

Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов

© 2021 г. А.Л. Борисик^{1*}, А.Л. Новиков¹, А.Ф. Глазовский²,
И.И. Лаврентьев², С.Р. Веркулич¹

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexborisik@gmail.com

Structure and dynamics of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to repeated GPR surveys in 1999, 2018 and 2019

A.L. Borisik^{1*}, A.L. Novikov¹, A.F. Glazovsky², I.I. Lavrentiev², S.R. Verkulich¹

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*alexborisik@gmail.com

Received June 29, 2020 / Revised November 26, 2020 / Accepted December 22, 2020

Keywords: *Svalbard, radio-echo sounding, polythermal glacier, Arctic.*

Summary

Over the last decades, glaciers on Svalbard were shrinking in response to the current climate change. Most of them decreased in size, area, and surface height with a stable negative or even accelerated changes in the mass balance. Many of them belong to the polythermal type, and as they shrink, their thermal regime can also change significantly depending on the climate and local parameters such as the ice facies distribution, the firn thickness, and others that affect the hydrology and movement of glaciers. Data from repeated GPR surveys in 1999 and 2018–2019 were used to identify changes in the thermal regime of the polythermal Aldegondabreen, Svalbard. The glacier has undergone a significant reduction of its temperate ice core, as a consequence of steadily negative mass balance, decreasing thickness, and the tongue retreat. The results show that over a 19-year period, the total area of the glacier has decreased by 23.1% (from 6.94 to 5.34 km²), and the total volume of ice – by 36.4% (from 0.437 to 0.278 km³). At the same time, the area of its temperate core has decreased by 32.7% (from 1.196 to 0.804 km²), and the core volume – by 42.5% (from 0.035 to 0.02 km³). In this way, the relative rates of internal glacier changes associated with the warm core exceeded the external changes of the entire glacier. The share of temperate ice in the total volume of the glacier ice decreased from 8% to 7%. The glacier shrinking in response to rise of the air temperature was accompanied by its gradual internal «cooling». In the near future, this can result in a rapid transition of the glacier from a polythermal type into a cold one. Regular repeated geophysical surveys of the internal structure of the Svalbard polythermal glaciers can become an important element in the system of long-term monitoring of changes in climate and the natural environment of the archipelago, along with already existing observations of other sensitive natural indicators such as the size and mass balance.

Citation: Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. Structure and dynamics of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to repeated GPR surveys in 1999, 2018 and 2019. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 26–37. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010069.

Поступила 29 июня 2020 г. / После доработки 26 ноября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

Ключевые слова: *Шпицберген, радиолокационное зондирование, политермический ледник, Арктика.*

Сравнение данных наземных радиолокационных съёмок 1999 и 2018–2019 гг. политермического ледника Альдегонда на Шпицбергене показывает, что площадь ледника за эти годы сократилась на 23,1%, а объём – на 36,4%. При этом площадь его тёплого ледяного ядра уменьшилась на 32,7%, а его объём – на 42,5%. Сокращение ледника сопровождается его постепенным выхолаживанием, что, вероятно, со временем приведёт к тому, что он превратится из политермического в ледник холодного типа.

Введение

В последние десятилетия ледники Арктики испытывают существенные изменения: у большинства из них сокращаются размеры и площадь, понижается высота поверхности, они становят-

ся тоньше, потери массы превосходят накопление [1–3]. Особенно заметны эти изменения на архипелаге Шпицберген, расположенном в быстрее всего теплеющей части Арктики, на стыке арктических и атлантических воздушных и океанических масс [4]. Западный берег Шпицберге-

на омывают тёплые воды Северо-Атлантического течения, и здесь с 2000-х годов наблюдается тенденция к ускорению таяния ледников [5–7]. На Шпицбергене распространены ледники практически всех морфологических типов — от небольших каровых до огромных ледниковых куполов, занимающих целые острова. Ледниками покрыто около 57% площади всего архипелага, или почти 34 000 км², что составляет примерно 10% площади всех ледников Арктики (за исключением Гренландии) [8]. Шпицберген — один из самых хорошо изученных ледниковых районов мира: на многих ледниках проводят балансовые измерения [8]; по данным ледниковых кернов исследована история климата и загрязнений (обзор в работе [9]); хорошо изучен гидротермический режим многих ледников, их толщина и объём; оценены запасы льда по данным радиолокационного зондирования [10–13]; значительное внимание уделено широко распространённым на архипелаге пульсирующим ледникам, их динамике и механизмам подвижек [14–17].

В центральной части главного острова архипелага, на Земле Норденшельда, расположена область преимущественно горного оледенения, где насчитывается 202 ледника площадью от 0,1 до 47 км² при общей площади около 500 км² [18]. В западной части Земли Норденшельда, в 10 км от российского рудника Баренцбург, находится небольшой горный ледник Альдегонда. По данным топографической съёмки 2018 г. ледник расположен в интервале высот 120–450 м над ур. моря и занимает площадь менее 6 км² [19]. Фирновая область на нём практически отсутствует, и в последние годы весь ледник лежит ниже границы питания. В настоящее время продолжается его сокращение, начавшееся десятки лет назад: с 1936 по 2006 г. ледник отступил на 980 м и потерял 40% своего объёма [20–22]. Современная протяжённость ледника в разных его частях составляет от 2,5 до 3,5 км. Исследования этого ледника были начаты в 1974 г. и предусматривали радиолокационное зондирование с вертолёта, масс-балансовые измерения и изучение его дренажной системы, в результате которых были получены сведения о его толщине, строении и изменениях запасов льда [20, 23, 24]. Детальные наземные георадиолокационные наблюдения впервые были выполнены сотрудниками Института географии РАН в мае 1999 г.

Данные этих исследований позволили построить карту его толщины и определить положение внутриледникового канала в его южной части. Они показали, что ледник относится к политермическому типу, т.е. внутри него есть ядро из льда, находящегося при температуре плавления, тогда как сверху он сложен холодным льдом [23].

Как показывают наблюдения на политермических ледниках [25], их внутреннее гидротермическое состояние может заметно меняться со временем в результате отклика на климатические изменения. Подобные временные изменения гидротермической структуры политермических ледников на Шпицбергене обнаружены на ледниках Средний Ловен за период с 1990 по 1998 г. [26], Восточный Грэнфьорд и Фритьоф за период с 1999 по 2012 г. [27], а также на леднике Стур в Скандинавии за период с 1989 по 2009 г. [28]. Их отступление, истончение и смена условий питания привели к росту толщины слоя холодного льда и существенному сокращению тёплого ядра. Так, на леднике Средний Ловен повторные радиолокационные измерения с интервалом в восемь лет показали, что за этот период граница тёплого ледяного ядра отступила вверх по леднику примерно на 1150 м, при этом скорость её смещения была значительно выше скорости отступления самого языка ледника [26]. Результаты моделирования показывают, что, если современные условия продлятся, то ледник станет полностью холодным примерно через 100 лет.

Долгопериодные изменения гидротермической структуры ледников отмечены и в других районах мира, но уменьшение толщины политермических ледников в ответ на одинаковое повышение температуры воздуха может привести к прямо противоположным следствиям: они могут трансформироваться как в ледник холодного типа (что наблюдается на леднике Средний Ловен), так и наоборот — в ледник тёплого типа. В каком именно направлении пойдут изменения — зависит от особенностей расположения конкретного ледника, регионального климата, распределения зон ледообразования рассматриваемого периода [25]. К сожалению, пока проведено очень мало наблюдений, которые позволили бы оценить развитие во времени изменений по глубине термической структуры ледников. Подобная неопределённость не позволяет установить возможные изменения гидрологии по-

литермических ледников, полей скоростей их движения, переход в более или менее устойчивый режим движения. Именно регулярные повторные геофизические исследования внутреннего строения политермических ледников Шпицбергена могут стать важным элементом в системе долговременного мониторинга изменений климата и природной среды архипелага, наряду с уже существующими наблюдениями за такими чувствительными естественными индикаторами, как размер и баланс массы ледников. Этому способствует и появление в последние годы георадарных комплексов с улучшенными характеристиками, которые расширяют границы их применения, а также глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) позиционирования, позволяющих получать высокоточные координаты при геофизических исследованиях.

С учётом всего сказанного, в 2018–2019 гг. на леднике Альдегонда были проведены наземные георадиолокационные исследования с применением геофизической аппаратуры нового поколения, задачи которых — получение детальных данных о толщине и строении ледника, а также выявление изменений параметров ледника, которые могли произойти со времени геофизических исследований 1999 г. Полученные результаты представлены и обсуждаются в настоящей статье.

Методы и материалы

В 1999 г. радиолокационные измерения на леднике Альдегонда проводили с помощью моноимпульсного радиолокатора ВИРЛ-2 с центральной частотой 40 МГц по густой сети профилей общей протяжённостью около 40 км (см. рис. 5, а) [23]. Кроме того, на языке ледника измерена скорость распространения радиоволн методом общей глубинной точки (ОГТ), которая составила $174,1 \pm 3$ м/мкс, что соответствует скорости распространения радиоволн в холодном льду (что и наблюдалось в этой части ледника) с толщиной льда 98,8 м в общей точке. Мы также оценили скорость распространения радиоволн по нескольким дифракционным гиперболам, присутствующим в радиолокационных профилях, в основном обнаруженным в южной части ледника на глубинах 60–80 м. Средняя полученная скорость составила $164,5 \pm 4,1$ м/мкс [21], что ха-

рактерно для тёплого льда [29]. Хотя тёплый слой льда действительно присутствует в южной части ледника, те факты, что он перекрыт слоем холодного льда толщиной до 90 м и что гипербола расположены на глубинах 60–80 м, означают, что ледяной столб над дифракторами в основном представляет собой холодный лёд и следует ожидать, что действительные скорости радиоволн здесь выше. Это показывает, что наши оценки скорости по дифракционным гиперболам смещены в сторону низких значений. Из-за этого и принимая во внимание, что скорость 174,1 м/мкс определяется по данным ОГТ, соответствующим району, где ожидается в основном холодный лёд, мы предпочли использовать для преобразования времени в глубину консервативное значение 168 м/мкс, которое представляет собой величину перехода между холодным и тёплым льдом [29].

В апреле 2018 и 2019 гг. георадиолокационные исследования на леднике Альдегонда были выполнены в ходе Российской арктической научной экспедиции на Шпицбергене (РАЭ-Ш) Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (АНИИ). При полевых работах использовался георадар PulseEKKO PRO (производство Sensors&Software, Канада) с дипольной неэкранированной антенной частотой 50 МГц. Георадар имеет высокую чувствительность приёмной антенны (шаг АЦП 1.5 мкВ), большую длину записи (до 32 000 отсчётов на трассу), а также возможность записи навигационной информации для каждой трассы. Для привязки получаемой геофизической информации применялась двухчастотная GPS/ГЛОНАСС система позиционирования Sokkia GRX1 (производство Sokkia Topcon Co, Япония). Применяемая навигационная аппаратура имеет высокую частоту получения координат, что особенно важно при работе в движении [8]. Для выполнения измерений георадиолокационное оборудование монтировалось на пластиковых санях, прикреплённых к фаркопу снегохода тросом. Запуск передающей антенны и грубое измерение пройденного расстояния выполняли по одометру, расположенному в задней части саней. При этом каждая трасса радарограммы привязывалась с высокой точностью при помощи ГНСС-приёмника. Скорость движения по профилям составляла 5–7 км/ч при шаге сканирования 0,5 м. С учётом использованной частоты получения ко-

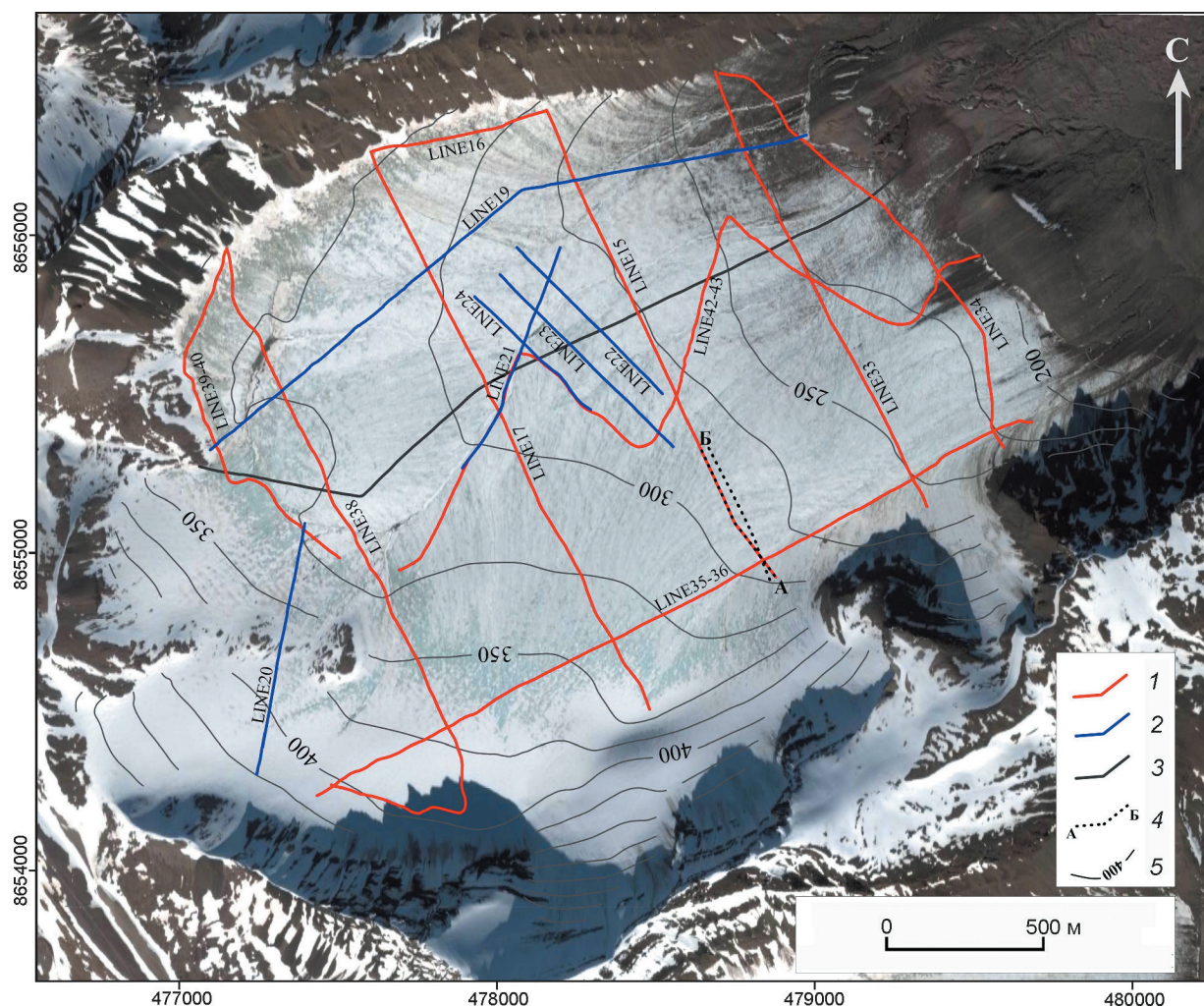


Рис. 1. Схема профилей георадиолокации на леднике Альдегонда:

1 – в 2018 г.; 2 – в 2019 г.; 3 – дополнительный профиль 2015 г.; 4 – участок сравнения радарограмм 1999 и 2018 гг. (см. рис. 6); 5 – изогипсы поверхности ледника по данным геодезической съёмки 2018 г. [19]

Fig. 1. Location of GPR profiles on Aldegondabreen:

1 – in 2018; 2 – in 2019; 3 – additional profile in 2015; 4 – comparison section of GPR profiles 1999 and 2018 (see Fig. 6); 5 – contour lines of the glacier surface according to geodetic survey data in 2018 [19]

ординат 5 Гц, можно считать, что каждая трасса была привязана с относительной горизонтальной точностью не хуже 0,4 м [30].

Георадиолокационные измерения выполнены по 15 профилям общей длиной более 21 км, которые формируют относительно равномерную сетку по всей площади ледника (рис. 1). Полученные радарограммы имели высокую детальность и позволяли проследить как границы толщ, так и отдельные объекты в теле ледника. Положение границы базального слоя ледника с подстилающим грунтом (подошва ледника) отчётливо определялось на радарограммах по всем исследованным профилям. Слоистость пород,

слагающих ложе ледника, прослежена до глубины 20 м ниже его подошвы (см. рис. 4). В нескольких местах отмечены зоны с интенсивными отражениями от протяжённых субвертикальных объектов, связанные с наличием здесь глубоких трещин или колодцев. В юго-восточной части ледника, заполняющей понижение поверхности дна долины, были выделены участки с большим количеством неоднородностей, которые формируют интенсивное поле рассеянных волн на глубинах более 45–50 м из-за наличия здесь области распространения тёплого льда.

Обработка полученных данных велась в программах ЕККО_Project V5 и Prism 2.6. Она

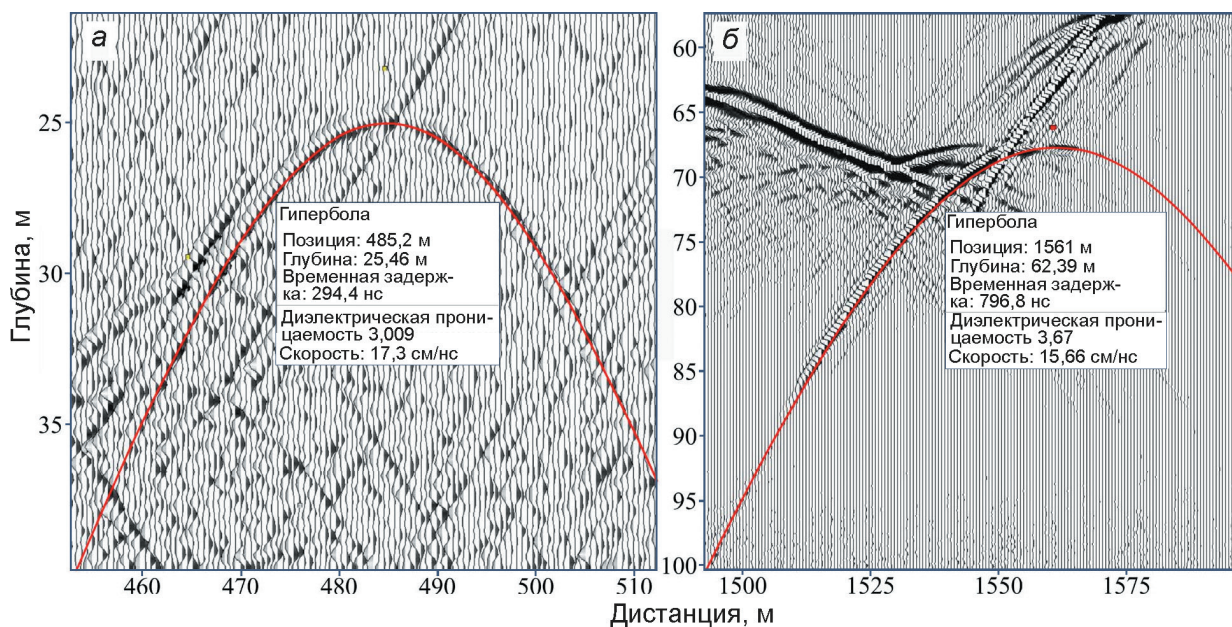


Рис. 2. Определение значений скорости распространения радиоволн внутри ледника по гиперболическим отражениям в программе Prism 2.6.

Значения скорости, характерные для холодного (а) и тёплого (б) льда

Fig. 2. Estimation of electromagnetic wave velocity in a glacier using the hyperbola fitting tool in Prism 2.6. The measured velocity values are typical for cold (a) and temperate (b) ice

предусматривала: введение геометрии с использованием данных с ГНСС-приёмника и корректировку длины профиля; ввод статических поправок на смещение ГНСС-приёмника; полосовую и двумерную фильтрацию; определение скорости распространения электромагнитных волн в леднике по гиперболическим отражениям; миграцию разрезов (FK-Stolt) со средней скоростью 168 м/мкс, принятой для всего ледника; регулировку амплитуды сигнала для подчёркивания целевых объектов и горизонтов; пикирование горизонтов и экспорт глубин в текстовый формат; учёт толщины снежного покрова по данным снегомерной съёмки текущего года; корректировку данных 2019 г. к уровню 2018 г.; ввод рельефа в обработанные разрезы; построение карт и объёмных моделей ледника.

В процессе обработки радарограмм измеряли скорости по симметричным гиперболическим отражениям, отмеченным на большинстве разрезов [31]. Диапазон регистрируемых скоростей варьировал от 152 до 175 м/мкс. Существенный вклад в ошибку диагностики скорости по гиперболическим отражениям от «точечных» объектов вносит неверное определение расстояний вдоль исследуемого профиля [23]. С учётом относи-

тельной ошибки позиционирования вдоль профиля, не превышающей 0,4 м, диапазон погрешности измерения скорости составил $\pm 1,2$ м/мкс для объекта на глубине 20 м и $\pm 0,5$ м/мкс для объекта на глубине 70 м. Отметим, что на полученных радарограммах преобладали значения скорости выше 168 м/мкс (соответствуют льду в холодном состоянии [29]), а также наблюдалась тенденция к понижению значений скорости с глубиной (пример определения значений скорости по теоретическим годографам приведён на рис. 2). Поскольку одной из задач исследования было сопоставление новых и предшествующих данных о толщине ледника, для преобразования временных разрезов в глубинные мы использовали значение скорости, принятое в 1999 г. и равное 168 м/мкс [23], хотя оно может быть несколько занижено относительно реального.

Результаты и обсуждение

В результате пикирования подошвы ледника по всем обработанным профилям построены карта рельефа и объёмная модель его ложа (рис. 3). Ошибка определения толщины ледни-

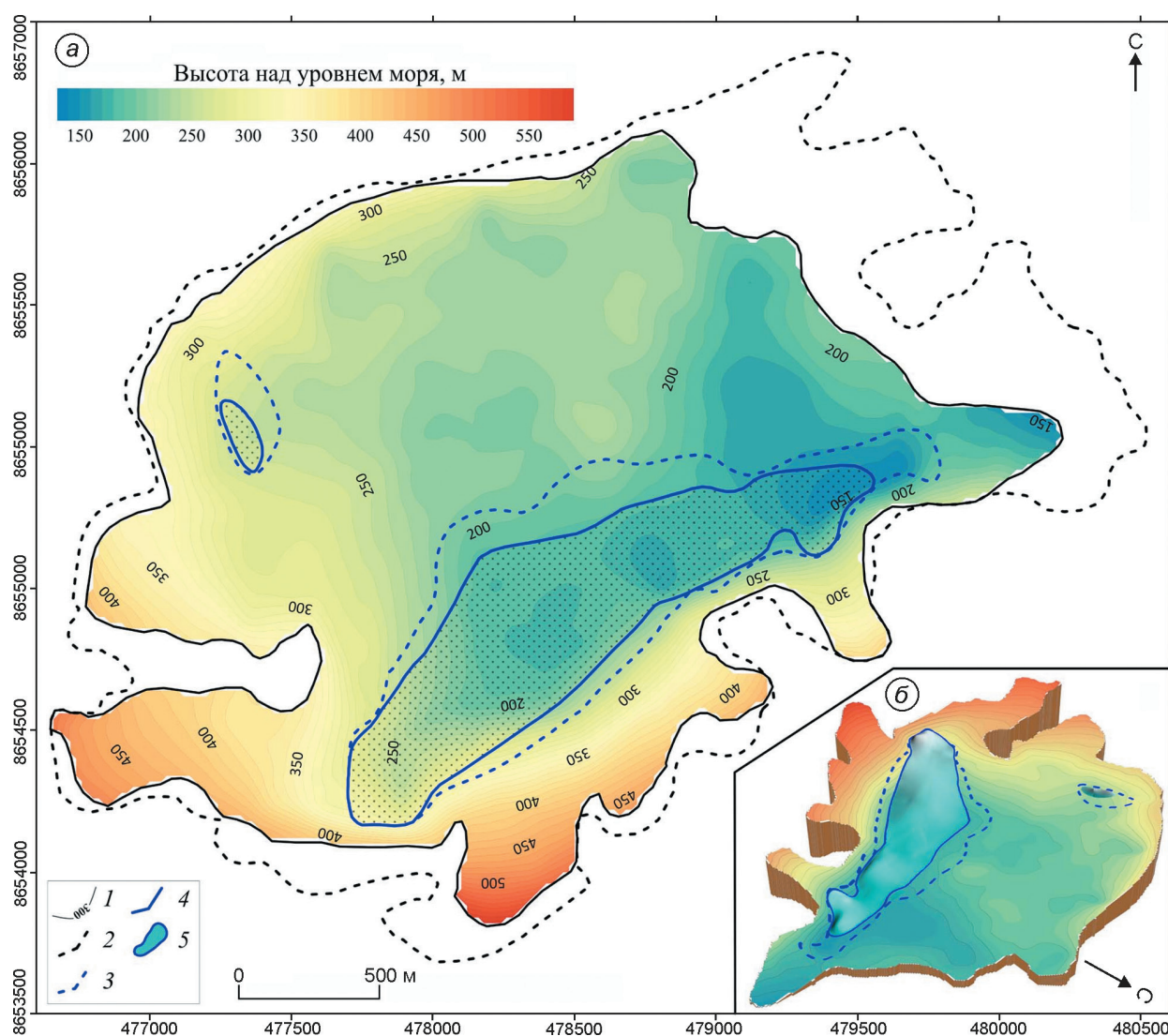


Рис. 3. Рельеф (а) и объёмная модель (б) ложа ледника Альдегонда с нанесённым контуром и поверхностью тёплого льда.

1 – изогипсы ложа ледника, м над ур. моря; 2 – контур ледника в 1999 г.; 3 – контур области тёплого льда в 1999 г.; 4 – контур области тёплого льда в 2018 г., помеченной точечным фоном; 5 – поверхность тёплого льда в 2018 г.

Fig. 3. Aldegondabreen bedrock topography (a) and 3D view (b) with an outline and the upper surface of the temperate ice-core.

1 – contour lines of the glacier bed in m a.s.l.; 2 – glacier outline in 1999; 3 – outline of the temperate ice area in 1999; 4 – outline of the temperate ice area in 2018, also marked with a spot pattern; 5 – upper surface of the temperate ice-core in 2018

ка на пересечении профилей составляет не более 1 м, за исключением пересечения профилей по линиям 15 и 35–36 (см. рис. 1), где имеется невязка около 8 м, вероятно, связанная с большим наклоном границы в месте пересечения и невозможностью учесть боковое отражение при проведении процедуры 2D-миграции на профиле 35–36 [30]. Толщина ледника варьирует от первых метров в северо-восточной низкой части (язык ледника) до 166 м в юго-западной части ледника. Попереч-

ный профиль средней части подледниковой долины – неравномерный: у него крутой южный склон с углублением у подножия, на север ложе ледника постепенно повышается и в центральной части располагается сравнительно ровная приподнятая поверхность; к подножию северного склона глубины ложа вновь немного увеличиваются.

На полученных разрезах отмечено значительное количество локальных отражений, предположительно связанных с внутриледниковыми

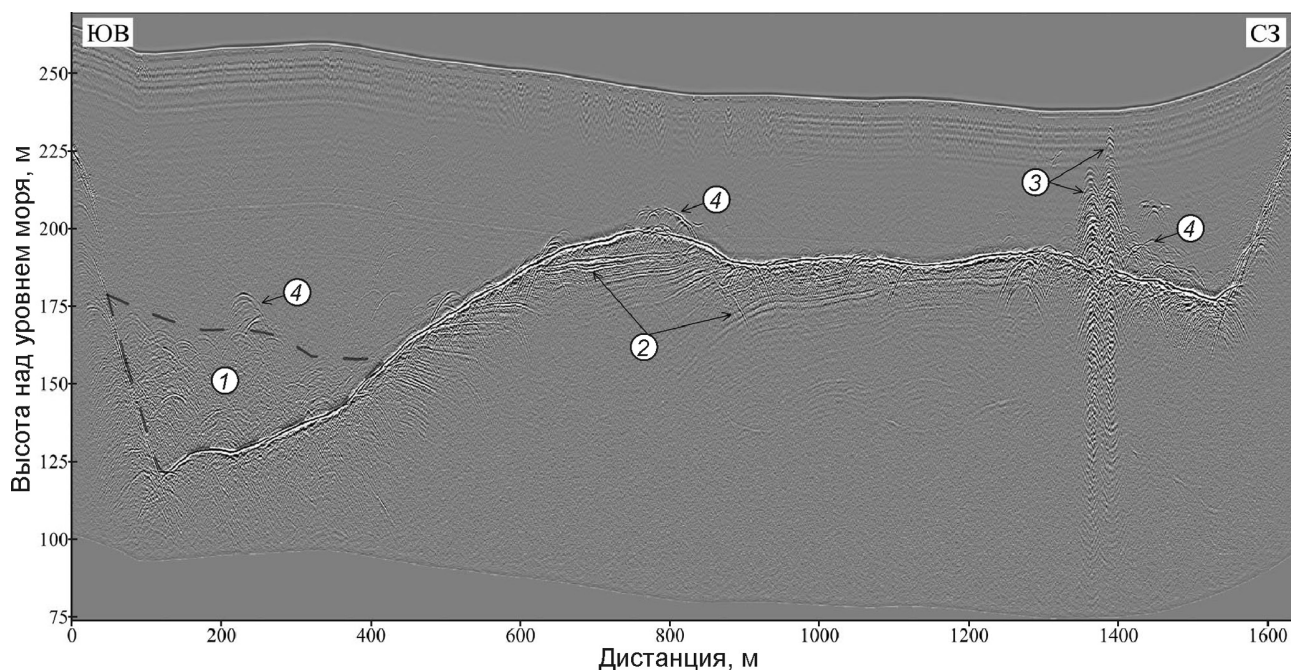


Рис. 4. Георадиолокационный разрез с введённым рельефом по профилю LINE 15 (см. рис. 1).

1 – область распространения тёплого льда; 2 – геологические границы в породах, слагающих ложе ледника; 3 – вертикальные нарушения в леднике; 4 – возможное положение внутриледниковых каналов

Fig. 4. The GPR section with applied topography along the LINE 15 profile (see Fig. 1).

1 – temperate ice zone; 2 – geological boundaries in the rocks composing glacier bed; 3 – vertical disturbances in the glacier; 4 – possible location of englacial conduits

каналами (рис. 4), которые в основном зарегистрированы в придонной зоне ледника, располагаясь в его средней и нижней частях и образуя довольно разветвлённую дренажную сеть. Канал, расположенный в глубокой южной части ледника и зафиксированный над областью тёплого льда в результате работ 1999 г., также был прослежен на нескольких профилях и имеет приблизительно такое же положение, что и раньше. Дополнительно на радарограммах под подошвой ледника установлено наличие складчатых слоистых пород, слагающих поверхность долины (см. рис. 4). Вероятно, ложе ледника в основном сложено теми же коренными метаморфическими породами, которые присутствуют в обнажениях над ледником на бортах долины. В наиболее высокой, юго-западной части ледника прослежен небольшой участок (LINE 20) с терригенными осадочными породами, перекрывающими коренные породы (см. рис. 1).

Области с интенсивными отражениями в толще ледника прослеживаются на большинстве профилей и связаны с наличием тёплого льда, характерного для многих ледников Шпицбергена [13, 20]. Основная выделенная область

заполняет наиболее глубокую часть ледника и имеет вытянутую форму в соответствии с подлёдным рельефом. Происхождение выделяемых областей объясняется повышением температуры внутри ледника до значений близких к 0°C и образованием водных включений, представляющих собой высококонтрастные объекты для электромагнитного сигнала [29]. В работе, выполненной в 1999 г., эти области также были зафиксированы, но тогда детальный анализ распространения тёплого льда не проводили.

С целью определения величины стаивания ледника вычисленные глубины были сопоставлены со значениями глубин, полученными в мае 1999 г. [23]. Две карты толщины льда 1999 и 2018 гг. были совмещены по общим координатам в системе UTM. При расчёте глубин использовался алгоритм интерполяции Kriging с сеткой 25×25 м. Поскольку плотность новой сети профилей меньше по сравнению со старой, для более достоверного сопоставления полученных глубин дополнительно был использован продольный профиль через центральную часть ледника, полученный сотрудниками Института гео-

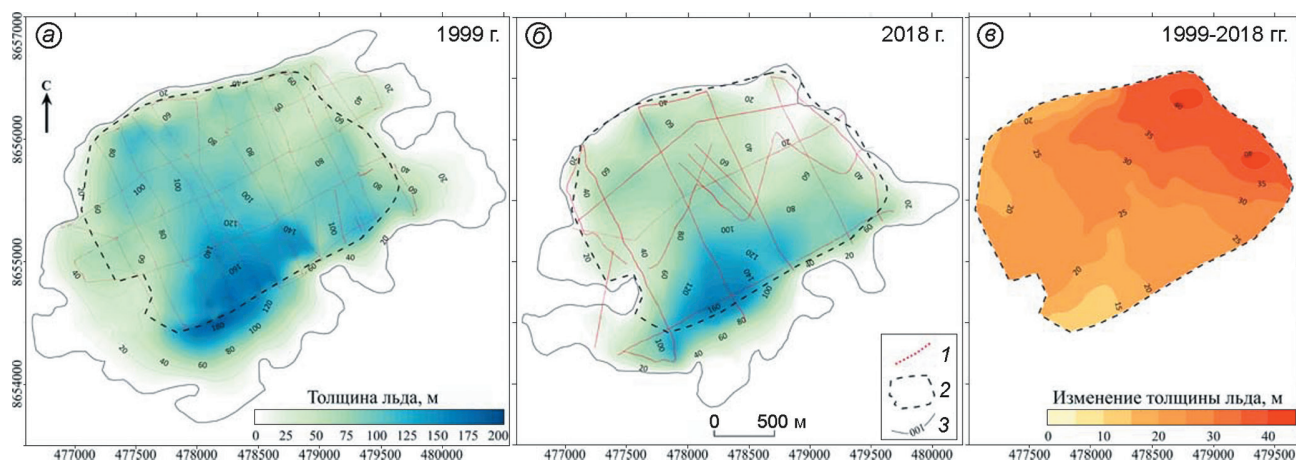


Рис. 5. Толщина ледника Альдегонда по данным георадиолокационной съёмки в 1999 г. (а), в 2018 г. (б) и изменение толщины льда за 19 лет на общей площади съёмки (в).

1 – точки измерения толщины льда вдоль георадиолокационных профилей; 2 – контур общей площади съёмки; 3 – изопахиты толщины льда

Fig. 5. Ice thickness of Aldegondabreen from RES survey data in 1999 (a), in 2018 (b), and change of ice thickness over 19 years in the area common for both surveys (c).

1 – points of measuring ice thickness along GPR profiles; 2 – contour of common survey area; 3 – isopachs of ice thickness

графии РАН в 2015 г. Несмотря на различную сеть профилей и разную точность привязки, удалось сопоставить глубины по общему контуру измерений и построить карту изменения толщины льда (рис. 5). В среднем за 19 лет по данным георадиолокационных измерений толщина ледника уменьшилась на 25 м ($-1,32$ м/год), при этом наибольшие изменения (до 40 м) отмечены в низкой, северо-восточной части ледника.

Современный объём льда находился путём сопоставления полученных значений толщин с цифровой моделью поверхности ледника, рассчитанной по результатам геодезической съёмки 2018 г. [19]. На участках, не охваченных съёмкой (юго-восточная, крутая часть ледника), использовали значения высот из цифровой модели ArcticDEM 2015 г., скорректированные с помощью новых геодезических данных. Контур ледника получен с помощью космических изображений Landsat-8, полученных в год проведения съёмки. Его площадь составила $5,34$ км². Толщину льда на участках, не охваченных съёмкой, определяли путём интерполяции между точками измерений и контуром ледника. Вычисленный таким образом общий объём льда в 2018 г. равен $0,278$ км³. При отсутствии данных о высотах поверхности ледника в 1999 г. объём льда на тот момент рассчитывали от поверхности наблюдения, т.е. не учитывали возможные локальные изме-

нения высоты ледника в точках, расположенных между профилями георадиолокации. Поскольку наблюдения были выполнены по плотной и достаточно равномерной сети наблюдений, вероятность ошибки в значении полученного объёма в данном случае невелика. Рассчитанный таким образом объём составил $0,437$ км³. Площадь ледника в 1999 г., измеренная по космическому изображению Landsat-7, равна $6,94$ км². Сравнение полученных данных показывает, что изменение объёма по данным повторных георадиолокационных исследований за 19 лет составило $-36,4\%$, а площадь ледника при этом сократилась на $23,1\%$.

Чтобы оценить, как изменилось состояние тёплого ядра ледника, выполнено пикирование кровли слоя с интенсивными внутриледниковыми отражениями на записях 2018–2019 гг. и вновь были обработаны радарограммы 1999 г. На основе полученных значений очерчен контур распространения тёплого льда, а также рассчитан его объём. Расчёты площади и объёма на участках, не охваченных съёмкой 1999 г., но выделенных как тёплые в 2018 г., выполняли в предположении, что они были таковыми и 19 лет назад. Пример сопоставления радарограмм по одному из профилей показан на рис. 6. В результате расчётов установлено, что в 2018 г. площадь распространения тёплого льда составляла $0,804$ км², а его объём – $0,020$ км³ при сред-

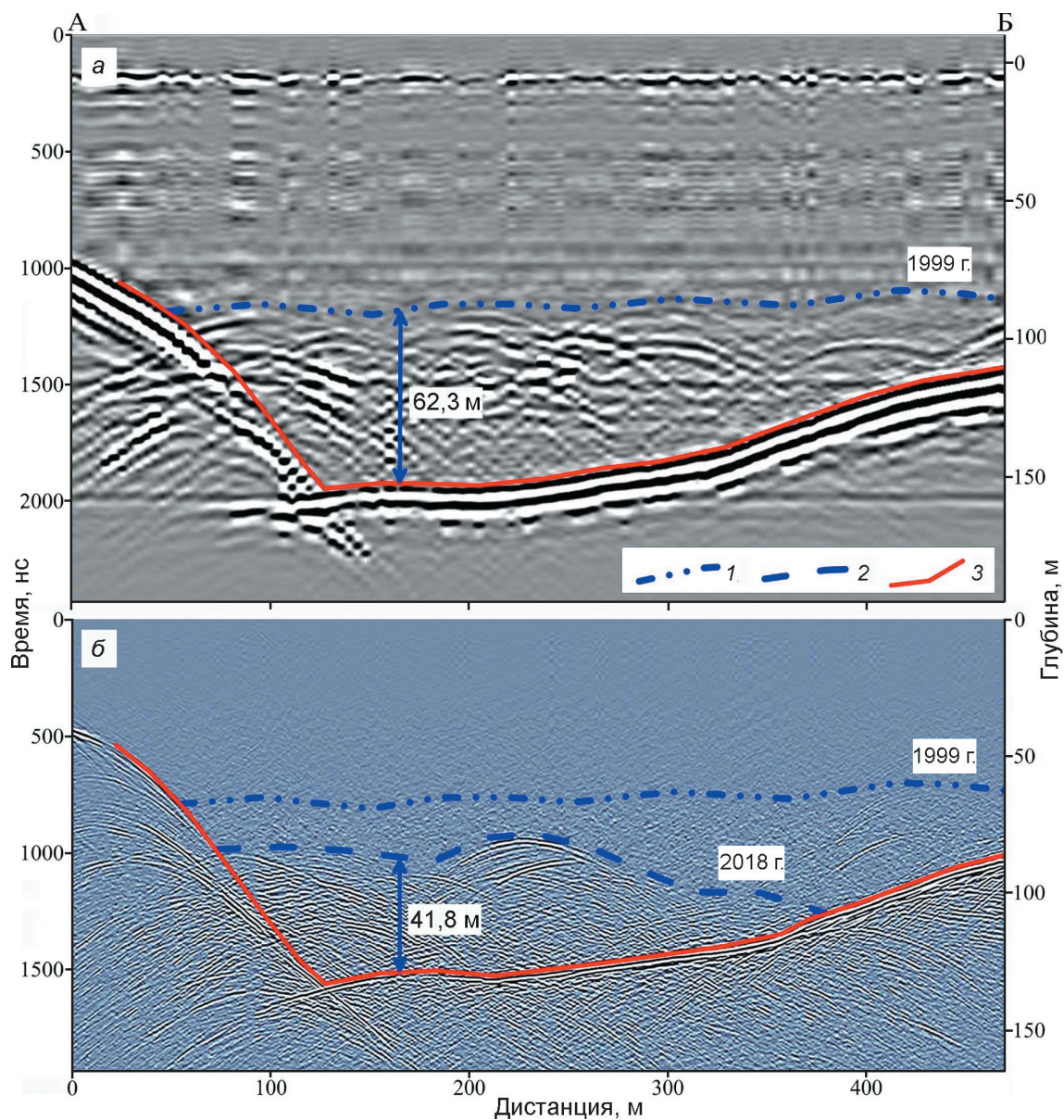


Рис. 6. Сопоставление радарограмм 1999 (а) и 2018 гг. (б) на близко расположенных участках профилей (см. рис. 1). 1 – положение верхней границы тёплого льда в 1999 г. по измерениям локакатором ВИРЛ-2 на частоте 40 МГц; 2 – положение верхней границы тёплого льда в 2018 г. по измерениям локакатором PulseEKKO PRO на частоте 50 МГц; 3 – положение ложа ледника

Fig. 6. Comparison of radarograms in 1999 (а) and 2018 (б) along closely located profiles (see Fig. 1)
1 – location of the upper boundary of temperate ice in 1999 registered by the VIRL-2 system at 40 MHz; 2 – location of the upper boundary of temperate ice in 2018 registered PulseEKKO PRO system at 50 MHz; 3 – glacier bedrock

ней мощности слоя 24,8 м. В 1999 г. эти значения были следующие: 1,196 км², 0,035 км³ и 29,0 м соответственно. Таким образом, за 19 лет площадь распространения тёплого льда сократилась на 32,7%, а его объём – на 42,5%. Полученные значения позволяют сделать вывод, что деградация тёплого ядра ледника происходит быстрее, чем его поверхностное стайвание.

Заключение

Выполненные георадиолокационные исследования 2018–2019 гг. позволили проследить границу подошвы ледника Альдегонда, определить его толщину и сопоставить полученные значения с наблюдениями 1999 г. В результате обработки данных, полученных в 1999 г., удалось выделить и

оконтурить участки тёплого льда и сопоставить их с современными. Установлено, что площадь ледника за истёкший период сократилась на 23,1%, а объём — на 36,4%, при этом площадь тёплого ядра уменьшилась на 32,7%, а его объём — на 42,5%. Таким образом, относительные темпы внутренних ледниковых изменений, связанные с тёплым ядром, были выше, чем внешние изменения ледника. Доля тёплого льда в общем объёме ледника снизилась с 8 до 7%. Полученные результаты показывают, что наблюдаемое сокращение ледника Альдегонда, которое происходит на фоне общего роста температур воздуха на архипелаге, сопровождается его постепенным внутренним охлаждением. Вероятно, в ближайшем будущем это приведёт к трансформации ледника из политермического типа в холодный.

Применение современной аппаратуры расширяет область применения георадара на ледниках. Он позволяет уточнить и детализировать его внутреннюю структуру. Использование высокоточных ГНСС даёт возможность получать более достоверные значения скорости распространения волн в ледниковой толще и соответственно

точнее оценивать толщину ледников и влажность тёплого льда. Регулярные повторные геофизические исследования внутреннего строения политермических ледников Шпицбергена могут стать важным звеном в системе долговременного мониторинга изменений климата и природной среды архипелага.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках работ по программе Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «ААНИИ» и тематики НИОКР Росгидромета, а также по теме Государственного задания № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) и при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067.

Acknowledgements. The studies were carried out as part of the program of the Russian scientific Arctic expedition on the Spitsbergen (RAE-S) of FSBI «AARI», the R&D topics of Roshydromet and under the State contract № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5) and with support of RFBR grant № 18-05-60067.

Литература

1. Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J.G. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016 // *Nature*. 2019. V. 568. P. 382–386. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.
2. Wouters B., Gardner A.S., Moholdt G. Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016) // *Frontiers in Earth Science*. 2019. V. 7. P. 96. doi: 10.3389/feart.2019.00096.
3. Box J.E., Colgan W.T., Wouters B., Burgess D.O., O'Neel S., Thomson L.I., Mernild S.H. Global sea-level contribution from Arctic land ice: 1971–2017 // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13 (12). 125012. doi: 10.1088/1748-9326/aaf2ed.
4. Morris A., Moholdt G., Gray L. Spread of Svalbard glacier mass loss to Barents Sea margins revealed by CryoSat-2 // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2020. V. 125. № 8. e2019JF005357. doi: 10.1029/2019JF005357.
5. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. № 18. L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
6. James T.D., Murray T., Barrand N.E., Sykes H.J., Fox A.J., King M.A. Observations of enhanced thinning in the

References

1. Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J.G. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*. 2019, 568: 382–386. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.
2. Wouters B., Gardner A.S., Moholdt G. Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016). *Frontiers in Earth Science*. 2019, 7: 96. doi: 10.3389/feart.2019.00096.
3. Box J.E., Colgan W.T., Wouters B., Burgess D.O., O'Neel S., Thomson L.I., Mernild S.H. Global sea-level contribution from Arctic land ice: 1971–2017. *Environmental Research Letters*. 2018, 13 (12): 125012. doi: 10.1088/1748-9326/aaf2ed.
4. Morris A., Moholdt G., Gray L. Spread of Svalbard glacier mass loss to Barents Sea margins revealed by CryoSat-2. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2020, 125 (8): e2019JF005357. doi:10.1029/2019JF005357.
5. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34 (18): L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
6. James T.D., Murray T., Barrand N.E., Sykes H.J., Fox A.J., King M.A.: Observations of enhanced thinning in the

- upper reaches of Svalbard glaciers // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1369–1381. doi: 10.5194/tc-6-1369-2012.
7. Małeck J. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1317–1329. doi: 10.5194/tc-10-1317-2016.
 8. Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Kääb A.M., Luks B., Małeck J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., Van Pelt W.J.J. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. P. 156. doi: 10.3389/feart.2020.00156.
 9. Kotlyakov V., Arkhipov S., Henderson K., Nagornov O. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23 (11). P. 1371–1390. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.013.
 10. Sevestre H., Benn D.I., Hulton N.R.J., Bælum K. Thermal structure of Svalbard glaciers and implications for thermal switch models of glacier surging // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2015. V. 120. № 10. P. 2220–2236. doi:10.1002/2015JF003517.
 11. Fürst J.J., Navarro F., Gillet-Chaulet F., Huss M., Moholdt G., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Ai S., Benham T.J., Benn D.I., Björnsson H., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Kohler J., Lavrentiev I., Lindbäck K., Melvold K., Pettersson R., Rippin D., Saintenoy A., Sánchez-Gómez P., Schuler T.V., Sevestre H., Vasilenko E., Braun M.H. The ice-free topography of Svalbard // *Geophys. Research Letters*. 2018. V. 45. P. 11,760–11,769. doi: 10.1029/2018GL079734.
 12. 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. Т. 59. № 1. С. 23–38. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38.
 13. Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Марчук И.О. Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 2. С. 149–166. doi: 10.15356/20766734-2019-2-430.
 14. Murray T., Luckman A., Strozzi T., Nuttall A. The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard // *Annals of Glaciology*. 2003. V. 36. P. 110–116. doi: 10.3189/172756403781816275.
 15. Murray T., James T., Macheret Y., Lavrentiev I., Glazovsky A., Sykes H. Geometric Changes in a Tide-water Glacier in Svalbard during its Surge Cycle // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2012. V. 44. № 3. P. 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
 16. Jiskoot H., Murray T., Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 46. № 154. P. 412–422. doi: 10.3189/172756500781833115.
 17. Sund M., Eiken T., Hagen J.O., Kääb A. Svalbard surge dynamics derived from geometric changes. *Annals of Glaciology*. 2009. V. 50. № 52. P. 50–60. doi: 10.3189/172756409789624265.
 18. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. 2017. doi: 10.7265/N5-RGI-60.
 19. Terekhov A.V., Tarasov G.V., Sidorova O.R., Demidov V.E., Anisimov M.A., Verkulich S.R. Estimation of mass balance upper reaches of Svalbard glaciers. *The Cryosphere*. 2012. 6: 1369–1381. doi:10.5194/tc-6-1369-2012.
 7. Małeck J. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1317–1329. doi: 10.5194/tc-10-1317-2016.
 8. Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Kääb A.M., Luks B., Małeck J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., Van Pelt W.J.J. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance. *Frontiers in Earth Science*. 2020, 8: 156. doi: 10.3389/feart.2020.00156.
 9. Kotlyakov V., Arkhipov S., Henderson K., Nagornov O. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23 (11): 1371–1390. doi:10.1016/j.quascirev.2003.12.013.
 10. Sevestre H., Benn D.I., Hulton N.R.J., Bælum K. Thermal structure of Svalbard glaciers and implications for thermal switch models of glacier surging. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2015, 120 (10): 2220–2236. doi: 10.1002/2015JF003517.
 11. Fürst J.J., Navarro F., Gillet-Chaulet F., Huss M., Moholdt G., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Ai S., Benham T.J., Benn D.I., Björnsson H., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Kohler J., Lavrentiev I., Lindbäck K., Melvold K., Pettersson R., Rippin D., Saintenoy A., Sánchez-Gómez P., Schuler T.V., Sevestre H., Vasilenko E., Braun M.H. The ice-free topography of Svalbard. *Geophys. Research Letters*. 2018, 45: 11,760–11,769. doi: 10.1029/2018GL079734.
 12. Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Matskovsky V.V., Muravyev A.Y. Reserve of ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 23–38. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38. [In Russian].
 13. Macheret Y.Y., 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. doi: 10.15356/20766734-2019-2-430. [In Russian].
 14. Murray T., Luckman A., Strozzi T., Nuttall A. The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard. *Annals of Glaciology*. 2003, 36: 110–116. doi: 10.3189/172756403781816275.
 15. Murray T., James T., Macheret Y., Lavrentiev I., Glazovsky A., Sykes H. Geometric Changes in a Tide-water Glacier in Svalbard during its Surge Cycle. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2012, 44 (3): 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
 16. Jiskoot H., Murray T., Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard. *Journ. of Glaciology*. 2000, 46 (154): 412–422. doi: 10.3189/172756500781833115.
 17. Sund M., Eiken T., Hagen J.O., Kääb A. Svalbard surge dynamics derived from geometric changes. *Annals of Glaciology*. 2009, 50 (52): 50–60. doi: 10.3189/172756409789624265.
 18. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. 2017. doi: 10.7265/N5-RGI-60.
 19. Terekhov A.V., Tarasov G.V., Sidorova O.R., Demidov V.E., Anisimov M.A., Verkulich S.R. Estimation of mass balance

19. Терехов А.В., Тарасов Г.В., Сидорова О.Р., Демидов В.Э., Анисимов М.А., Веркулич С.Р. Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 192–200. doi: 10.31857/S2076673420020033.
20. Лаврентьев И.И. Строение и режим ледников Земли Норденшельда (Шпицберген) по данным дистанционных и следований: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2008. 24 с.
21. Navarro F.J., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Corcuera M.I., Cuadrado M.L. Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 158–162. doi: 10.3189/172756405781812646.
22. Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
23. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 86–99.
24. Mavlyudov B.R. About new type of subglacial channels, Spitsbergen. Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions / Ed. B.R. Mavlyudov. Moscow: Institute of Geography RAS, 2005. P. 54–60. <https://istina.ips.ac.ru/collections/84215851/>.
25. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal Glacier Hydrology: A review // Review of Geophysics. 2011. V. 49. № 4. RG4002. doi: 10.1029/2010RG000350.
26. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Midre Lovénbreen, Svalbard. In: The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers (Extended Abstracts). 2007. IASC Working Group on Arctic Glaciology Meeting. Pontresina (Switzerland). IMAU.
27. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фригтьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
28. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. P. 3–10. doi: 10.3189/2012JoG11J018.
29. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
30. Lapazaran J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F. 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.
31. Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в ледниках по гиперболическим отражениям // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 3–10.
- of Aldegondabreen (Spitsbergen) in 2015–2018 based on ArcticDEM, geodetic and glaciological measurements. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (2): 192–200. doi: 10.31857/S2076673420020033. [In Russian].
20. Lavrentiev I.I. The structure and regime of glaciers in Nordenskjöld Land (Spitsbergen) based on remote sensing data. PhD-theses. Moscow: MSU, 2008: 24 p. [In Russian].
21. Navarro F.J., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Corcuera M.I., Cuadrado M.L. Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen // Annals of Glaciology. 2005, 42: 158–162. doi: 10.3189/172756405781812646.
22. Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472. [In Russian].
23. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Navarro F.J., Tokarev M.Yu., Kalashnikov A.Yu., Miroschnichenko D.E., Reznikov D.S. Radiophysical studies of Aldegondabreen, Spitsbergen in 1999. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 86–99. [In Russian].
24. Mavlyudov B.R. About new type of subglacial channels, Spitsbergen. Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions. Ed. B.R. Mavlyudov. Moscow: Institute of Geography RAS, 2005: 54–60. <https://istina.ips.ac.ru/collections/84215851/>.
25. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal Glacier Hydrology: A review. Review of Geophysics. 2011, 49 (4): RG4002. doi: 10.1029/2010RG000350.
26. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Midre Lovénbreen, Svalbard. In The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers (Extended Abstracts). 2007, IASC Working Group on Arctic Glaciology Meeting. Pontresina (Switzerland). IMAU.
27. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y. Changes of hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2014, 1 (125): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].
28. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009. Journ. of Glaciology. 2012, 58 (207): 3–10. doi: 10.3189/2012JoG11J018.
29. Macheret Y.Y. Radiozondirovanie lednikov. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 389 p. [In Russian].
30. Lapazaran J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F. On the errors involved in ice-thickness estimates I: ground penetrating radar measurement errors. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
31. Macheret Y.Y. Estimation of water content in glaciers using hyperbolic reflections. MGI. 2000, 89: 3–10. [In Russian].