

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.465

doi:10.15356/2076-6734-2016-4-525-532

## Припайный лёд в прибрежной части пролива Шокальского

© 2016 г. В.А. Бородкин, А.П. Макштас\*, П.В. Богородский

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

\*maksh@aari.ru

## Coastal fast ice in the Shokalski Strait

V.A. Borodkin, A.P. Makshtas\*, P.V. Bogorodsky

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

\*maksh@aari.ru

Received April 19, 2016

Accepted July 27, 2016

Keywords: *fast ice, ice polygon, model, snow cover, structure.*

### Summary

Field investigations of coastal fast ice near the research station Ice Base on the «Cape Baranova», carried out in 2013–2014, made possible to reveal a number of characteristics of the sea ice cover formation. It has been shown that during winter and early spring the sea ice thickness, being formed due to intensive snow drift and caused by that flooding of the ice cover just near the coast of the Bolshevik Island, substantially grows at its upper boundary, that is typical for the Antarctic seas. At the same time, similar process of the ice growth at a relatively short distance from the coast shows all features characteristic for the ice cover in the Arctic seas, and that is well reproduced by the conceptual numerical sea ice model. Thus, the region of the Ice Base «Cape Baranova» represents a natural laboratory for studying the processes of the sea ice formation in both, the Arctic and Antarctic seas under condition of the same atmospheric forcing. Transformation of the fast ice structure during the summer time is described. Results of the investigations has demonstrated that despite the radical changes in the structure thicknesses of the fast ice remained almost unchanged due to the ice growth on the bottom boundary of the ice cover until a destruction of it in August.

Поступила 19 апреля 2016 г.

Принята к печати 27 июля 2016 г.

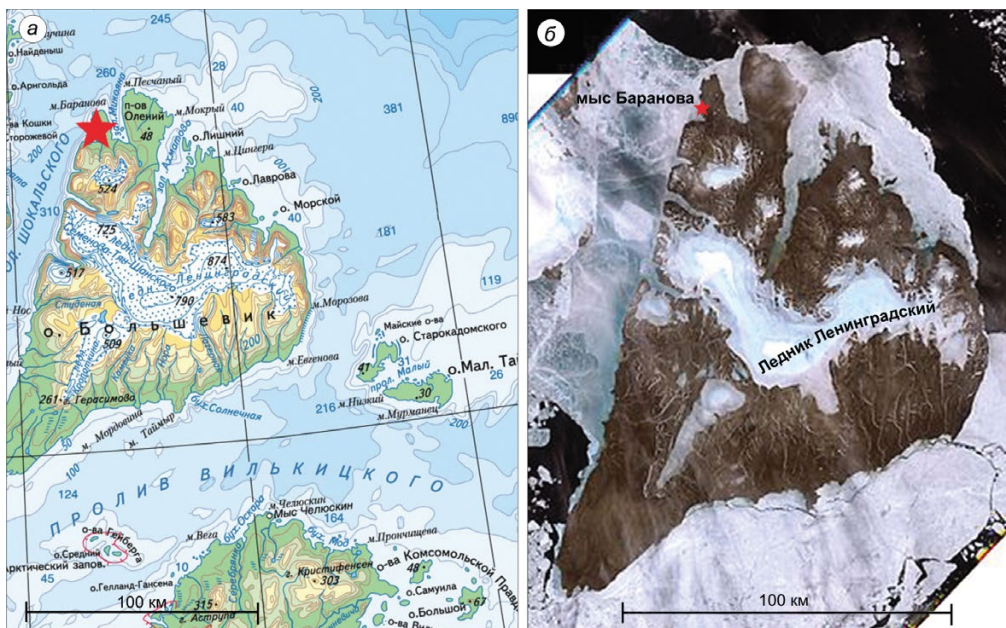
Ключевые слова: *ледовый полигон, модель, припайный лёд, снежный покров, структура.*

Приведены результаты исследований припайных льдов пролива Шокальского в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база «Мыс Баранова». Установлена роль снежного покрова в процессах формирования ледяного покрова в зимний период, характерных как для арктических, так и антарктических морей. Описана трансформация структуры льда в летний период. Показано, что, несмотря на радикальное изменение структуры, толщина припайных льдов практически не изменяется вплоть до взлома припая в августе в результате нарастания льда на нижней границе ледяного покрова.

### Введение

Одним из ключевых мест проведения комплексных исследований, необходимых для обеспечения качественной гидрометеорологической информацией прогностических организаций России, были научно-исследовательские станции, расположенные на арктических архипелагах. Именно такой была воссозданная в 2013 г. как научно-исследовательский стационар (НИС) «Ледовая база «Мыс Баранова». Эта научно-исследовательская полевая стационар-

ная база ААНИИ была основана в 1986 г. и законсервирована в 1991 г. Стационар расположен вблизи мыса Баранова на достаточно высоком (30 м) берегу пролива Шокальского, разделяющего острова Большевик и Октябрьской Революции архипелага Северная Земля (рис. 1). Его координаты – 79°16' с.ш. и 101°45' в.д. Прилегающая к району стационара территория характеризуется наличием широкого спектра природных льдов – морских (дрейфующие и припайные), озёрных и речных, а также мощных (до 800 м) куполообразных ледников и многочисленных айсбергов.



**Рис. 1.** Топографическая карта архипелага Северная Земля (а) и снимок района НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» из космоса (б) (ИСЗ Landsat-8 2014-07-24, U.S. Geological survey).

Положение стационара отмечено звёздочкой

**Fig. 1.** Topographic map of the archipelago Severnaya Zemlya (a) and the picture of the research station Ice Base «Cape Baranova» from space (b) (satellites Landsat-8 2014-07-24, U.S. Geological survey).

Position of station is shown by star

В районе стационара полярная ночь длится с 22 октября по 22 февраля, а полярный день — с 22 апреля по 22 августа. Температура воздуха летом (июнь—август) составляет от 0 до +4 °С. Зимой (октябрь—апрель) температура воздуха варьирует от –25 до –45 °С. Для района стационара характерны устойчивые ветры преимущественно южного и северного направлений со средней скоростью 10–15 м/с. В переходные периоды года скорость ветра может достигать 50 м/с. До последнего времени район стационара был в наименьшей степени обеспечен регулярными ледовыми наблюдениями. На восточном побережье Северной Земли никогда не было постоянно действующей наблюдательной станции. В последние 15 лет по разным причинам были закрыты и все полярные станции в западной части моря Лаптевых. Сейчас НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» — единственная станция в этом регионе, на которой можно вести регулярные наблюдения за состоянием ледяного покрова.

Комплекс стандартных визуальных наблюдений морского ледяного покрова — составная часть ледового мониторинга и важнейший источник данных о его состоянии. Основная задача

наблюдений *in situ* состоит в сборе систематической информации обо всех характерных особенностях состояния ледяного покрова на осматриваемой акватории, а также происходящих в нём изменений. Комплекс наблюдений предусматривает определение ряда характеристик: положения границы и ширины припая; положения границ дрейфующего льда и его сплочённости; площадей разводий, торосистости, разрушенности, заснеженности; направления и скорости дрейфа, а также данных о ледяном покрове в фиксированных точках (толщина и возвышенность, толщина и плотность снежного покрова, структура льда). Исследование морфометрических характеристик льда и снега в фиксированных точках и на полигонах позволяет отслеживать особенности нарастания и таяния ледяного покрова в течение всего года. Полученная информация даёт возможность уточнить влияние отдельных факторов, определяющих физику этого процесса. Кроме того, регулярные измерения толщины льда могут служить косвенным индикатором состояния климата Арктического бассейна. Цель настоящей работы — исследование сезонной эволюции морфометрических характеристик припайного льда и



**Рис. 2.** Фазы становления припая осенью 2013 г.

*a* – 1.09; *б* – 18.09; *в* – 4.10; *з* – 19.10

**Fig. 2.** Phases of fast ice formation in autumn 2013.

*a* – 1.09; *б* – 18.09; *в* – 4.10; *з* – 19.10

снежного покрова в районе моря Лаптевых, который примыкает к проливу Шокальского.

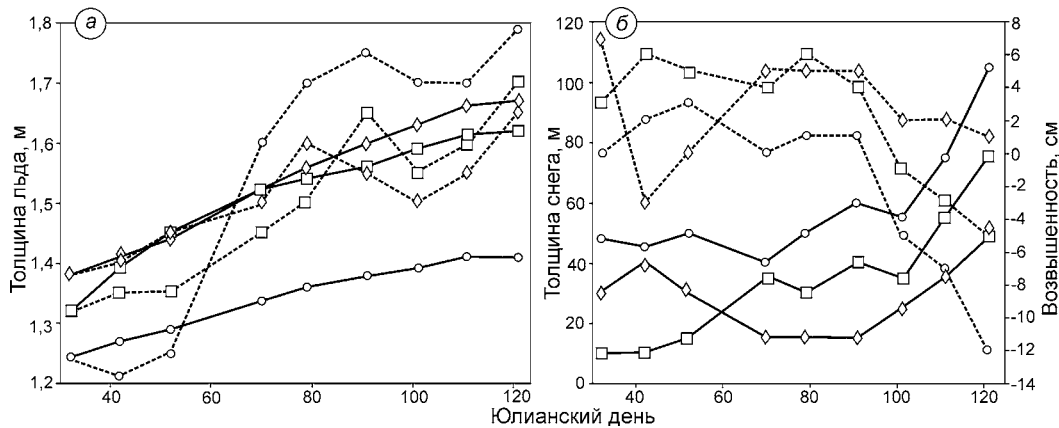
### Результаты исследований припайных льдов в осенне-зимний период

Основные стадии образования припайных льдов осенью 2013 г. показаны на рис. 2. Происходившее во время сильных ветров переменных направлений формирование припая сопровождалось следующими друг за другом периодами разломов, а также образования разводий в случае сгонных ветров и торосов – при нагонных. Все это определило сильную пространственную неоднородность припая в период его становления. Регулярные измерения толщины снега и льда в фиксированных точках на припае на расстоянии 50, 100 и 150 м от берега были начаты в январе 2014 г. и продолжались до организации ледового полигона на относительно ровных припайных льдах.

Результаты наблюдений за период с января по май 2014 г. приведены на рис. 3. Как видно из рис. 3, *а*, в начальный период максимальная толщина льда зафиксирована в наиболее удалённой от берега точке измерений. Это обусловлено, вероятно, относительной неоднородностью ледяного покрова в районе наблюдений (см. рис. 2, *з*) и меньшей толщиной снежного

покрова, имеющего высокие теплоизоляционные свойства (см. рис. 3, *б*). В дальнейшем, благодаря интенсивному ветровому переносу снега и препятствующему этому переносу крутому береговому склону, достигающему высоты 20–30 м при угле возвышения до 30°, произошло перераспределение толщины снега. В ближайшей к берегу точке толщина снежного покрова возросла с 40 до 105 см, хотя на удалении 150 м она осталась практически неизменной (20–40 см). Избыточное снегонакопление при относительно небольшой толщине ледяного покрова привело к его подтоплению (см. рис. 3, *б*) и формированию снежно-водного льда на верхней границе, обусловившему преимущественное приращение толщины ледяного покрова в ближайшей от берега точке измерений (см. рис. 3, *а*).

Подтверждением сказанному служит приведённое на рис. 3, *а* сравнение результатов измерений и моделирования нарастания льда, выполненного с помощью термодинамической модели ледяного покрова без учёта его затопления [1]. В качестве внешнего форсинга в модели использовались среднесуточные значения температуры воздуха, измеренной на стационаре, которые были проинтерполированы на каждые сутки толщины снега, измеренной в каждой из точек. Как видно из рис. 3, *а*, модель достаточно адекватно описала нарастание льда в точ-



**Рис. 3.** Характеристики припайных льдов на расстоянии 50 (кружки), 100 (квадраты) и 150 (ромбы) метров от береговой черты в зимне-весенний период 2014 г.:

*a* – толщина льда по данным измерений (пунктир) и моделирования (сплошные линии); *б* – возвышенность льда (пунктир) и толщина снежного покрова (сплошные линии)

**Fig. 3.** Characteristics of fast ice at a distance 50 (circles), 100 (squares) and 150 (diamonds) meters from the coastline in winter-spring 2014:

*a* – the thickness of ice from measurements (dotted line) and simulation (solid line); *b* – freeboard (dotted line) and snow depth (solid lines)

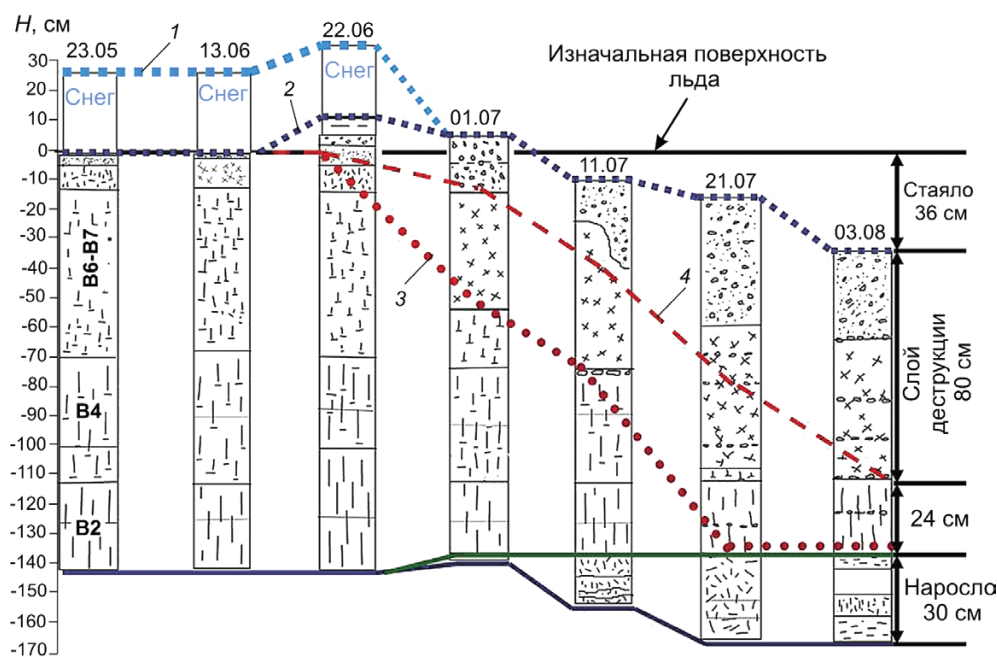
ках, удалённых на 100 и 150 м от берега. В то же время в точке, на которой было зафиксировано подтопление ледяного покрова, расхождение между измеренной и рассчитанной толщинами льда составило порядка 40 см, что примерно соответствует разности между измеренными величинами нарастания льда на притопленном и не подверженном подтоплению участках ледяного покрова. Описанный режим формирования ледяного покрова типичен для антарктических морей, в частности для моря Уэдделла [2–4], где комбинация относительно тонкого ледяного покрова и нескольких десятков сантиметров снега часто приводит к подтоплению и появлению снежно-водного льда. Важность учёта этого явления при оценке интенсивности процессов взаимодействия атмосферы и океана при наличии снежно-ледяного покрова показана в работе [5].

### Особенности трансформации ровных припайных льдов в весенне-летний период

В мае 2014 г. наблюдения за ледяным покровом в проливе Шокальского были продолжены на полигоне размером 100 × 100 м с дискретностью измерений по пространству 5 м и по времени 10 суток. Отметим, что при выборе полигона для детальных исследований морфометрических

характеристик припайного льда возникли некоторые затруднения. Вблизи берега, на расстоянии до 200 м, как было сказано ранее, наблюдалась аккумуляция снега, которая существенно влияет на толщину льда за счёт теплоизоляционных свойств снега и образования инфильтрационного льда на границе лёд–снег. Со стороны бухты Амба наблюдалось скопление айсбергов (см. рис. 2), вокруг которых аккумуляровался снег, аналогично наблюдавшемуся вблизи берега. В западном направлении от станции, в проливе Шокальского, на протяжении 1,5–2,0 км фиксировались следы осеннего торошения молодого льда толщиной 10–15 см, которое привело к созданию сплошного всторошенного поля (см. рис. 2, *в*, *г*). Пригодную для полигона площадку удалось найти в 600 м от берега в западно-северо-западном направлении.

Лёд в месте расположения ледового полигона в период становления припая подвергался неоднократным динамическим воздействиям, что способствовало формированию слоистости в его строении. В первом керне, взятом 23 мая (рис. 4), верхние 13 см были сложены мелкозернистыми кристаллами и носили следы наслоения начальных видов льда. Дальнейшее нарастание льда до горизонта 70 см проходило в динамически нестабильных условиях, с набиванием под лёд обломков льдин и кристаллов



**Рис. 4.** Структура ровного припайного льда в районе НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» и её временная изменчивость в летний период 2014 г.:

1 – верхняя граница снега; 2 – верхняя граница льда; 3 – граница частичного нарушения межкристаллических связей; 4 – граница слоя деструкции

**Fig. 4.** Structure of the level fast ice in the area of the research station Ice Base «Cape Baranova» and its temporal variability in summer 2014:

1 – upper boundary of snow; 2 – upper boundary of ice; 3 – boundary of the partial disturbance of intercrystalline links; 4 – boundary of destruction layer

внутриводного льда. Кристаллическое строение льда в этом диапазоне толщин соответствовало генетическим типам В6–В7 структурной классификации льдов, разработанной Н.В. Черепановым [6]. Ниже горизонта 70 см сформировался лёд волокнистой структуры до толщины 113 см генетического типа В4, а ниже – генетического типа В2, характерного для ровных припайных льдов. В процентном отношении слой льда, характеризующийся кристаллами волокнистой структуры, составил 51% общей толщины льда в 142 см, что меньше, чем во льдах, нарастающих при динамически стабильных условиях. Отметим, что рост волокнистых кристаллов прерывался на горизонтах 91, 113 и 126 см, вероятно, в связи с поступлением к фронту кристаллизации зернистых кристаллов внутриводного льда.

Сезонная изменчивость структуры ледяного покрова наиболее ярко проявляется в весенне-летний период. Для оценки внутренних изменений во льду в работе [7] предложена пятибалльная шкала стадий физического состояния, под которыми понимаются последовательные изменения в строении ледяного покрова и физических свойствах слагающего его льда под воздействием термометаморфических процессов.

До второй декады мая среднесуточная температура воздуха не поднималась выше  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , однако к 23 мая, началу наблюдений на полигоне, она стала резко повышаться и достигла  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

**Таблица 1.** Даты перехода среднесуточной температуры воздуха через фиксированные значения в весенне-летний период 2014 г.

| Параметры   | Граница перехода через значение (число и месяц) |             |
|---|---|-------------|
|   | первая  | устойчивая  |
| Температура, $^{\circ}\text{C}$ :                 |   |             |
| $-10$   | 09.05   | 19.05       |
| $-5$  | 19.05   | 24.05       |
| $+0$  | 19.06   | 06.07       |
| $-0$  | 17.08   | 04.09       |
| Разовые понижения температуры, $^{\circ}\text{C}$ | 05.08 – 0,2                                     | 29.08 – 0,8 |

Даты первого и устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через фиксированные значения приведены в табл. 1.

Ко времени начала наблюдений в толще льда под действием радиационного прогрева и повышения температуры воздуха уже начались термометаморфические процессы. Произошло частичное помутнение льда, оплавление стенок первичных воздушных и солевых включений. Повсеместно наблюдалось возникновение стоковых солевых каналцев, объединённых в разветвлённую сеть. Зафиксированы стекание рассола с верхних горизонтов и выравнивание значений солёности в пределах 2–3‰ по всей толщине льда с сохранением следов повышенных значений, связанных с изначальной слоистостью льда. Внутренние изменения в ледяном покрове в этот период

Таблица 2. Метрические и физические характеристики льда в период наблюдений на полигоне в весенне-летний период 2014 г.

| Характеристики                        | Дата наблюдений |       |       |       |       |       |       |
|---------------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                       | 23.05           | 12.06 | 22.06 | 01.07 | 11.07 | 21.07 | 03.08 |
| Толщина снега, см                     | 27              | 30    | 30    | 2     | 0     | 0     | 0     |
| Толщина льда, см                      | 142             | 141   | 148   | 145   | 149   | 155   | 134   |
| Толщина стаявшего льда, см            | 0               | 0     | 0     | 2     | 10    | 18    | 36    |
| Толщина наростшего льда, см           | 0               | 0     | 6     | 6     | 17    | 31    | 30    |
| Толщина слоя деструкции, см           | 0               | 2     | 12    | 20    | 30    | 46    | 80    |
| Средняя температура льда $T$ , °C     | -2,8            | -1,7  | -1,4  | -0,8  | -0,2  | -0,1  | 0,0   |
| Минимальная температура льда $T$ , °C | -4,2            | -1,9  | -1,6  | -1,4  | -0,5  | -0,3  | -0,1  |
| Средняя солёность льда, ‰             | 3,13            | 2,82  | 2,79  | 2,05  | 0,77  | 0,45  | 0,11  |
| Максимальная солёность льда, ‰        | 3,73            | 4,33  | 4,66  | 3,54  | 1,76  | 1,58  | 0,29  |
| Стадия состояния льда                 | 1–2             | 2     | 2–3   | 3     | 3–4   | 4     | 4–5   |
| Разрушенность льда                    | 0               | 0     | 1     | 2     | 3     | 3     | 3–4   |

характеризовались 1–2 стадиями по шкале балльности физического состояния. При этом видимых изменений на поверхности льда не наблюдалось. Его разрушенность соответствовала 0 баллов по шкале разрушенности однолетних льдов [8].

Дальнейшее повышение среднесуточной температуры воздуха сопровождалось ростом средней температуры льда со скоростью примерно 0,5 °C/10 дней. Рост температур воздуха и льда продолжался до первой декады июля, когда среднесуточная температура воздуха устойчиво перешла через 0 °C, а средняя температура льда достигла -0,5 °C. В это время отмечались интенсивное стекание рассола и опреснение льда (табл. 2). Тогда же продолжалась и трансформация первичных воздушных и солевых включений. В местах сопряжения льда разных генетических типов и в местах фронтального прерывания роста волокнистых кристаллов стали образовываться полосы вторичных извилистых включений, представляющих на текстурных рисунках мутные белёсые линии протяжённостью в несколько сантиметров.

К началу третьей декады июня, когда среднесуточная температура воздуха стала переходить через 0 °C, на поверхности ледяного покрова под слоем снега толщиной примерно 30 см образовался слой пресного инфильтрационного льда генетического типа А9 [6], который увеличил общую толщину льда на 6–10 см. Формирование этого слоя связано с таянием снега на поверхности, смачиванием нижних слоёв талой водой и повторным замерзанием образовавшейся смеси. Начиная с третьей декады июня и особенно в первой декаде июля, когда среднесуточная температура воздуха устойчиво перешла

через 0 °C, внутренние процессы трансформации льда пошли лавинообразно. Исчез снежный покров, началось таяние верхней поверхности льда. В верхней части ледяного покрова образовался слой деструкции с разрушением межкристаллических связей и оплавлением стенок зёрен кристаллов с частичной перекристаллизацией в ночное время. Стоковые солевые каналы, соединившись в систему, образовали мощные стоковые русла диаметром до 0,5–1,5 см. Верхние слои льда полностью опреснились. Солёность средних, наиболее сохранившихся участков льда составила около 1‰. Внутренние изменения в ледяном покрове в этот период можно оценить как 3–4 стадии физического состояния льда.

В следующие две декады, вплоть до взлома припая в районе ледового полигона 7 августа 2014 г., продолжались процессы внутреннего разрушения льда. В местах фронтального прерывания роста волокнистых кристаллов образовались линии многочисленных каверн диаметром от 1 до 7 см, по которым выбуренный керн льда легко разрушался. Последние измерения, выполненные 3 августа, показали, что за исследованный период на верхней границе ледяного покрова стаяло 36 см льда, или 25% толщины льда на начало измерений. Слой деструкции составил 80 см, или 77% сохранившегося льда зимнего образования. Только 24 см, или 23% оставшегося зимнего льда в своей нижней части сохранили несколько видоизменённую изначальную кристаллическую структуру. Температура по всей толще ледяного покрова приблизилась к температуре таяния льда и не превышала -0,1 °C. Произошло полное опреснение льда. Макси-

мальная солёность в нижних слоях льда зимнего образования не превышала 0,3‰.

Прибрежная часть пролива Шокальского в районе НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» в летний период подвержена сильному влиянию стока пресных вод в результате таяния снега на прилежащих участках суши и увеличения стока многочисленных небольших рек. Эти воды, распространяясь под припайным льдом, за счёт формирования ледяных кристаллов на границе пресных и более холодных солёных вод и их всплывания стимулируют интенсивное нарастание льда на его нижней границе. Начало нарастания пришлось на конец июня, между первым и устойчивым переходом среднесуточной температуры воздуха через 0 °С. К третьей декаде июля величина вновь нарощего льда составила 30 см, после чего она практически не менялась.

Поляризованные фотографии шлифов льда показали, что по своему строению лёд летнего происхождения на нижней границе ледяного покрова — слоистый, отмечается чередование пористых слоёв толщиной от 1 до 10 см, сложенных пластинчатыми кристаллами с хаотическим расположением главной оптической оси (С-оси), и более плотных тонких прослоек толщиной от 0,5 до 2 см с преобладанием кристаллов с вертикальным расположением С-оси. Верхние, наиболее ранние по срокам образования прослойки пористого льда успевали смёрзнуться, создавая единый слой непрозрачного пористого льда. В слоях более позднего образования пластинчатые кристаллы льда с хаотическим расположением С-оси в третьей декаде июля под воздействием более тёплой пресной воды растаяли. В этих местах остались плоские, параллельные нижней поверхности ледяного покрова пластины более твёрдого льда, разделённые слоем воды и скреплённые с основным массивом отдельными перегородками. В результате нижняя поверхность льда к моменту разрушения припая стала существенно неоднородной.

Подчеркнём, что толщина льда летнего образования в точке наблюдений составила примерно 30 см, что соизмеримо с величиной стаявшего льда. Таким образом, общая толщина льда с начала наблюдений изменилась мало (см. табл. 2). Однако по своим физическим свойствам отдельные слои, слагающие ледяной покров, трансформировались радикально. Так, на момент раз-

рушения припая верхний деструктивный, легко рассыпающийся на воздухе слой составил 60% общей толщины льда. На нижний слоистый лёд летнего образования пришлось 22% общей толщины, и только 18% льда сохранило в какой-то степени первоначальную кристаллическую структуру и некоторые прочностные свойства.

### Заключение

Натурные исследования припайных льдов в районе НИС «Ледовая база «Мыс Баранова», выполненные в 2013–2014 гг., позволили установить ряд особенностей образования ледяного покрова. В зимне-весенний период ледяной покров, формирующийся непосредственно вблизи побережья о. Большевик, в результате интенсивного снеготранспорта и обусловленного им подтопления в значительной степени нарастает на верхней границе, что типично для антарктических морей [2]. При этом процессы нарастания на сравнительно небольшом расстоянии от берега имеют все особенности, характерные для ледяного покрова морей Арктики [9]. Таким образом, район НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» представляет собой естественную лабораторию для исследования процессов формирования морского ледяного покрова как арктических, так и антарктических морей при одинаковом атмосферном форсинге.

Анализируя процессы весенне-летнего разрушения ледяного покрова, можно прийти к заключению, что к началу лета внутренние изменения в толще ледяного покрова прибрежной части пролива Шокальского соответствуют 2–3 баллам шкалы стадий физического состояния, а внешние признаки разрушения льда характеризуются баллами 0–1. В это время выравнивается солёность по толщине льда в пределах 2–3‰, а средняя температура льда составляет около –3 °С. Основные изменения во льду в данный период обусловлены радиационным прогревом его толщи, а интенсивность изменений увеличивается с повышением температуры воздуха.

Критерием ускорения внутренних преобразований в ледяном покрове могут служить даты первого и устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С, когда процессы термометаморфизма во льду приобретают интенсивный характер. В этот временной интервал

с поверхности льда исчезает снежный покров, в верхних слоях льда возникает слой деструкции, начинается таяние льда сверху и его нарастание снизу (последнее обусловлено поступлением к нижней границе льда пресных стоковых вод суши). Происходят интенсивное опреснение льда и свободная фильтрация талых вод через лёд. К середине летнего сезона остаётся не более 20% льда, сохранившего следы первичного кристаллического строения. Интересная особенность периода состоит в том, что вплоть до полного разрушения припая в результате динамических факторов, обусловленных потерей прочностных характеристик ледяного покрова, его толщина практически не изменяется.

**Благодарности.** Авторы благодарны Д.Г. Тузлукову, предоставившему данные измерений характеристик припайных льдов в зимний период, и анонимным рецензентам, чьи замечания позволили существенно улучшить статью. Работа выполнена в рамках темы ЦНТП Росгидромета 1.5.3.4 и при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00408-а).

**Acknowledgements.** The authors are appreciated to D.G. Tuzlukov for the data about characteristics of fast ice in winter, and two anonymous reviewers for comments, significantly improved the article. The work had been done in frame of Roshydromet CNTP project 1.5.3.4 and under support of RFBR (project № 14-05-00408-a).

### Литература

1. Богородский П.В., Пнюшков А.В. Простая модель кристаллизации морской воды в спектре температур // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 539–545.
2. Ackley S.F., Sullivan C.W. Physical controls on the development and characteristics of Antarctic sea ice biological communities – A review and synthesis // Deep-Sea Research. 1994. V. 41. P. 1583–1604.
3. Eicken H. Salinity profiles of Antarctic sea ice. Field data and model results // Journ. of Geophys. Research. 1992. V. 97. P. 15 545–15 557.
4. Lytle V.I., Ackley S. Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: Convective and conductive transfer processes // Journ. of Geophys. Research. 1996. V. 101. P. 8853–8868.
5. Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. Simulation of snow, ice, and near-surface atmospheric processes on Ice Station Weddell // Journ. of Hydrometeorology. 2004. V. 5. P. 611–624.
6. Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий (справочное пособие). СПб: Гидрометеоздат, 1997. 402 с.
7. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
8. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 55 с.
9. Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 67 с.

### References

1. Bogorodsky P.V., Pnyushkov A.V. A simple model of sea water crystallization in the temperature range. *Okeanologiya*. Oceanology. 2007, 47 (4): 539–545. [In Russian].
2. Ackley S.F., Sullivan C.W. Physical controls on the development and characteristics of Antarctic sea ice biological communities – A review and synthesis. *Deep-Sea Research*. 1994, 41: 1583–1604.
3. Eicken H. Salinity profiles of Antarctic sea ice. Field data and model results. *Journ. of Geophys. Research*. 1992, 97: 15 545–15 557.
4. Lytle V.I., Ackley S.F. Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: Convective and conductive transfer processes. *Journ. of Geophys. Research*. 1996, 101: 8853–8868.
5. Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. Simulation of snow, ice and near-surface atmospheric processes on Ice Station Weddell. *Journ. of Hydrometeorology*, 2004, 5: 611–624.
6. *Morskoy led. Sbor i analiz dannykh nablyudeniya, fizicheskikh svoystv i prognozirovaniye ledovykh usloviy (spravochnoye posobie)*. Sea ice. Collection and analysis of observational data, physical properties and forecasting of ice conditions (handbook). St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1997: 402 p. [In Russian].
7. Cherepanov N.V. *Klassifikatsiya l'dov prirodnykh vodoev*. Classification of ice in natural waters. *Proc. of AARI*. 1976, 331: 77–99. [In Russian].
8. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Manual for hydrometeorological stations and posts. Issue 9. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984. 55 p. [In Russian].
9. Makshtas A.P. *Teplovoy balans Arkticheskogo morskogo l'da zimoy*. The heat balance of Arctic sea ice in winter. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 67 p. [In Russian].