

# Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-430>

## Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования

© 2019 г. Ю.Я. Мачерет\*, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев, И.О. Марчук

Институт географии РАН, Москва, Россия

\*macheret@igras.ru

## Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding

Yu.Ya. Macheret\*, A.F. Glazovsky, I.I. Lavrentiev, I.O. Marchuk

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*macheret@igras.ru

*Received January 15, 2019 / Revised March 11, 2019 / Accepted 22 March 2019***Keywords:** *cold and temperate ice, glaciers, ground-based radio-echo sounding, Svalbard.*

### Summary

Data of ground-based radio-echo sounding of 16 glaciers located on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, carried out in springs of 1999, 2007 and 2010–2013, allowed defining five glaciers as of the cold thermal type while other eleven ones were polythermal glaciers. In the last ones (polythermal) the average thickness of the upper layer of cold ice and the bottom layer of temperate ice was equal to 11–66 m and 15–96 m, respectively. The ratio of these thicknesses varies from 0.32 to 2.28, and the volume fraction of temperate ice in the total volume of the glaciers varies from 1 to 74% and changes from 0 to 50% in the ablation zone up to 80% in the accumulation zone. Thickness of cold ice was determined by measured delay time of radar reflections from cold-temperate surface (CTS) while thickness of temperate ice was derived as a difference between the total thickness of the glacier and the thickness of its cold ice.

For interpretation of radar reflections from CTS we used the noticeable distinction in character of the radar reflections from the upper and lower thicknesses of glacier: absence of internal reflections (excluding reflections from buried crevasses and glacier wells) from upper cold ice layer and a great number of reflections of hyperbolic form from the lower layer related to strong scattering of radio waves by water inclusions in the temperate ice. According to the measurements, relative power of the radar reflections from CTS is by 5.5–14.2 dB smaller than those from the bedrock, that can be considered as an indicator of smaller water content at CTS; so, the repeated measurements of their relative power can be used for estimation of temporal changes in the water content at these boundaries. In layers of the temperate ice, the series of vertical hyperbolic reflections penetrating the cold ice down to CTS and further to the bedrock were detected. Such reflections are related to buried crevasses and/or the glacier wells and can serve as sources of the water permeating during the melt periods from the glacier surface down to CTS and bedrock and, thus, influencing on the ice viscosity and fluidity as well as on velocity of the bottom sliding in the polythermal glaciers. Repeated measurements of relative power of reflections from buried crevasses and wells can also be used to study processes of freezing them through and emptying during the period before start of the surface melting. Relation between volume of temperate ice and area of 16 studied glaciers was used to estimate the probability of existence of polythermal glaciers with a temperate ice core in all 202 glaciers in the Nordenskiöld Land. 72 glaciers with areas exceeding 1.79 km<sup>2</sup> may be referred to the polythermal type. The probable total volume of temperate ice in these glaciers amounts roughly to 10 km<sup>3</sup>, and with the 95% confidence it is within the interval from 8 to 33 km<sup>3</sup>. Almost 80% of the whole temperate ice may be concentrated in only five glaciers with area more than 17 km<sup>2</sup>, that makes up 2.5% of the total number of glaciers and about 30% of their total area. Data presented in this paper demonstrate more sophisticated pattern of the cold and temperate ice distribution within the glaciers than it was earlier known that should be taken into consideration when modeling and forecasting dynamics of the polythermal glaciers and investigating internal processes of the temperate ice formation in such glaciers.

**Citation:** Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Marchuk I.O. Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (2): 149–166. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-430>.

Поступила 15 января 2019 г. / После доработки 11 марта 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

**Ключевые слова:** ледники, наземное радиозондирование, холодный и тёплый лёд, Шпицберген.

По данным наземного радиозондирования 16 ледников в 1999, 2007 и 2010–2013 гг. на Земле Норденшельда установлено, что пять из них относятся к ледникам холодного типа, а 11 – к ледникам политермического типа с верхним слоем холодного льда со средней толщиной 11–66 м и придонным слоем тёплого льда со средней толщиной 15–96 м. Около 80% всего тёплого льда сосредоточено в пяти ледниках площадью более 17 км<sup>2</sup>, которые составляют 2,5% общего числа ледников и около 30% всей их площади.

## Введение

Содержание воды в ледниковом льду существенно влияет на его вязкость, текучесть и скорость деформации в толще и у ложа ледников, на скорость движения ледников и их скольжение по ложу [1]. Особенно заметно это влияние на динамику и условия на ложе тёплых и политермических ледников, почти полностью или частично состоящих из тёплого льда, находящегося при температуре таяния при соответствующем давлении [2–12]. Содержание воды в ледниках существенно влияет и на точность измерения их толщины радиолокационными методами [13]. Деформация льда сильно зависит от его температуры, поэтому знание распределения температуры и масс холодного и тёплого льда в ледниках и ледниковых покровах важно для моделирования их динамики и оценки реакции на изменения климата [11]. При постоянном приложенном напряжении скорость деформации льда увеличивается примерно в 4 раза при повышении содержания воды от 0 до 1% [1], что должно отражаться в динамике тёплых и политермических ледников с придонным слоем тёплого льда. Ещё сильнее влияет на скорость движения таких ледников присутствие воды на их ложе [14]. Предполагается [15], что толщина и вязкость льда, а также наклон поверхности могут существенно влиять на скорость движения ледников и их переход от нормальных к быстродвижущимся и пульсирующим.

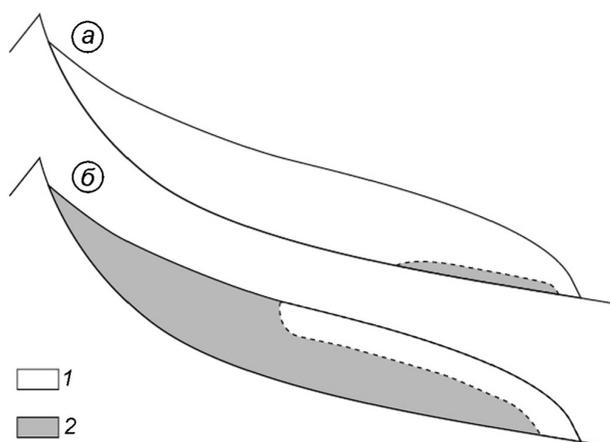
Распределение температуры и воды в толще ледников зависит от многих факторов [8], так как источники тепла находятся и на поверхности, и на ложе, и внутри ледника. Тепло поступает в ледник путём теплопроводности и в результате адвекции движущегося льда и конвекции воды и воздуха через трещины и каналы. Источники тепла в толще ледника – диссипативный разогрев (внутреннее трение) из-за деформации льда, трение на ложе, трение текущей воды во внутриледниковых каналах, повторное замерзание воды, таяние льда

и поступление геотермического тепла. Эти факторы во многом определяют распределение холодного и тёплого льда и воды в толще и у ложа ледников [11], и до сих пор влияние этих факторов на динамику ледников изучено слабо.

В настоящей статье рассматриваются особенности распределения толщины и объёма холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования 16 ледников, полученным в весенний период 1999, 2007 и 2010–2013 гг. На основе данных радиозондирования оценены также положение и глубина погребённых трещин и ледниковых колодцев – возможных путей поступления воды в период таяния в толщу и к ложу ледника [16, 17] и источников отепления ледниковой толщи [18]. По имеющимся данным о скорости распространения радиоволн в тёплом льду дана оценка содержания и распределения запасов воды в тёплом льду политермических ледников. Для оценки возможного распространения ледников политермического типа в этом районе и объёма тёплого льда в них с применением корреляционных связей между измеренным объёмом тёплого льда, площадью ледников и другими морфологическими характеристиками использованы также имеющиеся данные об объёме тёплого льда в ледниках и материалы Каталога ледников Randolph Glacier Inventory (RGI) [19] по всем 202 ледникам на Земле Норденшельда

## Гидротермическая структура политермических ледников

По оценкам [11], для политермических ледников наиболее характерны термические структуры двух типов: *канадского* – с толстым верхним слоем холодного льда и тонким нижним слоем тёплого льда в зоне абляции и *скандинавского* – с толстым слоем тёплого льда в областях аккумуляции и абляции и тонким слоем холодного льда в



**Рис. 1.** Характерное распределение холодного (1) и тёплого (2) льда в ледниках с политермической структурой канадского (а) и скандинавского (б) типа. Из работы [11]

**Fig. 1.** Representative distribution of cold (1) and temperate (2) ice in glaciers with Canadian (a) and Scandinavian (b) polythermal structure. From [11]

областе абляции. Такие ледники называют также двухслойными (рис. 1). На архипелаге Шпицберген большинство политермических ледников по данным радиозондирования 1970–80-х годов имеют термическую структуру скандинавского типа с толщиной верхнего слоя холодного льда 100–200 м и поверхностью раздела холодного и тёплого льда, проходящей примерно параллельно поверхности ледника [20–22].

### Наземные радиолокационные измерения ледников на Земле Норденшельда

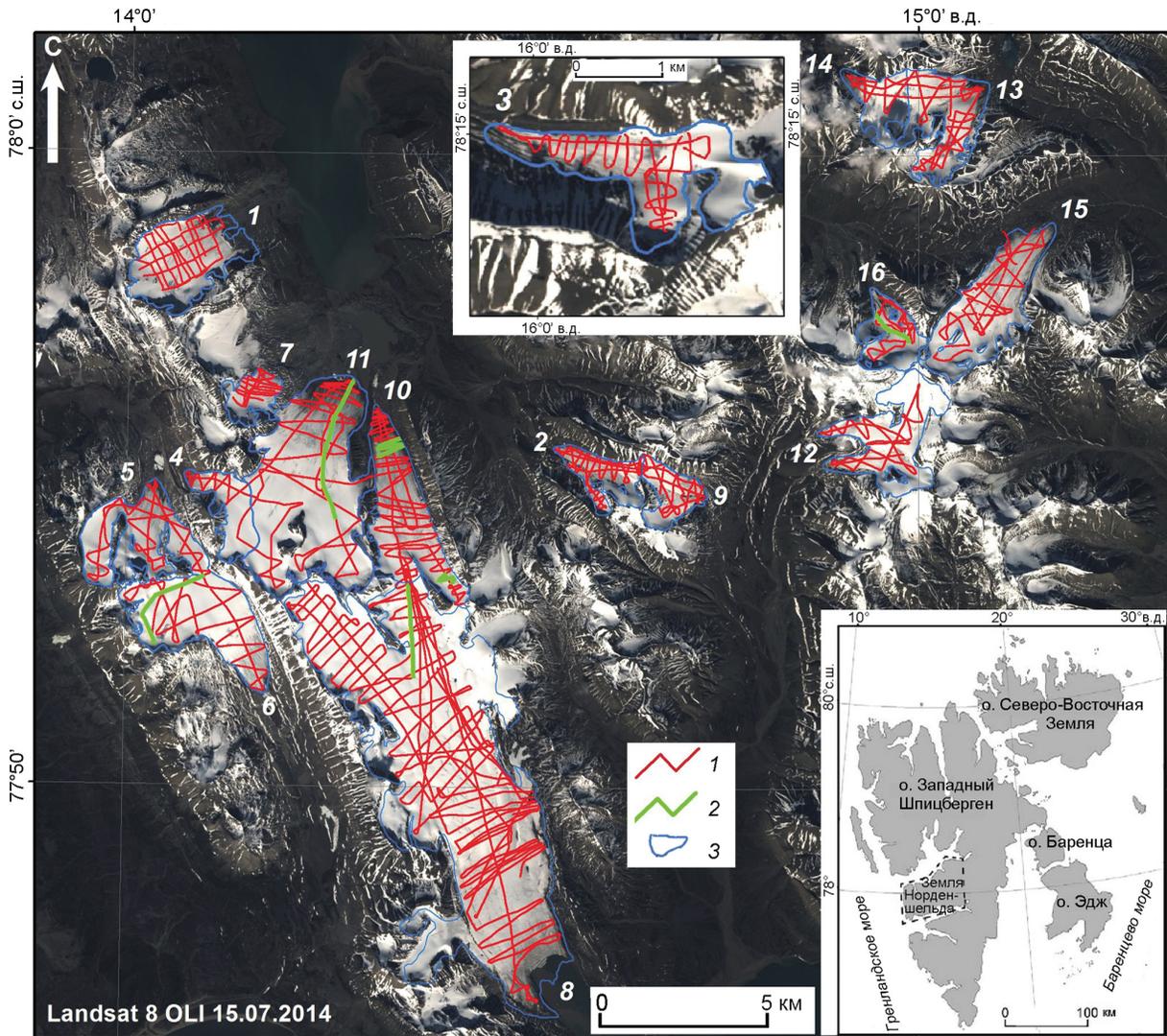
Весной 1999, 2007 и 2010–20213 гг. наземные радиолокационные измерения выполнены на 16 ледниках, расположенных в западной части Земли Норденшельда (рис. 2). Общая протяжённость профилей зондирования – 577 км. Большинство исследованных ледников оканчивается на суше, имеет площадь более 0,5 км<sup>2</sup> и длину от 2 до 11,5 км и относится к ледникам долинного типа. Лишь один ледник Фритьоф, самый крупный, длиной 13 км и площадью 47,1 км<sup>2</sup> оканчивается в море и относится к ледникам пульсирующего типа. Последняя его подвижка наблюдалась в 1990-х годах, продолжалась семь лет и сопровождалась образованием большого числа продольных и поперечных трещин [23].

### Аппаратура, методика измерений и интерпретации данных радиозондирования

Для измерений применяли моноимпульсные локации разных типов [24]. Большинство измерений выполнено с помощью локации ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7, имеющих центральную частоту 20 МГц, длительность зондирующего импульса около 25 нс и период дискретизации 2,5 нс. Для излучения и приёма применяли резистивно-нагруженные антенны длиной 5,6 м. Чтобы уменьшить фон помех в ближней зоне, расстояние между центрами передающей и приёмной антенн принималось равным 16 м. Все локации снабжены системой цифровой регистрации радарных и GPS-данных с интервалом 1–2 м с точностью плановой привязки около 5 м. Передающее и приёмно-регистрирующие устройства монтировались на одних или двух пластиковых или деревянных саях, которые транспортировались по леднику снегоходом со скоростью 10–20 км/ч. Для синхронизации излученных и принятых сигналов использовали оптоволоконный кабель.

#### Визуализация и обработка радарных данных.

Для визуализации и последующей обработки радарных данных использовался пакет программ RadexPro [25] с применением разных модулей. Модули Amplitude Correction и Bandpass Filtering служили для лучшей визуализации радарных записей; модуль Apply Statics – для введения статической поправки в начало зондирующих импульсов; модуль Picking – для оцифровки в ручном или полуавтоматическом режиме времени запаздывания отражённых сигналов от ложа и поверхности раздела холодного и тёплого льда (cold-temperate surface – CTS) относительно начала зондирующих импульсов; модуль Stolt-FK Migration – для миграции радарных записей с применением Фурье-анализа, позволяющего уточнить толщину льда и геометрию ложа за счёт коррекции глубины и положения боковых отражений; модуль SSAA – для измерения относительной интенсивности отражений от CTS и ложа и из толщи ледника и уточнения их природы. При этом модуль Amplitude Correction не использовался, и для измерений служили немигрированные радарные записи вдоль профилей измерений. Модуль Diffraction использовался для оценки скорости распространения радиоволн в холодном и тёплом льду по отражениям гиперболической формы от внутриледниковых отражателей.



**Рис. 2.** Профили (1) наземных радиолокационных измерений в 1999, 2007 и 2010–2013 гг. на Земле Норден-шельда на ледниках:

1 – Альдегонда; 2 – Баалсруд; 3 – Блекум; 4 – Восточный Дальфонна; 5 – Западный Дальфонна; 6 – Эрдман; 7 – Западное поле (бывшая часть ледника Западный Грэнфьорд); 8 – Фритьоф; 9 – Гледичфонна; 10 – Восточный Грэнфьорд; 11 – Западный Грэнфьорд; 12 – Марстрандер; 13 – Восточный Пассфьель; 14 – Западный Пассфьель; 15 – Тавле; 16 – Тунге. Зелёным цветом (2) показаны участки профилей, которым соответствуют радарграммы на рис. 3; синим цветом (3) показаны границы ледников

**Fig. 2.** Profiles (1) of ground-based radar measurements in 1999, 2007 and 2010–2013 in Nordenskiöld Land on glaciers: 1 – Aldegondabreen; 2 – Baalsrubbreen; 3 – Blekumbreen; 4 – Austre Dahlfonna; 5 – Vestre Dahlfonna; 6 – Erdmanbreen; 7 – Vestre Field (former part of Vestre Grøn fjordbreen); 8 – Fridtjovbreen; 9 – Gleditschfonna; 10 – Austre Grøn fjordbreen; 11 – Vestre Grøn fjordbreen; 12 – Marstranderbreen; 13 – Austre Passfjellbreen; 14 – Vestre Passfjellbreen; 15 – Tavlebreen; 16 – Tungebreen. The green color (2) shows the sections of the profiles, which correspond to the radargrams in Fig. 3; blue color (3) indicates glacier outlines

**Интерпретация радарных записей. Качественная интерпретация.** В зависимости от места, глубины регистрации и характера отражений полученные радарные записи можно разделить на три основных типа:

1) *записи типа А*, на которых, кроме зондирующих импульсов и протяжённых треков от-

ражений от ложа, в верхней части радарграммы видна «радиопрозрачная» зона без внутренних отражений, однако на отдельных коротких участках внутри этой зоны наблюдаются вертикальные серии гиперболических отражений;

2) *записи типа Б*, на которых на протяжённых участках над углублениями, склонами и

Таблица 1. Тип записей подповерхностных радиолокационных отражений и их связь с гидротермическим состоянием ледников

Тип радарной записи, название ледника	Пример записи	Характерная картина радиолокационных отражений	Связь характера внутренних радиолокационных отражений с внутренним строением ледника	Гидротермический тип участка ледника
A1, Восточный Грэнфьорд	Рис. 3, а	Свободная от внутренних отражений радиопрозрачная зона от поверхности ложа ледника	Отсутствие диэлектрически контрастных границ и включений в толще ледника	Холодный без внутренних неоднородностей
A2, Восточный Грэнфьорд	Рис. 3, б	Радиопрозрачная зона с серией вертикальных гиперболических отражений	Отражения от погребённой трещины или ледникового колодца в холодном льду	Холодный с погребённой трещиной или ледниковым колодцем
B1, Западный Грэнфьорд	Рис. 3, в	Множество гиперболических отражений с крутыми короткими ветвями ниже радиопрозрачной зоны	Отражения от включений воды в тёплом льду	Политермический с включениями воды в придонном слое тёплого льда ниже поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS)
B2, Фритьюф	Рис. 3, г	Множество гиперболических отражений с крутыми короткими ветвями ниже радиопрозрачной зоны с отдельными сериями вертикальных гиперболических отражений в приповерхностной толще ледника	Отражения от включений воды в тёплом льду и погребённых приповерхностных трещин или ледниковых колодцев	Политермический с приповерхностными трещинами или ледниковыми колодцами в холодном льду и включениями воды в придонном слое тёплого льда ниже поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS)
B3, Тунге	Рис. 3, д	Участки с множеством гиперболических отражений с крутыми короткими ветвями в приповерхностной толще ледника	Отражения от включений воды	Политермический с включениями воды в тёплом льду в приповерхностной толще ледника
B4, Эрдман	Рис. 3, е	Участок с множеством гиперболических отражений с короткими крутыми ветвями вблизи поверхности ледника		Политермический с включениями воды в тёплом льду ниже поверхности раздела с холодным льдом (CTS)

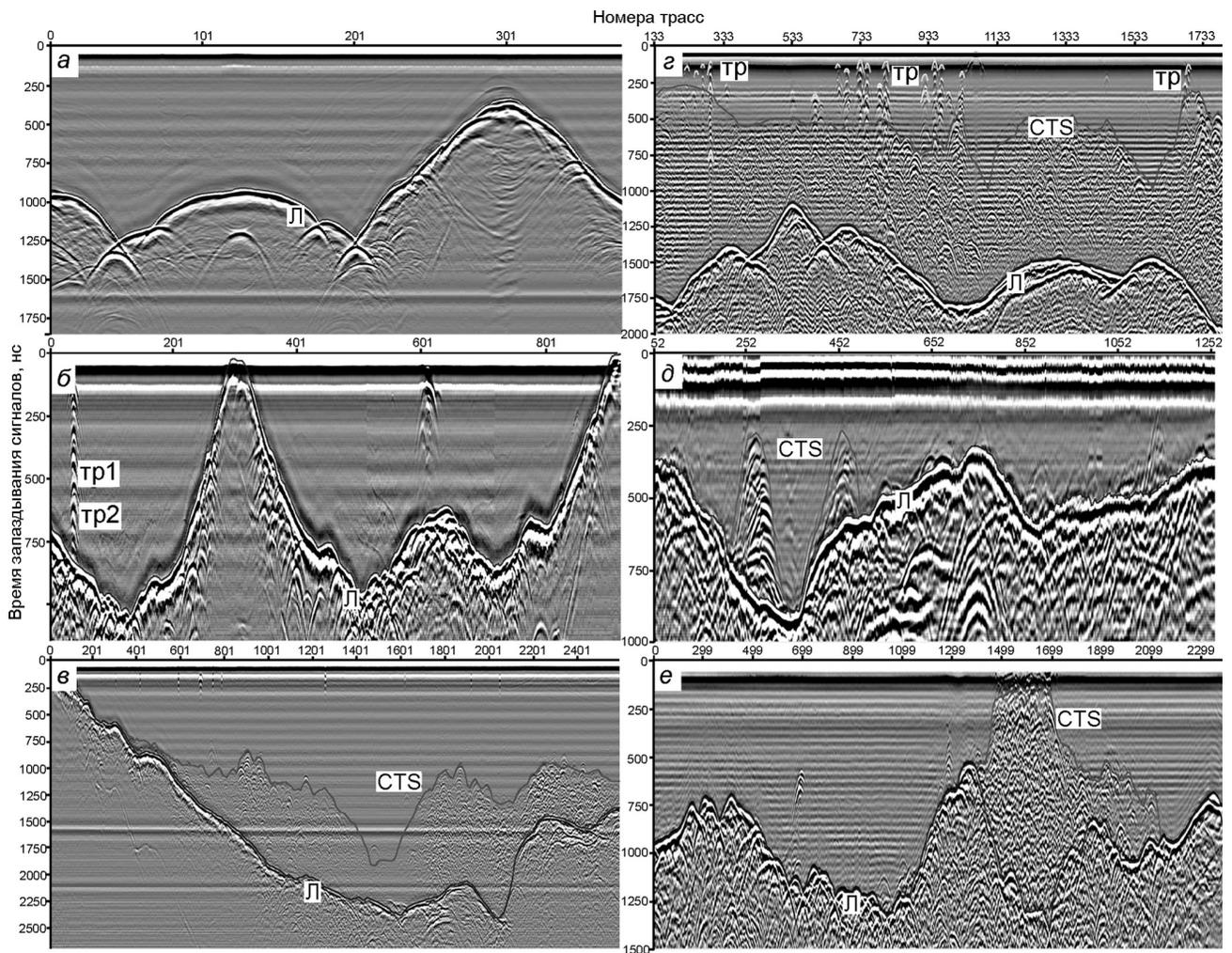
поднятиями ложа видна «непрозрачная» зона с множеством внутренних отражений гиперболической формы с короткими ветвями;

3) *записи типа В*, на которых внутренние отражения наблюдаются в приповерхностной толще ледника в виде серии субгоризонтальных отражений и отражений гиперболической формы с пологими ветвями.

На записях типа А зону без внутренних отражений между поверхностью ледника и отражениями от ложа мы интерпретируем как слой холодного льда, а на записях типа Б отражения из «непрозрачной» зоны – как отражения от включений воды в слое тёплого льда и рассматриваем их в качестве индикатора политермической структуры ледников, в которых верхняя граница зоны соответствует глубине поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS) и толщине слоя холодного льда. Их достоверное определение и представляет собой одну из основных задач настоящей работы, оно необходимо для вычисления толщины и объёма холодного и тёплого водосодержащего льда. Поэтому далее мы приводим характерные приме-

ры полученных радарных записей (рис. 3) и даём краткое описание участков ледников с холодной и тёплой политермическими структурами (табл. 1). Регистрируемые на записях типа А и Б вертикальные серии гиперболических отражений интерпретируются нами как отражения от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев, которые в холодный период могут быть частично или полностью заполнены воздухом или снегом. В ряде случаев отражения этого типа достигают «непрозрачной» зоны и могут показывать возможные места и пути поступления в периоды таяния с поверхности воды в толщу тёплого льда и к ложу ледника.

*Количественная интерпретация.* Количественным критерием для оценки гидротермической структуры ледников служила *скорость распространения радиоволн* в их толще. Для этого использованы гиперболические отражения симметричной формы [26] от ложа и из толщи тёплого льда ниже поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS), и с помощью модуля Diffraction оценена скорость распространения радиоволн в холодном и тёплом льду. Средняя



**Рис. 3.** Примеры характерных радарограмм, полученных на ледниках Земли Норденшельда весной 2010–2013 гг.: на участке ледника Восточный Грэнфьорд с холодной термической структурой при отсутствии (а) и наличии (б) погребённых трещин и/или ледниковых колодцев; на участках ледников Западный Грэнфьорд (в), Фритъоф (г), Тунге (д) и Эрдман (е) с политермической структурой при отсутствии (в, д, е) и при наличии (г) погребённых трещин и/или ледниковых колодцев. Отражения от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS), приповерхностных трещин (тр) и ложа (л) показаны красным, жёлтым и синим цветом и соответствующими символами. Типы и характерные особенности радарных записей на ледниках с холодной и политермической структурой указаны в табл. 1, средняя мощность отражений от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев, CTS и ложа – в табл. 2. Положение профилей показано зелёным цветом на рис. 2

**Fig. 3.** Examples of radargrams from glaciers in Nordenskiöld Land in spring of 2010–2013: transect part of Austre Grønfyordbreen with absence of (a) and presence of (b) buried crevasses and/or glacier wells; transect parts of Vestre Grønfyordbreen (v), Fridtjovbreen (g), Tungebreen (d) and Erdmanbreen (e) with polythermal structure with absence of (v, d, e) and presence of (g) buried crevasses and/or glacier wells. Reflections from CTS, near-surface crevasses (tr) and bedrock (l) are shown in red, yellow and blue with certain symbols. Types and characteristics of radar records on glaciers with cold and polythermal structure are shown in Table 1, the average power of reflections from buried crevasses and/or glacier wells, CTS and bedrock – in Table 2. Location of the transects are given in green at Fig. 2

скорость распространения радиоволн в сухом холодном льду и тёплом водосодержащем льду, определённая по гиперболическим отражениям симметричной формы, составила соответственно  $172 \pm 0,5$  и  $154 \pm 0,8$  м/мкс. По величине скорости можно определить относительную ди-

электрическую проницаемость холодного льда  $\epsilon'_d$  и тёплого льда  $\epsilon'_s$  по формулам

$$\epsilon'_d = (c/v_d)^2 \text{ и } \epsilon'_s = (c/v_s)^2,$$

где  $c$  – скорость света в вакууме, равная 300 м/мкс;  $v_d$  и  $v_s$  – скорость распространения радиоволн в

Таблица 2. Относительная интенсивность отражений от ложа, СТС и приповерхностных трещин и/или ледниковых колодцев

Тип радарной записи <sup>1*</sup> , название ледника, номер рисунка	Относительная мощность отражений, дБ			Разность относительной мощности отражений от ложа и СТС, дБ
	от ложа	от СТС	от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев	
А1, Восточный Грэнфьорд, рис. 3, а	84,2	—	—	
А2, Восточный Грэнфьорд, рис. 3, б	87,44	—	73,3 <sup>2*</sup> 69,4 <sup>3*</sup>	
Б1, Западный Грэнфьорд, рис. 3, в	83,9	75,3		8,6
Б1, Западный Грэнфьорд	82,7	77,2		5,5
Б1, Восточный Грэнфьорд	85,4	72,2	—	13,2
Б1, Тунге, рис. 3, г	92,0	84,1		7,9
Б2, Фритьоф, рис. 3, г	100,7	86,5	85,0	14,2
Б1, Блекум	—	—	85,0	
Б1, Эрдман	96,6	84,5		12,1
Б4, Эрдман	96,9	86,4	—	10,5

<sup>1\*</sup>Записи типа А1 и А2 относятся к участкам ледников с холодным термическим режимом, записи типа Б1–Б4 – к участкам ледников с политермическим режимом. <sup>2\*</sup> и <sup>3\*</sup> – соответственно отражения из менее и более глубокой части серии вертикальных гиперболических отражений. Прочерк – отражения не наблюдаются.

холодном и тёплом льду, и по формуле Луэнга [27] оценить содержание воды  $W$  в тёплом льду [28]:

$$W = (\epsilon'_s{}^{1/3} - \epsilon'_i{}^{1/3}) / (\epsilon'_w{}^{1/3} - \epsilon'_i{}^{1/3}),$$

где  $\epsilon'_w = 87,9$  – относительная диэлектрическая проницаемость воды при температуре 0 °С;  $\epsilon'_i = 3,19$  – относительная диэлектрическая проницаемость холодного льда без воздушных включений плотностью 917 кг/м<sup>3</sup> [14]; для холодного и тёплого льда она составила соответственно 3,04±0,05 и 3,79±0,08, что по формуле Луэнга отвечает средней пористости холодного льда около 5% и содержанию воды в тёплом льду  $W = 2,9 \pm 0,4\%$ . Для примерной оценки запасов воды в тёплом льду политермических ледников принято, что  $W_{cp} = 2\%$  (см. табл. 3).

**Интенсивность отражений.** Согласно оценкам с применением теории рассеяния Ми [29], мощность (интенсивность) рассеяния радиоволн на включениях воздуха и воды во льду зависит от их размера и частоты зондирования. На частоте 20 МГц максимум рассеяния на включениях воды в тёплом льду имеет место при радиусе включений 0,25–0,4 м, при этом рассеяние на включениях воды во льду на 20–30 дБ больше, чем на включениях воздуха такого же размера. Поэтому различие в величине рассеяния на таких включениях также можно использовать для уточнения природы отражений на радарных записях разных типов (см. рис. 3).

Причины отражений от пород ложа, поверхности раздела холодного и тёплого льда (СТС), включений воды в тёплом льду и приповерхностных неоднородностей на радарных записях (см. рис. 3) – различия в диэлектрических свойствах

этих сред. Для оценки относительных изменений интенсивности отражений от погребённых трещин, внутриледниковых каналов, ледниковых колодцев и ложа с применением модуля SSAA во временном окне 80 нс, превышающем в 2–3 раза длительность зондирующего импульса, измерена средняя квадратическая амплитуда этих отражений и, согласно уравнению радиолокации [14] для учёта пространственных изменений глубины  $h$  отражений, введена поправка  $h/\sqrt{\epsilon'_i}$ , где  $h = v_{cp}\tau/2$ ;  $\epsilon'_i$  – относительная диэлектрическая проницаемость льда;  $v_{cp} = 168$  м/мкс – средняя скорость распространения радиоволн в леднике;  $\tau$  – время запаздывания отражённых сигналов.

Результаты измерений относительной интенсивности отражений от ложа, СТС и приповерхностных трещин (см. рис. 3) приведены в табл. 2, из которой следует несколько заключений:

1) средняя относительная мощность отражений от ложа в ледниках с холодной и политермической структурой составляет соответственно 84,2 и 82,7–100,7 дБ (в среднем 91,2 дБ) и на 5,5–14,2 дБ (в среднем на 10,3 дБ) превышает мощность отражений от СТС, изменяющейся в пределах 72,2–86,5 дБ;

2) относительная мощность отражений от ложа  $P_{bed}$  в холодных ледниках без погребённых трещин и/или ледниковых колодцев равна 84,2 дБ, а при их наличии в политермических ледниках в среднем возрастает до 91,2 дБ (на 7,0 дБ);

3) относительная мощность отражений от СТС ( $P_{СТС}$ ) в политермических ледниках без погребённых трещин и/или ледниковых колодцев в среднем

составляет 80,9 дБ, а при наличии таких включений возрастает до 100,7 дБ (на 19,8 дБ). Эти различия могут быть объяснены соответственно бóльшим и меньшим содержанием воды в тёплом льду у этих границ и заметным влиянием погребённых трещин и/или ледниковых колодцев в толще ледников;

4) относительная мощность отражений от приповерхностных погребённых трещин и/или ледниковых колодцев  $P_{crev}$  в холодных ледниках уменьшается от 73,3 до 69,4 дБ в нижней и верхней частях (на 3,9 дБ) и возрастает до 85,0 дБ в политермических ледниках, превышая на 11,7–15,6 дБ среднюю мощность отражений от включений воды в тёплом льду ниже СТС ( $P_{СТС} = 80,9$  дБ). Такие различия можно объяснить тем, что в весенний период погребённые трещины и ледниковые колодцы ещё могут оставаться частично незамёрзшими и содержать некоторое количество воды.

Приведённые примеры показывают, что повторные измерения способствуют выяснению динамики процесса их опорожнения и промерзания в этот период.

По данным измерений скорости распространения радиоволн в холодном и тёплом льду относительная диэлектрическая проницаемость холодного льда  $\epsilon'_d = 3,04 \pm 0,05$ , а тёплого льда  $\epsilon'_s = 3,79 \pm 0,08$ . Зная это, можно вычислить коэффициенты отражения  $R_{1-2}$  и  $R_{2-3}$  от плоской гладкой границы раздела холодного и тёплого льда, холодного льда и ложа и тёплого льда и ложа:

$$R_{1-2} = 20 \lg \left[ \frac{|\sqrt{\epsilon'_1} - \sqrt{\epsilon'_2}|}{|\sqrt{\epsilon'_1} + \sqrt{\epsilon'_2}|} \right];$$

$$R_{2-3} = 20 \lg \left[ \frac{|\sqrt{\epsilon'_1} - \sqrt{\epsilon'_3}|}{|\sqrt{\epsilon'_1} + \sqrt{\epsilon'_3}|} \right],$$

где индексы 1 и 2 обозначают соответственно холодный и тёплый лёд; индекс 3 – породы ложа.

При  $\epsilon'_1 = 3,04$ ,  $\epsilon'_2 = 3,79$  и  $\epsilon'_3 = 5$  значения  $R_{1-2} = -24,9$  дБ и  $R_{2-3} = -18,6$  дБ, т.е. коэффициент отражения от ложа больше, чем от границы раздела холодного и тёплого льда. Похожую картину показывают результаты измерений интенсивности отражений от этих границ с применением модуля SSAA (см. рис. 3 и табл. 2). По абсолютной величине эти оценки согласуются с данными аэрорадиозондирования на частоте 60 МГц вдоль продольного профиля политермических ледников в разных районах Шпицбергена [21], согласно которым коэффициент отражения от ложа варьирует от  $-7,4$  до  $-15,9$  дБ и выше коэффициента отражения от СТС, изменяющегося от  $-18,0$  до  $-27,1$  дБ; разность между ними составляет 10,6–11,2 дБ. На

политермическом леднике Оливарес Альфа в Чилийских Андах по данным аэроразондирования на частоте 50 МГц [30] мощность отражений от СТС в среднем составляет около  $-30$  дБ, от ложа – около  $-20$  дБ, т.е. мощность отражений от ложа также превышает мощность отражений от СТС примерно на 10 дБ, а вариации мощности отражений от ложа в диапазоне от  $-20$  до  $-30$  дБ объясняются изменением относительной диэлектрической проницаемости пород ложа  $\epsilon'_3$  в диапазоне от 4 до 10.

*Определение толщины льда и средняя скорость распространения радиоволн в леднике.* Методика определения общей толщины и общего объёма ледников по данным радиозондирования с применением моноимпульсных локаторов детально рассмотрена в работах [24, 31, 32], а точность их определения – в работах [13, 33, 34]. Общая толщина ледника  $h_\Sigma$  и толщина холодного льда  $h_{cold}$  определялись по времени запаздывания отражений от ложа  $\tau_B$  и времени запаздывания отражений  $\tau_R$  от СТС по верхней огибающей серии гиперболических отражений от включений воды в тёплом льду (см. рис. 3). По этим временам запаздывания в точках с измеренными GPS-координатами ( $x, y$ ) вычисляли общую толщину ледника  $h_\Sigma$  и толщину холодного льда  $h_{cold}$  при одной и той же средней скорости распространения радиоволн  $v_{cp} = 168$  м/мкс, соответствующей скорости распространения радиоволн в плотном холодном льду с плотностью 917 кг/м<sup>3</sup>.

Общая толщина ледника  $h_\Sigma$  с учётом расстояния  $x_0$  между передающей и приёмной антеннами определялась из соотношения

$$h_\Sigma = [(v_{cp} \tau_B / 2)^2 - x_0^2]^{1/2},$$

где  $v_{cp}$  – средняя скорость распространения радиоволн во всей толще холодного и тёплого льда;  $\tau_B$  – время запаздывания отражений от ложа.

Аналогичным путём по времени запаздывания  $\tau_R$  определялась и *толщина холодного льда*  $h_{cold}$ . Если толщина льда в 7–20 раз превышает расстояние  $x_0$  между антеннами, то для её вычисления с погрешностью 1–0,1% можно применять более простые формулы [13]:

$$h_\Sigma = v_{cp} \tau_B / 2;$$

$$h_{cold} = v_{cold} \tau_R / 2,$$

где  $v_{cold}$  – скорость распространения радиоволн в верхнем слое холодного льда (включает в себя толщину снега и фирна) до глубины СТС;  $\tau_R$  –

время запаздывания отражений от внутреннего отражающего горизонта.

Толщину тёплого льда  $h_{temp}$  находили как разность общей толщины ледника  $h_{\Sigma}$  и толщины холодного льда  $h_{cold}$ :

$$h_{temp} = h_{\Sigma} - h_{cold}. \quad (1)$$

При вычислении *общей толщины  $h_{\Sigma}$  холодных и политермических ледников* в областях абляции и аккумуляции обычно используют одну и ту же среднюю скорость распространения радиоволн  $v_{cp} = 168$  м/мкс для плотного льда, что, по оценкам работы [13], приводит к ошибкам в средней скорости до 5% ( $\pm 8,4$  м/мкс), к переоценке локальной толщины льда в области абляции и её недооценке в области аккумуляции за счёт слоя снега и фирна и вариаций его толщины, плотности и влажности. В нашем случае ошибки в скорости за счёт вариаций влажности снега и фирна можно не учитывать, так как измерения выполнялись до начала таяния на ледниках, когда вся снежно-фирновая толща до глубины 15–20 м имела отрицательные температуры [32]. В политермических ледниках средняя скорость  $v_{cp}$  зависит также от соотношения толщин холодного  $h_{cold}$  и тёплого  $h_{temp}$  льда, скорости распространения радиоволн в холодном  $v_{cold}$  и тёплом льду  $v_{temp}$ , а также содержания воды в тёплом льду.

В работе [24] для вычисления общей толщины ледников среднюю скорость распространения радиоволн  $v_{cp}$  принимали равной 166–170 м/мкс в зависимости географического положения ледника, его средней толщины, термической структуры (холодной или политермической) и имеющихся данных измерений  $v_{cp}$  методом наклонного радиозондирования с общей глубинной точкой (ОГТ). С учётом этого для ледников на Земле Норденшельда ошибка определения их средней и максимальной толщины составляет соответственно  $\pm 3 \div 10$  м и  $\pm 3 \div 25$  м [24], в среднем около 10%. Ошибка определения толщины холодного льда обычно меньше и равна 2–3%. Для толщины тёплого льда, вычисляемой по формуле (1), она не превышает 10%.

*Построение карт толщины холодного и тёплого льда.* Для построения карт толщины холодного и тёплого льда использовались данные измерений  $h_{\Sigma}$  и  $h_{cold}$  вдоль профилей зондирования, точки на краях ледников, где толщина льда  $h_0 = 0$ , и точки на профилях (см. рис. 3), где толщина тёплого льда  $h_{temp} = 0$ . В результате методом Торо to Raster в программной среде ESRI ArcGIS строились соответ-

ствующие карты. Правильность их построения с учётом возможных ошибок идентификации отражений от ложа и CTS и ошибок измерений времени запаздывания  $\tau_B$  и  $\tau_R$  этих отражений контролировалась путём сравнения измеренных толщин  $h_{\Sigma}$  и  $h_{cold}$  в точках пересечения радарных профилей. В нашем случае различие не превышало  $\pm 5$  м. По этим картам определялся общий объём ледников  $V_{\Sigma}$ , объём холодного льда  $V_{cold}$  и объём тёплого льда  $V_{temp}$  как разность между общим объёмом ледников и объёмом холодного льда:

$$V_{temp} = V_{\Sigma} - V_{cold}.$$

## Результаты исследований

*Толщина холодного и тёплого льда.* Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда по данным наземного радиозондирования на частоте 20 МГц показано на рис. 4. Приведённая на рисунке карта толщины ледника Тавле не охватывает его верхнюю часть, так как здесь не удалось выполнить радиолокационные измерения [35]. Полученные данные об объёме холодного льда  $V_{cold}$ , объёме тёплого льда  $V_{temp}$  и общем объёме ледников  $V_{\Sigma}$  приведены в табл. 3. По величине соотношения  $K_{cold} = V_{cold}/V_{\Sigma}$  наиболее близки к холодным ( $K_{cold} = 1$ ) ледники Баалсруд, Блекум и Западный Дальфонна, а к более тёплым ( $K_{cold} < 1$ ) – ледники Эрдман, Фритьоф и Восточный Грэнфьорд. Возможное объяснение этому – их положение по отношению к направлению основных влагонесущих потоков: первые три ледника расположены поперёк, а другие три – вдоль этого направления. Отношение объёма  $K_{temp} = V_{temp}/V_{\Sigma}$  для большей части политермических ледников изменяется от 0,39 до 0,54 и возрастает до 0,73 на леднике Фритьоф, что вероятнее всего связано с его сильной трещиноватостью (см. рис. 7 и табл. 4), обусловленной недавней подвижкой, которая способствовала образованию большого числа трещин и проникновению через них талой воды в периоды таяния с поверхности внутрь ледника и отеплению его толщи.

*Доля тёплого льда в политермических ледниках.* Распределение доли тёплого льда FTIV в общем объёме исследованных ледников на Земле Норденшельда по данным наземного радиозондирования (см. табл. 3) показано на рис. 5, из которого видно, что наибольшая доля тёплого льда в

Таблица 3. Площадь ледника  $S$  (на год радиолокационных измерений), площадь тёплого льда  $S_{temp}$ , средняя толщина ледника  $H_{av}$ , средняя толщина холодного  $H_{avcold}$  и тёплого  $H_{avtemp}$  льда, объём холодного  $V_{cold}$  и тёплого  $V_{temp}$  льда, общий объём ледника  $V_{\Sigma}$ , доля тёплого льда в общем объёме ледника  $FTIV = V_{temp}/V_{\Sigma}$  и запас воды  $W_s = W \times V_{temp}$  в тёплом льду ледников на Земле Норденшельда (где  $W$  – доля содержания воды в тёплом льду)

Ледник	$S$ , км <sup>2</sup>	$S_{temp}$ , км <sup>2</sup>	$H_{av}$ , м	$H_{avcold}$ , м	$H_{avtemp}$ , м	$V_{cold}$ , км <sup>3</sup>	$V_{temp}$ , км <sup>3</sup>	$V_{\Sigma}$ , км <sup>3</sup>	FTIV, %	$W_s$ , <sup>3*</sup> $n \cdot 10^3$ м <sup>3</sup>
Баалсруд	2,61	0,06	30	30	15	0,077	0,0009	0,078	1,2	18
Блекум	2,10	0,11	32	31	27	0,065	0,003	0,068	4,0	60
Восточный Дальфонна	2,84	1,37	53	34	39	0,097	0,054	0,151	35,6	1080
Западный Дальфонна	6,23	0,11	32	31	19	0,196	0,002	0,198	1,0	42
Эрдман	8,15	5,12	92	62	49	0,502	0,249	0,752	23,1	4980
Западное ледяное поле <sup>1*</sup>	1,79	0	11	11	0	0,020	0	0,020	0	0
Фритъоф	47,31	38,80	107	29	96	1,352	3,733	5,085	73,8	74 660
Гледичфонна <sup>1*</sup>	2,26	0	26	26	0	0,059	0	0,059	0	0
Восточный Грэнфьорд	7,59	2,65	75	61	39	0,466	0,104	0,570	17,1	2080
Западный Грэнфьорд	17,70	13,12	94	66	37	1,172	0,486	1,658	24,1	9720
Марстрандер <sup>1*</sup>	6,24	0	29	29	0	0,181	0	0,181	0	0
Восточный Пассфьель <sup>1*</sup>	5,46	0	33	33	0	0,181	0	0,181	0	0
Западный Пассфьель <sup>1*</sup>	2,51	0	37	37	0	0,093	0	0,093	0	0
Тавле <sup>2*</sup>	7,47	2,49	53	51	10	0,297	0,030	0,069	15,8	608
Тунге	2,91	0,48	26	22	21	0,065	0,010	0,076	10,8	200
<b>Всего</b>	<b>130,02</b>	<b>64,31</b>				<b>4,528</b>	<b>4,672</b>	<b>9,239</b>		<b>93 448</b>

<sup>1\*</sup>Ледники, состоящие из холодного льда. <sup>2\*</sup>Толщина и объём тёплого и холодного льда по данным [35] даны только для нижней части ледника. <sup>3\*</sup>Значения приведены при среднем содержании воды  $W$  в тёплом льду 2%.

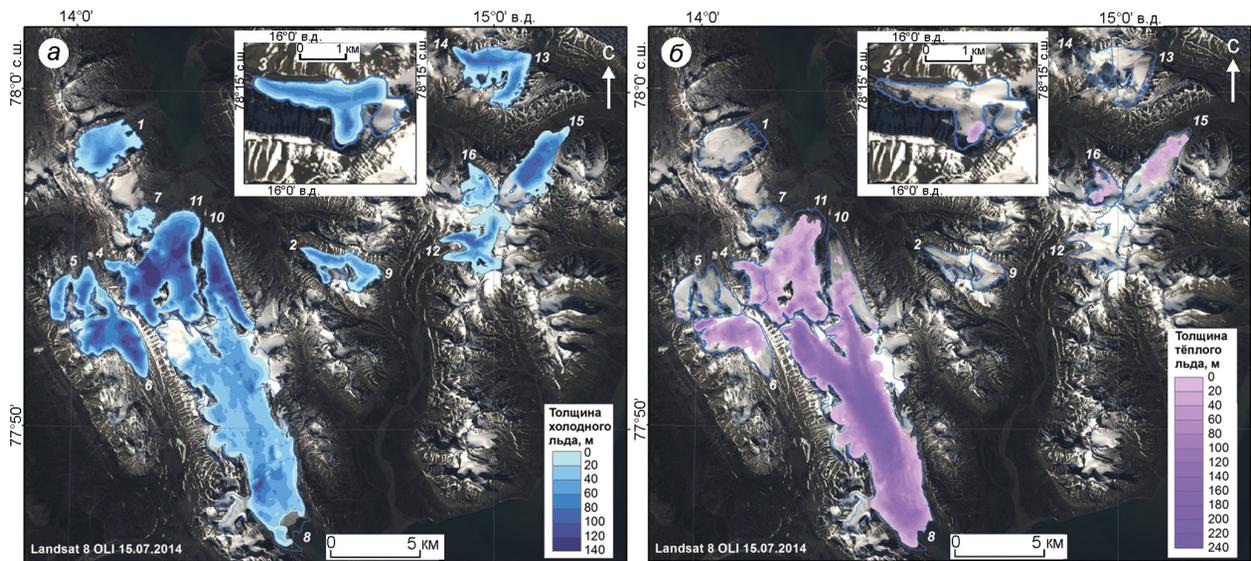


Рис. 4. Толщина холодного (а) и тёплого (б) льда по данным наземного радиозондирования 1999, 2007 и 2010–2013 гг. ледников на Земле Норденшельда.

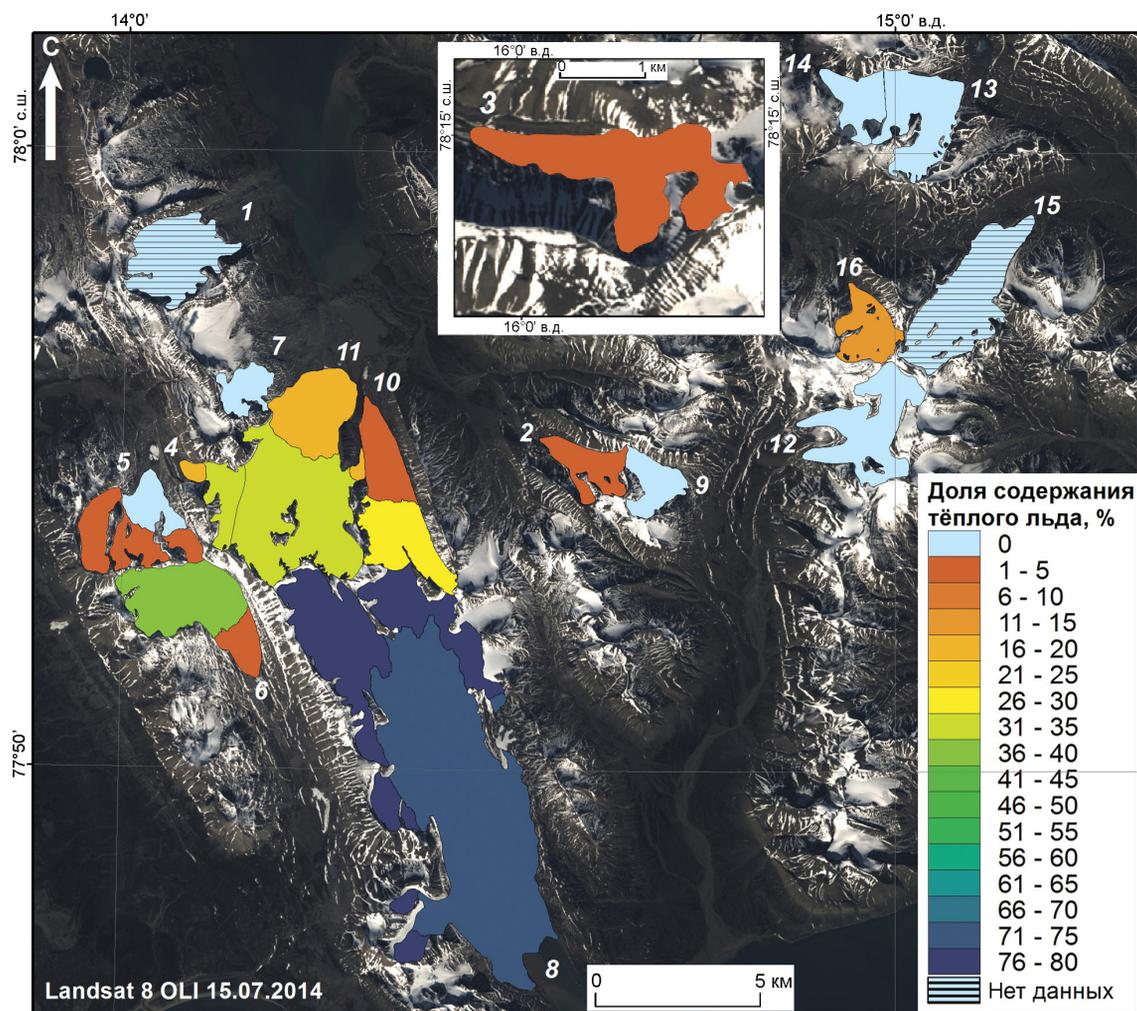
Цифрами обозначены исследованные ледники, их названия приведены на рис. 2

Fig. 4. Thickness of cold ice (a) and temperate ice (b) in glaciers in Nordenskiöld Land by data of ground-based radar measurements in 1999, 2007 and 2010–2013.

Names of numbered glaciers are given in captions to Fig. 2

ледниках политермического типа приходится на самые верхние области ледников. В частности, на леднике Фритъоф она достигает 78–80% в области выше многолетней границы питания, что

в несколько раз превышает его долю в областях абляции. Доля объёма тёплого льда в ледниках FTIV (табл. 4) изменяется от нуля в холодных ледниках до ~1–74% в политермических и достигает



**Рис. 5.** Доля содержания тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда по данным наземного радиозондирования 1999, 2007 и 2010–2013 гг.

Цифрами обозначены исследованные ледники, их названия приведены на рис. 2; штриховкой показаны ледники, для которых доля тёплого льда не указана из-за недостатка данных

**Fig. 5.** Fraction of temperate ice content in glaciers in Nordenskiöld Land by data of ground-based radar measurements in 1999, 2007 and 2010–2013.

Names of numbered glaciers are given in captions to Fig. 2. Glaciers with deficiency of radar data are shaded

максимума на леднике Фритьоф, который пульсировал в 1990-х годах в течение семи лет [23].

**Оценка объёма тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда.** Чтобы оценить объём тёплого льда во всех 202 ледниках на Земле Норденшельда, выполнен поиск возможных эмпирических связей измеренного объёма тёплого льда  $V_{temp}$  в ледниках с их разными морфологическими показателями, которые можно получить из Каталога ледников [19] или измерить по картографическим материалам. В результате установлено, что объём тёплого льда  $V_{temp}$  отрицательно коррелирует с минимальной высотой

концов ледников  $Z_{min}$  ( $R = -0,76$ ) и положительно с длиной ледников  $L_m$  ( $R = 0,93$ ) и их площадью  $S$  ( $R = 0,97$ ). Эмпирическая связь  $V_{temp}$  с  $Z_{min}$  описывается логарифмическим уравнением

$$V_{temp} = -0,6589 \ln Z_{min} + 3,6627$$

с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,978$ .

Если принять за основу это соотношение, то из него следует, что при высоте концов больше 260 м над ур. моря тёплый лёд в ледниках отсутствует и тогда на Земле Норденшельда есть всего 26 политермических ледников (13% общего числа), которые содержат около  $6,9 \text{ км}^3$  тёплого

Таблица 4. Количество  $N_k$  (в числителе) и густота  $D_k = N_k/S$  (в знаменателе) возможных мест поступления воды с поверхности ледников площадью  $S$  в периоды таяния через погребённые трещины и/или ледниковые колодцы до СТС и ложа по данным наземных радарных измерений ледников на Земле Норденшельда\*

Ледник	$S, \text{ км}^2$	$N_1/S$				$N_2/L$			
		[A]	[B]	[C]	[D]	[A]	[B]	[C]	[D]
Восточный Дальфонна	2,84	—**	1/0,35	—	10,35/	—	2/71	—	1/17
Западный Дальфонна	6,23	—	—	3/0,48	—	—	—	—	—
Эрдман	8,14	—	3/0,37	—	—	—	3/240	—	—
Фритъоф	47,31	243/5,14	122/2,58	5/0,11	133/2,81	39/5551	14/1042	1/17	10/422
Гледичфонна	2,26	—	—	3/1,33	—	—	—	—	—
Восточный Грэнфьорд	7,59	6/0,79	5/0,66	5/0,66	7/0,92	—	—	—	1/11
Западный Грэнфьорд	17,58	6/0,34	10/0,57	3/0,17	1/0,06	1/54	3/259	1/23	1/9
Марстрандер	6,24	—	—	3/0,48	—	—	—	—	—
Восточный Пассфьель	5,46	—	—	2/0,37	—	—	—	—	—

\*Величины  $N_k$  и  $D_k$  получены для участков регистрации серии вертикальных гиперболических отражений от отдельных трещин, ледниковых колодцев ( $k = 1$ ) и скоплений трещин ( $k = 2$ ) на профилях длиной  $L$ , м. Они приведены для участков ледников с холодной [С] и политермической [А], [В], [D] структурами. Прочерк — отражения от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев и их скоплений не наблюдаются.

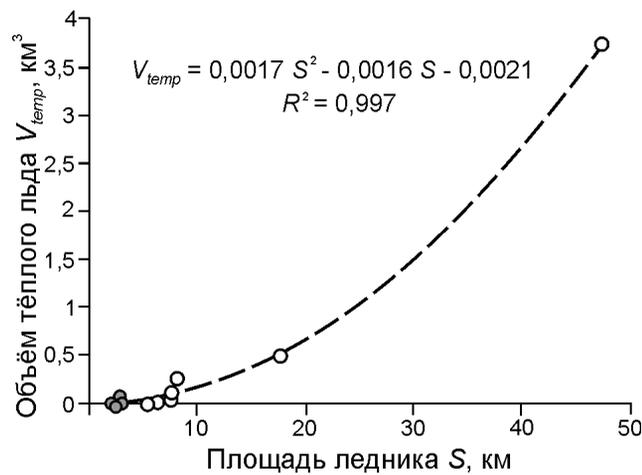


Рис. 6. Связь между объёмом тёплого льда  $V_{temp}$  ( $\text{км}^3$ ) в исследованных радиолокационным методом ледниках Земли Норденшельда и их площадью  $S$  ( $\text{км}^2$ ). Кружками показаны результаты измерений. Пунктирной линией — аппроксимация связи в виде полинома

Fig. 6. The relationship of temperate ice volume  $V_{temp}$  ( $\text{km}^3$ ) in the RES-studied glaciers in Nordenskiöld Land and their area  $S$  ( $\text{km}^2$ ).

Circles shows the results of measurements. The dashed line shows the polynomial approximation

льда. Если же в качестве аргумента использовать длину ледников  $L_m$ , то это эмпирическое соотношение можно представить в виде полинома

$$V_{temp} = 2 \cdot 10^{-8} L_m^2 - 0,0002 L_m + 0,3052$$

с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,997$ . А если использовать это соотношение для общей оценки, то число политермических ледников на

Земле Норденшельда возрастает до 98 (49%), и объём тёплого льда в них будет равен  $14,2 \text{ км}^3$ .

Как уже отмечалось, самая высокая корреляция объёма тёплого льда  $V_{temp}$  установлена с площадью ледников  $S$ . В связи с этим мы исследовали и использовали несколько способов нахождения их взаимосвязи.

### 1. Связь в виде полинома

$$V_{temp} = 0,0017 S^2 - 0,0016 S - 0,0021 \quad (2)$$

с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,997$  показывает наличие 75 политермических ледников (18% общего числа) с объёмом тёплого льда  $10,30 \text{ км}^3$ . График, где в виде полинома показана связь между объёмом тёплого льда в исследованных ледниках, дан на рис. 6. Кружками показаны результаты измерений. Графики других приведённых ниже уравнений регрессии на рисунке не приводятся, так как все они практически не различимы и сливаются в одну линию.

2. Методом итераций получены три уравнения регрессии в виде показательной функции  $cS^y$ . Для первого из них использовались данные измерений только политермических ледников:

$$V_{temp} = 0,00153 S^{2,02204} \quad (3)$$

с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,999$ . Для второго уравнения были взяты данные измерений как политермических, так и холодных ледников:

$$V_{temp} = 0,00134 S^{2,05714} \quad (4)$$

с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,997$ .

Если учитывать, что минимальная площадь ледников, где наблюдалось тёплое ядро, равна  $1,79 \text{ км}^2$ , а при площади менее  $1,79 \text{ км}^2$  его уже нет, то формула (4) приобретает следующий вид:

$$V_{temp} = 0,00276(S - 1,79)^{1,88778} \quad (5)$$

с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,997$ .

3. Кроме того, уравнение регрессии в виде показательной функции  $cS^\gamma$  было получено методом бутстрэппинга [36]:

$$V_{temp} = 0,001816S^{1,975423} \quad (6)$$

с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,998$ .

Общий объём тёплого льда в 202 ледниках Земли Норденшельда, оценённый по формулам (3)–(6), очень близок и равен соответственно  $10,90$ ,  $10,66$ ,  $10,09$  и  $10,58 \text{ км}^3$ . Учитывая, что весь запас льда в этих ледниках равен  $36,69 \pm 19,94 \text{ км}^3$  [37], доля тёплого льда в них может составлять примерно 30% (в пределах от 20 до 60%). Отметим, что около 80% всего тёплого льда сосредоточено в пяти ледниках площадью более  $17 \text{ км}^2$ , которые составляют 2,5% общего числа ледников и около 30% всей их площади. Формулы (3), (4) и (6) уже по своей структуре не позволяют оценить число политермических ледников среди всех ледников Земли Норденшельда, но, судя по уравнению (5), их число равно 72 (36%), что близко с оценкой по уравнению (2).

Общий недостаток полученных эмпирических соотношений состоит в том, что все они построены на основе очень малой статистической выборки и поэтому, несмотря на высокие корреляционные связи, имеют большую неопределённость коэффициентов регрессионных уравнений. Так, с учётом вычисленного 95%-го доверительного интервала коэффициентов  $c$  и  $\gamma$ , формула (5) даёт оценку минимально и максимально возможного объёма тёплого льда в пределах от 8 до  $33 \text{ км}^3$ .

Методом итерации была подобрана более сложная нелинейная двухпараметрическая связь  $V_{temp}$  с  $Z_m$  и  $S$ :

$$V_{temp} = 0,34161 + 0,00155S^2 - 0,00146S - 0,06196 \ln Z_m$$

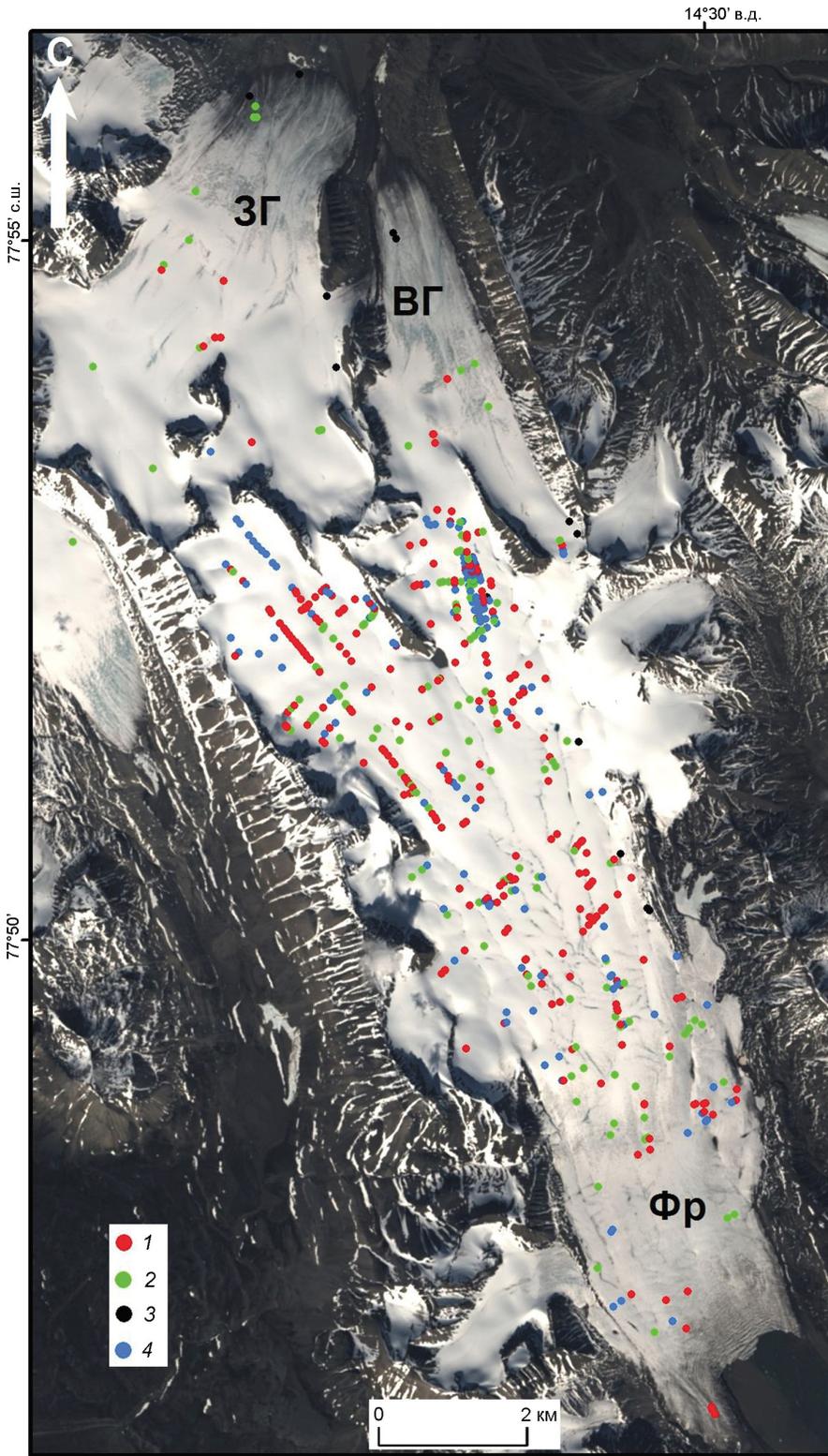
с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,997$ . Её применение приводит к тому, что незначительно уменьшаются оценки числа политермических ледников (до 45,22% общего числа) и общего объёма тёплого льда в них (до  $9,67 \text{ км}^3$ ). Но, по

указанной ранее причине, это не решает проблемы малой выборки. Оценка максимально возможного объёма тёплого льда в 95%-м доверительном интервале достигает  $28 \text{ км}^3$ . Дальнейшее уточнение эмпирических связей объёма (или характерной доли) тёплого льда в политермических ледниках с их морфометрическими характеристиками может проходить в двух направлениях: в продолжении радиолокационных измерений на всё большем числе ледников и в привлечении уже имеющихся данных измерений по продольным профилям вдоль оси политермических ледников.

**Содержание воды в тёплом льду политермических ледников.** По оценкам [14], основанным на измерениях скорости распространения радиоволн методом наклонного радиозондирования с ОГТ-измерений, в нижнем слое тёплого льда политермических ледников Шпицбергена может содержаться от 0,2 до 2,6% воды. При среднем содержании воды 2% её запас в измеренных нами политермических ледниках с общей площадью тёплого льда  $64,31 \text{ км}^2$  и объёмом тёплого льда  $4,672 \text{ км}^3$  (см. табл. 4) составит около  $0,093 \text{ км}^3$  или  $0,72 \text{ см}$  в слое воды.

**Распределение трещин и ледниковых колодцев.**

Возможными источниками поступления воды в толщу и к ложу ледников в периоды таяния могут быть трещины, ледниковые колодцы и внутриледниковые каналы (см. рис. 3). Число и густота трещин и/или ледниковых колодцев, проникающих в толщу ледников на разную глубину, приведены в табл. 4. Пример их распределения на ледниках Западный Грэнфьорд, Восточный Грэнфьорд и Фритьоф по данным наземного радиозондирования весной 2010–2012 гг. показан на рис. 7, и для этих и остальных ледников на Земле Норденшельда такие данные приведены в табл. 4. Из табл. 4 и рис. 7 видно, что наибольшее число отражений типа [A], [B] и [D], проникающих через отдельные трещины и ледниковые колодцы до CTS и ложа, наблюдается на пульсировавшем в 1990-х годах леднике Фритьоф, где их густота достигает соответственно 5,14, 2,58 и 2,81 на  $1 \text{ км}^2$ , в то время как на соседнем «нормальном» леднике Восточный Грэнфьорд она почти в 6, 4 и 3 раза меньше. Скопления трещин наблюдаются на леднике Фритьоф на гораздо большем протяжении радарных профилей, чем на леднике Восточный Грэнфьорд. Это позволяет предположить, что в периоды таяния вода с поверхности может поступать в толщу и к ложу ледника Фритьоф более ин-



**Рис. 7.** Положение погребённых трещин и ледниковых колодцев, проникающих с поверхности и из толщи холодного льда до CTS (1, 2) и до ложа на участках холодного льда (3) и тёплого льда (4) на ледниках Западный (ЗГ) и Восточный Грөнфьорд (ВГ) и Фритъёф (Фр) по данным наземного радиозондирования весной 2010–2012 гг. Для этих и других ледников на Земле Норденшельда количество и густота трещин и/или ледниковых колодцев приведены в табл. 4

**Fig. 7.** Position of buried crevasses and glacial wells penetrating from surface and from the inside of cold ice to CTS (1, 2) and to bedrock in the areas of cold ice (3) and temperate ice (4) on the Austre (ЗГ) and Vestre Grøn fjordbreen (ВГ) and Fridtjovbreen (Фр) according to ground-based radar measurements in 2010–2012.

Number and density of crevasses and/or glacier wells on studied glaciers in Nordenskiöld Land are given in the Table 4

тенсивно и тем самым способствовать очередному ускорению скорости его движения. Остальные из рассмотренных в табл. 4 ледников – менее трещиноватые, что затрудняет поступление талой воды с

поверхности в их толщу и не может заметно влиять на их динамическое поведение.

Наглядный пример возможного пути поступления воды с поверхности в толщу ледников

в периоды таяния — рис. 3, з, на котором видна серия вертикальных гиперболических отражений, проникающих в ледник Фритьюф до тёплого ледяного ядра и ложа. Распределение трещин в ледниках важно для моделирования их гидротермического состояния, условий на их ложе и их динамического поведения. Оценки с применением упрощённой модели термического влияния криогидрологической системы, включающей в себя поверхностные трещины, показали [18], что даже при небольшом содержании воды в системе (0,5% объёма) лёд может прогреться на несколько градусов до глубины первых сотен метров менее чем за 10 лет и скорость его прогревания будет зависеть от того, насколько часто расположены элементы криогидрологической системы, и будет расти обратно пропорционально квадрату расстояния между ними. Картирование распределения трещин как наиболее вероятных путей поступления талой воды в толщу и к ложу ледников оказалось полезным для моделирования их распространения в краевых частях выводных ледников, оканчивающихся в море, исследования гидрологического механизма их пульсирующего поведения и оценки коэффициента базального трения, контролирующего скорость движения ледников и их реакцию на усиление поверхностного таяния.

#### **Водотоки у концов политермических ледников.**

При среднем содержании воды 2% в тёплом льду десять политермических ледников Земли Норденшельда, где проводили радиолокационные измерения, содержат от  $18 \cdot 10^3 \text{ м}^3$  до  $74\,660 \cdot 10^3 \text{ м}^3$  воды в зависимости от размера их тёплого ядра (см табл. 3). Этого объёма может быть достаточно, чтобы служить источником образования приледниковых наледей и внутри-, и подледникового стока, поступающего из наземных ледников в водотоки, реки и приледниковые озёра, а также в море из ледников приливного типа. На Земле Норденшельда мы наблюдали приледниковые наледи в весенний период, до начала таяния, у языков ледников Восточный Грэнфьорд, Западный Грэнфьорд, Тунге, Тавле, Эрдман, Дальфонна; наблюдались они и в других районах Шпицбергена [38, 39], в частности у ледника Бертиль, сток из которого происходил и в зимнее время и использовался для водоснабжения рудника Пирамида [40]. У фронта приливных ледников на космических снимках в летний период наблюдались шлейфы взвешенных частиц, выносимых в море и

связанных с донным таянием. Фиксировались они и во время полётов у фронта ледника Фритьюф. В зимнее время подледниковый сток, приводящий к опреснению морской воды, отмечен у фронта приливного ледника Туна по данным измерений её температуры и солёности [41]. Учитывая, что на Шпицбергене выявлены 163 приливных ледника с общей протяжённостью ледяных фронтов 860 км [42], подледниковый сток из них может заметно влиять на состояние и распространение морского льда в прилегающих морских фьордах [43].

### **Выводы**

По данным наземного радиозондирования весной 1999, 2007 и 2010–2013 гг. 16 ледников на Земле Норденшельда получены новые данные о гидротермической структуре ледников и распределении в них холодного и тёплого льда (см. рис. 4). Установлено, что пять из них относятся к ледникам холодного типа, а 11 — к ледникам политермического типа с участками холодного и тёплого водосодержащего льда в их верхней и придонной частях. Для оценки гидротермической структуры ледников разработана методика качественной и количественной интерпретация радиолокационных данных, включая классификацию типов подповерхностных отражений, определение скорости распространения радиоволн по гиперболическим отражениям и относительной мощности отражений от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS) и ложа.

Толщина холодного льда определена по измеренному времени запаздывания отражений от CTS, а толщина и объём тёплого льда — как разность между измеренными [36] общей толщиной и объёмом ледников. Установлено (см. рис. 4), что в политермических ледниках придонные участки тёплого льда неравномерно распределены по их площади, глубине и объёму и приурочены в основном к поднятиям и углублениям ложа, но на отдельных участках наблюдаются вблизи поверхности ледников и прослеживаются вплоть до подстилающего ложа. Площадь тёплого льда таких ледников составляет от 0,11 до 38,8 км<sup>2</sup>, занимает от 1,8 до 82% их площади, объём тёплого льда составляет от 1 до 74% их общего объёма, его суммарный объём равен  $4,7 \pm 0,4 \text{ км}^3$  и составляет 51% общего объёма измеренных политермических ледников.

При среднем содержании воды в тёплом льду 2%, в этих ледниках находится от 18 до 74 660 тыс. м<sup>3</sup> жидкой воды (см. табл. 3). Этого объёма может быть достаточно для формирования внутри- и подледникового стока и образования приледниковых наледей в зимнее время. Поступление воды в толщу и к ложу ледников возможно через ледниковые трещины, колодцы и внутриледниковые каналы. Индикатор их положения и глубины (см. рис. 7) – вертикальные серии гиперболических отражений. На политермических ледниках они наблюдались до глубин, достигающих придонного слоя тёплого льда и ложа, и могли быть путями поступления воды с поверхности ледников в периоды таяния в их толщу и тем самым влиять на вязкость льда

и скорость донного скольжения, что должно учитываться при моделировании, прогнозе динамики таких ледников и изучении процессов их формирования и изменения условий у поверхности раздела холодного и тёплого льда и на ложе ледников.

**Благодарности.** Статья подготовлена по теме Государственного задания № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5). Картографические работы проводились в рамках гранта РФФИ № 18-05-60067.

**Acknowledgements.** This work was supported by the State contract № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5). Cartographic work was carried out under the grant RFBR № 18-05-60067.

## Литература

1. *Duval P.* The role of water content on the creep of polycrystalline ice. In: *Isotopes and impurities in snow and ice // Proc. of IAHS Publication.* 1977. № 118. P. 29–33.
2. *Fowler A.C., Larson D.A.* On the flow of polythermal glaciers. Part I: model and preliminary analysis // *Proc. of the Royal Society of London.* 1978. Ser. A. V. 363. № 1713. P. 217–242.
3. *Hutter K.* A mathematical model of polythermal glaciers and ice sheets // *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 1982. V. 21. № 3–4. P. 201–224.
4. *Fowler A.C.* On the transport of moisture in polythermal glaciers // *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 1984. V. 28. № 2. P. 99–140.
5. *Hutter K., Blatter H., Funk M.* A model computation of moisture content in polythermal glaciers // *Journ. of Geophys. Research.* 1988. 93 (B10): 12205–12214.
6. *Blatter H., Hutter K.* Polythermal conditions in Arctic glaciers // *Journ. of Glaciology.* 1991. V. 37. № 126. P. 261–269.
7. *Hutter K.* Thermo-mechanically coupled ice-sheet response- cold, polythermal, temperate // *Journ. of Glaciology.* 1993. V. 39. № 131. P. 65–86.
8. *Aschwanden A., Blatter H.* Meltwater production due to strain heating in Storglaciären, Sweden // *Journ. of Geophys. Research.* 2005. V. 110 (F4). F04024. doi: 10.1029/2005JF000328.
9. *Aschwanden A., Blatter H.* Mathematical modeling and numerical simulation of polythermal glaciers // *Journ. of Geophys. Research.* 2009. V. 114 (F1). F01027. doi: 10.1029/2008JF001028.
10. *Aschwanden A., Bueller E., Khroulev C., Blatter H.* An enthalpy formulation for glaciers and ice sheets // *Journ. of Glaciology.* 2012. V. 58. № 209. P. 441–457. doi: 10.3189/2012JoG11J088 441.
11. *Blatter H., Greve R.* Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model // *Polar Science.* 2015. V. 9. P. 197–207.
12. *Hewitt J., Schoof C.* Models for polythermal ice sheets and glaciers // *The Cryosphere Discuss.* 2016. doi: 10.5194/tc-2016-240.

## References

1. *Duval P.* The role of water content on the creep of polycrystalline ice. IAHS Publication. 1977, 118: 29–33.
2. *Fowler A.C., Larson D.A.* On the flow of polythermal glaciers. Part I: model and preliminary analysis. Proc. of the Royal Society of London. 1978, Ser. A. 363 (1713): 217–242.
3. *Hutter K.* A mathematical model of polythermal glaciers and ice sheets. Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1982, 21 (3–4): 201–224.
4. *Fowler A.C.* On the transport of moisture in polythermal glaciers. Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1984, 28 (2): 99–140.
5. *Hutter K., Blatter H., Funk M.* A model computation of moisture content in polythermal glaciers. Journ. of Geophys. Research. 1988, 93 (B10): 12205–12214.
6. *Blatter H., Hutter K.* Polythermal conditions in Arctic glaciers. Journ. of Glaciology. 1991, 37 (126): 261–269.
7. *Hutter K.* Thermo-mechanically coupled ice-sheet response – cold, polythermal, temperate. Journ. of Glaciology. 1993, 39 (131): 65–86.
8. *Aschwanden A., Blatter H.* Meltwater production due to strain heating in Storglaciären, Sweden. Journ. of Geophys. Research. 2005, 110 (F4): F04024. doi: 10.1029/2005JF000328.
9. *Aschwanden A., Blatter H.* Mathematical modeling and numerical simulation of polythermal glaciers. Journ. of Geophys. Research. 2009, 114 (F1): F01027. doi: 10.1029/2008JF001028.
10. *Aschwanden A., Bueller E., Khroulev C., Blatter H.* An enthalpy formulation for glaciers and ice sheets. Journ. of Glaciology. 2012, 58 (209): 441–457. doi: 10.3189/2012JoG11J088 441.
11. *Blatter H., Greve R.* Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model. Polar Science. 2015, 9: 197–207.
12. *Hewitt J., Schoof C.* Models for polythermal ice sheets and glaciers. The Cryosphere Discuss. 2016, doi: 10.5194/tc-2016-240.
13. *Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness

13. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors // *Journ. of Glaciology*. 2016. V. 62. № 236. P. 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
14. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: Изд-во ГЕОС, 2014. 528 с.
15. *Budd W.F.* A first model for periodically self-surging glaciers // *Journ. of Glaciology*. 1975. V. 14. № 70. P. 3–21.
16. *Fountain A.G., Walder J.S.* Water flow through temperate glaciers // *Reviews of Geophysics*. 1998. V. 36. № 3. P. 299–328.
17. *Catania G.A., Neumann T.A., Price S.F.* Characterizing englacial drainage in the ablation zone of the Greenland ice sheet // *Journ. of Glaciology*. 2008. V. 54. № 187. P. 567–578.
18. *Phillips T., Rajaram H., Steffen K.* Cryo-hydrologic warming: a potential mechanism for rapid thermal response of ice sheets // *Geophys. Research Letters*. 2010. V. 37. L20503. doi: 10.1029/2010GL044397.
19. *RGI Consortium, 2017.* Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
20. *Мачерет Ю.Я., Божинский А.Н., Глазовский А.Ф., Игнатова И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалецкий М.Ю.* Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // *Режим и эволюция полярных ледниковых покровов*. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. С. 48–115.
21. *Bamber J.L.* Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding // *Journ. of Glaciology*. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37.
22. *Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O.* Airborne radio echo sounding of sub-polar glaciers in Spitsbergen // *Norsk Polarinstitutt Skrifter*. 1984. № 182. P. 41.
23. *Murray T., James T.D., Macheret Yu.Ya., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Sykes H.* Geometric Changes in a tidewater glacier in Svalbard // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2012. V. 44. № 3. P. 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
24. *Navarro F.J., Lapazaran J., Martín-Español A., Otero J.* Ground-penetrating radar studies in Svalbard aimed to the calculation of the ice volume of its glaciers // *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 2016. V. 42. № 2. P. 399–414. doi: 10.18172/cig.2929.
25. *Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю.* Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // *Разведка и охрана недр*. 2001. № 3. С. 6–11.
26. *Мачерет Ю.Я.* Оценка содержания воды в ледниках по гиперболическим отражениям // *МГИ*. 2000. Вып. 89. С. 3–10.
27. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physica*. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
28. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F.* Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // *Polar Research*. 2000. V. 19. № 2. P. 205–216.
29. *Bamber J.L.* Enhanced radar scattering from water inclusions in ice // *Journ. of Glaciology*. 1988. V. 34. № 118. P. 293–296.
- estimates I: ground-penetrating radar measurement errors. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
14. *Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya.* *Voda v lednikakh. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy.* Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
15. *Budd W.F.* A first model for periodically self-surging glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1975, 14 (70): 3–21.
16. *Fountain A.G., Walder J.S.* Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*. 1998, 36 (3): 299–328.
17. *Catania G.A., Neumann T.A., Price S.F.* Characterizing englacial drainage in the ablation zone of the Greenland ice sheet. *Journ. of Glaciology*. 2008, 54 (187): 567–578.
18. *Phillips T., Rajaram H., Steffen K.* Cryo-hydrologic warming: a potential mechanism for rapid thermal response of ice sheets. *Geophys. Research Letters*. 2010, 37: L20503. doi: 10.1029/2010GL044397.
19. *RGI Consortium, 2017.* Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
20. *Macheret Yu.Ya., Bozhinsky A.N., Glazovsky A.F., Ignatieva I.Yu., Krass M.S., Konstantinova T.N., Larina T.B., Moskalevsky M.Yu.* *Stroenie, gidrotermicheskoe sostoyanie i rezhim subpolyarnykh lednikov.* Structure, hydrothermal state and regime of subpolar glaciers. *Rezhim i evolutsiya polyarnykh lednikovyykh pokrovov.* Regime and evolution of polar ice sheets. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 48–115. [In Russian].
21. *Bamber J.L.* Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding. *Journ. of Glaciology*. 1989, 35 (119): 30–37.
22. *Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O.* Airborne radio echo sounding of sub-polar glaciers in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*. 1984, 182: 41.
23. *Murray T., James T.D., Macheret Yu.Ya., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Sykes H.* Geometric changes in a tidewater glacier in Svalbard. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2012, 44 (3): 359–367.
24. *Navarro F.J., Lapazaran J.J., Martín-Español A., Otero J.* Ground-penetrating radar studies in Svalbard aimed to the calculation of the ice volume of its glaciers. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 2016, 42 (2): 399–414. doi: 10.18172/cig.2929.
25. *Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu.* Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr.* Prospect & Protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
26. *Macheret Yu.Ya.* Estimation of water content in glaciers using hyperbolic reflections. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2000, 89: 3–10. [In Russian].
27. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture. *Physica*. 1965, 31 (3): 401–406.
28. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F.* Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data. *Polar Research*. 2000, 19 (2): 205–216.
29. *Bamber J.L.* Enhanced radar scattering from water inclusions in ice. *Journ. of Glaciology*. 1988, 34 (118): 293–296.

30. Gacitua G., Urbine J.A., Wilson R., Loriaux T., Hernandez J., Rivera A. 50 MHz helicopter-borne radar data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes // *Annals of Glaciology*. 2015. V. 56. № 70. P. 93–101. doi: 10.3189/2015AoG70A953.
31. Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazarán J.J., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y., Machío F. Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard // *Annals of Glaciology*. 2013. V. 54. № 64. P. 211–217. doi: 10.3189/2013AoG64A109.
32. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грэнфьорд и Фригтоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
33. Lapazarán J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness // *Journ. of Glaciology*. 2016. V. 62. № 236. P. 1021–1029. doi: 10.1017/jog.2016.94.
34. Martín-Español A., Lapazarán J.J., Otero J., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates III: Error in volume // *Journ. of Glaciology*. 2016. V. 62. № 236. P. 1030–1036. doi: 10.1017/jog.2016.95.
35. Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Холмлунд П., Глазовский А.Ф. Гидротермическая структура и подледниковая дренажная сеть ледника Тавле на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2011. № 3 (115). С. 41–46.
36. Wu N.F.L. Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis (with discussions) // *Annals of Statistics*. 1986. V. 14. P. 1261–1350.
37. Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Мацковский В.В., Муравьев А.Я. Запасы льда в ледниках на Земле Норденшельда, Шпицберген, и их изменения за последние десятилетия // *Лёд и Снег*. 2019. № 1 (59). С. 23–38. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38.
38. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of crevasse routing of surface water and basal friction on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
39. Гохман В.В. Распространение и условия формирования наледей на Шпицбергене // *МГИ*. 1987. Вып. 60. С. 68–76.
40. Журавлев А.Б., Боброва Л.И., Мачерет Ю.Я. Радиолокационные измерения на полярном леднике с зимним стоком // *МГИ*. 1993. Вып. 46. С. 143–149.
41. Музылёв С.В., Мачерет Ю.Я., Морозов Е.Г., Лаврентьев И.И., Марченко А.В. Колебания ледяного покрова и давления в морской воде вблизи фронта ледника Туна на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2013. № 4 (124). С. 119–124.
42. Błaszczyk M., Jania J.A., Hagen J.O. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes // *Polish Polar Research*. 2009. V. 30. № 2. P. 85–142.
43. Marchenko A.V., Morozov E.G., Marchenko N.A. Supercooling of seawater near the glacier front in a fjord // *Earth Science Research*. 2017. V. 6. № 1. P. 97–108.
30. Gacitua G., Urbine J. A., Wilson R., Loriaux T., Hernandez J., Rivera A. 50 MHz helicopter-borne radar data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*. 2015, 56 (70): 93–101. doi: 10.3189/2015AoG70A953.
31. Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazarán J.J., Lavrentiev I.I., Macheret Yu. Ya, Machío F. Radio-echo sounding and ice volume estimates on western Nordenskiöld Land, Svalbard. *Annals of Glaciology*. 2013, 54 (64): 211–217. doi: 10.3289/2013AoG64A109.
32. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Grönfjordbreen and Fridtjovbreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 5–19. [In Russian].
33. Lapazarán J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1021–1029. doi: 10.1017/jog.2016.94.
34. Martín-Español A., Lapazarán J.J., Otero J., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates III: Error in volume. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1030–1036. doi: 10.1017/jog.2016.95.
35. Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya., Holmlund P., Glazovsky A.F. Hydrothermal structure and subglacial drainage network of Tavlebreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 3 (115): 41–46. [In Russian].
36. Wu N.F.L. Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis (with discussions). *Annals of Statistics*. 1986, 14: 1261–1350.
37. Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Matkovsky V.V., Muravyev A.Ya., Reserves of ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 1 (59): 23–38. [In Russian].
38. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of crevasse routing of surface water and basal friction on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
39. Gokhman V.V. Spreading and formation conditions of icings in Spitsbergen. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1987, 60: 68–76. [In Russian].
40. Zhuravlev A.B., Bobrova L.I., Macheret Yu.Ya. Radio-echo-sounding of a polar glacier with summer water run-off. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 46: 143–149. [In Russian].
41. Muzylev S.V., Macheret Yu.Ya., Morozov E.G., Lavrentiev I.I., Marchenko A.V. Fluctuation of sea ice cover and pressure in sea water near by the ice front of Tunabreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 4 (124): 119–124. [In Russian].
42. Błaszczyk M., Jania J.A., Hagen J.O. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes. *Polish Polar Research*. 2009, 30 (2): 85–142.
43. Marchenko A.V., Morozov E.G., Marchenko N.A. Supercooling of seawater near the glacier front in a fjord. *Earth Science Research*. 2017, 6 (1): 97–108.