

**ЛЁД И СНЕГ ОЗЕРА СТЕММЕ  
(о. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) ЗИМОЙ 2019/20 г.**

© 2023 г. П. В. Богородский<sup>1,\*</sup>, А. Л. Борисик<sup>1</sup>, В. Ю. Кустов<sup>1</sup>,  
А. В. Марченко<sup>2,3</sup>, В. В. Мовчан<sup>1</sup>, А. Л. Новиков<sup>1</sup>, К. В. Ромашова<sup>1</sup>,  
И. В. Рыжов<sup>1</sup>, О. Р. Сидорова<sup>1</sup>, К. В. Фильчук<sup>1</sup>, В. А. Хаустов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Университетский центр на Шпицбергене, Лонгйирбюэн, Норвегия

<sup>3</sup>Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва, Россия

<sup>4</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: bogorodski@aari.ru

Поступила в редакцию 19.01.2023 г.

После доработки 22.03.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Представлены и проанализированы результаты комплексных наблюдений снежно-ледяного покрова оз. Стемме (о. Западный Шпицберген) зимой 2019/20 г. Полевые данные дополнены результатами моделирования, описывающими особенности его нарастания и деформации.

**Ключевые слова:** Шпицберген, озеро, снежно-ледяной покров, измерения, радиолокация, моделирование

**DOI:** 10.31857/S2076673423020035, **EDN:** RT1VJT

**ВВЕДЕНИЕ**

Льдообразование – характерная черта гидрологического режима озёр архипелага Шпицберген. Изменения толщины, структуры и плотности снежно-ледяного покрова представляют несомненный интерес как с точки зрения энергообмена пограничного слоя атмосферы с водной массой, так и влияния ледового режима на тепловой и водный баланс, геофизиологические условия, экологическое состояние и, тем самым, качество воды водоёмов (Чижов, 1990; Leppäranta, 2015).

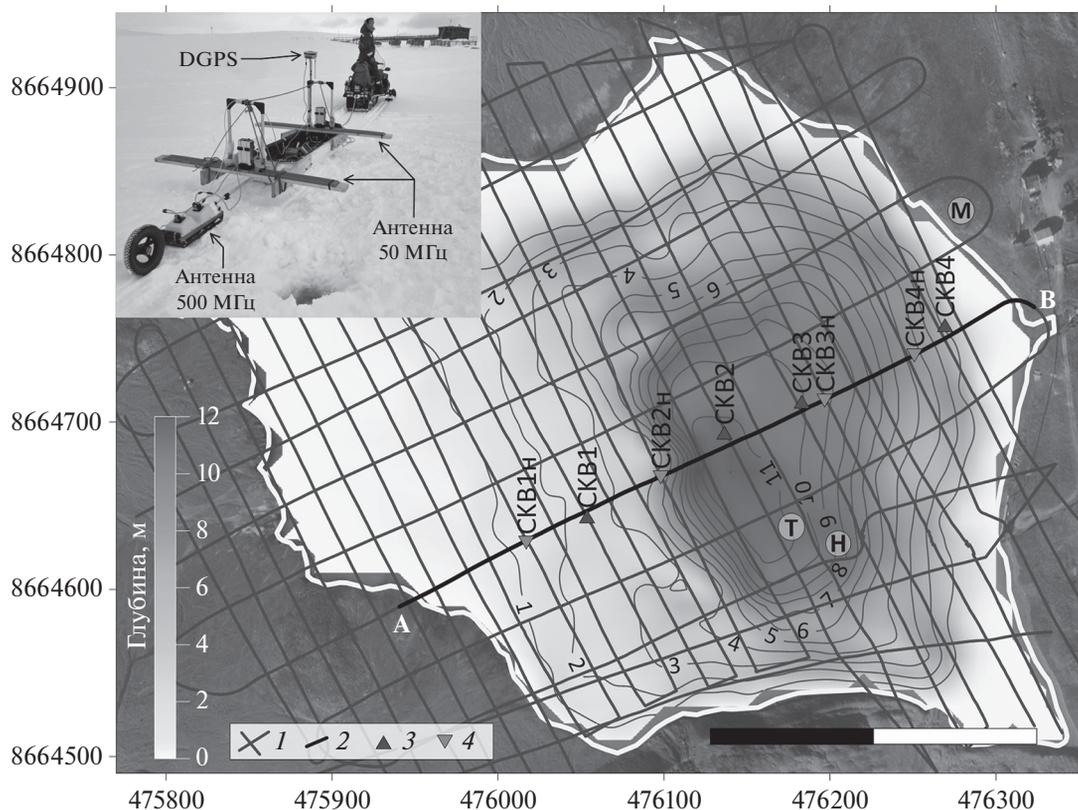
Наращение льда происходит путём сменяющих друг друга процессов, основным из которых является кристаллизация воды на нижней поверхности льда за счёт теплового потока из водной массы в атмосферу (конжеляционное льдообразование). Другой процесс связан с погружением границы раздела снег–лёд под воду до глубины, соответствующей условиям статического равновесия из-за прогиба ледяного покрова, обусловленного его снеговой перегрузкой. Промерзание пропитанного водой снега (инфильтрационное или изостатическое льдообразование) приводит к образованию водно-снежного (снежного) льда и формированию двухслойной структуры ледяного покрова с отличающимися друг от

друга физическими свойствами слоев (Черепанов, 1976; Снег..., 1986).

Несмотря на важность этих эффектов как с теоретической, так и прикладной точек зрения, сведения о них крайне скудны и разбросаны по немногочисленным публикациям седиментационного направления (Демешкин, 2015; Мещеряков, 2017; McGinn, 2018). Именно дефицит экспериментальных данных стимулировал постановку в 2019/20 г. комплексных наблюдений и расчётов эволюции толщины и напряжённо-деформированного состояния снежно-ледяного покрова оз. Стемме (о. Западный Шпицберген), описанию и обсуждению результатов которых посвящена настоящая статья.

**ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ**

Ледниковое озеро Стемме расположено на западном берегу залива Грэнфьорд на высоте 115 м над ур. моря в межгорной котловине, открытой для ветрового воздействия с восточной стороны. Как и другие озёра архипелага, озеро Стемме имеет термическое происхождение, обусловленное таянием насыщенной льдом многолетней мерзлоты, уменьшением объема грунта и его заполнением водой. Питание озера происходит за счёт ледников. Ледовый режим обусловлен кон-



**Рис. 1.** Батиметрическая карта оз. Стемме со схемой профилей георадиолокации (1), включая основной профиль А–В (2) и скважин, пробуренных 12 марта (3) и 22 апреля (4) 2020 г. Система координат карты WGS 84/UTM zone 33.

Т – термокоса; Н – насосная станция, М – автоматическая метеостанция НОВО. На врезке – измерительная установка на льду озера; на переднем плане скважина, на заднем – насосная станция. Фото А.Л. Борисика 22.04.2020.

**Fig. 1.** Bathymetric map of Lake Stemme with a scheme of GPR profiles (1) including main profile A–B (2) and wells drilled on March 12 (3) and April 22 (4), 2020 (map coordinate system WGS 84/UTM zone 33).

T – thermistor string; N – pumping station, M – automatic weather station HOBO. Inset: measuring setup on the ice of the lake; a well in the foreground, a pumping station in the background. Photo by A.L. Borisik April 22, 2020.

трастными погодными условиями архипелага, вызванными кратковременными и резкими сменами воздушных масс. Конфигурация озёрной чаши неправильной формы (рис. 1; система координат карты WGS 84/UTM zone 33), наибольшая длина водоёма 595.5 м, ширина 377.0 м, площадь зеркала 0.13 км<sup>2</sup>, водосбора 5.2 км<sup>2</sup>, максимальный объём 516 тыс. м<sup>3</sup>, средняя глубина 3.2 м, максимальная 12.8 м (Семёнов и др., 2003). Берега озера пологие, южный берег приглубый. Из водоёма вытекают несколько ручьёв, замерзающих в зимний период. Озеро более 40 лет служит источником пресной воды Баренцбурга и благодаря обеспечивающей её подачу обитаемой насосной станции, близости (~5 км) к посёлку с одноимённой метеостанцией (WMO ID 20107) и небольшим размерам, было выбрано естественным полигоном для изучения процессов льдообразования.

Наблюдения на акватории озера выполнялись силами сезонного и зимовочного составов Российской арктической экспедиции на арх. Шпиц-

берген (РАЭ-Ш) при активном участии рабочих насосной станции (ФГУП “Государственный трест Арктикуголь”) и включали измерения параметров атмосферы, снега, льда и воды, а также фиксацию особенностей состояния ледяного покрова. Метеопараметры регистрировались автоматической метеостанцией HOBO Weather Station фирмы Onset Computer Corporation (США), установленной в сентябре 2018 г. на восточном берегу озера. Температура снежно-ледяного покрова и подледного слоя воды в течение всей зимы ежедневно измерялась вмороженной в лёд термокосой GP5W Shell фирмы GeoPrecision (Германия) из 20 полупроводниковых термисторов, расположенных на расстоянии 0.25 м друг от друга. Также ежедневно, с помощью автономного регистратора Solinst 3001 Levelogger (Канада), установленного в водомерном колодце насосной станции в середине сентября 2019 г. на глубине около 3 м, велись измерения уровня воды в озере и её температуры. 12 марта 2020 г. на трех станциях (см. рис. 1, точки СКВ2, СКВ3 и СКВ4) зондом-профилографом

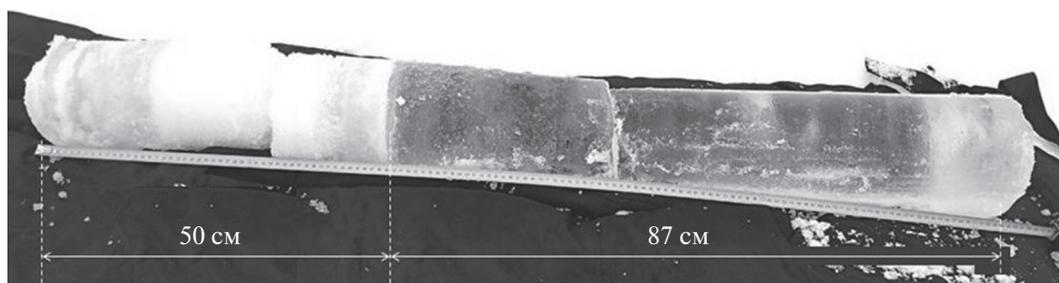


Рис. 2. Общий вид ледяного керна, отобранного 27.04.2020. Фото А.Л. Новикова 27.04.2020.

Fig. 2. General view of the core drilled from the ice cover on April 27, 2020. Photo by A.L. Novikov on April 27, 2020.

RBR concerto C.T.D 200 m (Канада) было выполнено три гидрологических зондирования водоема. Весной на акватории проводились неоднократные измерения высоты снега и толщины льда, а 27.04.2020 из ледяного покрова был выбурен керн.

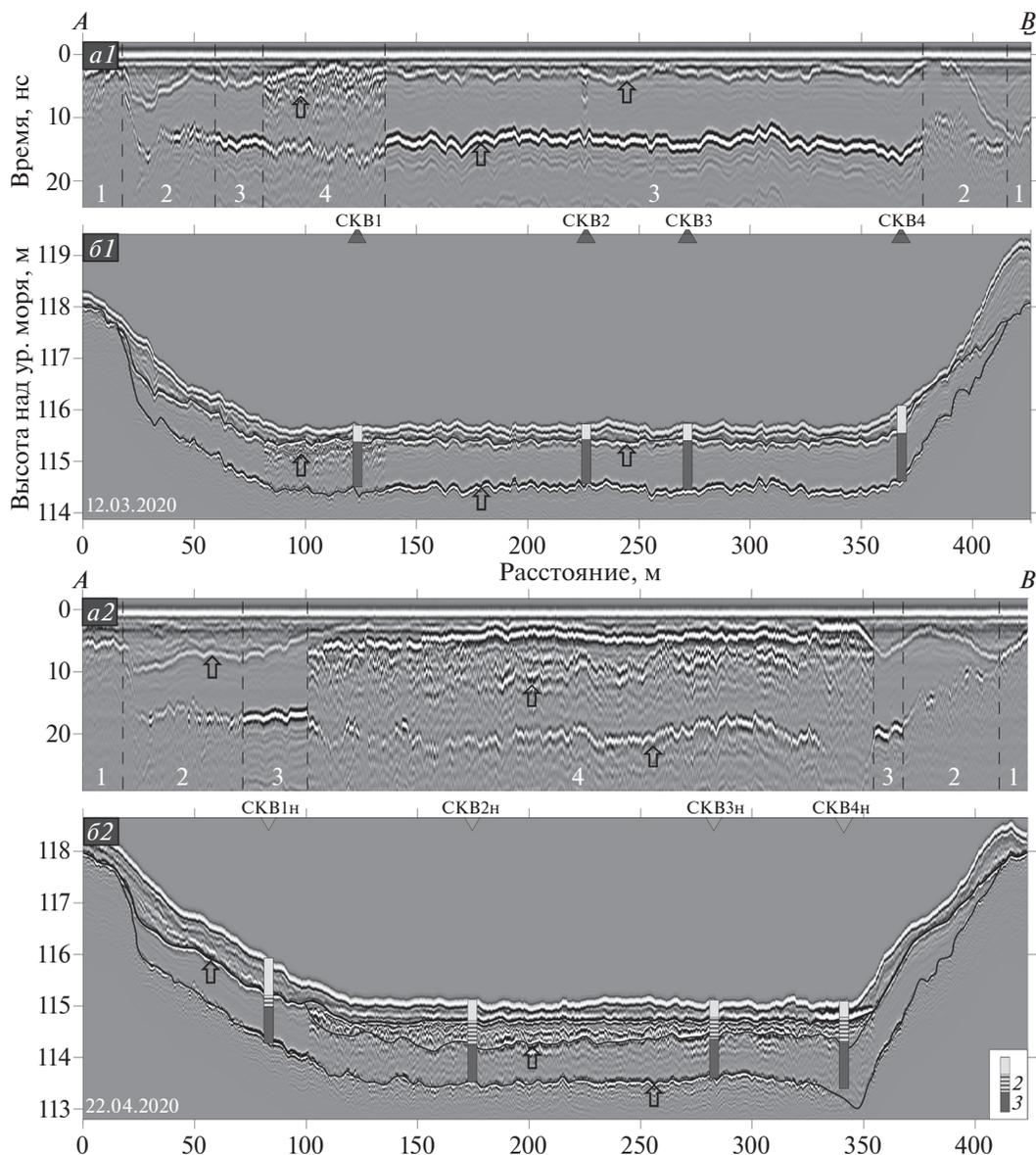
Основная информация о структуре и распределении снежно-ледяного покрова была получена методом радиолокации, основанном на выявлении отражений от диэлектрически контрастных границ раздела слоев (Владов, Судакова, 2017). Измерения, по-видимому, первые на плывучем льду водоемов архипелага, выполнялись георадаром pulseEKKO PRO (Sensors&Software, Канада), состоящим из экранированной приемно-передающей антенны 500 МГц, блока управления и визуализации, а также DGPS-приемника. Вся конструкция размещалась на специальных санях, буксируемых снегоходом со скоростью около 10 км/ч. Съёмки проводились 12 марта и 22 апреля 2020 г. по сети профилей общей протяженностью около 16 погонных км с шагом наблюдений 0.2 м по методике, сходной с (Лаврентьев и др., 2017). На основном профиле *A–B* они сопровождалась контактными измерениями толщины снежно-ледяного покрова. Плановую и высотную привязку точек измерений выполняли с помощью высокоточной DGPS системы Sokkia GRX2 (Sokkia Topcon Co, Япония), работавшей в режиме Real Time Kinematic, что обеспечивало относительную точность по вертикали и горизонтали не более 10 см. Стандартный граф обработки радарограмм включал ввод статических поправок на положение DGPS-приёмника и разнос антенных блоков (NMO), частотную фильтрацию и усиление сигнала. Затем выполнялась послойная обработка радарограмм, включавшая полуавтоматическое и ручное пикирование границ раздела слоев, перевод полученных времен в глубины с опорой на точки контактных измерений толщин, а также учёт рельефа поверхности. На последнем этапе рассчитанный массив значений толщин интерполировался в узлы сети  $5 \times 5$  м (алгоритм kriging), которые использовались для построения

карт толщин льда и высот поверхности снежно-ледяного покрова.

## РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Зима 2019/20 г. характеризовалась существенной изменчивостью атмосферных условий, типичной для побережья Грэнфьорда (Котляков и др., 2020). Анализ текстуры керна, отобранного 27 апреля из ледяного покрова в центральной части озера, показал, что он состоял из отчётливо различающихся по цвету слоёв снежного и кристаллического льда: типы A9 и A1 по структурно-генетической классификации льдов природных водоемов (Черепанов, 1976), “белый” и “чёрный” в англоязычной литературе (Снег..., 1986), толщиной 50 и 87 см соответственно (рис. 2). Переходящий в лёд снежный покров также имел плоскопараллельную структуру, включающую ледяные корки, прослойки снега, сухие и пропитанные дождевой (талой) водой, отчётливо фиксируемую визуально и по различному наклону профилей температуры, зарегистрированных термокасами. К 27.04.2020 его толщина и интегральная плотность составила 31 см и  $350 \text{ кг/м}^3$  соответственно. С некоторой поправкой на начавшийся тепловой и радиационный прогрев и внутреннее таяние эти величины, по-видимому, близки к своим средним максимальным значениям.

Гидрологические измерения показали типичное для озёр арктической климатической зоны вертикальное распределение температуры (Павлов, 1990; Leppäranta, 2015), а также существенное понижение уровня воды – 2.3 м за 6 зимних месяцев. Предшествующее замерзанию осеннее охлаждение воды и ветровое перемешивание привело к возникновению приповерхностного квазиоднородного слоя, толщина которого по мере понижения температуры до  $0^\circ\text{C}$  постепенно увеличивалась и достигла 1–2 м. С началом ледостава и охлаждением воды ниже  $4^\circ\text{C}$  в глубокой части озера сформировалось сохранившееся до середины марта распределение температур воды с максимальным значением  $1.4^\circ\text{C}$  на глубине, возможно,



**Рис. 3.** Исходные (*a1*, *a2*) и обработанные (*b1*, *b2*) радарограммы по основному профилю *A–B* (см. рис. 1) 12 марта (*a1*, *b1*) и 22 апреля (*a2*, *b2*) 2020 г.

Границы снег–лёд, снежный–конжеляционный лёд и конжеляционный лёд–вода показаны стрелками и линией; снег, снежный и конжеляционный лёд – условными знаками на колонках скважин: 1 – снег; 2 – снежно-водный лёд; 3 – конжеляционный лёд.

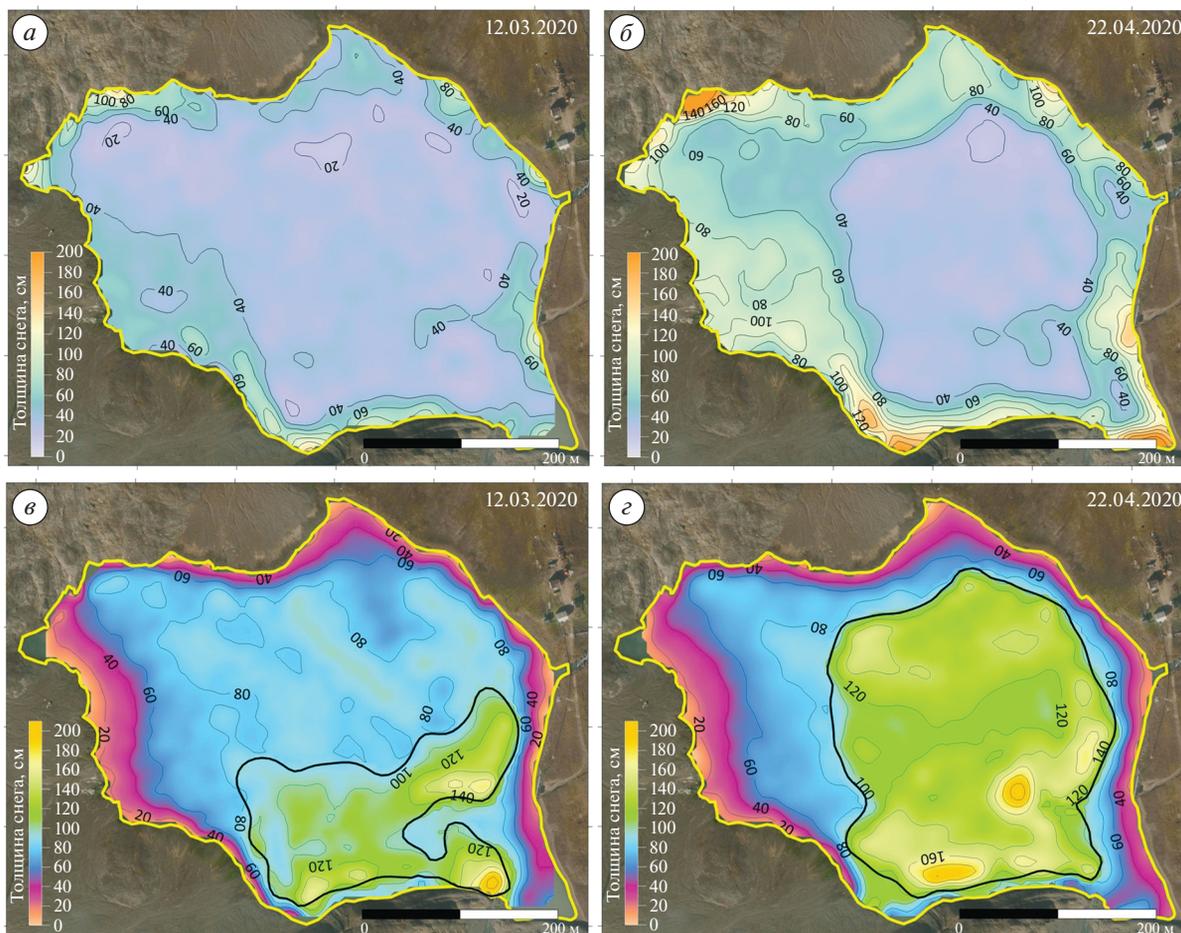
**Fig. 3.** Initial (*a1*, *a2*) and processed (*b1*, *b2*) radar records along the *A–B* profile (see Fig. 1) on March 12 (*a1*, *b1*) and April 22 (*a2*, *b2*).

Snow–ice, snow – congelation ice, and congelation ice–water boundaries are shown by arrows and a line; snow, snow and congelation ice colors on well cores: 1 – snow; 2 – snow-water ice; 3 – congelation ice.

обусловленное тепловым потоком от дна. Учитывая устойчивую плотностную стратификацию тепловой поток к нижней поверхности льда можно оценить величиной, близкой к  $0.1 \text{ Вт/м}^2$ .

Качественно новой ледовой информацией, позволившей выявить слоистую структуру снежно-ледяного покрова на всей исследуемой акватории, стали данные георадарных съёмки. Время

проведения съёмок – март и апрель, поэтому полученные результаты характеризуют распределение толщин слоёв льда, близких к максимальным за зиму. Судя по ним, число слоёв возрастало от периферии к центру водоёма от одного до четырех: слоя снега на берегу, слоёв снега и льда на дне, слоёв снега и льда на воде и слоёв снега и льда, разделенных прослойкой снежного льда на воде (соответственно, зоны 1–4 на рис. 3, *a1* и *a2*).



**Рис. 4.** Распределение толщины (см) снега (а–б) и льда (в–з) по данным георадиолокационных съёмок 12 марта (а, в) и 22 апреля 2020 г. (б, з). Черная линия на рис. (в, з) – граница распространения снежно-водного льда.  
**Fig. 4.** Snow (а–б) and ice (в–з) thickness (cm) distribution according to radar surveys on March 12 (а, в) and April 22, 2020 (б, з). The black line on Fig. (в, з) is the boundary of the distribution of snow ice.

Последняя фиксировалась по скачкообразному увеличению времени распространения электромагнитного импульса до верхней границы кристаллического льда и появлению характерных возмущений, возникающих из-за пропитки снега водой и неравномерного промерзания мокрого снега. Пикирование времени прихода радиоволн показало, что уже во время первой съёмки 12 марта (155 суток с начала конжеляционного льдообразования) на границе льда и снега на разрезе А–В протяжённость зоны 4 составляла около 50 м при толщине снежного льда в несколько см. (рис. 3, б1). Ко времени второй съёмки 22 апреля (196 суток), его толщина на том же профиле увеличилась до 0.5 м, а протяжённость – до 250 м (рис. 3, б2). За время между съёмками (6 недель) толщина снежного льда увеличилась в два–три раза, и он распространился на всю глубоководную часть акватории.

Использование высокоточной привязки данных также позволило выявить существенный

прогиб поверхности льда в центральной части озера, форма которого соответствовала конфигурации донного рельефа. Помимо аккумуляции снега, причиной деформации льда стало понижение уровня воды из-за некомпенсируемого водозабора, достигавшего в зимний период 50 м<sup>3</sup>/час при среднем расходе 30–40 м<sup>3</sup>/час (Дексгеймер, Чернышёв, 2021). Данные уровнемера показали, что при таких скоростях уровень воды в течение 6 зимних месяцев понижался со средней скоростью около 1.24 см/сут. Известно, что образование чаши прогиба обусловлено преимущественно пластической деформацией ледяного покрова (упругая деформация слишком незначительна), сопровождаемой образованием новых (развитием уже имеющихся) термических трещин, растущих во льду навстречу друг другу (Чижов, 1990).

Согласно данным измерений, во вдольбереговой полосе шириной около 30 м высота снега оказалась несколько выше, а толщина льда ниже, чем в остальной части водоёма. К 12 марта толщина

ледяного покрова в центральной части озера достигла примерно 1 м, снега – 40 см, увеличившись к 22 апреля для льда на 20 см и оставшись практически неизменной для снега (рис. 4). При этом область погружения льда под воду по данным первой съёмки занимала южную часть акватории площадью около её трети, а по данным второй – более половины.

**Рост льда.** Несмотря на фрагментарность полученных данных, обусловленную вынужденной эпизодичностью наблюдений, наличие непрерывных рядов метеонаблюдений позволяет рассчитать рост озёрного льда с помощью моделирования. Для этой цели применялся вариант термодинамической модели плавающего снежно-ледяного покрова (Булдович, 2001), использующей следующие упрощения. Температурное поле во всех его слоях полагается квазистационарным, плотность снега по разрезу постоянной, температура верхней границы системы принимается равной температуре воздуха, уплотнение снега и капиллярное поднятие при пропитке водой отсутствуют. Считается, что при затоплении верхней поверхности льда её температура скачком повышается до  $0^\circ\text{C}$ , которая остается неизменной до полного промерзания затопленного слоя. Смена типа льдообразования происходит при достижении метеорологической толщиной выпавшего на поверхность снега некоторой критической величины  $h_s^*$ , определяемой законом Архимеда

$$h_s^* = h_i (\rho_w - \rho_i) / \rho_s, \quad (1)$$

Уравнения баланса тепла и массы имеют вид (подробности вывода в (Булдович, 2001)) для конжеляционного льдообразования:

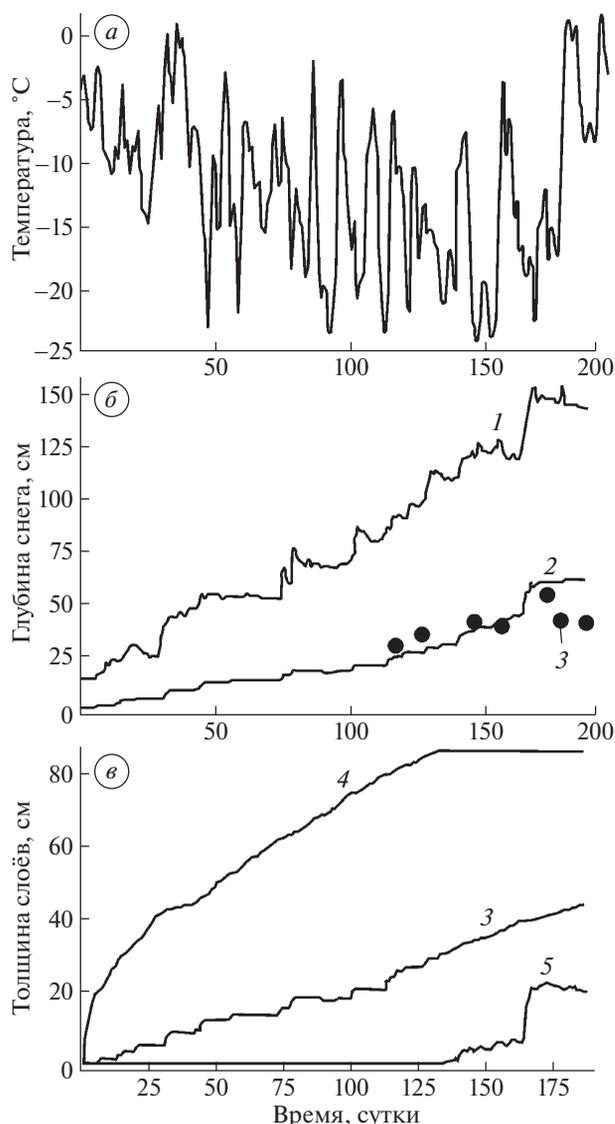
$$L\rho_i \frac{dh_i}{dt} = \frac{T}{h_s/k_s + h_i/k_i}, \quad (2)$$

и изостатического льдообразования:

$$\frac{L(\rho_i - \rho_s)}{\rho_w - \rho_i} \left( h_s \frac{d\rho_s}{dt} + \rho_s \frac{dh_s}{dt} \right) = - \frac{\alpha T k_i}{h_i + h_{si}}, \quad (3)$$

где  $T$  – температура воздуха;  $t$  – время;  $L$  – скрытая теплота льдообразования;  $\alpha = k_s \rho_s / k_i (\rho_w - \rho_i)$ ;  $\rho_i$ ,  $\rho_s$  и  $\rho_w$  и  $k_s$ ,  $k_i$  и  $k_w$  – плотности и теплопроводности снега, льда и воды, соответственно;  $h_i$  и  $h_{si}$  – толщины кристаллического и снежного льда.

В качестве атмосферного форсинга модели (1)–(3) использовались осредненные по суткам величины температуры воздуха на берегу озера (рис. 5, а) для 186-суточного периода льдообразования, начало которого определялось по её устойчивому переходу через  $0^\circ\text{C}$  (10 октября 2019 г.), окончание – по началу таяния снежно-ледяного покрова (12 апреля 2020 г.).



**Рис. 5.** Атмосферный форсинг модели: (а) – среднесуточные значения температуры воздуха на берегу оз. Стемме; (б) – метеорологическая высота снежного покрова в Баренцбурге (1) и на оз. Стемме по данным расчетов (2) и измерений (3). Параметры снежно-ледяного покрова: (с) – толщины снега (1), кристаллического (2) и снежного льда (3) для плотности льда  $880 \text{ кг/м}^3$  и максимальной плотности снега  $350 \text{ кг/м}^3$  ("0" на оси времени соответствует 10 октября 2019 г.).

**Fig. 5.** Atmospheric forcing of the model: (a) – average daily values of air temperature on the shore of the lake. Stemme; (b) – meteorological height of snow cover in Barentsburg (1) and on the lake. Stemme according to calculations (2) and measurements (3). Parameters of snow and ice cover: (c) – thickness of snow (1), crystal (2) and snow ice (3) for ice density of  $880 \text{ kg/m}^3$  and maximum snow density of  $350 \text{ kg/m}^3$  ("0" on the axis the time corresponds to October 10, 2019).

Необходимая для расчетов метеорологическая толщина снега  $h_s^{\text{met}} = h_s + h_{si}$ , до начала снежного льдообразования совпадающая с глубиной снега на озере, определялась путем суммирования вы-

**Таблица 1.** Модельные оценки продолжительности нарастания и максимальной толщины слоев кристаллического  $\tau_i$  и  $h_{si}^{\max}$  и снежного льда  $\tau_{si}$  и  $h_s^{\max}$  и критической  $h_s^*$  и максимальной  $h_s^{\max}$  высоты снега для их различных плотностей в течение 186 сут.  $\rho_i = 880 \text{ кг/м}^3$

$\rho_s$ , кг/м <sup>3</sup>	$\rho_i$ , кг/м <sup>3</sup>	Льдообразование					
		конжеляционное			изостатическое		
		$\tau_i$ , сут.	$h_i^{\max}$ , см	$h_s^*$ , см	$\tau_{si}$ , сут.	$h_{si}^{\max}$ , см	$h_s^{\max}$ , см
350	850	152	94	40	34	15	48
	880	132	86	30	54	21	43
	910	100	73	18	86	22	41
300	880	138	79	30	48	20	43
400		126	92	28	60	23	41

соты твердых осадков на каждые  $j$ -е сутки ( $1 \leq j \leq 186$ ) с коэффициентами потерь  $A_1$ , обусловленными совокупностью процессов (сублимацией, метелевым переносом и др.), и снеготаяния в период оттепелей  $A_2$  (Хаустов и др., 2017)  $h_s^{\text{мет}} = \sum_{j=1}^{186} A_1 h_s^j - A_2 T^j$ . Значения  $A_1 = 0.29$  и  $A_2 = 7.53$  находились из решения обратной задачи по данным контактных измерений высоты снежного покрова и температуры воздуха на озере и на метеостанции Баренцбург (Хаустов и др., 2019) (см. рис. 5, б). Для определения плотности снега использовалась нелинейная функция, асимптотическая к его максимальной сезонной плотности  $\rho_s^{\max}$ , предложенная в виде (Sturm et al., 2010)

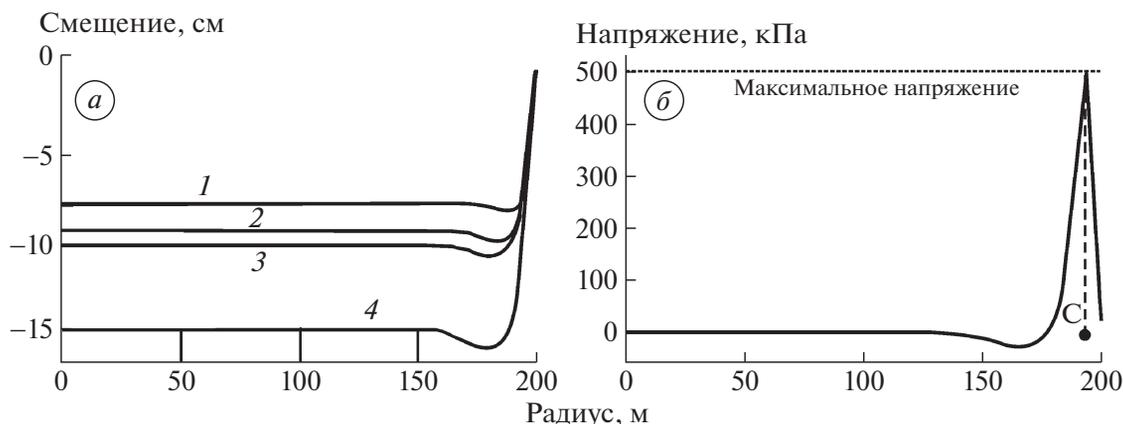
$$\rho_s = \rho_{s0} + (\rho_s^{\max} - \rho_{s0})[1 - \exp(-kh_s)], \quad (4)$$

где  $\rho_{s0}$  – начальная плотности снега;  $k$  – коэффициент формы, характеризующий скорость её выхода на асимптоту. Исходя из данных наблюдений, для снежного покрова оз. Стемме были выбраны величины  $\rho_{s0} = 100 \text{ кг/м}^3$ ;  $\rho_s^{\max} = 350 \text{ кг/м}^3$ ;  $k = 30$ ; последняя выводит кривую (4) на асимптоту  $\rho_s^{\max}$  примерно на 100-е сутки с начала снегонакопления. Коэффициент теплопроводности рассчитывался по обобщенной формуле (Осокин и др., 2017)  $k_s = 9.165 \times 10^{-2} - 3.814 \times 10^{-4} \rho_s + 2.905 \times 10^{-6} \rho_s^2$ . Коэффициент теплопроводности

и теплота плавления льда полагались постоянными и равными  $2.22 \text{ Вт/(м}^\circ\text{C)}$  и  $3.33 \times 10^5 \text{ Дж/кг}$  соответственно.

Вычисления показали, что динамика толщины слоев системы, связанных тепловым взаимодействием, как и её статическое равновесие, весьма чувствительна к изменениям теплофизических свойств, определяемых преимущественно плотностью снега и льда (табл. 1). Видно, что с увеличением плотности льда от  $850$  до  $910 \text{ кг/м}^3$  (Донченко, 1987) при постоянной плотности снега  $350 \text{ кг/м}^3$  продолжительность кристаллического льдообразования сокращается, а продолжительность нарастания снежного льда возрастает на 52 дня за счёт уменьшения грузоподъемности ледяного покрова. При принятом характере снегонакопления (см. рис. 5, б) это увеличивает толщину снежного льда на 7 см. Аналогичный эффект при неизменной плотности льда оказывает рост плотности снега, увеличивающий коэффициент его теплопроводности, толщину кристаллического ледяного покрова и продолжительность изостатического льдообразования. Однако модельное увеличение толщины снежного льда при плотности кристаллического в  $880 \text{ кг/м}^3$  оказалось невелико – всего 3 см при увеличении плотности снега на  $100 \text{ кг/м}^3$ .

При средних плотностях льда  $880 \text{ кг/м}^3$  и снега  $350 \text{ кг/м}^3$  рассчитанный по (4) характер снегонакопления за 186 суток заморозания приводит к максимальным толщинам кристаллического и снежного льда и снега 86, 21 и 43 см (см. рис. 5, в). С учётом близости среднесуточных температур воздуха зимой 2019/20 г. к своим средним значениям (Котляков и др., 2020) эти величины с известными оговорками можно принять в качестве типичных. Снежное льдообразование, до начала которого ледяной покров был кристаллическим, а толщина его снежного покрова совпадала с метеорологической, отчётливо просматривается на этом рисунке по характеру изменения кривых 3 и 4 и появлению кривой 5. С этого момента в системе возникает обратная связь между процессом теплопереноса, обеспечивающая прирост ледяного покрова сверху и уменьшение высоты снега за счёт перехода его части в лед, и скоростью снегонакопления, регулирующей интенсивность образования снежного льда. При этом с выходом воды на поверхность конжеляционного льда его нарастание снизу из-за выравнивания температур внешних границ (равенства нулю температурного градиента) прекращается до полного промерзания пропитанного водой слоя, обеспечивающего рост ледяного покрова сверху. Из-за этого начи-



**Рис. 6.** Формы поверхности льда, рассчитанные для толщин льда 40 (1), 60 (2), 80 (3) и 100 (4) см на момент облома кромки льда вблизи берега озера (а) и распределение радиальных напряжений на нижней поверхности льда на момент его облома, рассчитанное при толщине льда 80 см (б) (облом льда происходит в точке С, где напряжение достигает максимума).

**Fig. 6.** Forms of the ice surface calculated for different ice thicknesses 40 (1), 60 (2), 80 (3) and 100 (4) cm at the time of the breakage of the ice edge near the lake shore (a) and the distribution of radial stresses on the lower surface of the ice at the time of its breakage, calculated at an ice thickness of 80 cm (b) (ice breaking occurs at point C, where the voltage reaches a maximum).

ная с 132 суток из-за непрерывного увеличения глубины снега на акватории озера (см. рис. 5, б) толщина снежного льда росла, а кристаллического оставалась неизменной.

**Деформация ледяного покрова.** Необходимым условием образования снежного льда служит выход воды на поверхность ледяного покрова, возможный лишь при наличии в нем нарушений сплошности (трещин), вопрос о существовании которых остается открытым. Согласно одной точке зрения, трещины в плавающем ледяном покрове существуют всегда (Крицкий и др., 1947), согласно другой, снежный покров, даже при большой высоте и неравномерном распределении, не создает в ледяном покрове напряжений, достаточных для его разрушения (Пивоваров, 1972). Давление снега на поверхность льда уравновешивается реакцией водной массы, поскольку сплошной ледяной покров не может погрузиться в воду под избыточным давлением. В действительности, деформации ледяного покрова носят долговременный характер и определяются не только упругими, но и в значительной степени вязкими свойствами льда. При воздействии сне-

говой нагрузки ледяной покров будет прогибаться, вследствие чего на его верхней и нижней поверхностях возникнут зоны растяжения и сжатия, однако для начала трещинообразования величина растягивающих напряжений должна превышать прочность льда.

При ползучем течении льда тензор скоростей деформаций при ползучести  $\dot{\epsilon}_{cr}$  определяется моделью Нортон (Norton, 1929; Schulson, Duval, 2009):

$$\dot{\epsilon}_{cr} = A(\sigma_c/\sigma_{ref})^3 \mathbf{n}, \quad (5)$$

где  $\mathbf{n} = 3 \text{dev}(\boldsymbol{\sigma})/2\sigma_c$ ;  $\boldsymbol{\sigma}$  – тензор напряжений;  $\sigma_c = \sqrt{J_2(\boldsymbol{\sigma})/2}$  – напряжение фон Мизеса;  $J_2(\boldsymbol{\sigma})$  – второй инвариант тензора напряжений;  $A$  – скорость деформаций при  $\sigma_c = \sigma_{ref}$  и  $\sigma_{ref}$  – характерное напряжение при ползучести. Для расчета напряженно-деформированного состояния льда оз. Стемме рассматривалась осесимметричная задача для круглого водоема с радиусом  $R = 200$  м, уровень воды в котором, как и положение льда относительно него, могут изменяться вследствие стока и нагрузки от снега, плотность которого полагается постоянной. Ледяной покров озера представляется в виде однородной, изотропной пластины из льда с горизонтальной поверхностью, плавающей на поверхности водоема с понижающимся уровнем жидкости. В начальный момент времени лёд находится в положении гидростатического равновесия. Предполагается, что ледяной покров опирается на берега, то есть его

**Таблица 2.** Расчётное время облома льда изгибом ( $t_b$ ) для различной толщина льда  $h_i$  и начальной толщины снега  $h_{s0}$

$h_i$ , см	40	50	60	70	80	90	100
$h_{s0}$ , см	10	17	21	37.5	47	55	60
$t_b$ сут.	3.7	5.0	5.4	5.8	6.0	6.4	6.7

вертикальное смещение на контуре водоема не меняется со временем:

$$w = w_0, \quad r = R, \quad (6)$$

где  $r$  – радиальная координата цилиндрической системы координат. Кроме того, считается, что на контуре водоема напряжения отсутствуют

$$\sigma_{rr} = \sigma_{rz} = 0, \quad r = R, \quad (7)$$

Давление снега рассчитывается по формуле:

$$p_s = -\rho_s g(h_{s0} + \gamma_s t), \quad (8)$$

где  $\gamma_s$  – скорость снегонакопления;  $h_{s0}$  – начальная толщина снега. Формула (8) используется при толщине льда менее 80 см; при большей предполагается, что  $\gamma_s = 0$ . Изменение давления воды подо льдом вследствие её стока и гидростатического давления из-за прогиба льда задается формулой:

$$p_w = -\rho_w g(w + \gamma_w t) + p_0, \quad (9)$$

где  $\gamma_w$  – скорость изменения уровня воды;  $p_0 = \rho_s g h_{s0}$  – начальное гидростатическое давление, при котором поверхность льда горизонтальна и  $w = 0$  в начальный момент времени  $t = 0$ .

Расчеты напряженно-деформированного состояния ледяного покрова по модели (5) с крайними условиями (6)–(7) и параметризациями (8)–(9) проводились методом конечных элементов в пакете прикладных программ Comsol Multiphysics 5.4 для различных толщин снега и льда в течение физического времени 10 суток при постоянных значениях параметров, характеризующих вязкоупругую реологию льда:  $\rho_i = 917 \text{ кг/м}^3$ ;  $\rho_s = 200 \text{ кг/м}^3$ ;  $E = 3 \text{ ГПа}$ ;  $\nu = 0.4$ ;  $A = 10^{-5} \text{ 1/с}$ ;  $\sigma_{\text{ref}} = 1 \text{ МПа}$ , где  $E$  и  $\nu$  – модуль упругости и коэффициент Пуассона;  $\gamma_s = 2.7 \times 10^{-8} \text{ м/с}$ ;  $\gamma_w = 1.9 \times 10^{-7} \text{ м/с}$ . Из расчётов определялось время  $t_b$ , за которое максимальное растягивающее напряжение на нижней поверхности ледяного покрова достигало прочности льда на изгиб  $\sigma_{fs} = 0.5 \text{ МПа}$  (Karulina et al., 2019), при котором происходил облом кромок льда. Положение трещины определялось условием  $\sigma_{rr} = \sigma_{fs}$ , где  $\sigma_{rr}$  – радиальное напряжение на нижней поверхности ледяного покрова.

Результаты расчётов значений  $t_b$  приведены в табл. 2. Если в рамках упругой модели изменение формы льда происходит только во время снегопада (после его прекращения форма льда не изменяется), то учёт ползучести приводит к медленному изменению формы поверхности (течению) льда после прекращения снегопада. Рис. 6, а показывает форму поверхности льда разной толщины в момент его облома, а рис. 6, б – зависимость ра-

диальных напряжений  $\sigma_{rr}$  на нижней поверхности льда от расстояния  $r$  в момент облома льда толщиной 80 см. Как видно из рисунков, основная деформация льда концентрируется во вдольбереговой зоне шириной менее 50 м. При этом максимальное радиальное напряжение достигается на расстоянии порядка 6 м от берега, где образуется круговая трещина, параллельная береговой линии. Расчёты показывают, что такая трещина образуется при всех толщинах льда, приведенных в табл. 2, примерно на таком же расстоянии от берега.

Согласно вычислениям, при средних скоростях понижения уровня в момент облома льда углы наклона поверхности льда к горизонтальной плоскости составляют менее 0.015 рад, что меньше угла наклона дна оз. Стемме 0.058 рад к горизонтальной плоскости (см. рис. 1). Таким образом, при опускании уровня воды лёд не успевает лечь на дно, поскольку периодически обламывается вдоль трещин, параллельных берегу по мере обмеления. Трещины последовательно формируются вследствие изгиба льда в перпендикулярном направлении к берегу. Условием образования каждой трещины служит равенство максимального растягивающего напряжения прочности льда на изгиб. Расстояние между трещинами оценивается величиной порядка 6 м. К сожалению, данные наблюдений весны 2020 г. не позволяют судить о степени их распространения и повторяемости рассматриваемого явления по исследуемой акватории, оставляя решение этого вопроса на будущее.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Как отмечалось, модельные оценки нарастания снежно-ледяного покрова в целом соответствуют данным измерений *in situ* и, по-видимому, близки к своим средним многолетним значениям, хотя и несколько занижают толщину снежного льда. Очевидные причины такого расхождения – принятое в модели равенство плотностей сухого и пропитанного водой снега, рассматриваемого к тому же с вычислительной точки зрения как однослойная среда. В реальности, из-за влияния внешних воздействий и процессов метаморфизма для сформировавшегося снежного покрова озера характерна слоистая структура с различными физическими свойствами слоев. На плотность снега на озере сильно влияет ветер и температурный градиент (Павлов, 2008), из-за чего снежный покров арктических озёр, за исключением прибрежной зоны, обычно имеет меньшую высоту, водный эквивалент и большую плотность по сравнению со снежным покровом суши, а его теплоизоляционная способность составляет около половины наземного (Sturm, Liston, 2003). К сожалению, параметризации, учитывающие

специфику снегонакопления на озёрах, авторам пока неизвестны.

Свое влияние на процесс оказывает не поддающийся описанию тип осадков в период оттепелей (см. рис. 5, а), а также эффект выпадения снега в воду до начала льдообразования. В некоторых местах снежный покров выдувается ветром, что приводит к локальным утолщениям льда с размерами единиц и десятков метров, распределение которых носит случайный характер. Помимо этого, скорость растекания воды под снегом неизвестна и потому её учёт при расчётах толщины льда невозможен (Финкельштейн и др., 1984). Поэтому можно предположить, что процесс изостатического льдообразования на акватории протекает не одновременно, что увеличивает пространственную неоднородность толщины всех слоёв (см. рис. 3). Все это затрудняет применение расчётных методов и делает невозможным моделирование процесса снежного льдообразования в рамках чисто тепловых задач и, следовательно, лучшее согласование его измеренных и рассчитанных характеристик. Однако даже такая простая модель как (1)–(3) позволяет исследовать взаимосвязи, существующие между снежно-ледяным покровом и другими компонентами климатической системы архипелага в целях прогноза толщины льда для меняющихся атмосферных условий на количественном уровне, давая при этом качественные оценки, отвечающие интуитивным представлениям о процессе.

Оценки понижения уровня озера и нарастания льда, которые протекают одновременно, показывают, что к середине весны мелководная часть акватории с глубиной менее 2 м оказывается под лежащим на дне снежно-ледяным покровом. Совместное влияние этих процессов приводит к образованию концентрических трещин вдоль изобат и последовательному облому ледяного покрова. На этих участках, составляющих около половины её площади, происходит сезонное промерзание верхних слоев донных отложений, по мере нарастания озёрного льда распространяющееся от берегов к центру (или их переход в многолетнемерзлое состояние) при круглогодичном талом состоянии в глубоководной части водоема. По-видимому, в зависимости от мощности и температуры многолетнемерзлой толщи на территории, окружающей водоем, здесь располагается субаквальный талик, существование которого подтверждается направленным вверх потоком тепла (см. рис. 2, б).

## ВЫВОДЫ

Комплексные измерения оз. Стемме зимой 2019/20 г. показали, что нарастание ледяного покрова водоема происходит на его нижней и верхней границах. Радиолокационные съёмки позво-

лили получить качественно новую ледовую информацию о распределении толщины ледяного покрова на всей акватории озера, более детальную по сравнению с данными контактных ледемерных измерений. Несмотря на сложности моделирования процесса снежного льдообразования в рамках чисто тепловых задач, использование термодинамической модели оказалось достаточно плодотворным для его изучения на качественном и, отчасти, количественном уровне.

Судя по данным измерений и расчетов, средняя продолжительность конжеляционного льдообразования колеблется в пределах 3–5 месяцев, изостатического – 1–3 месяца. За этот период кристаллический лёд достигает толщины 70–90 см, снежный – 20–40 см. Снежное льдообразование уменьшает отепляющий эффект снежного покрова и оказывает существенное влияние на тепловой и массовый баланс озёрного льда, которое необходимо учитывать при моделировании водных объектов криолитозоны.

Прогиб ледяного покрова водоема носит долговременный характер и определяется не только упругими, но и в значительной степени вязкими свойствами льда, приводящими к его течению. Основная деформация ледяного покрова оз. Стемме концентрируется во вдольбереговой зоне шириной 50 м с максимальным радиальным напряжением на расстоянии 6 м.

Методы исследования ледяного покрова оз. Стемме могут быть использованы для изучения замерзания пресноводных водоемов островов Шпицбергена и других арктических архипелагов.

**Благодарность.** Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность рабочим насосной станции Д.В. Дексгеймеру и П.В. Чернышёву за ценную информацию об объекте исследований и помощь в проведении наблюдений.

Исследования выполнены в рамках работ по программе РАЭ-Ш ФГБУ ААНИИ и тематики НИОКР Росгидромета.

**Acknowledgments.** The authors consider it their pleasant duty to express their gratitude to the workers of the pumping station D.V. Deksgeimer and P.V. Chernyshev for valuable information and assistance in the observations.

The studies were carried out within the framework of the work under the RAE-Sh program of the Federal State Budgetary Institution AARI and R&D topics of Roshydromet.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булдович С.Н.* Влияние водных покровов на температурный режим поверхности пород / В кн.: Основы геокриологии. Ч. 4 / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд. МГУ, 2001. С. 75–85.
- Владов М.Л., Судакова М.С.* Георадиолокация: от физических основ до перспективных направлений. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
- Дексгеймер Д.В., Чернышёв П.В.* Персональное сообщение, 2021.
- Демешкин А.С.* Геоэкологическая оценка состояния природной среды в районе расположения российского угледобывающего рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: РГМУ. 2015. 181 с.
- Донченко Р.В.* Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 248 с.
- Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 201–212.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420020034>
- Крицкий С.П., Менкель М.Ф., Россинский К.И.* Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. М.–Л.: Госэнергоиздат, 1947. 155 с.
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.И.* Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20>
- Мещеряков Н.И.* Современное осадконакопление в заливе Грэнфьорд (Западный Шпицберген). Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Мурманск: Мурманский морской биологический ин-т КНЦ РАН. 2017. 120 с.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.  
[https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3\(55-61\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3(55-61))
- Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2008. 229 с.
- Павлов А.В.* Термический режим озёр равнинных районов севера // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 3. С. 59–70.
- Пивоваров А.А.* Термика замерзающих водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1972. 140 с.
- Семенов А.В., Давыдов А.А., Ипатов А.Н.* Гидрологическое обследование озера Биенда-стемме (архипелаг Шпицберген). В кн.: Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты, 2003. С. 127–136.
- Снег: Справочник / Под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла. Л., Гидрометеоздат, 1986. 751 с.
- Финкельштейн М.И., Лазарев Э.И., Чижов А.Н.* Радиолокационные аэроледомерные съёмки рек, озёр и водохранилищ. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 112 с.
- Хаустов В.А., Ромашова К.В., Хренов А.А.* Оценка многолетних изменений максимальных снегозапасов и водоотдачи Северного края России // Сб. тезисов Всеросс. науч.-практич. конф. “Современные проблемы гидрометеорологии и устойчивого развития Российской Федерации”. СПб.: Российский гос. гидромет. ун-т, 2019. С. 294–296.
- Хаустов В.А.* Моделирование процесса формирования снегозапасов Российской части бассейна Северного Ледовитого океана // Тр. Всеросс. конф. “Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы развития”. СПб.: Аграф+, 2017. С. 470–473.
- Черепанов Н.В.* Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
- Чижов А.Н.* Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 128 с.
- gp5.ru // Электронный ресурс. [http://gp5.ru/archive.php?wmo\\_id=20107](http://gp5.ru/archive.php?wmo_id=20107). Дата обращения: 19.01.2023.
- Karulina M., Marchenko A., Karulin E., Sodhi D., Sakharov A., Chitsyakov P.* Full-scale flexural strength of sea ice and freshwater ice in Spitsbergen Fjords and North-West Barents Sea // Applied Ocean Research. 2019. V. 90. 101853  
<https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.101853>
- Leppäranta M.* Freezing of lakes and the evolution of their ice cover. Springer-Praxis, Heidelberg, Germany, 2015. P. 301.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-29081-7>
- McGinn G.H.P.* Sediment trap analysis in high-arctic lake Linnêvatnet indicates a recent shift in the annual hydrological regime // Honors Theses. 2018. 250 p.  
<https://scarab.bates.edu/honorsthesis/250>
- Norton F.H.* The Creep of Steels at High Temperatures, Mc-Graw-Hill, New York, 1929. 90 p.
- Schulson E.M., Duval P.* Creep and fracture of ice. University Press: Cambridge, 2009. 401 p.
- Sturm M., Liston G.E.* The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, USA // Journ. of Glaciology. 2003. V. 49. № 166. P. 370–380.
- Sturm M., Taras B., Liston G., Derksen C., Jonas T., Lea J.* Estimating regional and global snow water resources using depth data and climate classes of snow // Journ. of Hydrometeorology. 2010. V. 11. P. 1380–1394.  
<https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>

Citation: Bogorodskiy P.V., Borisik A.L., Filchuk K.V., Khaustov V.A., Kustov V.Yu., Marchenko A.V., Movchan V.V., Novikov A.L., Romashova K.V., Ryzhov I.V., Sidorova O.R. Ice and snow on Lake Stemmevatnet, Spitsbergen, in winter 2019/20. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 441–453 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020035

## Ice and Snow on Lake Stemmevatnet, Spitsbergen, in Winter 2019/20

P. V. Bogorodskiy<sup>a,#</sup>, A. L. Borisik<sup>a</sup>, V. Yu. Kustov<sup>a</sup>, A. V. Marchenko<sup>b,c</sup>, V. V. Movchan<sup>a</sup>, A. L. Novikov<sup>a</sup>, K. V. Romashova<sup>a</sup>, I. V. Ryzhov<sup>a</sup>, O. R. Sidorova<sup>a</sup>, K. V. Filchuk<sup>a</sup>, and V. A. Khaustov<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>b</sup>University Centre in Svalbard, Longyearbyen, Norway

<sup>c</sup>Zubov Oceanographic Institute, Moscow, Russia

<sup>d</sup>State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

#e-mail: bogorodski@aari.ru

Received January 19, 2023 ;revised March 22, 2023; accepted June 27, 2023

The results of observations and modeling of the formation of the snow-ice cover of Lake Stemme (West Svalbard Island) in winter 2019/20 are presented. The main information was obtained by two radar (GPR) survey, performed on the floating ice of the Lake on March 12 and April 22 of 2020. Authors believe that probably these observations were the first ones on the Lake. The use of the radar made it possible to obtain data on the dynamics of the thickness of the layers of snow and ice cover, the so-called “snow ice” which is formed when the boundary between snow and ice was submerged under water. During the time between records, the thickness of the last “snow ice” increased two to three times, i.e., from units to the first tens of cm, and it spread to the entire deep-water part of the Lake area. In addition, analysis of high-precision positioning of the radar records revealed a significant deflection in the ice surface in the central part of the Lake under the influence of snow load and the decreasing level of the reservoir. The calculations of the thermodynamics of the floating ice cover have shown that its thickening occurs as a result of the processes of congelation and isostatic ice formation, replacing each other at its lower and upper boundaries, respectively. At the same time, the formation of “snow ice” violates the characteristic feature of decreasing of ice thickness with growth of the snow thickness, which significantly influences on the thermal and mass balance of the Lake snow-ice cover. Results of calculations of the ice cover deformation did show that it takes place not only due to the elastic, but also to the viscous properties of ice, and it is concentrated in a narrow coastal zone. The maximum radial stress is reached at a distance of several meters from the shore, where a circular crack parallel to the shoreline is formed. Such a crack is formed at all ice thicknesses at about the same distance from the shore.

**Keywords:** Svalbard, lake, ice cover, measurements, radar survey, modeling

### REFERENCES

- Buldovich S.N.* Influence of water covers on the temperature regime of the rock surface. *Osnovy geokriologii. Fundamentals of geocryology*. Moscow: Moscow University Press, 2001: 75–85 [In Russian].
- Vladov M.L., Sudakova M.S.* *Georadiolokatsiia: ot fizicheskikh osnov do perspektivnykh napravlenii*. Ground Penetrating Radar: From Theory to future applications. Moscow: “Geos” publishing, 2017: 240 p. [In Russian].
- Dexgeymer D.V., Chernyshov P.V.* *Personal'noe soobshchenie*. Personal message, 2021.
- Demeshkin A.S.* *Geoekologicheskaya otsenka sostoiianiia prirodnoi sredy v raione raspolozheniia rossiskogo ugle-dobyvaiushchego rudnika Barentsburg na arkhipelage Shpitsbergen*. Geoecological assessment of the natural environment state in the location of the Russian coal mine Barentsburg on Svalbard. PhD. Russian State Hydrometeorological University. St. Petersburg. 2015: 181 p. [In Russian].
- Donchenko R.V.* *Ledovyi rezhim rek SSSR*. Ice regime of the USSR rivers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 248 p. [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (2): 201–212 [In Russian].  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420020034>
- Kritskij S.P., Menkel' M.F., Rossinski K.I.* *Zimnii termicheskim rezhim vodokhranilishch, rek i kanalov*. Winter thermal regime of reservoirs, rivers and canals. Moscow: Gosenergoizdat, 1947: 155 p. [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A.* Snow thickness on Austre Grøn fjordbreen,

- Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 5–20 [In Russian].  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20>
- Meshcheryakov N.I.* *Sovremennoe osadkonakoplenie v zalive Grenfjord (Zapadniy Shpitsbergen)*. Modern sedimentation in the Grenfjord bay (Western Spitsbergen). PhD. Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences. Murmansk. 2017: 120 p. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective Thermal Conductivity of Snow and Its Variations. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2017, 21 (3): 60–68 [In Russian].  
[https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3\(55-61\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3(55-61))
- Pavlov A.V.* *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of permafrost zone. Novosibirsk: Academy izdatelstvo “Geo”, 2008: 229 p. [In Russian].
- Pavlov A.V.* The thermal regime of lakes in northern plain regions. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 1999, 3 (3): 59–70 [In Russian].
- Pivovarov A.A.* *Termika zamerzaiushchikh vodoemov*. Thermals of freezing reservoirs. Moscow: Moscow University Press, 1972: 140 p. [In Russian].
- Semenov A.V., Davydov A.A., Ipatov A.N.* *V knize Kompleksnyye issledovaniia prirody Shpitsbergena*. Hydrological survey of lake Bienda-stemme (Spitsbergen archipelago). Complex investigations of Spitsbergen nature. Aptaty, 2003: 127–136 [In Russian].
- Sneg*. The Snow. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1986: 751 p. [In Russian].
- Finkelstein M.I., Lazarev E.I., Chizhov A.N.* *Radiolokazionnye aeroledomernye s'emki rek, ozer I vodokhranilichsh*. Radar aerial ice surveys of rivers, lakes and reservoirs. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1984: 112 p. [In Russian].
- Khaustov V.A., Romashova K.V., Khrenov A.A.* Assessment of long-term changes in the maximum snow reserves and water yield of the northern region of Russia. *Sbornik tezisev Vserossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii “Sovremennye problemy gidrometeorologii i ustoychivogo razvitiia Rossiiskoi Federatsii”*. Collection of abstracts of the All-Russian scientific-practical conference “Modern problems of hydrometeorology and sustainable development of the Russian Federation”. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2019: 294–296 [In Russian].
- Khaustov V.A.* Model operation of process of formation of snow cover water equivalents of the Russian part of the basin of the Arctic Ocean. *Trudy Vserossiiskoj konferentsii “Gidrometeorologiya i ekologiya: nauchnye i obrazovatel'nye dostizheniya i perspektivy razvitiya”*. Proceedings of the All-Russian Conference “Hydrometeorology and ecology: scientific and educational achievements and perspectives”. St. Petersburg: Agraf+, 2017: 470–473 [In Russian].
- Cherepanov N.V.* Classification of ice of natural reservoirs. *Trudy AANII*. Proc. AARI. 1976, 331: 77–99 [In Russian].
- Chizhov A.N.* *Formirovanie ledyanogo pokrova i prostranstvennoe raspredelenie ego tolshchin*. The formation of an ice cover and the spatial distribution of its thickness. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 128 p. [In Russian].
- rp5.ru. Retrieved from: [http://rp5.ru/archive.php?wmo\\_id=20107](http://rp5.ru/archive.php?wmo_id=20107) (Last access: 19 January 2023).
- Karulina M., Marchenko A., Karulin E., Sodhi D., Sakharov A., Chitsyakov P.* Full-scale flexural strength of sea ice and freshwater ice in Spitsbergen Fjords and North-West Barents Sea. *Applied Ocean Research*. 2019, 90: 101853.  
<https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.101853>.
- Leppäranta M.* Freezing of lakes and the evolution of their ice cover. Springer Berlin Heidelberg, 2015: 301 p.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-29081-7>.
- McGinn G.H.P.* Sediment trap analysis in high-arctic lake Linnêvatnet indicates a recent shift in the annual hydrological regime. Honors Theses. 2018: 250.  
<https://scarab.bates.edu/honorstheses/250>.
- Norton F.H.* *The Creep of Steels at High Temperatures*. New York: Mc-Graw-Hill, 1929: 90 p.
- Schulson E.M., Duval P.* *Creep and fracture of ice*. University Press: Cambridge. 2009: 401 p.
- Sturm M., Liston G.E.* The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, U.S.A. *Journ. of Glaciology*. 2003, 49 (166): 370–380.
- Sturm M., Taras B., Liston G., Derksen C., Jonas T., Lea J.* Estimating regional and global snow water resources using depth data and climate classes of snow. *Journ. of Hydrometeorology*. 2010, 11: 1380–1394.  
<https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>.