

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.321.61

Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф на Шпицбергене

© 2014 г. Е.В.Василенко¹, А.Ф. Глазовский², И.И. Лаврентьев², Ю.Я. Мачерет²¹Институт «Академприбор» НАН Узбекистана, Ташкент; ²Институт географии РАН, Москва
*macheret2011@yandex.ru**Статья принята к печати 30 октября 2013 г.*Вода в ледниках, гидротермическая структура, радиозондирование ледников, Шпицберген.
Hydrothermal structure, radio-echo sounding of glaciers, Svalbard, water content in glaciers.

Приведены результаты радиозондирования ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф на западе Земли Норденшельда (Шпицберген), полученные весной 2010–2013 гг. Установлено, что сейчас оба ледника – политермические. В леднике Восточный Гренфьорд доля холодного и тёплого льда равна соответственно 83 и 17%, а в леднике Фритьоф – 26 и 74%. Содержание воды в тёплом льде, оцененное по скорости распространения радиоволн, составляет 2–5%. Её объём в леднике Восточный Гренфьорд равен около $1,8 \div 4,5 \cdot 10^{-3}$ км³, а в леднике Фритьоф – $74 \div 85 \cdot 10^{-3}$ км³. Сравнение с данными 1979 г. показало, что за последние 33 года средняя толщина холодного льда в леднике Восточный Гренфьорд уменьшилась примерно на 34 м, а тёплого – на 9 м. В леднике Фритьоф холодный лёд стал тоньше на 87 м, а тёплый, наоборот, стал толще на 48 м. Такие различия в изменениях гидротермической структуры соседних ледников при примерно одинаковом сокращении их общей толщины на 35–45 м могут быть связаны с тем, что изменения на леднике Восточный Гренфьорд происходили на фоне его сокращения в условиях потепления климата, а на леднике Фритьоф такие же изменения дополнительно осложнялись его подвижкой в 1991–1997 гг.

Введение

Архипелаг Шпицберген – один из районов полярного оледенения, где, по данным радиозондирования, широко распространены политермические ледники, состоящие из верхнего слоя холодного льда и нижнего слоя тёплого водосодержащего льда. Большинство таких ледников идентифицировано по данным аэrorадиозондирования, выполненного в 1974–1984 гг. на частотах 60, 440 и 620 МГц [13, 14, 18, 20, 28, 32, 33]. Качественным индикатором таких ледников служат заметные различия в характере радиолокационных отражений из их толщи [13]: отсутствие внутренних отражений в холодном льде (за исключением отражений от погребённых трещин, каналов и колодцев); сильное рассеяние радиоволн на включениях воды в тёплом льде; внутренний отражающий горизонт (ВОГ) (IRH – internal reflecting horizon), соответствующий поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS – cold-temperate surface) по

данным термозондирования скважин [29, 37, 40]. К количественному индикатору относится разная скорость распространения радиоволн в холодном и тёплом льде – соответственно больше и меньше 168 м/мкс [1, 34, 35].

На Шпицбергене отражения от внутреннего отражающего горизонта, связанные с поверхностью раздела холодного и тёплого льда, впервые были обнаружены в 1975 г. на леднике Фритьоф по данным аэrorадиозондирования на частоте 440 МГц [7]. На значительном протяжении этого ледника чёткие отражения от ВОГ наблюдались также в 1979 и 1980 гг. по данным аэrorадиозондирования на частотах 620 МГц [14] и 60 МГц [21] и в 1988 г. при наземном зондировании на частоте 620 МГц [3]. Однако они не были обнаружены летом 2005 г. при наземном радиозондировании на частоте 20 МГц [2, 6, 24, 30]. На леднике Фритьоф связь ВОГ с CTS подтверждена прямыми измерениями температуры льда в двух глубоких сква-

жинах [11, 29], по скоростям распространения радиоволн при сравнении данных радиозондирования и бурения [8], с помощью радиолокационного каротажа одной из скважин [9, 12].

Важный вопрос исследования политермических ледников – возможная долговременная перестройка их внутреннего строения в связи с климатическими и динамическими причинами. Чтобы изучить его, в 2010–2012 гг. мы провели новые наземные радиолокационные измерения на ледниках Восточный Гренфьорд и Фритьоф на частоте 20 МГц, которые дают возможность сопоставить их современную гидротермическую структуру с её состояниями, установленными по исследованиям прошлых лет. В настоящей статье на основе новых радиолокационных данных оцениваются: 1) толщина и объём этих ледников; 2) толщина и объём холодного и тёплого льда и их доли в общем объёме ледников; 3) запасы воды в тёплом льде; 4) изменения гидротермической структуры этих ледников по сравнению с данными аэро радиозондирования 1979 г. на частоте 620 МГц.

Объекты исследований

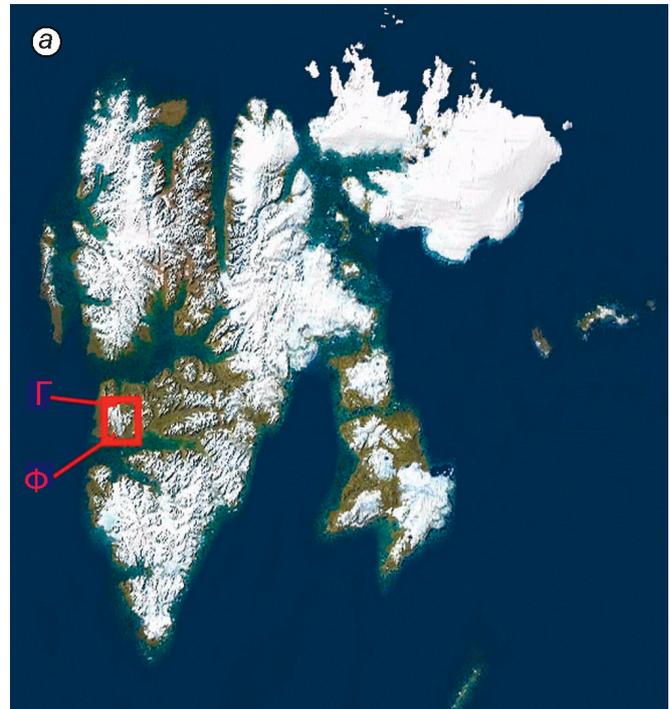
Ледники Восточный Гренфьорд и Фритьоф расположены на западе Земли Норденшельда на о. Шпицберген и образуют перемётную систему, общей протяжённостью около 17 км (рис. 1). Ледник Восточный Гренфьорд, длиной около 5,3 км, оканчивается на суше и в последние десятилетия испытывает заметное сокращение как в результате смещения ледораздела на 550 м из-за подвижки ледника Фритьоф, так и за счёт отступления края ледника. Его язык с 1936 по 1990 г. отступил на 0,55 км, а с 1990 по 2012 г. – на 0,7 км, т.е. скорости отступления возросли втрое – с 10,2 до 33,3 м/год. Ледник Фритьоф, длиной около 12 км, частично оканчивается в море и относится к пульсирующему типу. Он испытывал подвижки в 1861–1862 гг. и, возможно, в 1898 и в начале 1990-х годов. В резуль-

Рис. 1. Положение ледников Восточный Гренфьорд (Г) и Фритьоф (Ф) на архипелаге Шпицберген – а и ледники на западе Земли Норденшельда в 2007 г. – б; западная и восточная ветви ледника Фритьоф в 2010 г. после его подвижки в 1990-х годах – в (фото В. Кобзаря):

1 – Восточный Гренфьорд; 2а – западная ветвь ледника Фритьоф; 2б – восточная ветвь ледника Фритьоф

Fig. 1. Location map of Austre Grøn fjordbreen (Г) and Fridtjovbreen (Ф) glaciers in Svalbard – а; glaciers of western Nordenskiöld Land in 2007 – б; the western and eastern branches of Fridtjovbreen in 2010 after its surge in 1990-s – в (photo by V. Kobzar):

1 – Austre Grøn fjordbreen; 2а – the western branch of Fridtjovbreen; 2б – the eastern branch of Fridtjovbreen



тате последней подвижки его ледораздел сместился на 550 м в сторону ледника Восточный Гренфьорд, а его фронт с 1990 по 1997 г. продвинулся во фьорд на 2,8 км. Затем он стал отступать, но к 2005 г. всё ещё был на 1800 м дальше, чем в 1990 г. Объём ледника в 1969 г. оценивался в 6 км³, в 1990 г. — около 5,7 км³, а в 2005 г. — около 4,8 км³ льда [10, 23, 36].

Радиолокационные измерения

В 2010–2012 гг. для измерений применялись моноимпульсные локаторы ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц и длительностью зондирующего импульса около 0,25 нс. Оба ло-катора снабжены системой цифровой регистра-ции радарных и GPS-данных с интервалом 1–2 м с точностью плановой привязки около 5 м во время транспортировки локаторов по леднику с помощью снегохода со скоростью 5–10 км/ч. Использовались соответственно 8- и 12-разрядные аналогоцифро-вые преобразователи с периодом дискретизации 2,5 нс. На леднике Восточный Гренфьорд общая длина профилей зондирования составила 53 км, на леднике Фритъёф — 180 км (рис. 2).

Обработка данных наземного радиозондирования.

Для обработки данных наземного радиозондиро-вания использовался разработанный компанией Deco Geophysica пакет программ RadexPro Plus [5] с при-менением модулей Amplitude Correction, Bandpass Filtering, Apply Statics, Picking, Diffraction, SSAA, Stolt-FK Migration. Первые два модуля служили для лучшей визуализации радарных записей; модуль Apply Statics — для введения статической поправ-ки в начало зондирующих импульсов; Picking — для оцифровки времени запаздывания сигналов в ин-терактивном режиме отражённых волн от ложа и ВОГ; Diffraction — для оценки скорости распростра-нения радиоволн в леднике по характерным гипер-болическим отражениям; SSAA — для измерения мощности отражённых сигналов из толщи ледни-ка; Stolt-FK Migration — для миграции радарных за-писей с применением Фурье-анализа, позволяю-щего уточнить толщину льда и геометрию ложа за счёт коррекции положения боковых отражений. Эта процедура даёт удовлетворительные результа-ты, если поверхность наблюдения горизонтальная, профили измерений или их участки прямолиней-ны и измерения выполняются равномерно, т.е. рас-стояние между точками радарных измерений оди-наково. Примеры радарных записей с локатором ВИРЛ-6 на леднике Восточный Гренфьорд до и по-сле процедуры миграции и без учёта и с учётом гео-метрии поверхности ледника приведены на рис. 3.

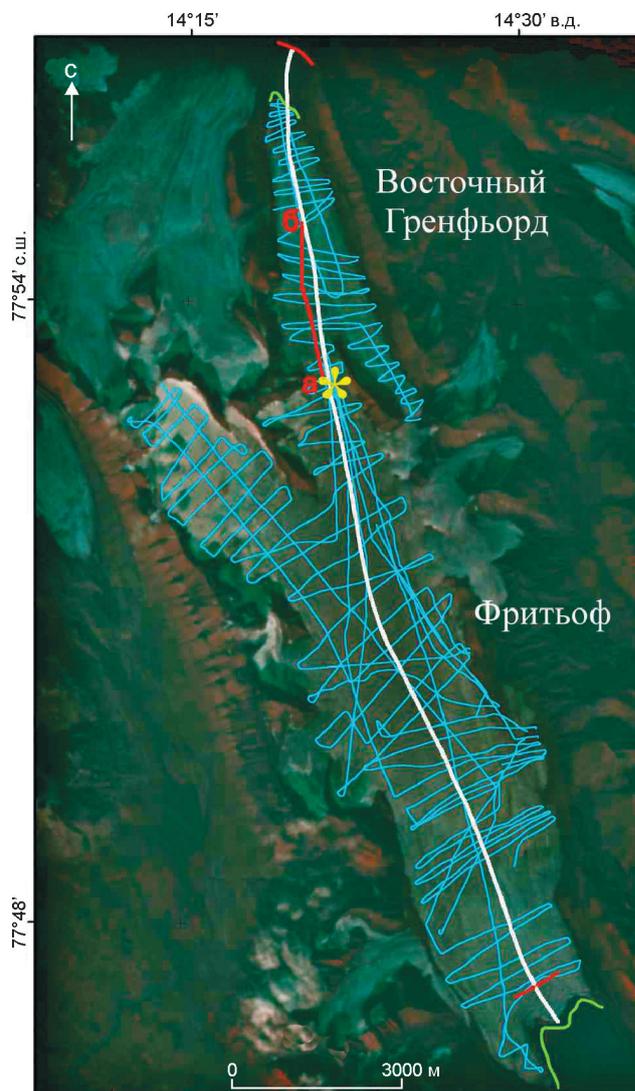


Рис. 2. Наземные радиолокационные измерения 2010–2012 гг. на ледниках Восточный Гренфьорд и Фритъёф на частоте 20 МГц — голубые линии и примерное положение продольного профиля аэрорадиозондирования 1979 г. на частоте 620 МГц — белая линия, см. также рис. 10. Красным цветом выделен участок а–б, показанный на рис. 3; положение края ледников в 1979 г. отмечено сверху и внизу профиля красными линиями, в 2012 г. — зелёными линиями; положение ледораздела в 2012 г. обозначено жёлтой звездочкой
Fig. 2. Ground-based 20 MHz radar measurements of 2010–2012 at Austre Grønfyordbreen and Fridtjovbreen glaciers — blue lines and the approximate position of the longitudinal airborne 620 MHz track of 1979 — white line, see also Fig. 10. Red-color section a–b shown in Fig. 3; terminus position of glaciers in 1979 — red lines, in 2012 — green lines; ice divide position in 2012 is indicated by asterisk

На исходной и мигрированной на частоте 20 МГц записях видны чёткие отражения от ложа и от границы раздела между верхней толщей льда, где внутренних отражений нет, и нижней толщей, где видно множество гиперболических отраже-

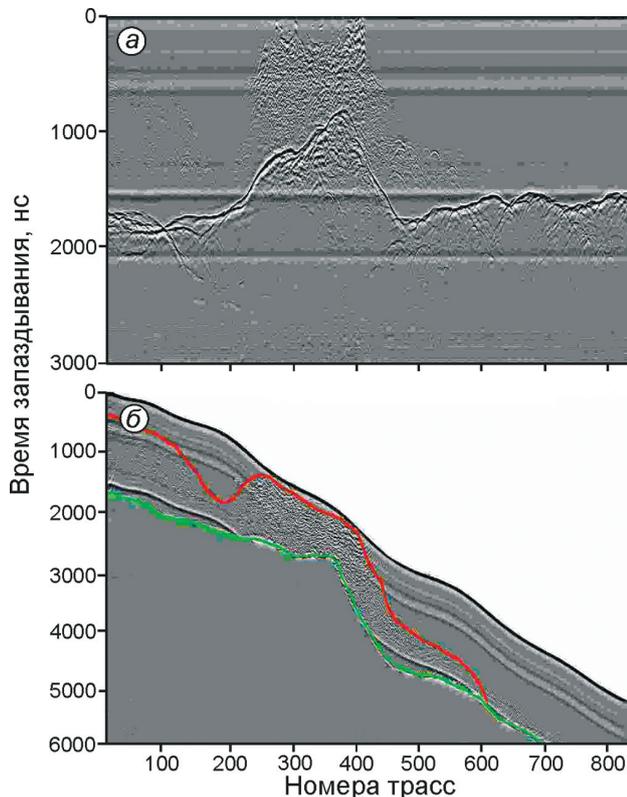


Рис. 3. Пример исходных (а) и мигрированных с учётом геометрии поверхности (б) радарных записей, полученных в 2010 г. с локатором ВИРЛ-6 на частоте 20 МГц вдоль продольного профиля ледника Восточный Гренфьорд. Отражения от ложа и поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS) показаны соответственно зелёным и красным цветом; положение профиля дано на рис. 2

Fig. 3. An example of the original (a) and migrated (b) radarograms recorded with 20 MHz VIREL-6 monopulse radar along the Austre Grønfiordbreen longitudinal profile. Reflections from the bed and the cold and temperate ice surface (CTS) are shown in green and red; the profile location is shown in Fig. 2

ний от внутренних неоднородностей и происходит сильное рассеяние радиоволн. Мы предполагаем, что именно эта граница раздела связана с поверхностью раздела холодного и тёплого водосодержащего льда и с внутренним отражающим горизонтом — индикатором политермической структуры ледника. При этом одновременная регистрация отражений от ложа и внутреннего отражающего горизонта на частоте 20 МГц позволяет использовать данные радиозондирования как для определения толщины и объёма ледников, так и для оценки их гидротермической структуры и современного гидротермического состояния.

Для определения толщины и объёма ледников разработан подходящий алгоритм обработки радарных и GPS-данных с применением программы MATLAB. Первый шаг — выбор прямолиней-

ных участков профилей измерений и интерполяция GPS-данных по равномерной дистанции. Второй шаг — используя данные GPS-измерений, на таком участке получаем радарную запись с учётом геометрии поверхности ледника, которая подвергается процедуре миграции с помощью модуля Stolt-FK Migration (см. рис. 3, б). При её применении для каждого отдельного профиля с использованием ранее полученных данных по средней скорости распространения радиоволн во всей ледниковой толще, а также в холодном и тёплом льде [15] опытным путём выбиралась наиболее подходящая скорость. Третий шаг — на полученной радарограмме с помощью модуля Picking выполнялась оцифровка времени запаздывания τ -отражений от ложа относительно начала зондирующего импульса для каждой трассы измерений. Четвёртый шаг — по привязанному космическому снимку, полученному в ближайший ко времени радарных измерений год, определялась граница ледника, где толщину льда можно было принять, равной нулю. Пятый шаг — составление сводной таблицы метрических UTM-координат (x, y) и времени запаздывания отражённых от ложа τ -сигналов и вычисление толщины ледника. При этом средняя скорость распространения радиоволн в леднике считалась постоянной и принималась равной 168 м/мкс — скорости распространения радиоволн в плотном холодном льде (без поправки за слой фирна). В эту таблицу заносились также координаты краёв ледника x_0 и y_0 , где толщина льда h_0 считалась, равной нулю. На заключительном шаге эти данные использовались для построения карт толщины льда и определения объёма и площади ледников в программной среде ESRI ArcMAP. Правильность процедур миграции и идентификации отражений от ложа подтверждали небольшие (не более 5 м) расхождения вычисленных толщин льда в точках пересечения радарных профилей.

Толщина ледников

Построенная по данным радиозондирования 2010–2012 гг. карта толщины ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф приведена на рис. 4. Погрешность измерений толщины ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф с учётом ошибок в определении времени запаздывания отражений от ложа, скорости распространения радиоволн, геопривязки точек измерений и интерполяции, согласно оценкам [36], не превышает ± 5 м, а их объёма — соответственно 0,033 и 0,33 км³.

Интерпретация внутренних отражений. На леднике Восточный Гренфьорд на частоте 20 МГц

отражения от нижней толщи льда регистрируются в виде серии отдельных, но различимых гипербола (см. рис. 3, а), в то время как при измерениях на более высоких частотах на ледниках Ханс (50 МГц) [37] и Стур (155–1150 МГц) [42] эти отражения давали почти сплошную засветку и более контрастно отличались от отражений верхней толщи льда. В первом случае это затрудняло, а во втором – облегчало определение границы между этими толщами и, следовательно, глубины ВОГ.

Для интерпретации данных радиозондирования, полученных с локаторами ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц на ледниках Восточный Гренфьорд и Фритьоф, определена относительная мощность отражений из толщи холодного и тёплого льда на участках с двухслойной структурой и только с холодным или тёплым льдом. Для этого использовалась методика, описанная в работах [22, 27]. Оценена также относительная мощность отражений от приповерхностных неоднородностей в холодном льде, регистрируемых в виде вертикальных серий гиперболических отражений. Полученные результаты приведены на рис. 5, из которого следует, что относительная мощность отражений от толщи тёплого льда (см. рис. 5, б, д) намного превышает относительную мощность отложений от толщи холодного льда (см. рис. 5, а, з). Вертикальные серии гиперболических отражений в холодном (см. рис. 5, з) и тёплом льде (см. рис. 5, д) показывают заметное увеличение относительной мощности рассеяния по сравнению с окружающим холодным и тёплым льдом. Это позволяет более определённо связывать серии гиперболических отражений с приповерхностными погребёнными трещинами, ледниковыми колодцами или внутриледниковыми каналами, заполненными или не заполненными водой. Но для оценки степени их заполнения снегом, воздухом или водой требуются дополнительные исследования, в частности измерения на разных частотах и с большим разрешением по дальности, а также измерения до и после начала интенсивного таяния на ледниках; то же относится и к оценке размеров включений воды в тёплом льде.

Правильность интерпретации слоёв холодного и тёплого льда подтверждают также оценки скорости распространения радиоволн в этих слоях V по характерным гиперболическим отражениям симметричной формы от отражателей в холодном и тёплом льде. Согласно оценкам по формуле Луэнга [31], скорости $V = 170 \div 190$ м/мкс соответствуют холодному фирну и льду со средней плотностью $690\text{--}895$ кг/м³, а скорости $V = 140 \div 160$ м/мкс –

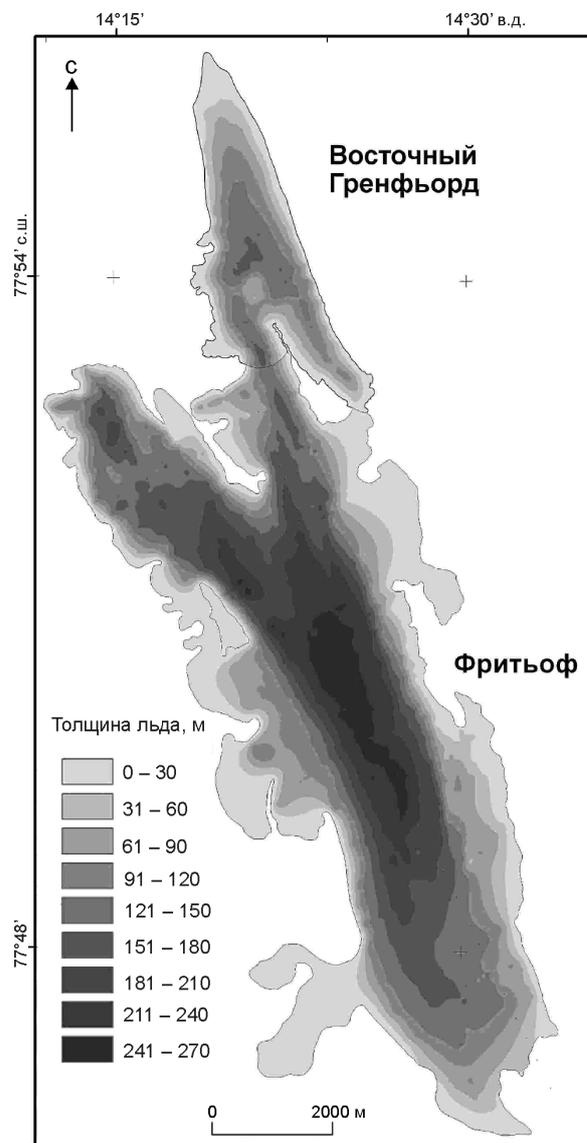


Рис. 4. Толщина льда на ледниках Восточный Гренфьорд и Фритьоф по данным наземного радиозондирования 2010–2012 гг. на частоте 20 МГц

Fig. 4. Ice thickness of Austre Grønfiordbreen and Fridtjovbreen glaciers from ground-based 20 MHz radio echo sounding, 2010–2012

тёплому льду с содержанием воды 2–5% [34, 35]. На возможность такого большого содержания воды в тёплом льде политермических ледников указывают данные измерений скорости распространения радиоволн и коэффициента отражения от ВОГ [14, 35]. С учётом этого ошибка в оценке максимальной толщины холодного и тёплого льда (180 м и 240 м, рис. 6) может составить 2–3 м, что соизмеримо с возможными ошибками самих радарных измерений. Предыдущие исследования на политермических ледниках показали, что характер отражений и

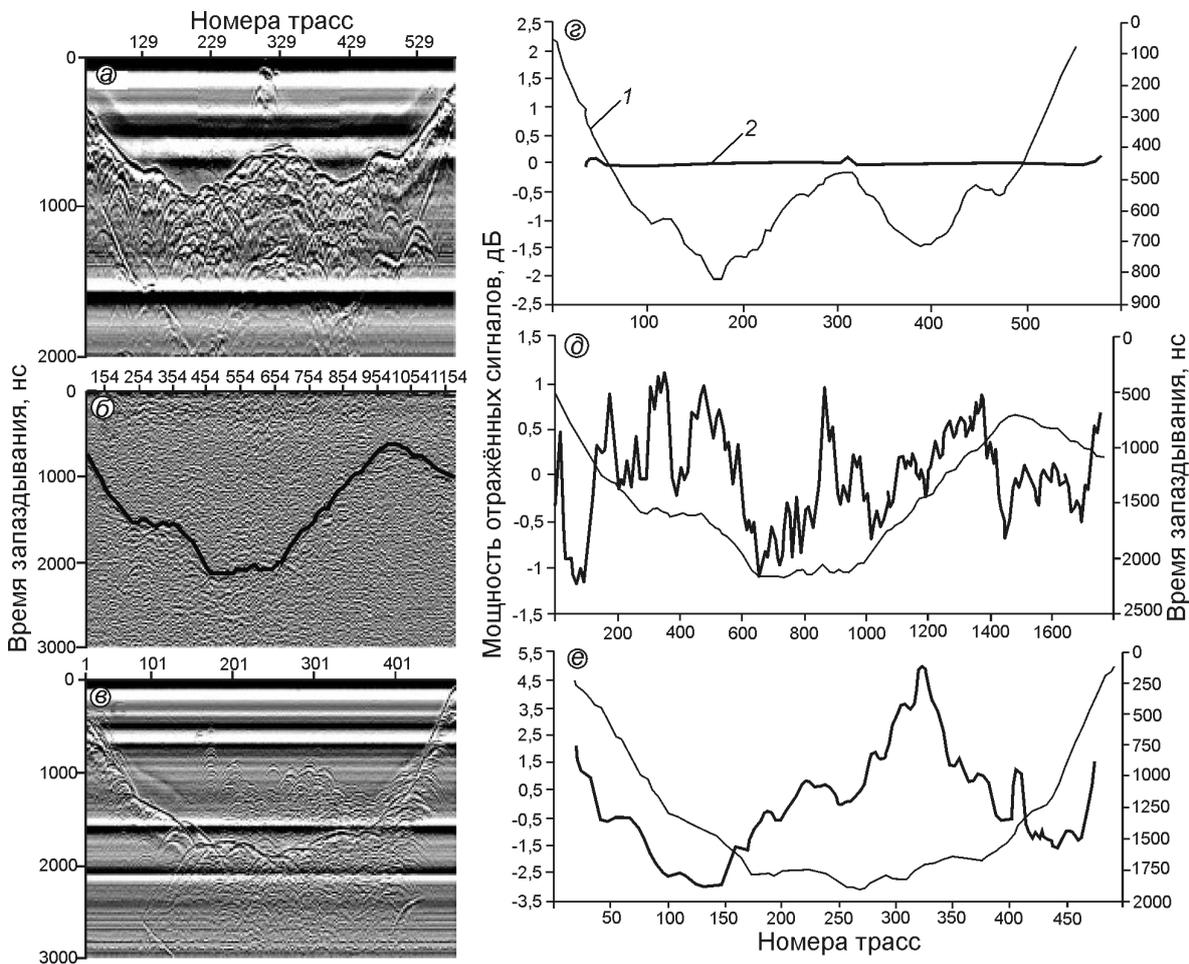


Рис. 5. Радарные записи и мощность радарных отражений по данным измерений 2010 и 2012 г. на ледниках Восточный Гренфьорд и Фритьёф.

Участки ледников: с холодным льдом (а), с тёплым льдом (б) и с нижним слоем тёплого льда (е). Справа показаны времена запаздывания отражений от ложа (1) и относительные мощности (2) отражений для тех же участков с холодным льдом (а), с тёплым льдом (б) и с нижним слоем тёплого льда (е)

Fig. 5. Radar records and power of radar reflections by data of measurements in 2010 and 2012 at Austre Grønfyordbreen and Fridtjovbreen.

Sections of glaciers: with cold ice (a), with temperate ice (b) and with upper cold and lower temperate ice layers (e). The corresponding delay times of bedrock reflections (1) and relative reflection power (2) of the same records are shown on right side: cold ice (a), temperate ice (b), cold and temperate ice (e) sections

глубина регистрации отражений от ВОГ и ложа существенно зависят от частоты зондирования. При измерениях 1977 г. на ледоразделе ледников Восточный Гренфьорд и Фритьёф на шести частотах установлено, что отражения от ложа регистрируются на частотах 450, 620, 686, 735 МГц вдоль всего поперечного профиля на глубинах от 80 до 235 м, а на более высоких частотах – 786 и 865 МГц – только в прибортовых частях, где глубины не превышают соответственно 178 и 163 м. Отражения от ВОГ на глубинах от 72 до 100 м хорошо выделялись на всех шести частотах [8].

Для ледника Финстервальдер было выполнено сравнение данных радиозондирования в че-

тырёх полосах частот – 30–80, 320–370, 600–650, 950–1000 МГц [40]. В полосе частот 320–370 и 600–650 МГц отражения от ВОГ хорошо выделялись на записях с глубин 25–170 м, на более высоких частотах (950–1000 МГц) они наблюдались до меньших глубин, а на самых низких (30–80 МГц) выделялись хуже и трудно интерпретировались. На леднике Ханс отражения от ВОГ хорошо выделялись на центральной частоте 50 МГц с глубин до 40–100 м [37], а на шведском леднике Стур – до глубины 50 м в полосах частот 130–180, 320–370, 500–700, 700–900 и 1000–1300 МГц [42]. При уменьшении частоты с 65 до 6 МГц рассеяние от слоя тёплого льда сильно уменьшалось [45], хотя

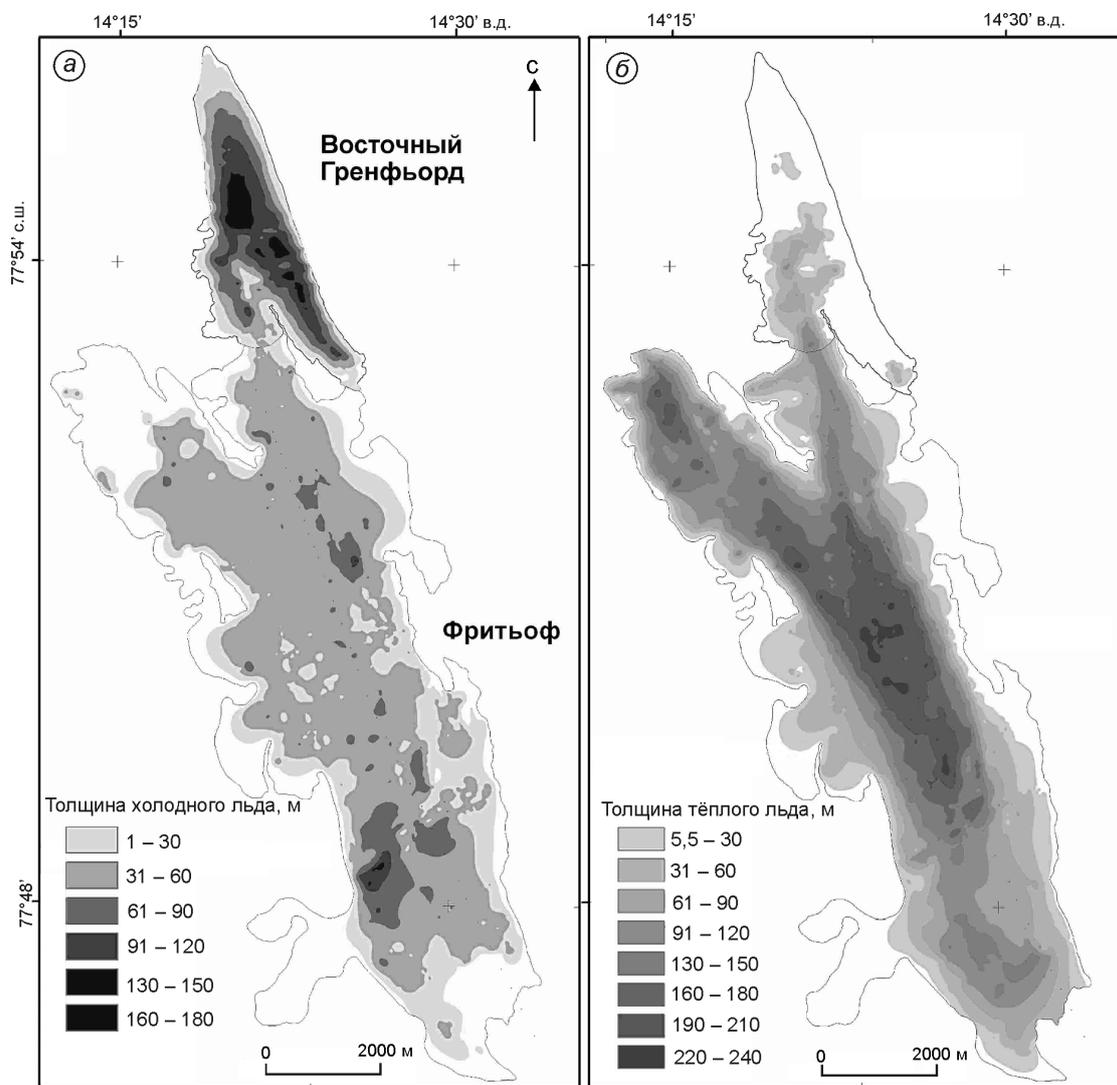


Рис. 6. Гидротермическая структура ледников Восточный Гренфьорд и Фриттьоф по данным радиозондирования 2010–2012 гг. на частоте 20 МГц:

a – толщина верхнего слоя холодного льда; *б* – толщина нижнего слоя тёплого льда; тонкой линией показаны границы ледников по снимку ASTER 2011 г.

Fig. 6. Hydrothermal structure of Austre Grønfyordbreen and Fridtjovbreen glaciers from 20 MHz RES data 2010–2012:

a – thickness of the upper cold ice layer; *b* – the lower temperate ice layer; the thin line shows the glacier margins from ASTER image 2011

на центральной частоте 100 МГц отражения от ВОГ с глубин 20–25 м также хорошо выделялись на радарных записях [25], но они не прослеживались на частоте 10 МГц [26]. При этом на ледниках Фриттьоф, Финстервальдер, Ханс и Стур глубина ВОГ по данным радиозондирования близко совпала с глубиной изотермы 0 °С по данным термозондирования скважин. На леднике Стур лучшее совпадение получено на частотах 800 МГц ($\pm 0,7$ м) и 345 МГц ($\pm 1,2$ м), но при уменьшении частоты до 130–180 МГц отличие с глубинами СТС по данным радио- и термозондирования в среднем возрастало до 5 м и достигало 10 м [42].

Оценки интенсивности рассеяния радиоволн на сферических включениях воды во льде с применением теории рассеяния Лоренца–Ми показали [19, 41], что интенсивность рассеяния сильно зависит от концентрации и радиуса r включений воды во льде и частоты (длины волны λ радиолокатора во льду). Например, на частоте 60 МГц ($\lambda \sim 2,8$ м) интенсивность рассеяния в случае объёмного содержания воды 1% максимальна при $2\pi r/\lambda = 0,6 \div 0,8$ [19], что соответствует $r \sim 0,2$ м (на частоте 155 МГц $r \sim 0,1$ м, а на частоте 600 МГц – 0,05 м), т.е. при измерениях с аппаратурой ВИРЛ на более низкой частоте (20 МГц) веро-

Таблица 1. Объём ледников Восточный Гренфьорд и Фритьюф, холодного и тёплого льда в них в границах 2011 г. по данным радиозондирования 2010–2012 гг.

Параметры	Ледники	
	Восточный Гренфьорд	Фритьюф
Площадь, км ²	7,6	48
Объём ледников V_{Σ} , км ³	0,54	5,0
Объём холодного льда $V_{\text{холод}}$, км ³	0,45	1,3
Объём тёплого льда $V_{\text{тёпл}}$, км ³	0,09	3,7
$V_{\text{холод}}/V_{\Sigma}$, %	83	26
$V_{\text{тёпл}}/V_{\Sigma}$, %	17	74

ятность получить отражения от ВОГ меньше, если включения воды в тёплом льде будут меньших размеров. Таким образом, при неизменной глубине CTS интенсивность и глубина отражений от ВОГ может меняться в зависимости от частоты зондирования. Измерения на низкой частоте покажут более глубокое положение ВОГ и она может быть хуже различима на радарных записях, чем при измерениях на высокой частоте. При этом, согласно приведённым выше оценкам, различие в глубинах ВОГ на частотах 20 и 620 МГц может достигать 10 м и более. Это важно иметь в виду при сравнении глубин ВОГ, идентифицированных по данным низкочастотного (20 МГц) зондирования в 2010–2012 гг. и высокочастотного (620 МГц) зондирования 1979 г. на ледниках Восточный Гренфьорд и Фритьюф.

Толщина и объём холодного и тёплого льда. С учётом качественных и количественных критериев определена граница раздела между верхним и нижним слоями холодного и тёплого льда (см. рис. 3) и построены карты их толщины на ледниках Восточный Гренфьорд и Фритьюф в границах 2011 г. (см. рис. 6). По картам толщины ледников (см. рис. 4) и толщины холодного и тёплого льда в них (см. рис. 5) вычислены объёмы ледников, а также холодного и тёплого льда в границах 2011 г. (табл. 1). Так как содержание воды в тёплом льде, оценённое по скорости распространения радиоволн, составляет 2–5%, то её объём в леднике Восточный Гренфьорд составляет около $1,8 \div 4,5 \cdot 10^{-3}$ км³, а в леднике Фритьюф – $74 \div 85 \cdot 10^{-3}$ км³.

Термозондирование неглубоких скважин

Для проверки правильности интерпретации данных радиозондирования весной 2012 и 2013 гг. на леднике Восточный Гренфьорд пробурили 13 скважин, глубиной 11–20 м, в которых по всему разрезу была измерена температура с интервалом 1 м. Положение девяти скважин, пробурен-

ных в 2013 г., показано на рис. 7. При выборе мест бурения использовались данные радиозондирования 2010–2012 гг. по толщине слоёв холодного и тёплого льда. Результаты измерений температуры, полученные 22–24 апреля 2013 г., приведены на рис. 8. Коэффициенты аппроксимации температурных профилей полиномом третьей степени вида $y = ax^3 + bx^2 + cx + d$ (x – температура, °С; y – глубина, м) даны в табл. 2.

Сравнение данных термо- и радиозондирования.

Полиномиальная аппроксимация температурных профилей позволила оценить возможную глубину, на которой температура в леднике достигает 0 °С (табл. 3). В этой же таблице приведены данные интерпретации радарных данных о глубине CTS в местах измерения температур в скважинах. Сравнение глубин, полученных этими двумя способами, показало, что между ними существует тесная линейная связь с высокой корреляцией ($R^2 = 0,8$), но сами значения для большей части скважин отличаются: толщина холодного льда по данным радиозондирования в 1,3–2,4 раза превышает толщину по экстраполяции температур. Исключение составляет скважина 12, пробуренная в верховьях ледника на участке с тёплым льдом, который был обнаружен ещё в 1975 г. [16]. Таким образом, результаты анализа данных термо- и радиозондирования хорошо согласуются между собой качественно, а их количественное расхождение можно объяснить недостаточными глубинами термометрических скважин, что не позволило точно определить градиенты изменения температур на глубинах более 10–15 м.

Изменение гидротермической структуры ледников за последние 33 года

Чтобы оценить, как изменилась гидротермическая структура ледников за последние 33 года, мы взяли данные наземного радиозондирования 2012 г. на частоте 20 МГц вдоль продольного профиля (рис. 9, в) и сравнили их с результатами воздушных радиолокационных измерений 1979 г. на частоте 620 МГц (см. рис. 9, а) и термозондирования скважин А и В (см. рис. 9, б) в 1975 и 1979 гг. Ранее [13] на леднике Фритьюф была выделена внутренняя граница R протяжённостью около 10 км (см. рис. 9, а), которая, с учётом результатов термометрии скважин А и В [4, 15, 27], была интерпретирована как ВОГ. На леднике Восточный Гренфьорд такие чёткие внутренние отражения на записях 1979 г. отсутствовали, что не позволило в своё время выделить там ВОГ [13]. Не были они обнаружены и на записях 1980 г. с час-

Таблица 2. Коэффициенты полинома третьей степени, аппроксимирующие измеренные профили температура–глубина

Номера скважин (их положение см. на рис. 7)	Коэффициенты полинома третьей степени				Коэффициент детерминации R^2
	a	b	c	d	
1	0,0561	1,002	6,614	16,633	0,9573
3	0,1137	1,497	7,5015	15,753	0,9824
4	0,2897	3,3284	13,655	22,56	0,9409
5	0,433	6,709	34,535	62,34	0,923
6	0,1965	3,3806	19,535	42,792	0,9163
6.1	0,3087	4,9694	26,533	50,293	0,935
7	0,2983	4,6715	24,852	7,797	0,8713
11	0,2387	3,8938	21,697	43,74	0,9204
12	0,2981	2,7994	9,1934	12,616	0,9357

Таблица 3. Толщина слоя холодного льда на леднике Восточный Гренфьорд

Номера скважин (их положение см. на рис. 7)	Толщина слоя холодного льда, м	
	по данным радиозондирования на частоте 20 МГц (см. рис. 5, а)	по данным экстраполяции температурных профилей (см. рис. 7)
1	40	17
3	20	16
4	30	23
5	100	62
6	121	43
6.1	95	50
7	115	48
11	75	44
12	10	12

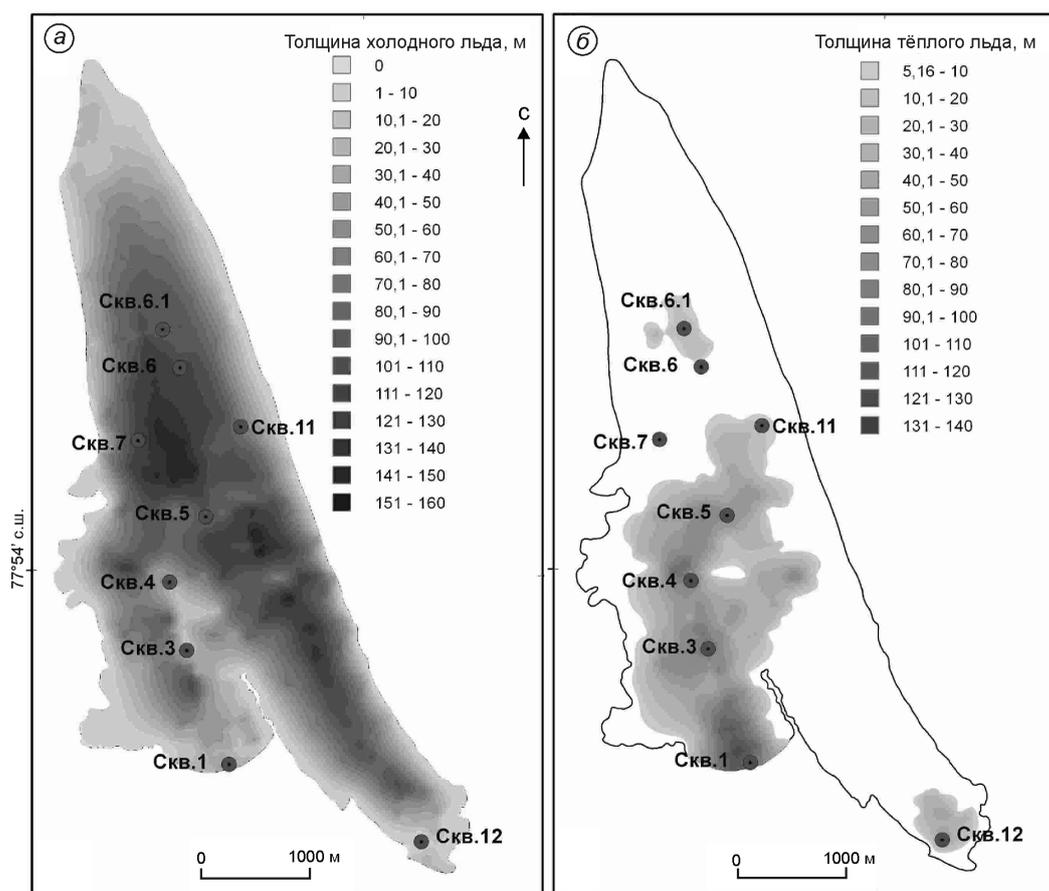


Рис. 7. Положение скважин на леднике Восточный Гренфьорд, в которых весной 2013 г. выполнены измерения температуры до глубины 20 м.

Точки бурения показаны на фоне карт толщины холодного (а) и тёплого льда (б) (см. рис. 6)

Fig. 7. Location of boreholes on Austre Grønfyordbreen, spring 2013 with temperature measurements down to 20 m depth. Boreholes sites are shown on the background of maps of thickness of cold ice (a) and temperate ice (see Fig. 6)

тотой 60 МГц [21] (см. рис. 9, б). Однако дополнительный анализ оригинальной записи 1979 г. на частоте 620 МГц, изображённой на рис. 9, а, показывает, что вблизи подлёдного ледораздела

и в средней части ледника Восточный Гренфьорд (участки профиля 13–13,5 и 15–16 км) обнаружены два участка с внутренними отражениями, интерпретируемыми как ВОГ.

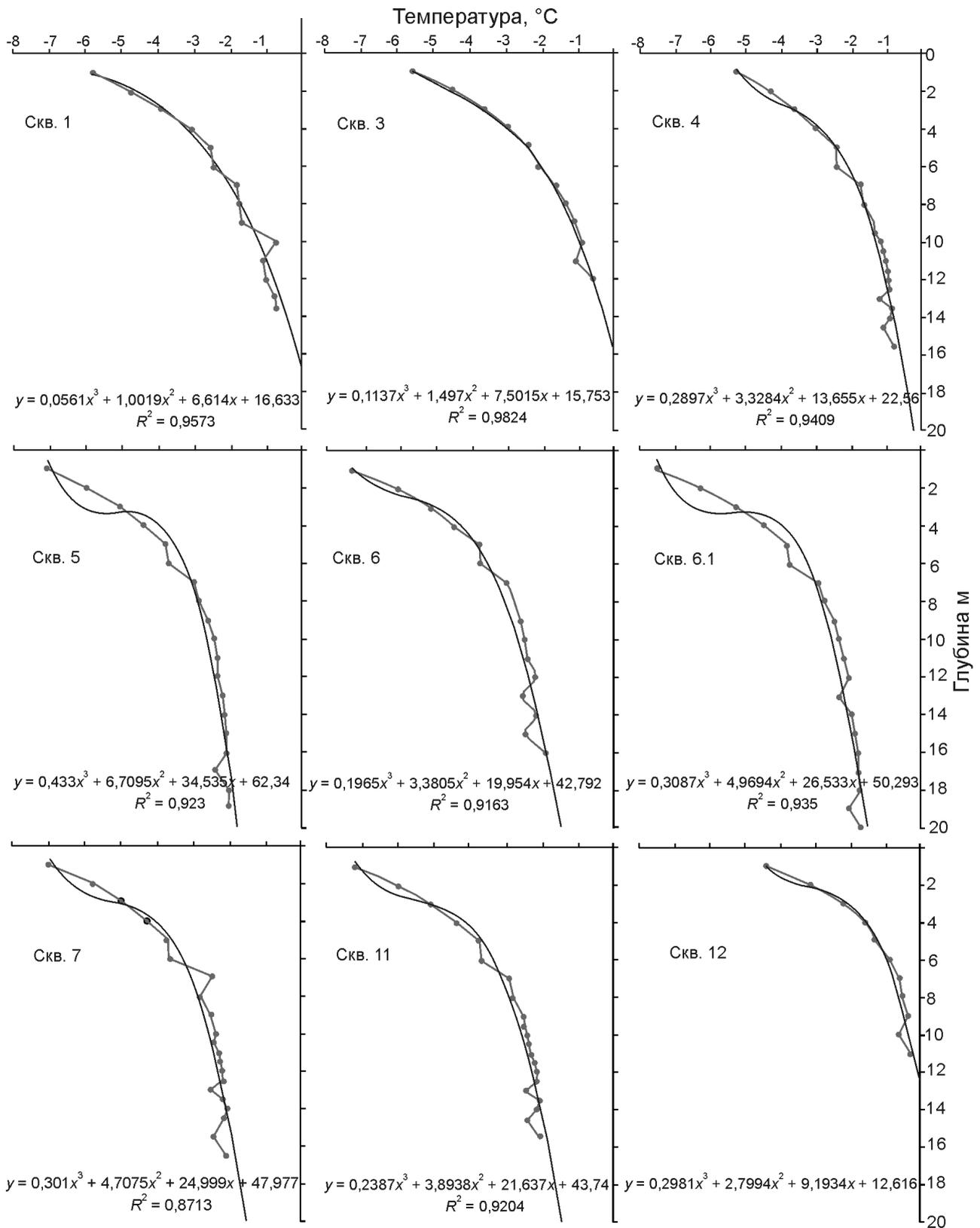


Рис. 8. Профили температура–глубина по данным термозондирования 22–24 апреля 2013 г. неглубоких скважин на леднике Восточный Гренфьорд (положение скважин показано на рис. 7)

Fig. 8. Temperature with depth profiles from shallow borehole measurements at sites on Austre Grønfyordbreen, 22–24 April 2013 (drilling sites are shown in Fig. 7)

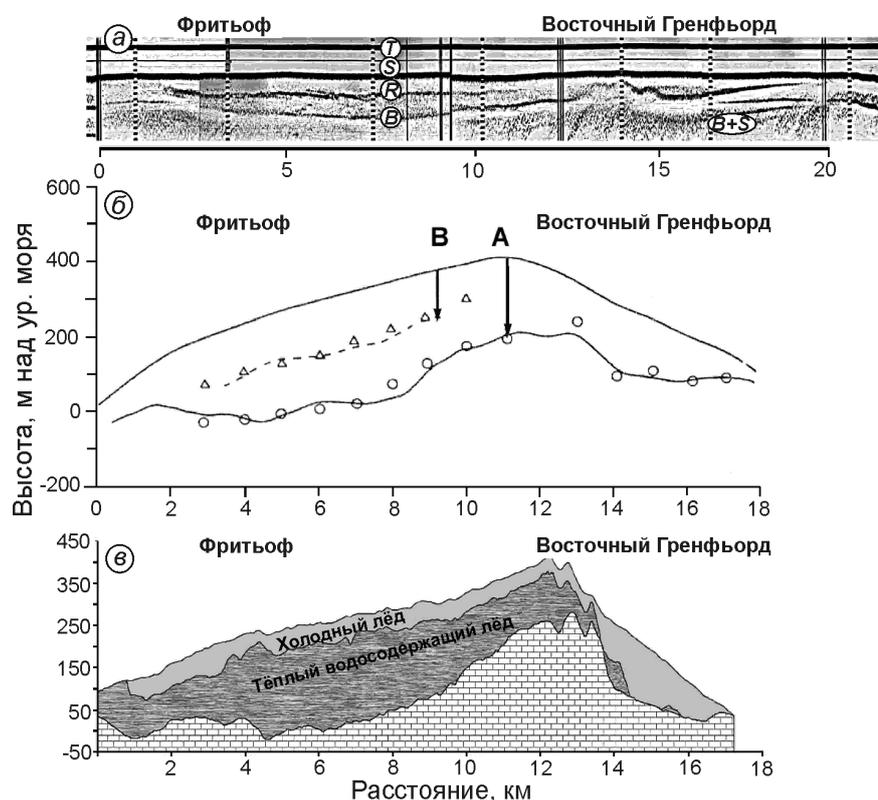


Рис. 9. Строение ледников Фриттьоф и Восточный Гренфьорд:

a – по данным аэроадиозондирования на частоте 620 МГц в 1979 г. [13]; *б* – по данным аэроадиозондирования на частоте 60 МГц в 1980 г. [21] по сравнению с данными наземного зондирования на частоте 20 МГц в 2012 г.; *T* – зондирующие импульсы; отражения: *S* – от поверхности ледника, *R* – от внутреннего отражающего горизонта (ВОГ), *B* – от ложа, *B + S* – двукратные от ложа и поверхности. На рис. *б* положение ВОГ показано пунктиром (1980 г.) и треугольниками (1979 г.), ложе – сплошной линией (1980 г.) и кружками (1979 г.); стрелки показывают положение и глубину скважин А и В, пробуренных соответственно в 1975 и 1979 гг.

Fig. 9. Structure of Fridtjovbreen and Austre Grönfjordbreen glaciers according to:

a – airborne RES at frequency 620 MHz 1979 [13]; *b* – airborne RES at 60 MHz in 1980 [21] in comparison with 1979 data; *c* – ground-based RES at 20 MHz in 2012; *T* – transmitted pulse; the reflection: *S* – from ice surface; *R* – internal reflecting horizon (IRH), *B* – bedrock; *B + S* – multiple reflection from the bed and the surface. On Fig. *b* the dotted line is IRH (1980) position, the triangles is IRH (1979) position, the solid line is bedrock (1980), and circles is bedrock (1979); the arrows indicate position and depth of the A and B boreholes drilled in 1975 and 1979

В пользу новой интерпретации свидетельствует следующее: 1) на первом участке глубина внутренних отражений (~84 м) близка к той глубине (80 м), где температура в скважине А достигает точки таяния, а ВОГ, по данным наземного радиозондирования, находился на 72 ± 5 м [4, 15]; 2) сходство внутренних отражений на первом, более коротком, и втором, более длинном, участках ледника; 3) наличие на втором участке внутренних отражений и в 2012 г. (см. рис. 3). Эта новая интерпретация данных 1979 г. использовалась для сравнения с данными 2012 г. (рис. 10). Профили разных лет приводились к одному плановому положению с учётом изменений положения края ледников и их ледораздела. На продольном профиле обоих ледников за последние 33 года заметно изменились как общая толщина льда, так и толщина слоёв холодного и тёплого льда.

На рис. 10, *в*, *е* видно, что оба ледника стали тоньше. Но на леднике Восточный Гренфьорд потери возрастали от ледораздела к низовьям, а на леднике Фриттьоф они были более равномерны, скорее всего в результате его подвижки. Средняя толщина ледника Восточный Гренфьорд уменьшилась со 123 м до 100 м (в современной его части на 36 м), а ледника Фриттьоф – с 252 до 191 м (в современной части на 48 м) (табл. 4, 5).

Толщина холодного льда на обоих ледниках также существенно сократилась за прошедшие 33 года (см. рис. 10, *а*, *г*). При этом изменения средней толщины холодного льда $\Delta H_{\text{хол}}$ на обоих ледниках заметно превышают указанные ранее возможные расхождения из-за измерений на разных частотах. Но, как и в случае с общей толщиной льда, ледники заметно отличаются особенностями сокращения. На леднике Восточный Гренфьорд потери холодного льда возрастали от ледораздела к низовьям, причём с теми же темпами, что и общее сокращение толщины ледника. Это можно объяснить тем, что поверхностная абляция уничтожила часть холодного слоя льда, особенно на языке ледника. На леднике Фриттьоф произошли особенно крупные потери холодного льда, которые достаточно равномерно охватили практически всю исследованную область. Вблизи ледораздела потери составили около 100 м, т.е. столько же, сколько отмечено только в самых нижних частях ледника Восточный Гренфьорд. Средняя толщина холодного льда ледника Восточный Гренфьорд уменьшилась со 102 м до 74 м (в современной части на 34 м), а ледника Фриттьоф – со 134 до 47 м (в современной части на 87 м). Если на леднике Восточный Гренфьорд сокращение холодного льда можно объяснить его «срезанием» с поверхности в

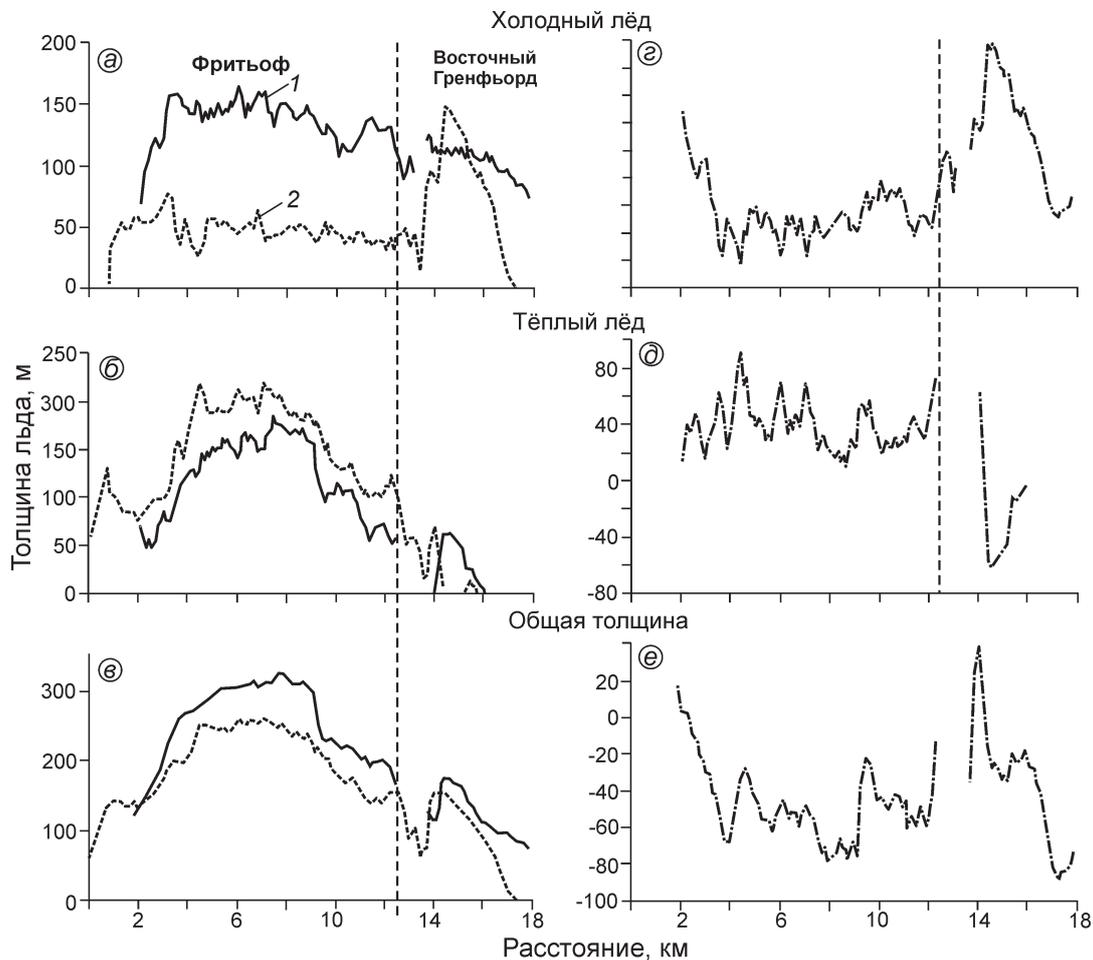


Рис. 10. Строение ледников Фриттьоф и Восточный Гренфьорд по данным радиозондирования вдоль их продольного профиля. Слева: *a* – толщина холодного льда, *b* – толщина тёплого льда, *e* – общая толщина ледников вдоль продольного профиля по данным аэроадиозондирования 1979 г. на частоте 620 МГц (1) и наземного радиозондирования 2012 г. на частоте 20 МГц (2). Справа: *z* – изменения толщины холодного льда, *d* – тёплого льда, *e* – общей толщины ледников за 33 года; вертикальной пунктирной линией обозначен ледораздел ледников в 2012 г.; положение профиля показано на рис. 2

Fig. 10. Structure of Fridtjovbreen and Grønfyordbreen along their longitudinal profile. Left: *a* – cold ice thickness, *b* – temperate ice thickness, *e* – total thickness of the glaciers from airborne 620 MHz RES, 1979 (1) and ground-based 20 MHz RES, 2012 (2). Right: *z* – thickness change of cold ice, *d* – temperate ice, and *e* – total thickness of glaciers in 33-year period; vertical dotted line shows the ice divide in 2012; the profile location is shown in Fig. 2

результате абляции, то на леднике Фриттьоф дополнительным фактором была подвижка ледника. Она могла, во-первых, вынести большую массу льда вниз по леднику, а во-вторых, привести к утончению холодного слоя льда снизу из-за диссипативного разогрева быстро движущейся толщи льда.

На такую возможность указывают данные об изменениях толщины тёплого льда. На леднике Фриттьоф она стала заметно больше: увеличилась со 121 до 147 м (в современной части на 38 м), несмотря на сокращение общей толщины ледника. Поскольку толщина тёплого льда увеличилась достаточно равномерно по всему леднику, это тоже свидетельствует в пользу внутреннего разогрева, тем более что до подвижки вынос дополнитель-

ного тёплого льда от ледораздела исключался. На возможность внутреннего разогрева указывают следующие материалы. По данным моделирования вдоль продольного профиля политермического ледника Стур в Швеции [17], содержание воды в нижнем слое тёплого льда за счёт его диссипативного разогрева может достигать более 10 г воды на 1 кг водосодержащего льда. Для такого содержания влаги показатель степенного закона Глена более чем в 3 раза больше, чем для свободного от воды холодного льда, и, следовательно, её продуцирование может заметно повлиять на динамику политермических ледников. Для тёплых ледников, согласно оценкам [39], в результате диссипативного разогрева при их подвижке может образовываться

Таблица 4. Значения параметров H_{Σ} , $H_{\text{хол}}$ и $H_{\text{тёпл}}$ на продольном профиле по данным аэрорадиозондирования 1979 г. на частоте 620 МГц (числитель) и наземного радиозондирования 2012 г. на частоте 20 МГц (знаменатель)*

Средняя толщина	Ледники	
	Восточный Гренфьорд	Фритьюф
Ледника H_{Σ} , м	123/100	252/191
Холодного льда $H_{\text{хол}}$, м	102/74	134/47
Тёплого льда $H_{\text{тёпл}}$, м	37/51	121/147

*Приведены значения в пределах границ ледников для 1979 и 2012 г.

полуметровый слой воды, что эквивалентно отоплению слоя тёплого льда, толщиной до 10 м и с содержанием воды до 5%.

Другой механизм отепления ледниковой толщи – проникновение в неё с поверхности талой воды по трещинам, ледниковым колодцам и зонам дробления льда, образующим криогидрологическую систему (CHS) [43]. Модельный эксперимент с упрощённой параметризацией термического влияния CHS показал [43], что даже при небольшом общем содержании воды в системе (0,5% объёма) лёд может быстро прогреться на несколько градусов до глубины первых сотен метров менее чем за 10 лет. Скорость прогрева льда зависит от того, насколько часто встречаются элементы CHS, и растёт обратно пропорционально квадрату расстояния R между ними. Особенно густые и глубокие трещины образуются во время подвижки ледников, поэтому этот механизм также мог играть важную роль в отеплении ледника Фритьюф после его последней подвижки и роста толщины и объёма слоя тёплого льда.

На леднике Восточный Гренфьорд отступление края сопровождалось заметным сокращением тёплого ядра в его нижней части. Максимальная толщина сократилась с 60 м до первого десятка метров, а протяжённость уменьшилась примерно в 4 раза – с 2 км до 500 м. Отметим, что подобное явление, также связанное с потеплением климата, отмечается и на другом политермическом леднике Шпицбергена – Средний Ловен. Между 1996 и 2008 гг. у него был отрицательный баланс массы, край ледника отступал со скоростью около 20 м/год, а протяжённость тёплого ядра – со скоростью около 80 м/год [44, 46]. Изменения гидротермического состояния в верхней части ледника Восточный Гренфьорд, вблизи его ледораздела, менее очевидны, так как невозможно однозначно идентифицировать её состояние в 1979 г. из-за малой контрастности отражений от ВОГ и ложа (см. рис. 9, а).

Таблица 5. Изменения ΔH_{Σ} , $\Delta H_{\text{хол}}$ и $\Delta H_{\text{тёпл}}$ на продольном профиле ледников по данным аэрорадиозондирования 1979 г. на частоте 620 МГц и наземного радиозондирования 2012 г. на частоте 20 МГц за 33 года (по сравнению с 2012 гг.)*

Изменения средней толщины	Ледник	
	Восточный Гренфьорд	Фритьюф
Ледника ΔH_{Σ} , м	-36	-48
Холодного льда $\Delta H_{\text{хол}}$, м	-34	-87
Тёплого льда $\Delta H_{\text{тёпл}}$, м	-9	+38

*Приведены значения в пределах границ ледников для 2012 г. Оценки изменений в табл. 5 рассчитаны только в пределах современных границ ледников, поэтому они не равны разнице значений, приведённых в табл. 4, которые получены в границах 2012 и 1979 гг.

Выводы

Данные радиозондирования 2010–2012 гг. показали, что ледники Восточный Гренфьорд и Фритьюф в настоящее время имеют политермическую структуру и состоят из верхнего слоя холодного льда и нижнего слоя тёплого водосодержащего льда. Для ледника Восточный Гренфьорд это подтверждают данные термозондирования 2012 г. девяти неглубоких (10–20 м) скважин. Доля холодного и тёплого льда в леднике Восточный Гренфьорд равна соответственно 83 и 17% его общего объёма (0,54 км³ льда), а в леднике Фритьюф (5 км³ льда) – 26 и 74%. Содержание воды в тёплом льде, оценённое по скорости распространения радиоволн, составляет 2–5%. Её объём в леднике Восточный Гренфьорд равен около $1,8 \div 4,5 \cdot 10^{-3}$ км³, а в леднике Фритьюф – $74 \div 85 \cdot 10^{-3}$ км³.

Сравнение данных радиозондирования 2012 и 1979 гг. вдоль одного и того же продольного профиля показало, что за последние 33 года гидротермическая структура ледников заметно изменилась. На леднике Восточный Гренфьорд средняя толщина холодного льда уменьшилась примерно на 34 м, а тёплого – на 9 м. Эти изменения происходили на фоне климатического потепления и усиления абляции, когда край ледника за этот период отступал со скоростью 32 м/год. Усиление поверхностной абляции привело к срезанию толщи холодного льда. В результате холодная волна стала проникать в более глубокие горизонты ледника и тёплое ядро в его языковой части стало тоньше на десятки метров и сократилось в длину с 2 км до 250 м. На леднике Фритьюф средняя толщина холодного льда уменьшилась примерно на 87 м, а тёплого льда, наоборот, увеличилась на 48 м. Это объясняется тем, что перестройка гидротермической структуры ледника происходила в результате не только климатических изменений, но и его подвижки в

1991–1997 гг. Она привела к тому, что (1) сокращение толщины холодного льда произошло более равномерно по всему профилю, а не уменьшалось с высотой, как на леднике Гренфьорд, и (2) быстрое движение и внутренние деформации могли генерировать дополнительное диссипативное тепло, что обусловило абсолютное утолщение тёплого слоя льда и утончение холодного слоя снизу.

На других политермических ледниках Шпицбергена также отмечались заметные изменения их гидротермической структуры [44, 46], которые, как и в случае ледника Восточный Гренфьорд, контролируются климатическими изменениями теплофизических характеристик в зонах льдообразования. Но многие ледники на Шпицбергене относятся к пульсирующему типу, и, как нам удалось показать, их гидротермическая структура отражает не только воздействие общих климатических изменений, но и следы внутреннего разогрева, связанного с подвижками.

Благодарности. Авторы статьи глубоко признательны В.Н. Михаленко, Р.А. Чернову, А.В. Кудикову и Б.Р. Мавлюдову за их помощь при проведении полевых исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 14-05-00022а.

Литература

1. *Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я., Москалевский М.Ю.* Скорость распространения электромагнитных волн в ледниках как показатель их гидротермического состояния, строения и режима // МГИ. 1990. Вып. 70. С. 3–17.
2. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х.* Изменения толщины и гидротермической структуры ледника Фритьоф с 1977 по 2005 гг. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 157–162.
3. *Глазовский А.Ф., Москалевский М.Ю.* Исследования ледника Фритьоф на Шпицбергене в 1988 году // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 148–153.
4. *Загороднов В.С., Архипов С.М., Мачерет Ю.Я.* Реконструкция условий льдообразования на субполярном леднике по результатам исследований керна // МГИ. 1985. Вып. 53. С. 36–44.
5. *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.
6. *Лаврентьев И.И.* Изменения структуры и динамики ледника Фритьоф на Шпицбергене за последние 70 лет по данным дистанционных исследований // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 6. С. 45–50.
7. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.* Радиолокационное зондирование ледников Шпицбергена с вертолета // МГИ. 1980. Вып. 37. С. 109–131.
8. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б., Громыко А.Н.* Радиолокационные исследования ледников Шпицбергена в 1977 г. // МГИ. 1980. Вып. 38. С. 279–286.
9. *Мачерет Ю.Я., Василенко Е.В., Громыко А.Н., Журавлев А.Б.* Радиолокационный каротаж скважины на леднике Фритьоф, Шпицберген // МГИ. 1984. Вып. 50. С. 198–203.
10. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б., Боброва Л.И.* Толщина, подледный рельеф и объем ледников Шпицбергена по данным радиозондирования // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 49–62.
11. *Мачерет Ю.Я., Загороднов В.С., Василенко Е.В., Громыко А.Н., Журавлев А.Б.* Исследование природы внутренних радиолокационных отражений на субполярном леднике Фритьоф // МГИ. 1985. Вып. 54. С. 120–130.
12. *Мачерет Ю.Я., Василенко Е.В., Громыко А.Н., Журавлев А.Б.* Изменение скорости радиоволн по глубине субполярного ледника // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 295. С. 81–89.
13. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.* Толщина, объем и строение ледников // Оледенение Шпицбергена / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. С. 7–35.
14. *Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю.* Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // Режим и эволюция полярных ледниковых покровов / Под ред. В.М. Котлякова. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 48–115.
15. *Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф.* Формирование и развитие дренажных систем в ледниках // Лёд и Снег. 2011. № 3 (115). С. 34–40.
16. *Михалев В.И., Зингер Е.М.* Льдообразование и гляциологическая зональность // Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука. 1975. С. 153–164.
17. *Achwanden A., Blatter H.* Meltwater production due to strain heating in Storglaciären, Sweden // Journ. of Geophys. Research. 2005. V. 110. F04024. doi:10.1029/2005JF000328.
18. *Bamber J.L.* Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 5–10.
19. *Bamber J.L.* Enhanced radar scattering from water inclusions in ice // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 118. P. 293–2536.
20. *Bamber J.L.* Ice/bed interface and glacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio echo-sounding data // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 118. P. 30–37.
21. *Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O.* Airborne radio echo sounding of sub-polar glaciers in Spitsbergen. Norsk Polarinstittute Skrifter. 1984. V. 182. 42 p.
22. *Gades A.M., Raymond C.F., Conway H., Jacobel R.W.* Bed properties of Siple Dome and adjacent streams, West Antarctica, inferred from radio-echo sounding measurements // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 152. P. 89–94.
23. *Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Moskalevsky M.Yu., Jania J.* Tidewater glaciers in Spitsbergen // Glacier–Ocean–Atmosphere Interactions: Proc. of St. Petersburg Symposium, September 1990. IASH Publ. № 208. 1991. P. 229–239.
24. *Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J., Vasilenko E.V.* Changes in geometry and hydrothermal structure of Fridtjovbreen, a polythermal glacier in Spitsbergen, following its surge in 1990s // Extended Abstracts: Workshop and GLACIODYN planning meeting. 29 January – 3 February 2006. IASC, Obergurgl (Austria). Working Group on Arctic Glaciology. 2006. P. 39–42.
25. *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. 1–8.

26. *Jacobel R.W., Peterson E.M., Douglas R. Stone D.R., Fountain A.G.* Studies of englacial water in Storglaciären using GPR – year two // Tarfala Research Station Annual Report 2001–2002 / Ed. P. Klinbjer. Stockholm: Stockholm University, 2002. P. 1–8.
27. *Jania J., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lapazaran J., Glowacki P., Migala K., Balut A., Piwowar B.A.* Temporal changes in the radiophysical properties of a polythermal Spitsbergen glacier // *Annals of Glaciology*. 2005. V. 42. № 1. P. 125–134.
28. *Jiscoot H., Murray T., Boyle P.* Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 42. № 154. P. 412–422.
29. *Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya.* Radio-echo sounding of subpolar glaciers in Svalbard: some problems and results of Soviet studies // *Annals of Glaciology*. 1987. V. 9. P. 151–159.
30. *Lavrentiev I.* Fridtjovbreen changes in XX century from remote sensing data // *The dynamics and mass budget of Arctic glaciers*. Proc. of workshop in Pontresina, Switzerland. 2007. P. 162–164.
31. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physica*. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
32. *Macheret Yu.Ya.* Two-layered glaciers in Svalbard // *Arctic research: advances and prospects*. V. 2 / Eds. V.M. Kotlyakov, V.Yu. Sokolov. Moscow: Nauka, 1990. P. 58–60.
33. *Macheret Yu.Ya., Zhuravlev A.B.* Radio-echo sounding of Svalbard glaciers // *Journ. of Glaciology*. 1982. V. 29. № 99. P. 295–314.
34. *Macheret Y.Y., Moskalevsky M.Yu., Vasilenko E.V.* Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime // *Journ. of Glaciology*. 1993. V. 39. № 132. P. 373–384.
35. *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.
36. *Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran 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. 168–178.
37. *Moore J.C., Pälli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Mochnecki D., Isaksson E.* High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar // *Journ. of Glaciology*. 1999. V. 45. № 151. P. 542–532.
38. *Murray T., James T. D., Macheret Yu., Lavrentiev I., Glazovsky A., Sykes H.* Geometric changes in a tidewater glacier in Svalbard during its surge cycle // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2012. V. 44. № 3. P. 359–367.
39. *Oerlemans J.* A note on the water budget of temperate glaciers // *The Cryosphere Discussion*. 2013. V. 7. P. 2679–2702. doi:10.5194/tcd-7-2679-2013.
40. *Ødegaard R.S., Hagen J.O., Hamran S.-E.* Comparison of radio-echo sounding (30–1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, southern Spitsbergen, Svalbard // *Annals of Glaciology*. 1997. V. 24. P. 262–267.
41. *Pettersson R.* Frequency dependence in detection of the cold-temperate transition surface in a polythermal glacier // *Radio*. 2005. V. 40. RS3007. doi:10.1029/2004RS003090.
42. *Pettersson R., Jansson P., Holmlund P.* Cold surface layer thinning on Storglaciären, Sweden, observed by repeated ground penetrating radar surveys // *Journ. of Geophys. Research*. 2003. V. 108 (F1). P. 6004. doi:10.1029/2003JF000024.
43. *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.
44. *Rippin D., Willis I.* Ground penetrating radar reveals rapid changes in the thermal regime of a polythermal glacier in response to a changing climate // *Intern. Symposium on Radioglaciology and its applications*. Madrid, Spain, 9–13 June 2008. Abstract 51A020.
45. *Walford M.E.R., Kennett M.I.* Interpretation of radio echoes from Storglaciären, northern Sweden // *Journ. of Glaciology*. 1986. V. 32. № 110. P. 39–49.
46. *Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J.* Thermal regime changes of the polythermal Loveenbreen, Svalbard. The dynamics and mass budget of Arctic glaciers // *Extended Abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting*. 15–18 January 2007, Pontresina, Switzerland. 2007. P. 130–133.

Summary

The results of ground-based RES studies (20 MHz) at the Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen glaciers on Nordenskiöld Land, Svalbard, spring 2010–2012, were compared with previous airborne RES data (620 MHz) of 1979 to understand the hydrothermal structure and its changes with time for these twinned glaciers. Temperature measurements in 9 shallow ice bore holes (down to 20 m) of spring 2013, and other RES and bore-hole data (1977–2005) were also considered. Both glaciers now are polythermal ones. The ratio of cold/temperate ice volumes in Austre Grønfjordbreen is 83 and 17 per cent, and in Fridtjovbreen is 26 and 74 per cent. The water content in temperate ice estimated from radio wave velocity is ca. 2–5%. Total water content in temperate ice of Austre Grønfjordbreen is estimated as $1,8–4,5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3$, and in Fridtjovbreen as $74–85 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3$. Over the past 33 years (1979–2012) the average thickness of the cold ice in Austre Grønfjordbreen decreased by about 34 m, and thickness of temperate ice by 9 m. In Fridtjovbreen the cold ice has thinned by 87 m, but the temperate ice became thicker by 48 m. These differences in hydrothermal structure changes of the neighboring glaciers with common climatic history are attributed to the additional effect of Fridtjovbreen surge in 1991–1997 resulted in its additional internal heating.