

Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген)

© 2015 г. Р.А. Чернов, Т.В. Васильева, А.В. Кудиков

Институт географии РАН, Москва
rob31@mail.ru

Temperature regime of upper layer of the glacier East Grönfjordbreen (West Svalbard)

R.A. Chernov, T.V. Vasilyeva, A.V. Kudikov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 26 февраля 2015 г.

*Абляция, запас холода, скважина, температура льда, толщина снежного покрова.
Ablation, borehole, ice temperature, snow depth, storage of cold.*

Представлены данные термометрии скважин на леднике Восточный Грэнфьорд, полученные в весенний и летний периоды 2012–2014 гг. На основании распределения температуры в скважинах рассчитаны элементы теплового баланса деятельного слоя: зимний запас холода, затраты тепла на таяние и прогрев снега и льда. Основное влияние на величину запаса холода в приповерхностном слое льда оказывают толщина снежного покрова и летняя абляция. Сравнение величины зимнего и летнего запаса холода приводит к выводу, что наиболее интенсивное выхолаживание происходит в центральной части ледника, где наблюдаются небольшое снегонакопление и умеренная абляция льда.

Data of thermometry performed in boreholes of the glacier East Grönfjordbreen situated in West Svalbard are presented. The measurements were made within the ice upper layer down to 20 m in spring and summer of 2012–2014. Basing on the temperature distribution in the boreholes the following heat balance elements of the active ice layer were calculated: winter storage of cold, heat losses for thawing and warming of snow and ice. It was found that the main influence on storage of cold in the upper ice layer is exerted by thickness of the snow cover and the summer ablation. Comparison between winter and summer storages of the cold allows drawing the conclusion that the most intensive cooling takes place in central part of the glacier where the snow accumulation is small and the ablation is moderate.

Введение

Среди ледников Шпицбергена довольно широко распространены политермические ледники, имеющие в основании тёплое ледяное ядро [3, 6, 7, 12], которое может значительно изменяться во времени под действием различных факторов [1, 2]. В той или иной мере термический режим ледника определяется интенсивностью процессов теплообмена в его приповерхностном слое. В этом слое толщиной 15–20 м затухают сезонные колебания температуры, проникающие с поверхности, и трансформируются тепловые потоки. Направленность тепловых потоков зависит от распределения температуры во льду, которое значительно различается в зимний и летний сезоны. Сезонные и межгодовые изменения температурного режима верхнего слоя ледника изучались на ледниках Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена во второй половине XX в. отечественными учёными [4]. Но влияние на термический режим ледника сезонных факторов – толщины снега и величины абляции – остаётся недостаточно изученным. Теплозащитные свойства снежного

покрова, влияющие на выхолаживание приповерхностного слоя ледника, определяются его термическим сопротивлением и зависят от стратиграфии снежного покрова и его коэффициента теплопроводности [8, 9].

Наблюдения на леднике Восточный Грэнфьорд проводились Шпицбергенской гляциологической экспедицией Института географии РАН в 2012–2014 гг. Основу работы составляло бурение неглубоких скважин и измерение температуры льда в них на разных глубинах в весенний и летний периоды. Бурение и термозондирование скважин на этом леднике уже проводились в 1975 г. экспедицией Института географии АН СССР [5], однако тогда был исследован только один участок на ледоразделе ледников Фритьофа и Восточный Грэнфьорд. В наших исследованиях было 15 участков для бурения скважин на леднике Восточный Грэнфьорд, на девяти из них температура льда измерялась как в весенний, так и в летний период. Положение скважин на леднике показано на рис. 1. Полученные результаты позволяют оценить сезонные изменения температуры льда, глубину затухания сезонных колебаний, а также

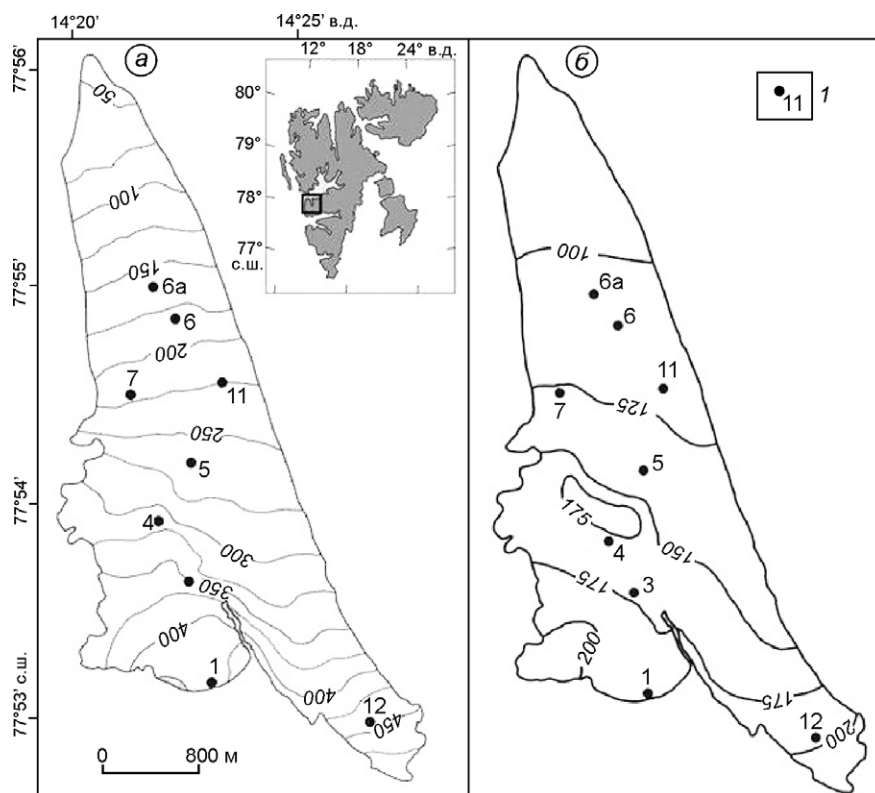


Рис. 1. Схема положения ледника Восточный Грөнфьорд (а) и толщина снежного покрова на леднике (см) в апреле 2013 г (б).

Цифры на схеме – номера скважин
Fig. 1. Scheme of East Grönfjorden-breen (а), and the snow depth on the glacier (cm), April 2013 (б).
 The numbers in the scheme indicate boreholes

изменение теплосодержания верхнего слоя ледника в пространстве и во времени.

Ледник Восточный Грөнфьорд расположен в западной части Земли Норденшельда на о. Западный Шпицберген в верховьях залива Грөнфьорд (см. рис. 1, а). Длина ледника Восточный Грөнфьорд составляет около 5,3 км при средней ширине 1–1,2 км, площадь равна 7,6 км² [1]. Ледник состоит из двух потоков льда, сливающихся в средней части на уровне 300–360 м. В верховьях ледник имеет широкий ледораздел с ледником Фритьоф (420 м), с которого берёт начало левый поток льда, и небольшую область фирнового питания в истоках правого потока. Язык ледника спускается к северу до высоты 40 м.

В последние десятилетия ледник Восточный Грөнфьорд сокращается. В 1990–2011 гг. его язык отступил на 700 м [1], а по данным 1975 г. [5] и современным измерениям поверхность ледораздела понизилась на 36 м. Особенно заметные изменения произошли в последние 10–12 лет, когда в летний период снеговая линия поднималась выше отметки 500 м и ледник полностью оказывался в области абляции. Современные радиолокационные исследования [1] показывают, что на леднике Восточный Грөнфьорд не только сокра-

щается общая толщина ледника, но и изменяется положение тёплого и холодного слоёв льда. Подобное явление наблюдается и на некоторых других политермических ледниках Арктики [10, 11]. Авторы указывают на климатический характер изменений гидротермической структуры ледника, что должно быть связано с условиями прогрева и охлаждения ледника с поверхности.

Одна из задач наших исследований – изучить граничные условия на поверхности ледника и их пространственно-временные изменения, необходимые для моделирования термического режима ледника и сравнения с данными полевых измерений. На изменения в гидротермической структуре ледников указывает и тот факт, что за последние 10–15 лет у крупных ледников Земли Норденшельда – Альдегонда, Восточный и Западный Грөнфьорд, Дальфонна, Тавле – сильно сократились или совсем исчезли приледниковые наледи.

Методика исследований

Комплексные работы на леднике предусматривали: бурение; термометрические измерения температуры льда в скважинах; срочные измерения температуры на контакте снега и льда; из-

мерения снегонакопления и абляции по рейкам; GPS-измерения положения скважин.

Неглубокое бурение на леднике проводили весной и летом 2012–2014 гг. Весенние работы были в апреле, до начала таяния снежного покрова, летние работы – в августе, в конце сезона абляции. Для бурения скважин использовались шнековые штанги с буровой головкой Kovacs диаметром 50 мм и переносной бензиновый мотобур. Для бурения выкапывали снежный шурф до поверхности льда. Место скважины маркировали деревянной рейкой для повторного бурения летом. Летом при отсутствии снежного покрова вокруг скважины делали каналы во льду для отвода талой воды, а при его наличии также выкапывался шурф. Первоначально выбор мест бурения определялся высотным профилем ледника. На рис. 1, а показано расположение скважин на леднике. Сква. № 1–3 находятся в зоне ледяного питания ледника, скв. № 4–10 – в области абляции. В 2013 г. пробурена скв. № 12 в верховье правой ветви ледника, где сохранилась область фирнового питания. Несколько ниже среднегодовой границы питания пробурены скв. № 7 и 11 по поперечному профилю ледника с целью рассмотрения различий в теплосодержании льда при влиянии локальных факторов.

Для *термозондирования скважин* использовали термокосу, представляющую собой многожильный экранированный кабель длиной 20 м. В него были впаяны семь медных термисторов на расстоянии 100 см друг от друга. Рекомендованный диапазон работы термисторов составляет от -55 до 125 °С, что вполне удовлетворяет условиям рабочего диапазона температур – от -15 до 0 °С. Для построения кривой «сопротивление–температура» в жидкостном термостате выполнено измерение сопротивления всех датчиков в 10 точках в температурном диапазоне от -8 до 0 °С. Измерения показали, что в этом диапазоне можно определить температуру с разрешением до $0,1$ °С с точностью $\pm 0,3$ °С. Каждая скважина с помещённой в неё термокосой выстаивалась не менее 40 минут после окончания бурения, и только после этого, с интервалом в пять минут, измеряли температуру до момента стабилизации температурного профиля в скважине.

Срочные измерения температуры снега и льда вблизи поверхности их раздела проводились также с помощью автоматических датчиков тем-

пературы iButton DS1921. Точность определения температуры составляет ± 1 °С с разрешением $0,5$ °С. Главное преимущество этих датчиков – возможность работать в автоматическом режиме длительное время – около одного года. Три датчика были установлены внутри тонких пластиковых труб около поверхности льда: верхний датчик – в 50 см над поверхностью льда в снежном покрове; средний – у поверхности льда; нижний – на глубине 50 см. Всего было установлено три трубы в точках бурения скв. № 1, 7 и 11.

Снегомерная съёмка на леднике проведена с шагом 300 м. В местах положения скважин были вырыты снежные шурфы, в которых описывали структуру снежной толщи и определяли плотность снега.

Поверхностную *абляцию* измеряли летом по сети абляционных реек, расположенных преимущественно в местах бурения скважин, и по тросику около скв. № 11.

Результаты исследований

Термометрические измерения в скважинах на леднике Восточный Грэнфьорд показали сложную пространственную картину распределения температуры в его приповерхностном слое. Самые низкие температуры в скважинах отмечены на языке ледника, а самые высокие – в верховьях ледника, в области накопления фирна. Условно мы называем эти скважины «холодными» и «тёплыми». Распределение весенних и летних температур в скважинах в приповерхностном слое льда показано на рис. 2. Отметим, что весенние измерения выполнялись в период максимального снегонакопления на леднике, до начала активного таяния снега, а летние – в конце сезона абляции. Скважины, пробуренные летом, были мельче пробуренных весной, что связано с техническими трудностями бурения в летний период.

Результаты показали, что весной температура в холодных скважинах во всех горизонтах на $1-2$ °С ниже, чем в тёплых. Кривые температур оказались подобны друг другу и на одних и тех же горизонтах имели близкие значения градиентов. Естественно, наибольшие градиенты температуры относятся к поверхности ледника, их средние значения составляют около $0,8$ °С/м. С глубиной градиент температуры уменьшается и в толще льда на глубине $15-20$ м равен около

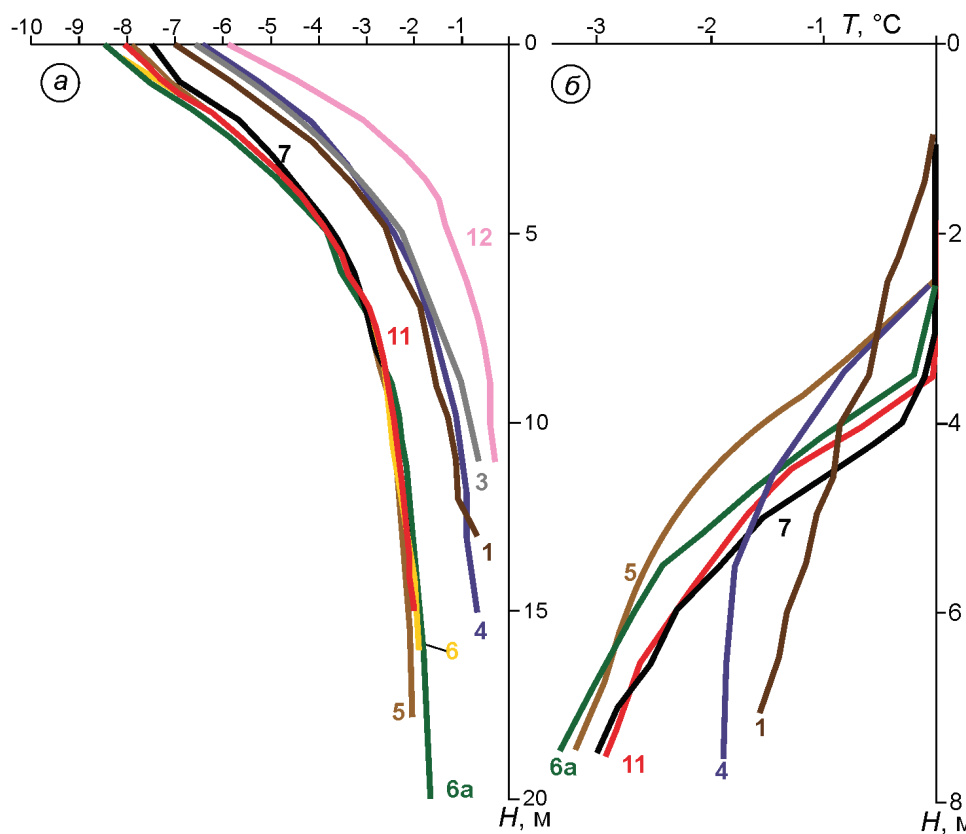


Рис. 2. Распределение температур в скважинах на леднике Восточный Грөнфьорд:

a – апрель 2013 г.; *б* – август 2013 г.; цифры около кривых соответствуют номерам скважин (см. рис. 1)

Fig. 2. The temperature distribution in the boreholes on the East Grönfjordbreen:

a – April 2013; *б* – August 2013; the numbers correspond to the numbers of boreholes (see Fig. 1)

0,1 °С/м. Летом также наблюдаются различия температуры в тёплых и холодных скважинах (см. рис. 2, б). В этот период складывается обратная ситуация: у поверхности наблюдается изотермический слой льда, прогретого до 0 °С; ниже градиенты температуры увеличиваются и достигают максимального значения на глубине 3–4 м от дневной поверхности. Тёплые скважины (см. рис. 2, б, линии 1 и 4) отличаются от остальных, в них распределение температуры более пологое и средние градиенты температуры меньше. Рассчитанные значения градиентов температуры для скважин, пробуренных весной и летом, и характеристики скважин (высота, средняя температура воздуха, толщина снега и др.) приведены в табл. 1.

При сравнении рис. 2, *a* и *б* видно, что весенние и летние температуры на глубине 6–8 м имеют практически одинаковое значение. Это позволяет считать, что на данной глубине сезонные колебания температуры почти полностью затухают. Именно поэтому температура на этих глубинах может характеризовать пространственные изменения температуры в приповерхностном слое ледника. Прежде всего обращает на себя

внимание тот факт, что во всех скважинах температура выше, чем средняя температура за зиму, и даже выше, чем среднегодовая температура воздуха по данным метеостанции в пос. Баренцбург. В табл. 1 средняя температура воздуха за холодный период (октябрь–май) вычислена на основе данных метеостанции с учётом экспериментально установленного высотного температурного градиента, принятого равным $-0,7$ °С/100 м.

Несмотря на то, что температура воздуха в верховьях ледника ниже, чем на языке, в скважинах, пробуренных в верховьях, температуры льда были самые высокие (см. рис. 2, *a*, линии 1, 3, 4, 12). Суммарный эффект отепления льда в таких скважинах оказался равным порядка 3 °С с учётом перепада температуры воздуха в 2 °С между языком и верховьем ледника и различиями температуры в тёплых и холодных скважинах. Обнаруженные различия показывают, что температура в скважинах слабо коррелирует с температурой воздуха у поверхности. Именно верховья ледника отличаются наименьшим запасом холода. Их расчётные значения в 11-метровом в слое льда приведены в табл. 1. Уменьшение запаса холода в скважинах согласуется с

Таблица 1. Характеристика скважин в весенне-летний период 2013 г.*

| Номер скважины | Абсолютная высота, м | Средняя температура воздуха за холодный период, °С | Толщина снега в конце периода аккумуляции, см | Градиент температуры, °С/м | | | Запас холода в 11-метровом слое льда в апреле, МДж |
|----------------|----------------------|--|---|----------------------------|---|-----------------------------------|--|
| | | | | в 11-метровом слое, апрель | во льду в верхнем 6-метровом слое, апрель | во льду в 6-метровом слое, август | |
| 1 | 422 | -9,6 | 150 | 0,50 | 0,77 | -0,26 | 50,6 |
| 3 | 368 | -9,2 | 151 | 0,47 | 0,75 | — | 46,8 |
| 4 | 323 | -8,9 | 165 | 0,40 | 0,75 | -0,37 | 46,3 |
| 5 | 268 | -8,3 | 112 | 0,41 | 0,72 | -0,57 | 67,4 |
| 6 | 192 | -7,9 | 110 | 0,45 | 0,83 | — | 67,8 |
| 6а | 171 | -7,8 | 98 | 0,47 | 0,83 | -0,58 | 70,2 |
| 7 | 225 | -8,1 | 117 | 0,41 | 0,68 | -0,52 | 64,9 |
| 11 | 226 | -8,1 | 104 | 0,39 | 0,72 | -0,55 | 66,9 |
| 12 | 440 | -9,7 | 178 | 0,42 | 0,82 | — | 35,4 |

*Прочерки – измерения не проводились.

увеличением толщины снежного покрова. Данные о толщине снега вокруг скважин, приведённые в табл. 1, отражают распределение снежного покрова на леднике в 2013 г. по результатам снегомерной съёмки (см. рис. 1, б). Таким образом, распределение снежного покрова на леднике – наиболее выраженный фактор, влияющий на температуру льда.

Самой тёплой оказалась скв. № 12, расположенная в основании правой ветви ледника на высоте 440 м. Здесь, помимо большой толщины снега (172 см), значительное отепляющее влияние оказывает слой фирна. Запас холода для этой скважины оказался наименьшим и составлял всего 35,4 МДж. Самый большой запас холода во льду имели нижние скважины – № 5, 6, 6а (см. табл. 1). Именно там толщина снега была почти вдвое меньше, чем в верховьях ледника. Однако с наступлением лета снежный покров стаивал прежде всего на языке ледника, поэтому скважины внизу открывались раньше, чем вверху, и их прогрев оказывался более продолжительным в течение лета.

Наиболее актуальный вопрос нашего исследования: как изменяется запас холода в скважинах в летний период? В августе 2013 г. мы повторно определили температуру льда в скважинах и измерили абляцию льда за летний период. В этот год на языке ледника снежный покров начал сходить в начале июля, а таяние продолжалось до сентября. Снеговая линия достигла высоты 350–450 м, при этом на ледоразделе (420 м) снежный покров стаял почти полностью,

и его толщина к концу августа не превышала 10 см. Ниже ледораздела снежный покров растаял и обнажились участки льда. Здесь зона наложенного льда, обрамляющая снеговую линию, имела ширину 300–400 м. Средняя максимальная толщина наложенного льда не превышала 12 см, и, по-видимому, до конца сезона абляции этот слой наложенного льда исчез.

По измеренным весенним и летним температурам и величине абляции мы рассчитали затраты тепла на таяние снега и льда и на прогрев льда. Полевые и расчётные данные по скважинам, пробуренным летом, приведены в табл. 2. Затраты тепла на прогрев снежной толщи в расчёте не учитывались, так как эта величина составляет менее 1% суммарных затрат тепла. На основании полевых измерений средняя плотность снега принята равной 380 кг/м³, плотность льда – 910 кг/м³. При расчёте затрат тепла на таяние и прогрев льда мы учитывали величину абляции без учёта наложенного льда. На рис. 2, б показаны летние температуры льда относительно зимней поверхности, на графике кривые сдвинуты вниз на величину абляции. Как видно из табл. 2, в целом затраты тепла на таяние снежного покрова увеличиваются с высотой, что согласуется с ростом толщины снежного покрова. Затраты тепла на таяние льда, наоборот, с высотой уменьшаются, так как снижается абляция. При этом затраты на таяние льда в 2–4 раза больше, чем на таяние снега, что связано прежде всего с продолжительным периодом абляции. Затраты на таяние снега и льда составляют 92–

Таблица 2. Толщина снега, величина летней абляции около скважин, затраты тепла на таяние и нагрев верхних горизонтов льда и снега, остаточный запас холода в скважинах (2013 г.)

| Номер скважины | Абсолютная высота, м | Толщина, см | | Затраты тепла, МДж | | | Суммарные затраты тепла, МДж | Остаточный запас холода во льду, МДж |
|----------------|----------------------|-------------|--------------|--------------------|----------------|-----------------|------------------------------|--------------------------------------|
| | | снега | слоя абляции | на таяние снега | на таяние льда | на прогрев льда | | |
| 1 | 422 | 150 | 98 | 193,8 | 300,1 | 43,0 | 536,9 | 7,6 |
| 4 | 323 | 165 | 148 | 209,4 | 453,3 | 35,5 | 698,2 | 10,8 |
| 5 | 268 | 112 | 151 | 142,2 | 462,5 | 50,9 | 655,6 | 16,5 |
| 7 | 225 | 117 | 163 | 148,5 | 499,2 | 53,3 | 701,0 | 11,6 |
| 11 | 226 | 104 | 168 | 132 | 514,5 | 55,4 | 701,9 | 11,5 |
| 6а | 171 | 98 | 205 | 123,6 | 623,1 | 54,3 | 801,0 | 15,9 |

95% суммарных затрат тепла. На прогрев верхнего слоя льда расходуется в среднем около 7%, поэтому различия между скважинами незначительны по сравнению с общими затратами тепла. В целом суммарные затраты тепла уменьшаются с высотой, что закономерно, так как основной вклад в эту величину вносит абляция льда.

Детальное сравнение тепловых затрат на прогрев льда в разных скважинах показывает, что эта величина максимальна на языке ледника в скв. № 6а, 7 и 11, т.е. в самых холодных скважинах. Хотя самые низкие температуры зафиксированы в скв. № 5, затраты на прогрев льда здесь оказались меньше. Именно большой запас холода, накопленный в скважине после зимы, препятствовал глубокому прогреву льда. В скв. № 6а запас холода также был большим, но он частично израсходован при интенсивной абляции льда. Максимальный прогрев льда наблюдался в скв. № 11, где значение абляции было несколько меньше, чем в скв. № 6а, но запас холода также был немного меньше. По-видимому, эффективность летнего прогрева льда зависит как от зимнего запаса холода, определяемого толщиной снега, так и от интенсивности абляции льда.

Обсуждение результатов

По данным весеннего и летнего бурения и термометрии скважин мы получили пространственную картину термического режима приповерхностного слоя льда. Скважины условно были разделены на «тёплые» и «холодные». Первые находятся в верховьях ледника, вторые – на его языке. Во всех скважинах сезонные изменения температуры происходили в верхнем слое ледника в пределах 6–8 м. Глубже температура льда из-

менялась мало и различалась в пределах 1–1,5 °С. Расчёт зимнего запаса холода в 11-метровом слое льда показал заметные различия для разных скважин. Обнаружена чёткая зависимость запаса холода в скважинах от толщины снежного покрова. Для скважин, находящихся в области абляции, эта зависимость может быть выражена следующей формулой: $X = 113,25 - 0,42h$ с корреляцией $R^2 = 0,97$ (h – толщина снега, см; X – зимний запас холода, МДж/м²).

В нашем исследовании только скв. № 12 находилась за пределами области абляции. В ней под слоем сезонного снега лежали слои фирна с ледяными прослойками. Очевидно, что, кроме снежного покрова, слои фирна также препятствуют зимнему охлаждению за счёт теплоты, выделяющейся при замерзании капиллярной воды в фирне. При толщине фирна около 1 м запас холода в скв. № 12 оказался почти вдвое меньше, чем в других скважинах. Тем не менее, его величина с небольшой ошибкой может быть рассчитана по предложенной формуле. Отметим, что на леднике Восточный Грэнфьорд область фирна ничтожно мала и сохранилась в виде небольшого пятна в верхней части правого цирка, поэтому наша зависимость относится практически ко всему леднику и может быть использована при оценочных расчётах запаса холода в схожих зимних условиях. Вероятно, подобные оценки можно применить к другим ледникам Земли Норденшельда, за исключением ледников Западный Грэнфьорд и Фритьюф, где сохранились обширные фирновые области питания. Локальные различия температуры в скважинах лишь подтверждают наши предположения относительно влияния на неё толщины снега. Так, некоторые различия в запасе холода

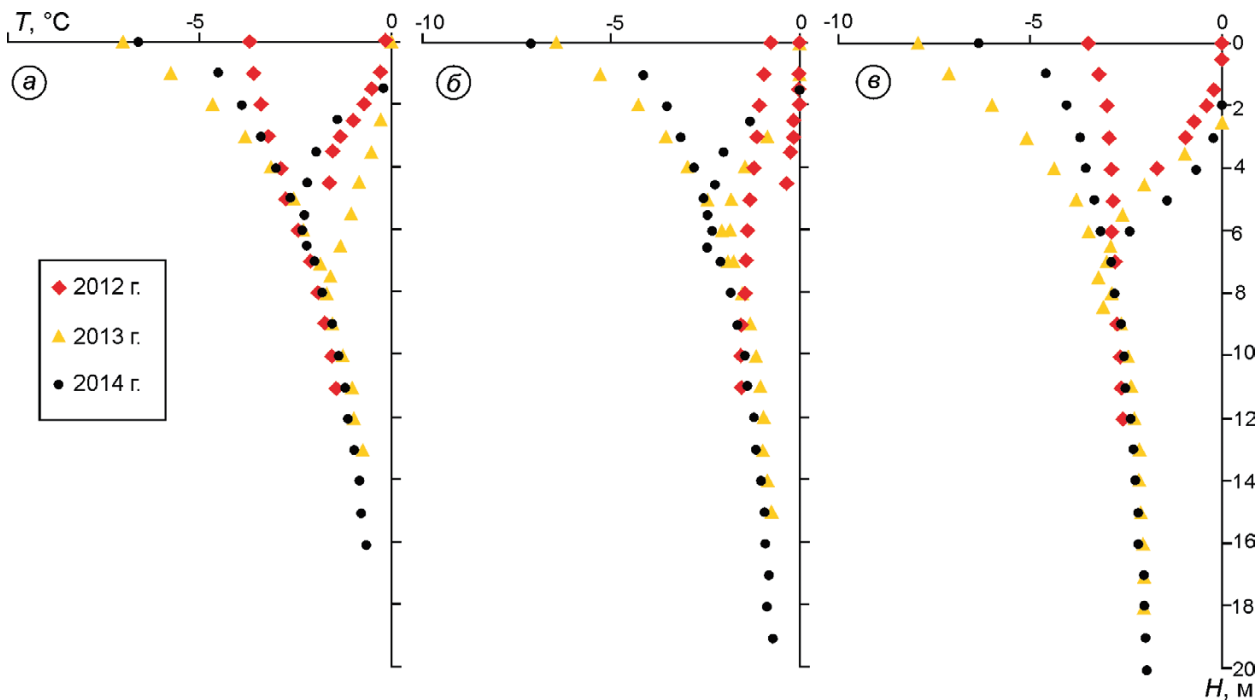


Рис. 3. Температура льда в приповерхностном слое ледника Восточный Грэнфьорд в конце зимнего (точки слева) и летнего периода (точки справа) в различные годы:

a – в скв. № 1; *б* – в скв. № 4; *в* – в скв. № 5

Fig. 3. The subsurface layer temperature of East Grönfjordbreen in late winter (left points) and summer (right points) in different years:

a – borehole № 1; *б* – № 4; *в* – № 5

в скв. № 7 и 11, расположенных на одном высотном уровне, вполне определяются различием в снегонакоплении между правой и левой частями ледника (см. табл. 1).

В летний период предполагалось оценить влияние абляции на термический режим приповерхностного слоя ледника. Для этого была измерена температура в ряде скважин на уровне 170–270 м и описаны поверхности ледника около них. По результатам измерений получена сложная картина летних температур в верхнем слое льда (см. рис. 2, *б*). Отметим, что даже в соседних скважинах при равной величине абляции наблюдались несколько отличные распределения температуры. Различия по температуре в одних и тех же горизонтах оказались в пределах 1,5 °С, но пространственные различия по температуре во всех скважинах составляли порядка 2 °С. Эти наблюдения показывают, что условия прогрева льда во многом зависят как от пространственных факторов, изменяющихся в масштабе ледника, – абсолютной высоты, запаса холода во льду, так и от локальных факторов –

схода снежного покрова, толщины наложенного льда, микрорельефа поверхности, содержания воды в коре таяния и др. Для исследования влияния локальных факторов в летний период на температурный режим льда необходимо продолжить наблюдения.

Межгодовые колебания температур в приповерхностном слое ледника лучше всего иллюстрируют краткосрочные климатические изменения. На рис. 3 приведены профили температуры льда, измеренные в скв. № 1, 4, 5 весной и летом в 2012–2014 гг. Скв. № 1 расположена на ледоразделе ледников Восточный Грэнфьорд и Фритьоф, скв. № 4 и 5 – в центральной части ледника (см. рис. 1). Сравнение профилей наглядно показывает сезонную и межгодовую изменчивость температуры льда в приповерхностном слое ледника. Сезонные колебания во всех скважинах затухают на глубине около 8 м. Глубже 8 м профили температуры, полученные в разные годы, фактически совпадают.

У поверхности ледника годовая изменчивость весьма заметна, и для скважин, пробурен-

ных весной, может превышать 5–6 °С. Скважины, пробуренные летом, у поверхности имеют температуру равную 0 °С, а ниже изотермического слоя льда температура в них различается по годам в пределах 2–3 °С. Особенно заметные межгодовые изменения характерны для скв. № 4 (см. рис. 3, б), что обусловлено большими межгодовыми различиями толщины снежного покрова на этом участке. По данным снегомерной съёмки, толщина снега около скв. № 4 в 2012, 2013 и 2014 гг. была равной 304, 165 и 220 см соответственно. Хотя зима 2013 г. была холоднее зим 2012 и 2014 гг., температурный профиль скв. № 4 в этот год оказался несколько теплее, что указывает на замедленный отклик системы после снежной зимы 2012 г. Фактически условия выхолаживания льда предыдущей зимы проецируются на текущую зиму. Этот факт особенно важен при оценке остаточного запаса холода.

Мы рассчитали величину остаточного запаса холода в скважинах как разницу между зимним запасом холода и теплотой прогрева льда (см. табл. 2). Согласно этой величине, в средней части ледника в скв. № 5, 6а, 7, 11 наблюдается наибольшее охлаждение толщи льда. Именно в этой части ледника на поверхности образуются мощные слои наложенного льда, особенно в районе скв. № 5. Ниже, где абляция больше, наложенный лёд встречается реже, и остаточный запас холода в верхнем слое льда несколько меньше. Это подтверждает наши предварительные выводы о влиянии величины абляции на термический режим ледника. На примере самых холодных скв. № 6 и 6а (см. рис. 1) мы наблюдаем эффект «срезания холодного слоя» т.е. абляция «срезает» слой за слоем горизонты льда и уменьшает запас холода во льду. Таким образом, абляция, как и снежный покров, препятствует проникновению холода в толщу ледника, отбирая накопленный холод вместе со льдом. Эти параметры имеют тесную связь с характером погоды и метеословиями.

По данным метеостанции Баренцбург, в последние 30 лет в районе исследования наблюдается положительный тренд изменения среднегодовой температуры воздуха (+0,67 °С за 10 лет), в том числе и в летний период (+0,26 °С за 10 лет). За этот же период наблюдалось незначительное уменьшение количества осадков зимой. Однако в последние годы на Шпицбергене отмечается

рост зимних осадков, поэтому могут измениться и условия питания ледников, и их термический режим. Так как толщина снежного покрова сильно влияет на запас холода в приповерхностном слое ледника, изменение условий снегонакопления на леднике могут вызвать и изменение термического режима ледника в целом. В нашем случае различие температуры в тёплых и холодных скважинах в 2013 г. оказалось равным около 1,2 °С, что соответствует изменению запаса холода в верхнем слое льда порядка 20 МДж/м². Эти различия между скважинами сохранялись и в 2012, и в 2014 гг. и составляли около 0,9–1,2 °С. С учётом величины теплового потока на нижней границе приповерхностного слоя (равной 0,1 Вт/м²) разница в теплосодержании может нивелироваться не менее, чем за семь лет. Возможно, именно поэтому кратковременные улучшения условий питания на ледниках Шпицбергена в 2009–2011 гг. слабо отразились на температурном режиме ледника Восточный Грэнфьорд в последующие годы.

Заключение

Измерения температуры в скважинах на леднике Восточный Грэнфьорд, выполненные весной и летом 2012–2014 гг., позволили установить существенные различия в температурном режиме в зависимости от их положения на леднике. Самые «тёплые» скважины расположены в верхней части ледника, в области ледяного питания и повышенного снегонакопления, а самые «холодные» — в его средней части и на языке ледника. Мы выделили два основных фактора, определяющих температурный режим льда, — толщину снежного покрова и величину абляции. Самые высокие температуры в приповерхностном слое льда наблюдаются именно в зоне повышенного снегонакопления на леднике, а самые низкие — на языке ледника, в его средней части, где снежный покров сдувается.

Сравнение профилей температуры весеннего и летнего периодов показывает максимальную амплитуду сезонной изменчивости температуры верхнего слоя ледника. По данным исследования скважин, сезонные колебания температуры льда интенсивно затухают в верхнем восьмиметровом слое льда. С учётом летней абляции на этой глубине затухают и межгодовые колебания темпе-

ратуры, а на глубине более 8 м профили температуры разных годов по отдельным скважинам фактически совпадают. В ряде случаев межгодовые колебания температуры льда в верхнем слое оказались даже больше сезонных колебаний температуры, что, вероятно, обусловлено различной снежностью зим. Поскольку снегонакопление и абляция льда имеют высотную зависимость, то их взаимное влияние объясняет пространственную изменчивость температуры в скважинах. Тем не менее, влияние снежного покрова заметнее проявляется в верховьях ледника, где больше снегонакопление, а влияние абляции возрастает и становится заметным на языке ледника.

Расчёт величины остаточного холода в скважинах после летнего периода позволяет сделать вывод, что наиболее интенсивное выхолаживание идёт именно в средней части ледника, где наблюдаются небольшое снегонакопление и умеренная абляция льда.

Благодарности. Авторы благодарят за помощь в проведении полевых работ участников Шпицбергенской гляциологической экспедиции Института географии РАН И.И. Лаврентьева, Б.Р. Мавлюдова, В.А. Шишкова.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00022а.

Литература

1. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. Вып. 1 (125). С. 5–19.
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. *Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н., Маркин В.А., Псарева Т.В., Разумейко Н.Г., Суходровский В.Л.* Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.
5. *Загороднов В.С., Зотиков И.А.* Керновое бурение на Шпицбергене // *МГИ*. 1981. Вып. 40. С. 157–163.
6. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.* Радиолокационное зондирование ледников Шпицбергена с вертолета // *МГИ*. 1980. Вып. 37. С. 109–131.
7. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.* Толщина, объемы, строение ледников // *Оледенение Шпицбергена* / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. С. 7–35.
8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 3 (127). С. 50–58.
9. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // *Лёд и Снег*. 2013. № 3 (123). С. 63–70.
10. *Irvine-Fynn T.D.L., Moorman B.J.* Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada // *Earth Surface Processes. Landforms* 31, 2006. P. 892–909.
11. *Gusmeroli A., Jansson P., Petersson R., Murray T.* Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciaren, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. № 207. P. 1–8.
12. *Moore J.C., Palli 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.

Summary

Degradation of the Svalbard glaciers in the 20th century resulted in reduction of the accumulation areas and expansion of the ablation ones. During the autumn–winter period, a glacier upper layer does quickly freeze through in the ablation area which promotes slow cooling of underlying ice layers. In April and August of 2013, we measured the ice temperature in boreholes drilled in the East Grönfjorden down to a depth of 20 m. Data of snow measurements made possible to make the conclusion that the snow cover depth plays the main role in formation of the temperature profile within the upper ice layer. Comparison of magnitudes of the winter storage of cold in ice with the summer ice warming leads us to the conclusion that the most intensive cooling of upper ice layer takes place in the central part of the glacier, where the snow accumulation is small and the ablation is moderate.