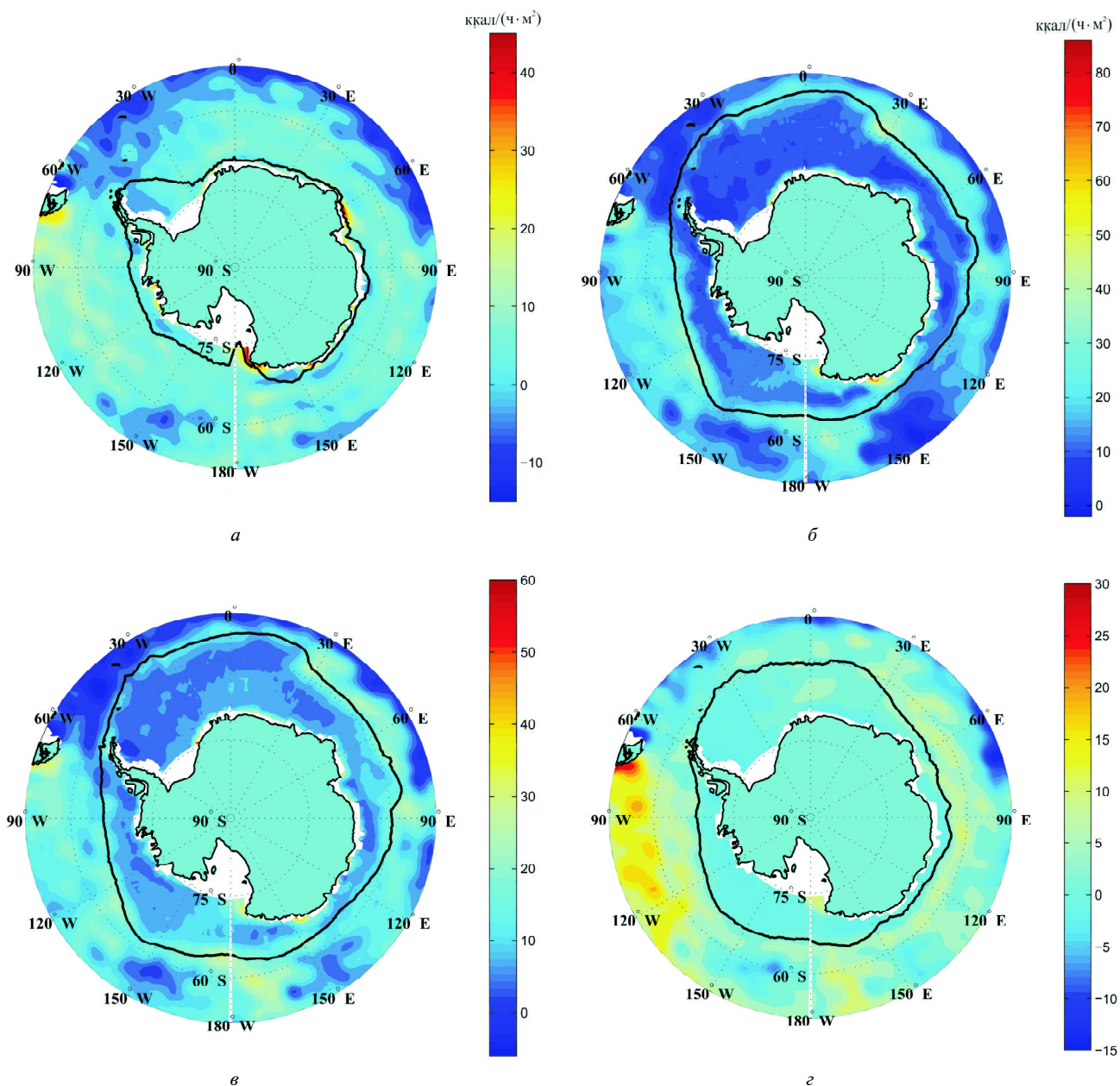


Рис. 3. Региональное распределение потока тепла Q (ккал/(ч·м²)) в феврале (а), сентябре (б), октябре (в) и декабре (г). Объяснения в тексте

значены области с малой обеспеченностью исходных данных, необходимых для выполнения численных расчетов тепловых потоков. Эти области находятся в основном в районах шельфовых ледников. По площади наиболее значительно выделяются из них зоны у ледников Росса и Фильхнера–Ронне.

В реальных условиях имеют место региональные, межгодовые и сезонные изменения характеристик льда и снега. Эти изменения проявляются в распределении потоков тепла по занятой снежно-ледовым покровом акватории Антарктики. Значимость проявлений обуславливается закономерностями, вытекающими из приведенных на рис. 2 графических зависимостей.

Заключение. Получены количественные оценки зависимости потока тепла через снежно-ледовый покров от характеристик морского льда и по-

крывающего его снега. Согласно этим оценкам, увеличение толщины льда и слоя снега приводит к уменьшению абсолютной величины потока тепла. Причем влияние снега усиливается при уменьшении толщины льда. С ростом плотности снега увеличивается его теплопроводность, что вызывает усиление теплообмена.

На основе массивов среднемесячных значений сплоченности морского льда, температуры воздуха, солености и температуры морской воды, зональной и меридиональной компонент скорости ветра за период 1980–2008 гг. рассмотрена внутригодовая изменчивость регионального распределения теплообмена между океаном и атмосферой в антарктической области, ограниченной кругом 52° ю. ш. Показано, что пространственная неоднородность распределения потока тепла обуславливается не только изменчивостью поля ветра, тем-

пературы воздуха в приземном слое и воды на морской поверхности, но и динамикой сплоченности льда, его толщины и характеристик снежного покрова. Даны количественные оценки диапазонов изменения потока тепла в районах с высокой и малой сплоченностью морского льда.

1. *Макитас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 68 с.
2. *Трешников А.Ф., Алексеев Г.В., Макитас А.П. и др.* Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области. — Л.: Гидрометеиздат, 1991. — 176 с.
3. *Богородский П.В., Иванов Б.В., Юновидов С.А.* Измерения характеристик энергомассообмена океана и атмосферы в антарктических морях в осенне-зимний период 2001 г. // Состояние природной среды Антарктики. — СПб.: ААНИИ, 2001. — С. 38–39.
4. <http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/>
5. <http://nomad1.ncep.noaa.gov>
6. <http://www.esrl.noaa.gov>
7. *Egorov K.L., Laikhtman D.L., Radikevich V.M.* Ice cover as a link in the ocean–atmosphere system // *Boundary layer meteorology*. — 1974. — 6. — P. 169–182.
8. *Пери А.Х., Уокер Дж.М.* Система океан–атмосфера. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 196 с.
9. *Хворова Л.А., Иванов О.А.* Методологические основы математического моделирования гидротермического режима почвы // *Изв. Алтайск. гос. ун-та*. — 2007. — № 1. — С. 1–13.
10. *Паундер Э.* Физика льда. — М.: Мир, 1967. — 190 с.
11. *Шулейкин В.В.* Физика моря. — М.: Наука, 1968. — 1084 с.
12. *Романов А.А.* Льды Южного океана и условия судоходства. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 89 с.
13. *Назаров В.С.* Льды антарктических вод. — М.: АН СССР, 1962. — 72 с.
14. *Багрянцев Н.В.* Крупномасштабные черты формирования ледяного покрова в области круговорота Уэдделла // *Гидрология Южного океана и Северной Атлантики*. — Л.: ЛГМИ, 1990. — С. 63–76.
15. *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.

Поступила в редакцию 11.10.2010 г.

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

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНО-ЛЕДОВОГО ПОКРОВА НА ТЕПЛООБМЕН ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В АНТАРКТИКЕ

Рассмотрено влияние снежно-ледового покрова на внутригодовую изменчивость регионального распределения теплообмена между океаном и атмосферой в антарктической области Южного океана.

Ключевые слова: поток тепла, аномалии площади льда, теплообмен океана и атмосферы, теплообмен в Антарктике.

В.М. Єремєєв, О.Є. Букатов, А.О. Букатов, М.В. Бабій

ВПЛИВ СНІЖНО-ЛЬДОВОГО ПОКРИВУ НА ТЕПЛООБМІН ОКЕАНУ ТА АТМОСФЕРИ В АНТАРКТИЦІ

Розглянуто вплив сніжно-льодового покриву на внутрішньорічну мінливість регіонального розподілу теплообміну між океаном та атмосферою в антарктичній частині Південного океану.

Ключові слова: потік тепла, аномалії площі льоду, теплообмін океану та атмосфери, теплообмін в Антарктиці.