

ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА И ПОДЛЕДНОГО СЛОЯ ВОДЫ ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД (О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) ВЕСНОЙ 2011 г.

канд. физ.-мат. наук К.В.ФИЛЬЧУК¹, канд. геол.-минерал. наук Н.В.ГОРЮНОВА²,
канд. физ.-мат. наук П.В.БОГОРОДСКИЙ¹

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: bogorodski@aari.ru

² – Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва

Представлены и проанализированы данные океанографических и ледовых наблюдений, выполненных весной 2011 г. в заливе Грён-фьорд (о. Западный Шпицберген). Описаны особенности термохалинной структуры подледного слоя моря и характеристик припайного льда, в т.ч. распределения нано- и микрочастиц, осаждающихся на его поверхность. Данные наблюдений дополнены оценками эволюции припайного льда, выполненными с помощью концептуальной термодинамической модели.

Ключевые слова: припайный лед, фьорды Шпицбергена, энерго- и массоперенос, термохалинная структура, нано- и микрочастицы.

ВВЕДЕНИЕ

Своеобразие гидрометеорологического режима Западного Шпицбергена делает его фьорды уникальным природным полигоном для изучения процессов тепло- и массопереноса, сопровождающих формирование и эволюцию припайного льда. Одной из таких акваторий, безусловно, является залив Грён-фьорд, океанографические и ледовые условия которого, определяемые главным образом теплыми атлантическими водами в открытой части, претерпевают значительные вариации. Помимо этого, определенное влияние на снежно-ледяной покров Грён-фьорда оказывает накопление снега с аэрозолями и атмосферного рассеянного осадочного вещества антропогенного происхождения, в значительной степени обусловленного работой ТЭЦ пос. Баренцбург на северном берегу залива. При известных различиях режимного характера, подобные условия присущи и другим заливам – соседнему с Грён-фьордом Адвент-фьорду с пос. Лонгйирбюэн, столицей архипелага, и Ван-Майен-фьорду с пос. Свеагрува – центром угледобычи на архипелаге.

Грён-фьорд ориентирован в меридиональном направлении, его протяженность составляет примерно 16,5 км. Ширина и глубина фьорда увеличиваются с юга (кутовая часть) на север (выход в Ис-фьорд) с 1,8 до 5,4 км и с 50 до 170 м соответственно, что обеспечивает возможность свободного водообмена с атлантическими водами, распространяющимися на прилегающем районе континентального шельфа. В залив впадают несколько ручьев и рек. Режим приливов – неправильный полусуточный [Cottier et al., 2010]. К достоинствам акватории, помимо уже перечисленных, следует отнести и пространственную однородность ледяного покрова (отсутствие восторошенных льдов), обусловленную практически полным отсутствием динамических воздействий вследствие

дрейфа ледяных полей. Кроме того, стандартные метеонаблюдения, проводимые с 50-х гг. прошлого столетия ГМО «Баренцбург», расположенной на южном берегу залива, обеспечивают исследователей необходимыми данными об атмосферных процессах.

Несмотря на интенсивное изучение арктических фьордов и ряд публикаций, посвященных их ледяному покрову и водным массам [Марченко и др., 2010; Gerland, Hall, 2006; Gerland, Renner, 2007; Hendricks et al., 2011; Nilsen et al., 2008], Грэн-фьорд в силу ряда причин до сих пор остается акваторией, недостаточно исследованной современными экспериментальными и теоретическими методами. Известный вклад в уменьшение дефицита сведений о процессах тепломассопереноса в его ледяном покрове и в подледном слое, в т.ч. обусловленных аккумулярованием микрочастиц вещества, выпадающих из атмосферы, внесли экспедиционные наблюдения, выполненные весной 2011 г. в рамках программы РНЦ «Шпицберген» специалистами ААНИИ и Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН. Ледоисследовательские работы, проведенные 22–23 апреля в кутовой части залива на траверзе мыса Финнесет (рис. 1), включали отбор кернов льда и измерения высоты снега и альбедо поверхности на маршруте длиной 1100 м, а также температуры и солёности воды подо льдом. Океанографические исследования состояли из вертикальных зондирований на гидрологических станциях № 1–4, выполненных 20 апреля и повторенных 22 и 28 апреля на станции № 2, а также трех донных постановок регистратора гидростатического давления, температуры и солёности в период 21–28 апреля. Временной ход значений температуры, солёности и давления регистрировался на станциях № 2, 5, 6 в ходе донных постановок 22, 28 и 26 апреля соответственно (номера станций присваивались согласно их пространственному положению). В настоящей работе представлены основные результаты этих наблюдений, а также расчеты термодинамической эволюции припая зимой-весной 2011 г., выявившие особенности формирования и эволюции ледяного покрова исследуемой акватории, дополнившие данные прямых наблюдений

АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для океанографических исследований использовались современная малоинерционная аппаратура: профилограф XR-620 фирмы RBR (Канада) и СТД-зонд SBE-37SM фирмы Sea Bird (США), а также менее чувствительный, но весьма полезный для полевых работ портативный измеритель температуры и солёности воды YSI-30M фирмы YSI (США). Для измерения приходящей и отраженной коротковолновой радиации использовался стандартный пиранометр М-80.

Отбор кернов льда проводился буром Kovacs одноименной фирмы (США) по методике, рекомендованной Национальным центром данных о снеге и льде США. После выбуривания каждый керн разделялся на сегменты в 15–20 см, которые упаковывались в пластиковые контейнеры и затем расплавлялись в одноразовых закрытых емкостях при комнатной температуре. В подготовку к плавлению входило очищение поверхности керна от возможных загрязнений с помощью ножа с тефлоновым покрытием. Расплав фильтровался через предварительно очищенные ядерные фильтры Nuclepore диаметром 47 мм с диаметром пор 0,4 мкм. Для уменьшения ошибки каждая проба фильтровалась через 4–5 параллельных фильтров. После прохождения расплава фильтры промывались 100 мл бидистиллята для исключения кристаллизации солей, искажающих концентрацию, а также затрудняющих работу аналитического оборудования. Далее фильтры высушивались при температуре 60 °С и взвешивались для определения концентрации нерастворимых частиц. Их анализ проводился на сканирующем электронном микроскопе JSM-U3 фирмы Jeol (Япония).

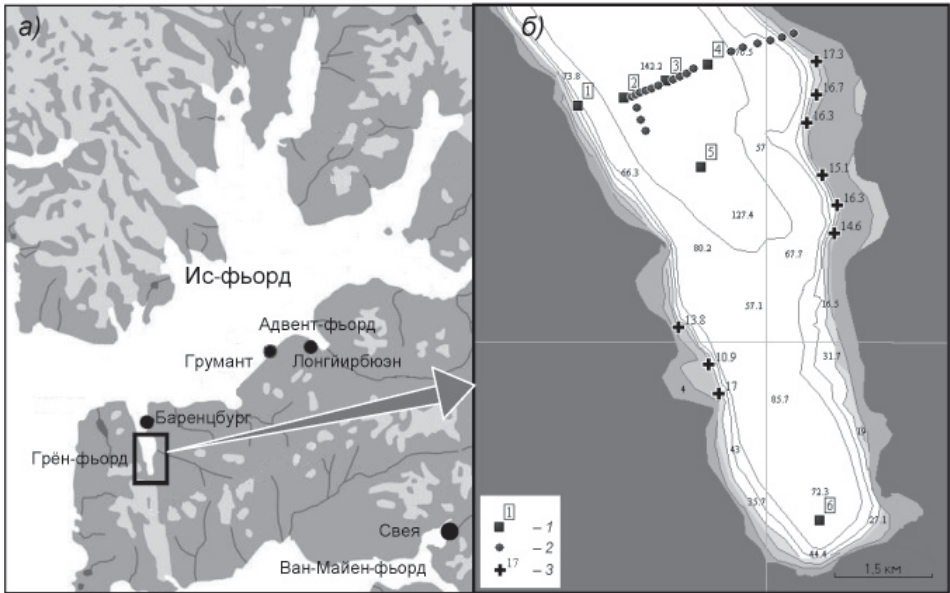


Рис. 1. Юго-западная часть Западного Шпицбергена (а) и район исследований (б).

1 – места океанографических наблюдений, 2 – точки отбора ледовых кернов, 3 – навигационные символы, обозначающие подводные скалы.

Определение толщины льда h_i проводилось путем измерений длины выбуренных кернов металлической линейкой, погрешность которых, учитывая шероховатость нижней поверхности льда, можно оценить в 3–5 мм. Для определения изменения h_i использовалась претендующая на универсальность эмпирическая формула

$$h_i^2 + 50h_i = 8R, \quad (1)$$

где R – сумма градусо-дней мороза на момент вычисления h_i .

Помимо формулы (1), для расчетов роста припая использовался вариант термодинамической модели с кристаллизацией в спектре температур, подробно описанный в [Богородский, Пнюшков, 2007]. Морской лед представляется термодинамически

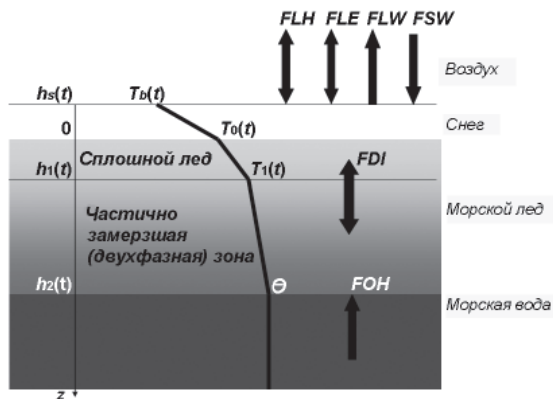


Рис. 2. Схема распределения температуры в слоях снега, льда и воды. На нижней поверхности льда температура равна температуре замерзания воды.

равновесной (двухфазной) зоной, переходящей в верхних слоях в сплошной лед (рис. 2). При постоянном потоке тепла в слоях снега и льда основные уравнения и граничные условия модели имеют вид:

$$T(z, t) = \frac{\Theta - T_1(t)}{h_2(t) - h_1(t)} (z - h_1(t)) + T_1(t),$$

$$f_w \frac{\partial S}{\partial t} = -S \frac{\partial f_w}{\partial t}, \quad (2a, б, в)$$

$$T(z, t) = -\gamma S(z, t).$$

$$FDI = FSW + FLW + FSH + FLH, \quad z = -h_s(t). \quad (3)$$

$$\rho_i L f_{w1} \frac{dh_i}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z} - (k_i (1 - f_w) + k_w f_w) \frac{\partial T^+}{\partial z}, \quad (4a, б)$$

$$S^+ \frac{dh_1}{dt} = -D f_{w1} \frac{\partial S^+}{\partial z}, \quad z = h_1(t).$$

$$\rho_i L f_{i2} \frac{dh_m}{dt} = (k_i (1 - f_w) + k_w f_w) \frac{\partial T^-}{\partial z} - FOH, \quad z = h_2(t). \quad (5)$$

Начальная температура и соленость подледного слоя полагаются постоянными

$$T = T_\infty \equiv \Theta = -\gamma S_\infty, \quad S = S_\infty, \quad z \in (0, \infty), \quad t = 0. \quad (6a, б)$$

В уравнениях (2)–(5) T – температура; S – соленость; t – время; z – вертикальная координата; f – объемная доля фазы; L – скрытая теплота фазового перехода; C_p и k – объемная теплоемкость и теплопроводность; ρ – плотность; γ – константа; h – положение движущейся границы раздела; Θ – температура замерзания; FDI – диффузионный поток тепла через снежно-ледяной покров; FSW , FLE , FSH , FLH и FOH – турбулентные потоки явного и скрытого тепла, длинно- и коротковолновый баланс поверхности и поток тепла к нижней поверхности льда соответственно; D – коэффициент диффузии соли; знаки $-$ и $+$ обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела; индексы m , i , s , w , ∞ и b , 0 , 1 , 2 обозначают соответственно лед (морской и пресный), снег, воду (раствор и морская) и границы «воздух – снег», «снег – сплошной лед», «сплошной – пористый лед» и «пористый лед – вода». Теплофизические характеристики раствора и морской воды для простоты полагаются одинаковыми. Поток FSW к подстилающей поверхности определяется по зависимости [Dobson, Smith, 1988] с использованием величины альбедо α , полученной из данных измерений. Расчет FSH и FLH проводится по интегральным аэродинамическим формулам с постоянными значениями коэффициентов тепло- и влагообмена. Поток из океана FDI рассчитывается с учетом линейности профилей температуры в слоях снега и льда как $FDI = k_i (T_b - \Theta) / (h_1 + h_s (k_i / k_s))$ [Макштас, 1984]. Для расчета FLW применяется формула Ангстрема с учетом облачности, линеаризованная относительно $(T_b - T_a)$.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Зима 2010–2011 гг. характеризовалась довольно сильной изменчивостью метеопараметров, типичной для Западного Шпицбергена. Так, величина осредненных по суткам срочных значений температуры воздуха, измеренных ГМО «Баренцбург», изменялась от $+1$ до -27 °С, давления – от 970 до 1040 мБ, скорости ветра – от 0 до 12 м/с, балла

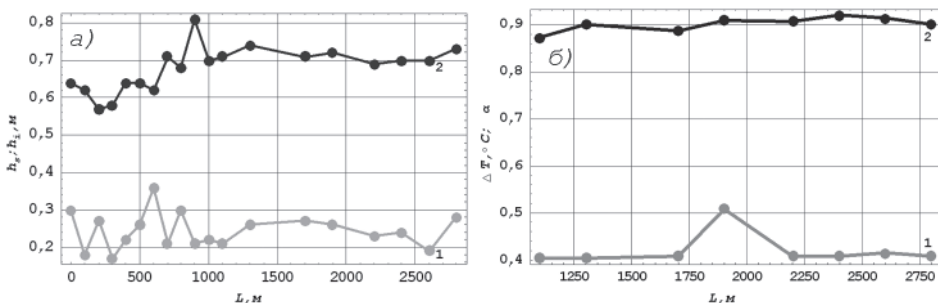


Рис. 3. Распределение толщины снега (1) и льда (2) (а) и разности температур (1) и альbedo (2) на разрезе (б).

облачности, определяемого в долях единицы, от 0 до 1, относительной влажности – от 60 до 100 %. Воздействие синоптических процессов на акваторию залива к 20-м числам апреля привело к формированию припайного льда и снежного покрова с толщинами, близкими соответственно к 0,7 и 0,27 м, характерными для заливов Ис-фьорда [Gerland, Hall, 2006; Gerland, Renner, 2007]. Их распределение на разрезе длиной L между точками 1 и 19 (поперек фьорда) приведено на рис. 3а. Обращает на себя внимание изменчивость толщин в районе первых станций, обусловленная, по-видимому, преобладающими, в силу орографических условий, направлениями ветра (либо ССЗ, либо, напротив, ЮЮВ). В дальнейшем, по мере удаления от берега, они уже не претерпевают таких скачков, а плавно варьируют вблизи средних значений.

Адвекция атлантических вод в залив, о которой, помимо данных океанографического разреза, свидетельствует разность температур $\Delta T = T_\infty - \Theta$, достигающая 0,5 °C (рис. 3б), закономерно ставит вопрос о влиянии обусловленного ими потока тепла на рост припая [Nilsen et al., 2008]. Его среднюю оценку за расчетный период можно получить из равенства средних величин наблюдаемых толщин льда с их модельными значениями, варьируя потоком тепла из моря, который фигурирует как остаточный член условия теплового баланса (5). Численные расчеты по модели (2)–(5) проводились при типичных значениях теплофизических параметров и констант всех сред [Макштас, 1984; Назинцев, Панов, 2000] и солености морской воды S_∞ ‰. В качестве атмосферного форсинга в модели использовались осредненные по суткам срочные значения метеопараметров, измеренных ГМО «Баренцбург» [URL: <http://rp5.ru>]. Снегонакопление аппроксимировалось линейной зависимостью, обеспечивающей измеренную толщину снега (0,27 м) в конце расчетного периода. Начало льдообразования (3 декабря 2010 г.) определялось по ледовым картам арх. Шпицберген Норвежского метеорологического института [URL: <http://www.npolar.no>].

Временной ход толщины ледяного покрова исследуемой акватории, рассчитанный для различных значений потока тепла из моря по модели, полуэмпирической формуле (1), использующей «сумму градусо-дней мороза», и аппроксимированный простой корневой зависимостью, построенной по толщинам льда в начале льдообразования и спустя 143 дня, изображен на рис. 4а. Модельные расчеты показали, что в его отсутствие толщина льда на 143 сут. превышает измеренную примерно на 0,2 м, причем наилучшее совпадение на этот день соответствует $FOH = 10$ Вт/м². По-видимому, ее можно принять в качестве среднего значения искомой величины за зимний период. Вместе с тем ход кривой, построенной по формуле (1), показывает ее непригодность для акваторий, гидрологический режим которых определяется существенной изменчивостью адвективных потоков тепла.

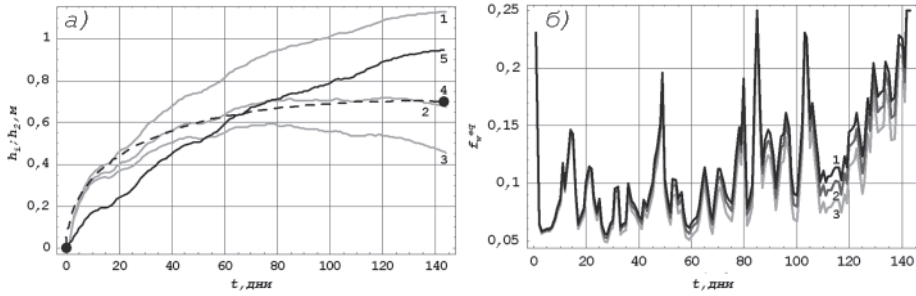


Рис. 4. Изменение толщины льда (а) и интегральной пористости льда (б), рассчитанное по модели для потока тепла из моря 0 (1), 10 (2), 15 Вт/м² (3), по корневой зависимости (4) и полуэмпирической формуле (5).

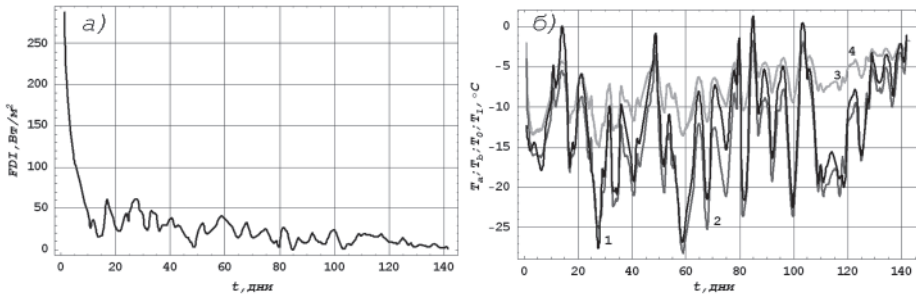


Рис. 5. Временная эволюция потока тепла через лед (а) и температуры раздела слоев (б) для потока 10 Вт/м² по данным модели.

Соответствующие различным значениям FOH изменения интегральной или эквивалентной, т.е. отвечающей данному термодинамическому состоянию, пористости льда изображены на рис. 4б. Нетрудно видеть, что ее рост (уменьшение объема твердой фазы внутри морского льда, или внутреннее таяние) соответствует увеличению T_a . При этом интенсивность энергообмена моря с атмосферой постепенно уменьшается по мере его нарастания (рис. 5а). Временной ход температур поверхностей раздела для $FOH = 10$ Вт/м² показан на рис. 5б. Как видно, их величины также связаны с изменением, в первую очередь, температуры воздуха T_a и меняются практически синхронно с ее вариациями. Основной особенностью температуры границ раздела является тенденция к понижению, связанная с увеличением толщины льда и, как следствие, уменьшением потока тепла через него. Сравнение показывает, что величины T_b и T_a достаточно близки друг к другу, различаясь в отдельные периоды, соответствующие резким изменениям T_a , до 1,5–2 °С. Примерно такая же закономерность отмечается и в увеличивающейся за счет снегонакопления разности величин T_0 и T_b ; разность температур T_b и T_1 , остающаяся примерно постоянной, невелика (около 0,3 °С) и в масштабе рисунка практически неразличима.

АЭРОЗОЛЬНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Судя по данным выполненного разреза, распределение нерастворимых частиц в снежно-ледяном покрове залива достаточно неоднородно. Их содержание в отобранных пробах льда варьирует от 0,1 до 5,1 мг/л (2,0 мг/л – среднее для 99 определений). Согласно результатам оптической и сканирующей электронной микроскопии,

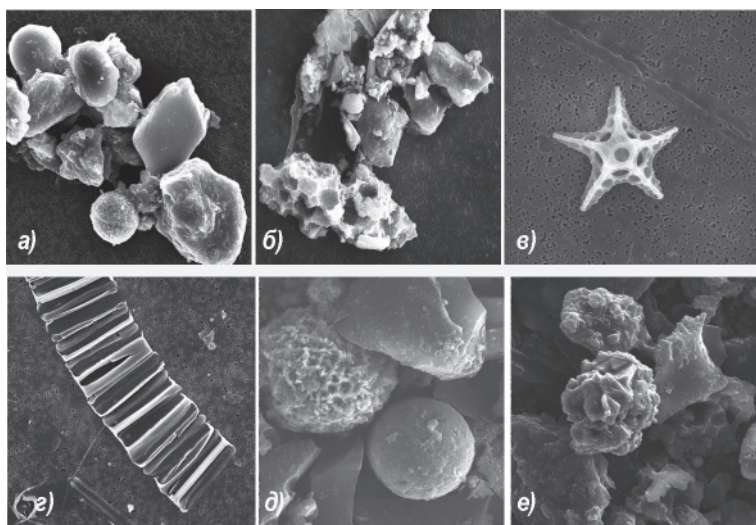


Рис. 6. Сканирующие электронные фотографии (50×50 мкм) нерастворимых частиц криозоля: минеральных (а, б), биогенных (в, з) и антропогенных (д, е). Сторона квадрата фотографии 50 мкм.

выполненной в ИОРАН, основная часть материала на фильтрах имеет алевритовую размерность (от 0,01 до 0,1 мм). В основном это биогенный материал (волокна и диатомовые водоросли), антропогенные частицы («летучий пепел»), крупные минеральные зерна, а также частицы тонкопелитовой (менее 0,001 мм) и пелитовой (от 0,001 до 0,01 мм) размерности (рис. 6). Последние представлены гладкими сферами сгорания, образовавшимися в ходе высокотемпературных процессов и выбрасываемыми в атмосферу дымовыми факелами ТЭЦ. Минеральная составляющая сформирована частицами местных ледниковых отложений и угольной пылью, в перераспределении которой значительную роль играет ветер [Шевченко и др., 2007; Caritat et al., 2005].

Соотношение минеральных и биогенных частиц меняется от пробы к пробе, причем первые преобладают в среднем сегменте кернов из центральной части залива (рис. 7). В керне № 15, максимально близком к берегу, криозоль представлен в основ-

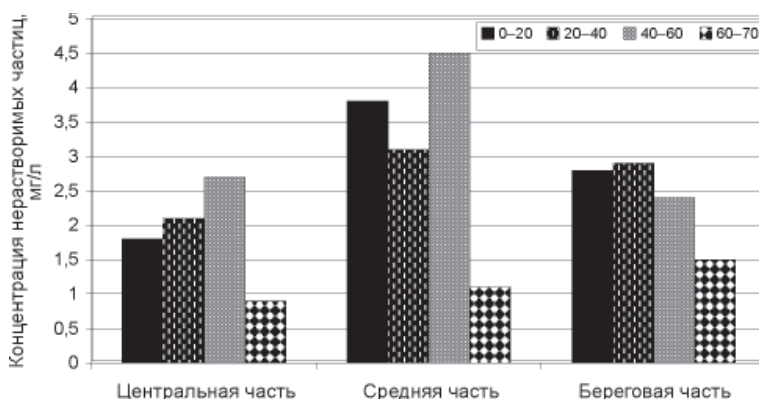


Рис. 7. Осредненные концентрации нерастворимых частиц в сегментах ледовых кернов, отобранных на поперечных разрезе через Грэн-фьорд в апреле 2011 г.

ном биогенными и антропогенными частицами. Во льду центральной части залива (№ 1–19) выявляется уменьшение концентрации нерастворимых частиц в верхнем и нижнем сегментах при максимальном содержании в среднем, что связано с захватом вымытых со снегом из атмосферы частиц на начальном этапе льдообразования. В прибрежной части фьорда, напротив, за счет аккумуляции и вмержания материала из атмосферы со снегом и интенсивного взмучивания и перемешивания придонного слоя в ходе формирования льда увеличение концентрации нерастворимых частиц наблюдается в верхнем и среднем сегментах. В середине разреза отмечается два максимума концентрации до 4,5 мг/л, что связано и с влиянием наносов с берега, максимум в среднем сегменте обусловлен захватом вещества при формировании льда. Таким образом, преобладающий захват кризоля растущим льдом происходит из обеих контактирующих с ним сред – морской воды и атмосферы, причем на начальном этапе формирования льда происходит концентрирование нано- и микрочастиц и далее, с его ростом, трансформация вещества в толще.

Представляет интерес сравнение этих величин с оценками для близлежащих районов, полученными ранее [Горюнова, Шевченко, 2008; Шевченко и др., 2007]. В зимний сезон 2008 г. концентрация нерастворимых частиц в еженедельных пробах свежеснеженного снега, отобранных на метеоплощадке пос. Баренцбург, варьировала от 2,4 до 158,5 мг/л при средней концентрации частиц в пробах поверхностного снега в 34,7 мг/л. При этом значения потоков вещества из атмосферы на поверхность суши за зимний период, рассчитанные по концентрации нерастворимых частиц в пробах снега, взятых из снежных шурфов, составили величину около 60 мг/м²·сут., что близко к величине, характерной для промышленных районов Европы. Такое высокое содержание нерастворимых частиц в снеге связано не только с перераспределением угольной пыли в районе шахты и выделением продуктов сгорания угля при его переработке, но и с большим количеством сажи, поступающей в атмосферу при сжигании угля ТЭЦ.

В 2009 г. пробы снега из шурфов и с поверхности были отобраны в пос. Баренцбург, пос. Грумант, и в окрестностях пос. Лонгйирбюэн. В среднем концентрация нерастворимых частиц в поверхностном снеге варьировала от 0,3 и 0,9 мг/л в районах, удаленных от источника антропогенного загрязнения, и от 16,8 до 25,9 мг/л – в загрязненных (шахты у пос. Лонгйирбюэн и Баренцбург соответственно). В долине Адвентдален средняя концентрация вещества в поверхностном снеге составила 9,2 мг/л, несколько превысив величину для данного региона, полученную в 2005 г., – 7,2 мг/л. Поток нерастворимых частиц на поверхность в 2009 г. составил 36 мг/м²·сут. Таким образом, судя по данным разреза 2011 г., распределение нерастворимых частиц в снежно-ледяном покрове залива Грён-фьорд сопоставимо с результатами предыдущих работ, проведенных в данном районе и в арктическом регионе в целом.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОДЛЕДНОГО СЛОЯ

Распределение температуры и солености на поперечном разрезе, выполненном 28 апреля 2011 г. от западного берега Грён-фьорда к восточному, изображено на рис. 8. Положительная температура вод на разрезе свидетельствует об их атлантическом происхождении. Положение нулевой изотермы на разрезе дает основание предположить, что атлантическая вода распространяется во фьорде вдоль его западного склона. На самой западной станции № 1 эта изотерма залегает на глубине 38 м, далее к востоку на станции № 2 заглубляется до 53 м, на станции № 3 в центральной части залива – до 70 м и на станции № 4 – до 84 м. На восточном склоне фьорда измерения

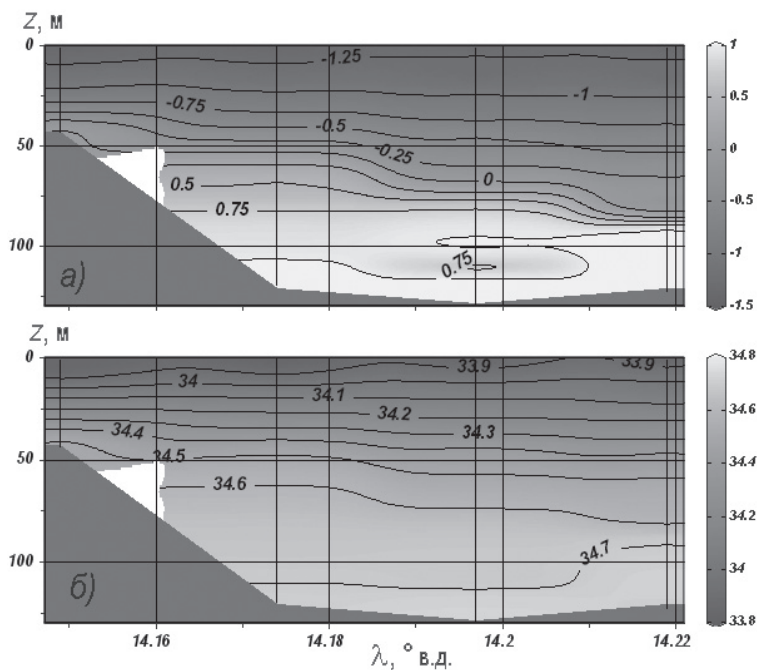


Рис. 8. Распределение температуры (а) и солёности (б) на вертикальном поперечном разрезе в центральной части залива Грэн-фьорд, построенное по данным профилирования 28 апреля 2011 г.

не проводились. Необходимо отметить, что из-за сильной изменчивости термохалинной структуры зондирование на четырех станциях разреза в центральной части залива, выполненное в течение 75 мин, характеризует лишь сиюминутное состояние термохалинной структуры вод. Поэтому разрез наглядно иллюстрирует картину распространения атлантической воды, однако не отображает временную изменчивость полей температуры и солёности.

На станции № 2 зондирования были выполнены трижды: 20, 22 и 28 апреля. Соответствующие вертикальные профили температуры, солёности и аномалии плот-

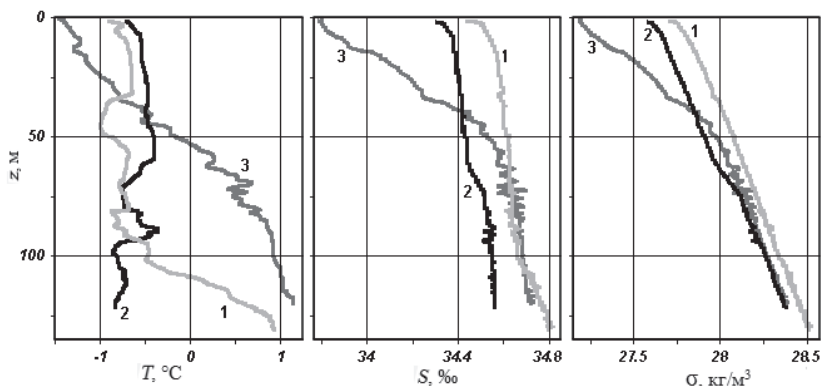


Рис. 9. Профили температуры (а), солёности (б) и аномалии плотности (в), измеренные на станции № 2 20 (1), 22 (2) и 28 (3) апреля 2011 г.

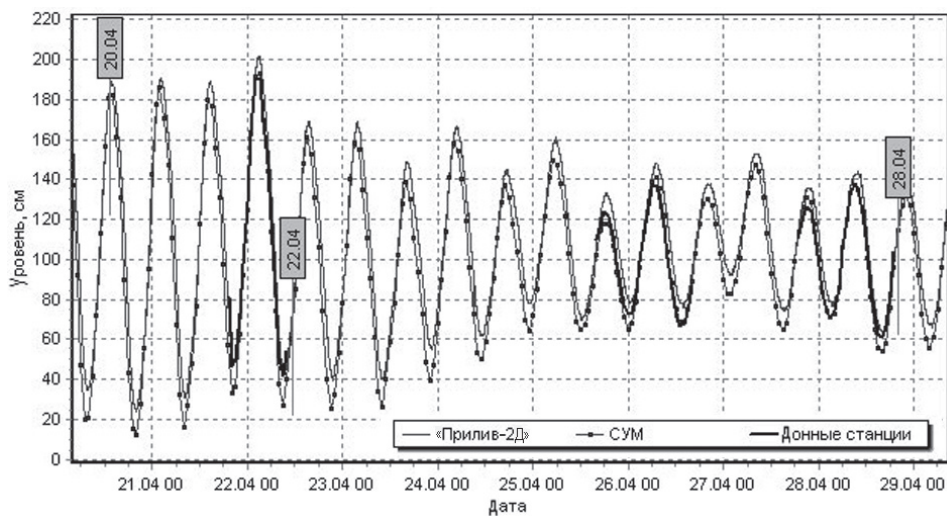


Рис. 10. Данные уровневого поста «Баренцбург» за период с 20 по 29 апреля, совмещенные с результатами измерений гидростатического давления на донных станциях.

ности представлены на рис. 9. Как видно из рисунка, они существенно отличаются друг от друга. 20 апреля температура в слое 0–100 м колебалась в пределах от -1 до $-0,4$ °С, далее резко возрастала с глубиной, достигая у дна значения $0,94$ °С, причем глубина залегания изотермы 0 °С составляет 109 м. 22 апреля температура изменялась от $-0,87$ до $-0,36$ °С, нигде не превышая 0 °С. Профиль 28 апреля, использованный при построении поперечного разреза, свидетельствует о практически равномерном увеличении температуры с глубиной – от $-1,46$ °С в поверхностном слое до $1,15$ °С у дна, с глубиной нулевой изотермы на 52 м. Таким образом, профили температуры, полученные в одной точке с интервалом в несколько суток, демонстрируют ее значительную временную изменчивость. При этом в одном случае атлантическая вода не была выявлена, а в двух других положение ее верхней границы существенно варьировало по глубине.

Для объяснения такой изменчивости результатов измерений были проанализированы временные ряды значений уровня, зарегистрированных в период с 20 по 29 апреля 2011 г. самописцем «СУМ» и измерителем уровня «Прилив-2Д» на уровневом посту ГМО «Баренцбург» (рис. 10), оборудованном на одном из пирсов в порту поселка. В рассматриваемый период кромка припая находилась на расстоянии порядка 2,5 км к югу от поста. На график также нанесены результаты измерений гидростатического давления на донных станциях, совмещенные с данными уровневых наблюдений. Как видно, все три измерения на станции № 2, сроки которых отмечены на рисунке вертикальными линиями, выполнялись на разных стадиях прилива: 20 апреля на полной воде, 22 апреля в начальной фазе приливного колебания и 28 апреля – в заключительной. Это позволяет предположить, что по крайней мере одним из факторов, определяющих значительную временную изменчивость термической структуры вод Грэн-фьорда, могут являться приливные течения. К сожалению, из-за отсутствия измерительной аппаратуры данные о скоростях течений в заливе за рассматриваемый период получить не удалось.

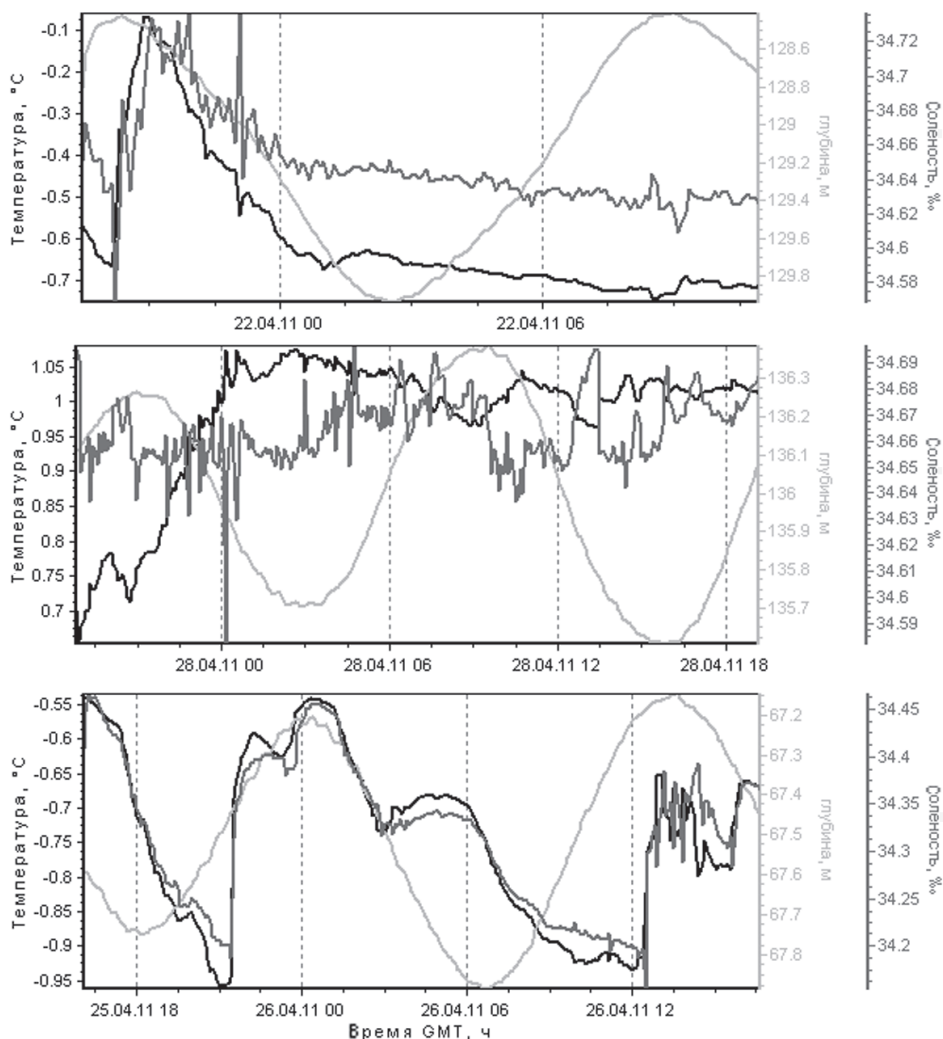


Рис. 11. Временной ход значений давления, температуры и солёности, зарегистрированный в ходе донной постановки на станции № 2 (а), № 5 (б) и № 6 (в).

Пульсации гидрофизических параметров за период с 19 ч 30 мин 21 апреля по 10 ч 55 мин 22 апреля, зарегистрированные на станции № 2 (рис. 11а), показали, что в течение полного приливно-отливного цикла температура в придонном слое варьирует в пределах от $-0,75$ до $-0,07$ °С. Аналогичный характер изменения температуры со временем выявляется и на записи донной постановки на станции № 5 (рис. 11б). Отличие заключается лишь в том, что длина ряда на ней соответствует двум циклам приливно-отливного колебания, с 18 ч 30 мин 27 апреля по 19 ч 10 мин 28 апреля, в течение которых температура воды в придонном слое не опускается ниже 0 °С. Таким образом, полученные результаты достаточно продолжительных измерений в придонном слое не позволяют однозначно связать адвекцию атлантической воды со сменой фазы приливно-отливного колебания. Это, в свою очередь, свидетельствует

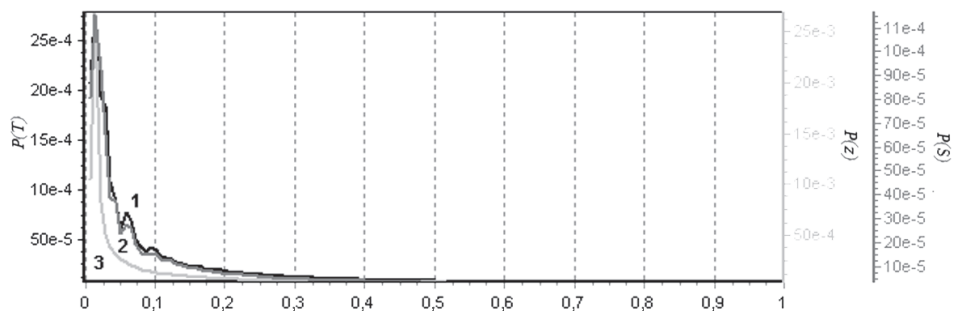


Рис. 12. Спектры пульсаций температуры (1), солёности (2) и гидростатического давления (3) в придонном слое на станции № 6.

о существенных временных колебаниях потока тепла ко льду вокруг его средних значений, определенных выше как 10 Вт/м^2 . Кроме того, наличие вблизи от разреза участков припая с толщиной менее 0,5 и более 0,8 м показывает возможную неоднородность потока по пространству.

Временной ход давления, температуры и солёности в период с 16 ч 25 апреля по 16 ч 30 мин 26 апреля по данным донной постановки в кутовой части залива на станции № 6 представлен на рис. 11в. Для анализа причин вариаций температуры и солёности был выполнен расчет их спектров, результаты которого изображены на рис. 12. По горизонтальной оси отложена частота в долях от частоты Найквиста, которая при 5-минутной дискретности измерений составляет около 0,0017 Гц. Как видно, помимо основного максимума, соответствующего периоду 11,5 ч, за который ответственны приливно-отливные колебания, в спектре присутствуют пики, соответствующие периодам 2,9 и 1,8 ч, что позволяет предположить в слое 60–70 м наличие внутренних волн, спектр которых во фьордах Западного Шпицбергена, достаточно широк [Марченко и др., 2010].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные исследования, выполненные с помощью современной высокоточной аппаратуры, позволили выявить новые особенности процессов тепло- и массообмена в граничащих друг с другом слоях льда и воды залива Грэн-фьорд и показали необходимость углубления начатых исследований. Распределение толщин снежно-ледяного покрова показало, что особенности его формирования и эволюции в значительной мере определяются адвекцией атлантических вод. Использование нелинейной термодинамической модели, учитывающей фазовый состав льда (модель замерзания в спектре температур) и процессы энергообмена в приледном слое атмосферы, позволило получить не только количественные оценки его роста, но и оценить среднюю за период нарастания величину потока тепла к его нижней поверхности. При этом необходимо учитывать, что несомненное влияние на его эволюцию, особенно на этапе интенсивного таяния, оказывают микрочастицы вещества, выпадающие из атмосферы и захваченные в поверхностном слое моря, которые могут служить трассерами тепло- и массообменных процессов в толще снежно-ледяного покрова.

Особенности распределения рассеянного и осадочного вещества, в т.ч. и антропогенного происхождения, свидетельствуют о соответствии величин их концентрации

средним значениям, характерным для других районов залива Ис-фьорд, в частности Адвент-фьорда вблизи пос. Лонгйирбюэн. Это дает основание считать природоохранные мероприятия на ТЭЦ пос. Баренцбург, проведенные в 2009–2010 гг., достаточно эффективными.

Пространственно-временная изменчивость термохалинной структуры вод в заливе определяется взаимодействием приливно-отливных колебаний, сгонно-нагонных движений, внутренних волн, гидродинамических эффектов на кромке припая и пр. Эпизодические океанографические исследования в заливе, включающие вертикальное профилирование гидрофизических параметров в отдельных точках акватории, не дают возможности выявить соответствующие закономерности. Физически обоснованное непротиворечивое описание, на базе которого в математических моделях могла бы быть предложена качественная параметризация потоков тепла на границах сред, возможно на основе продолжительных высокодискретных полигонных измерений, в том числе с применением профилографов течений.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность И.Ю.Соловьяновой за постоянное внимание к работе и помощь в организации и проведении наблюдений.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (проект 2011-16-420-1-002 «Исследование влияния глобальных изменений климата на процессы в океане и атмосфере Арктики и оценка их последствий для природопользования и окружающей среды») (2011–2013 гг.) подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» ФЦП «Мировой океан»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богородский П.В., Пнюшков А.В. Простая модель кристаллизации морской воды в спектре температур // *Океанология*. 2007. Т. 47. №4. С. 539–545.
- Горюнова Н.В., Шевченко В.П. Исследование аэрозоль и нерастворимых частиц в снежном покрове на дрейфующих льдах западной части Российской Арктики в августе–сентябре 2006 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2008. № 1 (78). С. 112–117.
- Макитас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
- Марченко А.В., Морозов Е.Г., Музылев С.В., Шестов А.С. Взаимодействие коротких внутренних волн с ледяным покровом в арктическом фиорде // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 1. С. 23–31.
- Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
- Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р. и др. Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. № 75. С. 75–118.
- Caritat P., Hall G., Gislason S. et al. Chemical composition of arctic snow: concentration levels and regional distribution of major elements // *Science of Total Environment*. 2005. Vol. 336. P. 183–199.
- Cottier F.R., Nilsen F., Skogseth R., Tverberg V., Skardhamar J., Svendsen H. Arctic fjords: a review of the oceanographic environment and dominant physical processes // *Fjord Systems and Archives*. J. A. Howe, W. E. N. Austin, M. Forwick, M. Paetzel (Eds). Geological Society Special Publication. Published by The Geological Society, London. 2010. № 344. P. 35–50.
- Dobson F.W., Smith S.D. Bulk models of solar radiation at sea // *Quart. J. Royal Met. Soc.* 1988. Vol. 114. P. 165–182.

Gerland S., Hall R. Variability of fast ice thickness in Spitsbergen fjords // *Annals of Glaciology*. 2006. Vol. 44. P. 231–239.

Gerland, S., Renner, A.H.H. Sea ice mass balance monitoring in an Arctic fjord // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 46. P. 435–442.

Hendricks S., Gerland S., Smedsrud L.H., Haas C., Pfaffhuber A.A., Nilsen F. Sea ice thickness variability in Storfjorden, Svalbard archipelago // *Annals of Glaciology*. 2011. Vol. 57 (52). P. 61–68.

Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord-shelf exchange controlled by ice and brine production: The interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // *Continental Shelf Research*. 2008. Vol. 28. P. 1838–1853.

K.V.FILCHUK, N.V.GORYUNOVA, P.V.BOGORODSKIY

GRONFJORDEN (WEST SPITSBERGEN) SEA ICE COVER AND UNDER ICE WATER LAYER CHARACTERISTICS DURING SPRING 2011

The data of oceanographic and ice field observations during spring 2011 in Grøn fjorden Gulf (West Spitsbergen) are presented and analyzed. The peculiarities of sub-ice water layer thermochaline structure and fast ice including distribution of nano- and microparticles precipitating on its surface are described. Field observation data are supplemented with estimates of sea ice cover evolution which were performed using a conceptual thermodynamic model.

Keywords: Land fast-ice, Spitsberegn fjords, energy and mass transfer, thermochaline structure, nano- and microparticles.