

УДК 551.32

УСЛОВИЯ НА ЛОЖЕ И ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВОГО КУПОЛА ВАВИЛОВА (СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ) ВО ВРЕМЯ ЕГО ПОДВИЖКИ ПО ДАННЫМ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ

© 2023 г. А. Ф. Глазовский^{1,*}, Н. А. Кабанов², Ю. Я. Мачерет¹, А. М. Солдатенко²

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: glazovsky@igras.ru

Поступила в редакцию 21.02.2023 г.

После доработки 09.03.2023 г.

Принята к публикации 31.03.2023 г.

По данным измерений времени запаздывания и амплитуд радиоотражений от ложа ледникового купола Вавилова, полученным в период быстрой подвижки его западной части, определены значения коэффициента отражения от ложа по мощности, которые коррелируют с высокими скоростями (более 1000 м/год) движения ледника в области, наступившей на участок мелководья.

Ключевые слова: Арктика, ледниковый купол, ледниковая подвижка, коэффициент отражения от ложа, Северная Земля, ледник, аэрорадиозондирование

DOI: 10.31857/S2076673423020072, **EDN:** RUMMLO

ВВЕДЕНИЕ

Выводные ледники и ледяные потоки в Арктике и Антарктике представляют собой основные артерии, по которым ледниковые купола и ледниковые покровы сгружают лёд в окружающие моря, теряя свою массу. Они отличаются большими скоростями движения (порядка сотен метров в год и более), поставляют большие объёмы льда в море в виде айсбергов и оказывают существенный вклад в повышение уровня Мирового океана. Некоторые из них испытывают резкие подвижки (сёрджи), во время которых скорость их движения и расход льда возрастают на несколько порядков, что сопровождается значительным продвижением фронта ледников и усиленным айсбергообразованием.

Анализ динамического поведения и стабильности таких ледников, скорости их движения, расхода льда и реакции на изменения климата является актуальной научной проблемой. Для её решения требуется знать свойства ложа, по которому движутся ледники. Эти свойства не только заметно варьируют от места к месту под ледником, но и могут существенно колебаться, переключаться или перестраиваться со временем. Труднодоступность ложа для прямых исследований заметно затрудняет решение проблемы. В то же время привлечение геофизических данных, прежде всего данных радиозондирования, для оценки

условий на ложе ледников сейчас практически ограничено областями Антарктического и Гренландского ледниковых покровов (Fujita et al., 2012; MacGregor, et al., 2015; Chu et al., 2016, 2018, 2021; Schlegel et al., 2022) и применялось лишь для ледников Свальбарда (Pettersson et al., 2011; Мачерет и др., 2021). Эти данные редко применялись для ледников в других районах горного и полярного оледенения (Caciuita, 2015; Мачерет и др., 2021; Rutishauser et al., 2022) и никогда — для ледников Российской Арктики, где они использовались главным образом для определения толщины и объёма ледников и их подледного рельефа.

В этой статье мы впервые применяем данные аэрорадиозондирования для оценки условий на поверхности и на ложе западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в период её подвижки. Для этого мы используем данные измерений амплитуды отраженных сигналов и по ним оцениваем коэффициент отражения от поверхности и ложа ледника, диэлектрические свойства льда и пород ложа, их гидротермическое состояние и степень трещиноватости ледниковой толщи и их отличия внутри и вне участков быстрого движения льда по данным космических съёмок, чтобы выяснить связь скорости движения ледника с условиями на его поверхности и на ложе.

Радиолокационные измерения выполнялись с борта вертолета Ка-32, базировавшемся на научно-экспедиционном судне “Академик Трешни-

ков”, выполнявшем в 2014–2016 гг. исследования в районе архипелагов Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля (Сочнев и др., 2018). 15.09.2014 полёты были выполнены в западной части ледникового купола Вавилова (79.30° с.ш., 95.47° в.д.) на о. Октябрьской революции (Северная Земля), где по данным космических съёмки в 2012 г. началась крупная ледниковая подвижка, сопровождавшаяся образованием сильно трещиноватого ледяного потока в теле купола и выдвиганием в акваторию Карского моря ледниковой лопасти (площадью 134.1 км² и объёмом не менее 4 км³ в 2014 г.) (Бушуева и др., 2018; Willis et al., 2018; Zheng et al., 2019).

АППАРАТУРА, МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ

Для измерений применялся моноимпульсный радиолокатор ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц, снабженный автоматической системой цифровой регистрации радарных и навигационных GPS данных (Vasilenko et al., 2011). Его передающее, приемное и регистрирующее устройства вместе с источниками питания и передающей и приемной антеннами длиной по 6 м, GPS-приемником, системой синхронизации по оптоволоконному кабелю и видеокамерой размещались на деревянной ферме крестообразной формы длиной 12 м, подвешенной на 20-метровом полипропиленовом тросе под фюзеляжем вертолета.

Регистрация радарных и навигационных GPS-данных велась в автоматическом режиме с интервалом 0.2 с при скорости полета вертолета около 120 км/час. Длительность зондирующего импульса составляла 25 нс, период дискретизации – 5 нс. Для привязки радарных данных применялся GPS-приемник Garmin GPSMAP 76, обеспечивавший точность определения координат и высоты полета около 5 м.

Для визуализации и дальнейшей обработки радарных данных использовался пакет программ RadexPro (Кульницкий и др., 2001). Модуль Picking применяли для пикировки (оцифровки) времени запаздывания отраженных сигналов от поверхности и ложа, модуль Apply Statics – для определения начального времени запаздывания зондирующих импульсов. Амплитуда отраженного сигнала от моря, поверхности и ложа ледника измерялась с помощью модуля SSAA как средняя квадратическая амплитуда во временном окне, симметричном относительно пикировки и полностью перекрывающем длительность отраженных сигналов на радарограммах. Предварительно мы оценили размер импульса отражения для различных трасс и опытным путем выбрали зна-

чения, чтобы в окно попадал весь импульс: ложе ледника – 100 нс (20 отсчётов); поверхность ледника – 80 нс (16 отсчётов); поверхность воды – 90 нс (18 отсчётов) Амплитуды рассчитывались по необработанным радарограммам: к данным предварительно не применялись частотная фильтрация и амплитудная коррекция.

Отражения от поверхности ледника и воды пикировались по границе положительная/отрицательная фаза (max/min). Ложе ледника пикировалось как по max/min, так и по min/max в зависимости от прослеживаемости ложа на радарограмме. Пример результатов измерений вдоль одного из профилей аэрорадиозондирования показан на рис. 1. Видно, что амплитуда излученного сигнала везде меньше амплитуды отражений от поверхности ледника и, на некоторых участках, меньше амплитуды отраженного от ложа сигнала. Такое соотношение может иметь место, если амплитуда излученного сигнала регистрировалась не полностью, а была ограничена динамическим диапазоном приемного и регистрирующего устройств. Поэтому для дальнейших вычислений мы использовали только амплитуды отражений от поверхности и ложа ледника.

Данные измерений времени запаздывания отражений от поверхности и ложа ледника были использованы для построения картосхем толщины льда и подледного рельефа в западной части ледникового купола Вавилова (рис. 2). Для высоты поверхности ледника брались данные, полученные во время измерений (с поправкой на разницу высоты уровня моря по WGS-84 и по радарным данным). Немногочисленные, но все же имеющиеся батиметрические данные были взяты с топокарты масштаба 1:200 000.

Положение профилей аэрорадиозондирования в западной части ледникового купола Вавилова показано на рис. 2, а.

ОЦЕНКА ОТРАЖАЮЩИХ СВОЙСТВ ПОВЕРХНОСТИ И ЛОЖА ЛЕДНИКА ПО ДАННЫМ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ

Коэффициент отражения от поверхности и ложа. По данным аэрорадиозондирования измерялись времена запаздывания и среднеквадратические (RMS) амплитуды отраженных сигналов от поверхности и ложа ледника во временном окне, соответствующем трехкратной длительности зондирующего импульса. Эти данные использовались для оценки коэффициента отражения R по мощности от поверхности и ложа ледника ($RC0$ и

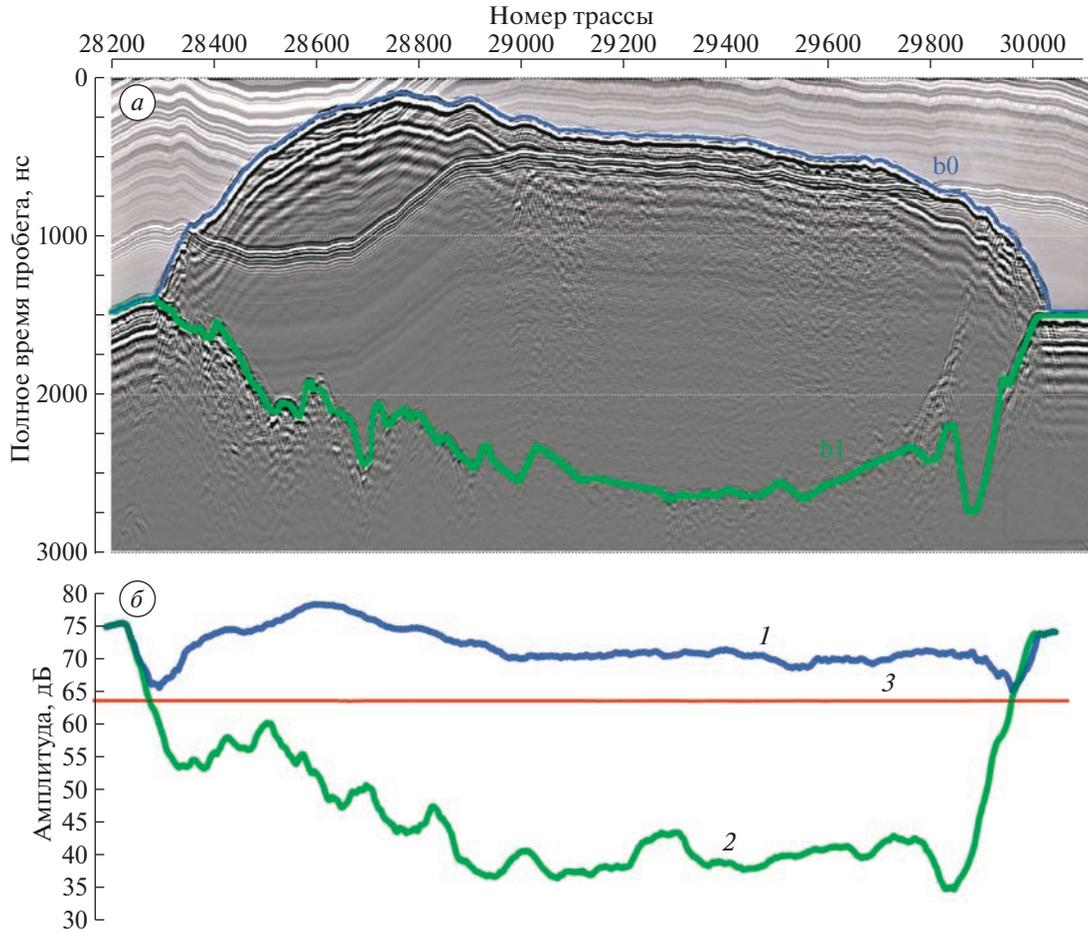


Рис. 1. Пример радарной записи 035_014_10 с отпикерованными отражениями от поверхности (b0) и ложа (b1) ледника (a) и осредненные по 50 трассам амплитуды этих отражений (б) от поверхности (1) и ложа (2). Линия (3) показывает амплитуду зондирующего импульса.

Fig. 1. Example of radar record 035_014_10 with picked reflections from the surface (b0) and bedrock (b1) of the glacier (a) and the amplitudes of these reflections (б) from the surface (1) and bed (2) averaged over 50 traces. The line (3) shows the amplitude of the sounding pulse.

RCb) с применением уравнения радиолокации, представленного в виде (Vamber, 1989):

$$10 \lg \frac{P_r}{P_t} = 20 \lg \left[\frac{G \lambda_0}{8\pi \left(H + \frac{z}{\sqrt{\epsilon'}} \right)} \right] + 10 \lg R - 2Bz - 10 \lg L, \quad (1)$$

где P_r и P_t – мощность принятых и излученных сигналов; G – усиление антенн; λ_0 – длина волны лоатора в воздухе (15 м для лоатора ВИРЛ-7); H – высота антенн над поверхностью ледника; ϵ' – относительная диэлектрическая проницаемость льда, z – толщина ледника; B – удельное поглощение и рассеяние радиоволн в леднике, дБ/м; L – потери в кабелях, дБ. Это уравнение не учитывает небольшие (–0.7 дБ) потери N_T за счёт

двукратного прохождения радиоволн границы раздела воздух–лед. В член $2Bz$ в формуле (1) входит величина B – удельное поглощение и рассеяние радиоволн в леднике. Его величина принята равной 4.25 дБ/100 м – средней величине между величинами 4.0 и 4.5 дБ/100 м, типичными для ледников Арктики (Vamber, 1989).

Калибровка отражений по мощности. Для калибровки отражений по мощности использованы записи, сделанные с разных высот полета на участке маршрута, проходящего над морской поверхностью. В случае полета над морем уравнение радиолокации можно представить в виде известной левой и неизвестной правой части:

$$20 \lg \left(\frac{\lambda}{8\pi H} \right) - 10 \lg (R_{\text{sea}}) = 10 \lg \left(\frac{P_r}{P_t} \right) + 10 \lg (L) - 20 \lg (G), \quad (2)$$

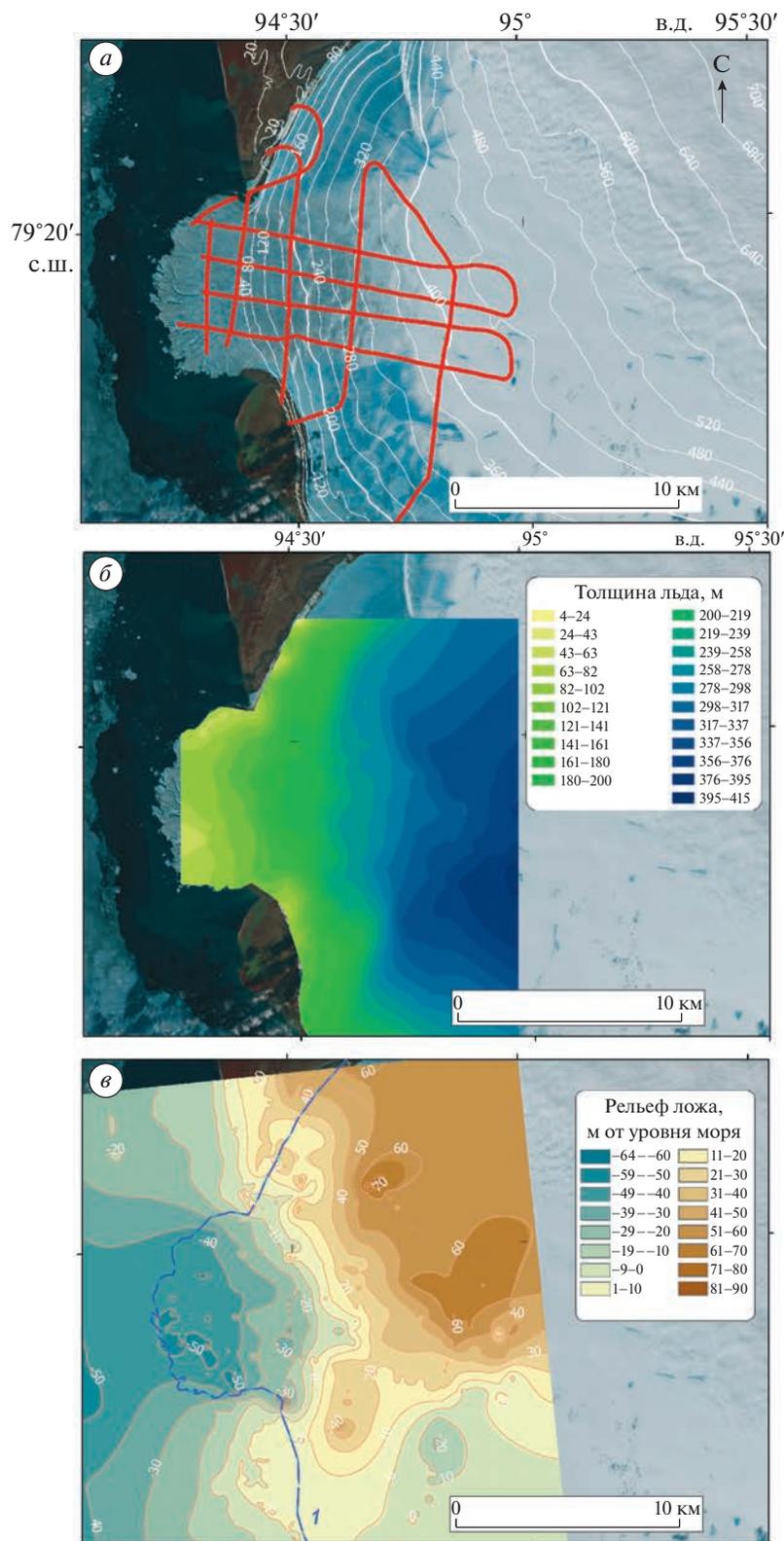


Рис. 2. Положение профилей аэро радиозондирования в западной части ледникового купола Вавилова (а), картосхемы толщины льда (б) и подледного рельефа (в) по этим данным. Для карты подледного рельефа использовались также данные батиметрии у фронта ледника. Линия (1) показывает положение края ледникового купола в августе 2014 г.

Fig. 2. Location of airborne RES profiles in the western part of the Vavilov Ice Cap (a), and maps of ice thickness (b) and subglacial topography (c) based on these data. For the subglacial topography map, the bathymetry data near the glacier front were also used. The line (1) shows the ice cap margin in August 2014.

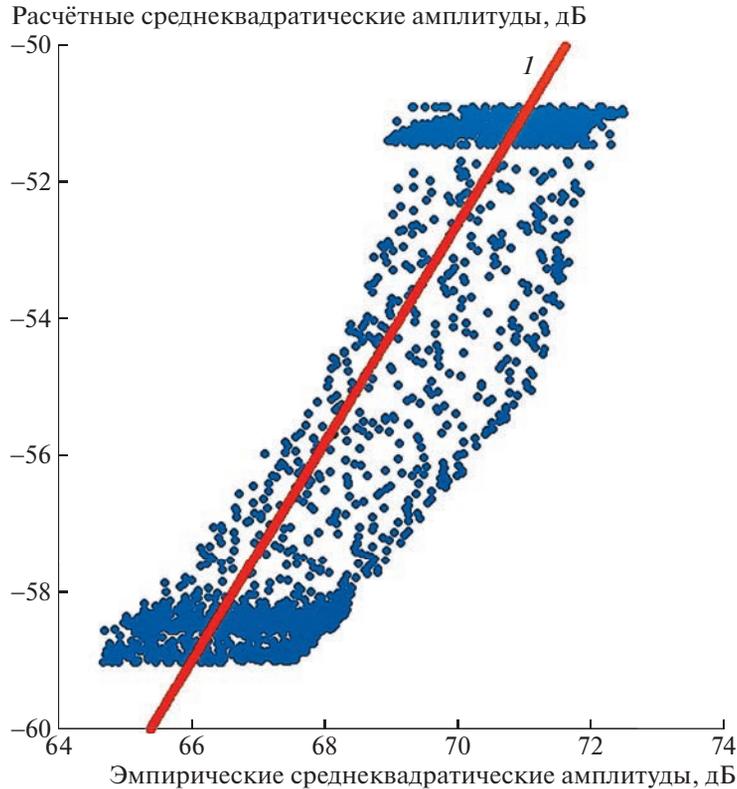


Рис. 3. Калибровка измеренных значений отраженных сигналов. По горизонтальной оси эмпирические среднеквадратические амплитуды отражений от поверхности моря, дБ; по вертикальной оси её рассчитанные значения с учётом геометрической поправки за высоту полета и постоянного коэффициента отражения по мощности от морской воды, дБ. (1) – калибровочная линия.

Fig. 3. Calibration of the measured values of the reflected signals. On the horizontal axis, the empirical RMS amplitudes of reflections from the sea surface, dB; and on the vertical axis, its calculated values taking into account the geometric correction for the flight altitude and the constant power reflection coefficient from sea water, dB. (1) is a calibration line.

где R_{sea} – коэффициент отражения по мощности от морской воды, рассчитанный для температуры 4°C и солёности 30% с помощью уравнений (5–8) и равный -0.7 дБ.

Полагая, что мощность отражений от поверхности моря, выраженная через среднеквадратическую амплитуду отражений $20\lg(\text{RMS}_{\text{sea}})$, пропорциональна правой неизвестной части уравнения, т.е.:

$$\begin{aligned} m \times 20 \lg(\text{RMS}_{\text{sea}}) + C &= \\ = 10 \lg\left(\frac{P_r}{P_t}\right) + 10 \lg(L) - 20 \lg(G) \end{aligned} \quad (3)$$

мы находим коэффициенты m и C из эмпирической связи RMS_{sea} с известной левой частью уравнения, используя связь геометрических потерь в воздухе $20\lg(15/(8\pi H))$ с высотой полета H над ур. моря.

Решение было получено численным методом и оптимизировано таким образом, чтобы эмпирический коэффициент отражения по мощности от участка нетрещиноватой ледниковой поверх-

ности соответствовал теоретическому значению -11 дБ (при её диэлектрической проницаемости ϵ_{ice} , равной 3.19). В результате было получено общее калибровочное уравнение для оценки коэффициента отражения по мощности:

$$\begin{aligned} R &= 1.6 \times 20 \lg(\text{RMS}) - 162.61 - \\ &- 20 \lg\left(\frac{\lambda_0}{8\pi\left(H + \frac{z}{\sqrt{\epsilon_{\text{ice}}}}\right)}\right) + 2Bz, \end{aligned} \quad (4)$$

Неопределенность расчётов по этой формуле, оцененная по разбросу эмпирических данных относительно теоретических значений, лежит в пределах ± 1.5 дБ (рис. 3).

Коэффициент отражения от плоской границы раздела двух сред. Для немагнитных сред амплитудный коэффициент отражения r выражается через абсолютную величину как (Tulaczyk, Foley, 2020)

Таблица 1. Типичные диапазоны диэлектрических свойств некоторых материалов на частоте 100 МГц (Daniels, 2004)

Материал	Проводимость, См/м	Относительная диэлектрическая проницаемость
Глина сухая/влажная	0.1–1/0.1–1	2–6/5–40
Песчаник сухой/влажный	10^{-6} – 10^{-5} / 10^{-4} – 10^{-2}	2–5/5–10
Песок сухой/влажный	10^{-7} – 10^{-3} / 10^{-3} – 10^{-2}	2–6/10–30
Известняк сухой/влажный	10^{-8} – 10^{-6} / 10^{-2} – 10^{-1}	7/8
Сланцы сухие/насыщенные	10^{-3} – 10^{-2} / 10^{-3} – 10^{-1}	4–9/9–16

$$|r| = \sqrt{\frac{(\alpha_1 - \alpha_2)^2 + (\beta_1 - \beta_2)^2}{(\alpha_1 + \alpha_2)^2 + (\beta_1 + \beta_2)^2}} \quad (5)$$

$$\epsilon'_2 = \epsilon'_1 \left(\frac{1 + 10^{0.05R_{1,2}}}{1 - 10^{0.05R_{1,2}}} \right)^2 \quad (9)$$

где

$$\alpha = \omega \left[\frac{\mu\epsilon}{2} \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2\omega^2}} + 1 \right]^{\frac{1}{2}}; \quad (6)$$

$$\beta = \omega \left[\frac{\mu\epsilon}{2} \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2\omega^2}} - 1 \right]^{\frac{1}{2}}$$

и где $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, Гц, μ – магнитная проницаемость, ϵ – диэлектрическая проницаемость, σ – проводимость среды.

В средах с низкими потерями параметр $\sigma/(\epsilon\omega) = \psi \ll 1$ и $\sigma \ll 1$.

Для малопоглощающих сред, к которым относится и ледниковый лед, $\sigma/(\epsilon\omega) = \psi \ll 1$ и $\sigma \ll 1$ и β_1 и $\beta_2 \ll 1$, и

$$r = \sqrt{\frac{\alpha_1 - \alpha_2}{\alpha_1 + \alpha_2}} = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}}, \quad (7)$$

т.е. зависит только от относительной диэлектрической проницаемости ϵ_1 и ϵ_2 верхней и нижней сред. Для воздуха $\epsilon_1 = 1$, для льда $\epsilon_2 = 3.19$, для морской воды $\epsilon = 87$ (Tulaczek, Foley, 2020). Коэффициент отражения по мощности от границы сред 1 и 2 определяется соотношением

$$R_{1,2} = 20 \lg \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}}. \quad (8)$$

Для плоской границы раздела воздух–лёд и воздух–морская вода коэффициент отражения по мощности, согласно уравнению (4), равен соответственно –11 и –1.9 дБ. Для калибровки по мощности отражений использован участок полёта над морем, на котором высота полёта изменялась от 200 до 500 м. По величине $R_{1,2}$ можно оценить относительную диэлектрическую проницаемость нижней среды ϵ'_2 , зная или оценивая диэлектрическую проницаемость верхней среды ϵ'_1 :

Зависимость коэффициента отражения по мощности R от диэлектрической проницаемости ϵ_r и проводимости σ пород ложа, построенная для частоты 20 МГц по уравнениям (5–8), показана на рис. 4.

Из рис. 4 следует, что данные измерений коэффициента отражения от ложа могут быть использованы для оценок отражающих свойств ложа ледников и по величине коэффициента отражения – для оценки их диэлектрической проницаемости и возможных подстилающих пород. С учётом имеющихся данных (табл. 1), такими породами на ложе купола Вавилова могут быть сухие или влажные глины, песок, известняк и сланцы.

В Антарктиде такая оценка позволила выделить участки с сухим и влажным ложем (Bentley et al., 1998), с высокой и низкой относительной отражательной способностью ложа (Pettersson et al., 2011), с примерзанием и таянием на ложе (Fujita et al., 2012).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА

Поверхность ледника является первой контрастной границей, через которую проходит сигнал георадара. В зависимости от условий на поверхности отраженный и преломленный импульсы значительно преобразуются. В рамках работы поверхность ледника изучали независимыми подходами. Комплекс методов включал в себя следующие подходы: выделение зон трещиноватости по внешним признакам на космических снимках; анализ амплитуды отражений от поверхности ледника по результатам радиолокации; анализ радарных космических изображений Sentinel-1 в режиме EW GRD на центральной частоте 5.405 ГГц в поляризациях HH и HV от 04.12.2014 (Modified..., 2014); кластерный анализ на основе алгоритмов машинного обучения по данным ра-

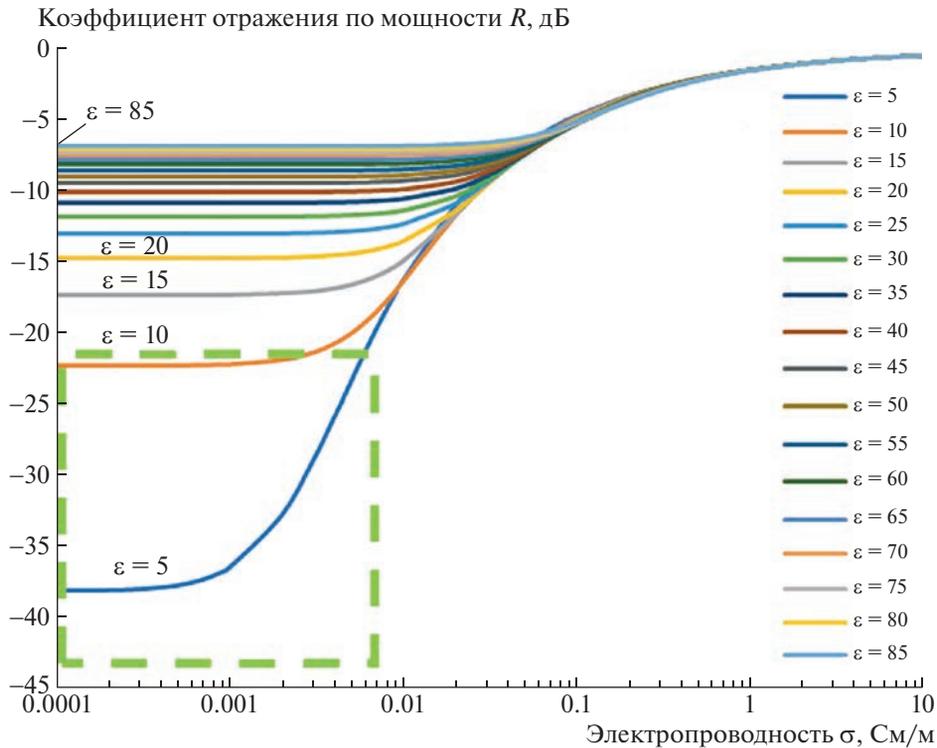


Рис. 4. Коэффициент отражения по мощности (R , дБ) на частоте 20 МГц как функция электропроводности (σ , См/м) и относительной диэлектрической проницаемости материала (ϵ), находящегося подо льдом. Кривые построены для значений относительной проницаемости материала от 5 до 85 (с шагом 5). Для льда принята относительная проницаемость 3.19 и электропроводность 10^{-5} См/м. Зеленым пунктиром выделена область значений коэффициента отражений на ложе купола Вавилова.

Fig. 4. The power reflection coefficient (R , dB) plotted for the case of 20 MHz frequency as a function of electrical conductivity (σ , Sm m^{-1}), and relative permittivity (ϵ) of the sub-ice material. The relative permittivity curves are plotted from 5 to 85 (at the increment of 5). For ice, we use relative permittivity of 3.19 and the electrical conductivity of Sm m^{-1} . The green dashed line highlights the area of reflection coefficient values obtained for the Vavilov ice cap bed.

диолокации; общая интерпретация полученных результатов и дифференциация условий на поверхности ледника.

Для получения общей картины о строении поверхности ледника применялись алгоритмы, основанные на машинном обучении. В качестве объектов на вход алгоритма подавались трассы воздушной радиолокационной съёмки, признаками объектов (каждой трассы) были амплитуды первых 50 отсчётов начиная с пикировки поверхности ледника (полоса в 250 мкс на радарограмме). Использовались методы К-средних и агломеративной кластеризации. Таким образом, алгоритм оценивал схожесть трасс по форме сигнала и разделял их на соответствующие кластеры.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СКОРОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКА

Для определения скоростей движения льда в западном бассейне купола Вавилова на период, максимально близкий ко времени радарной съёмки, были использованы три изображения

Landsat-7 от 10, 12 и 28 августа 2014 г., имеющие минимальное покрытие облаками и в достаточной степени отражающие структуру ледниковой поверхности бассейна в языковой его части. В качестве метода использовался прием “feature tracking”, заключающийся в идентификации одинаковых элементов на разновременных изображениях и определении величины их смещения. В данном случае использовался программный инструментарий открытого доступа Glacier Image Velocimetry GIV (Van Wyk de Vries, Wickert, 2021), с возможностями предварительной фильтрации и улучшения изображений, где последующая корреляция выполняется в частотной области. Участок из исходного изображения А и область поиска на изображении В преобразуются с помощью алгоритма быстрого преобразования Фурье, сравниваются, а затем преобразуются обратно. Этот дополнительный шаг повышает скорость работы алгоритма сопоставления. Последний этап сопоставления включает в себя подгонку пика максимума корреляции, обычно гауссовой кривой, по значениям корреляции в соседних ячейках. Расчёты

были выполнены для сетки с ячейкой 60×60 м, определены смещения, рассчитаны векторы и модули скоростей движения. Для дальнейшего использования выполнено медианное сглаживание поля скоростей с заполнением пропусков по ближайшим соседним ячейкам. Построенная карта поля скоростей движения показывает, что скорости закономерно нарастают к краю лопасти, с максимальными скоростями вдоль оси потока, достигая в краевой части значений более 2.5 км/год (рис. 5).

Была построена карта изокоррелят между полем коэффициентов отражения от ледникового ложа и полем скорости движения ледника. Численное значение коэффициента корреляции двух величин определялось как косинус угла между направлениями наибольших градиентов двух полей этих характеристик для каждой их совместной точки. Для этого сначала строились карты направления по сторонам света для этих полей, затем вычислялось поле разницы этих аспектов и косинуса угла этой разницы. При полном совпадении направления наибольших градиентов полей — косинус угла (и соответственно коэффициент корреляции) между ними равен 1, при ортогональном положении он равен 0. Корреляция положительная, если уклоны полей однонаправленны, и отрицательная — при разнонаправленности уклонов.

УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ И ЛОЖЕ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЛЕДНИКОВОГО КУПОЛА ВАВИЛОВА ПО ДАННЫМ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ И КОСМИЧЕСКИХ СЪЁМОК

Условия на поверхности и ложе. По данным аэрорадиозондирования и космических съёмок условия на поверхности и ложе ледника характеризуют коэффициенты отражения от этих границ, интенсивность отражений от поверхности

ледника и поверхностная скорость его движения по данным измерений со спутников Sentinel-1 и Landsat-7 (см. рис. 5).

Сравнение данных аэрорадиозондирования и спутниковых съёмок, приведенных на рис. 5, показывает следующее.

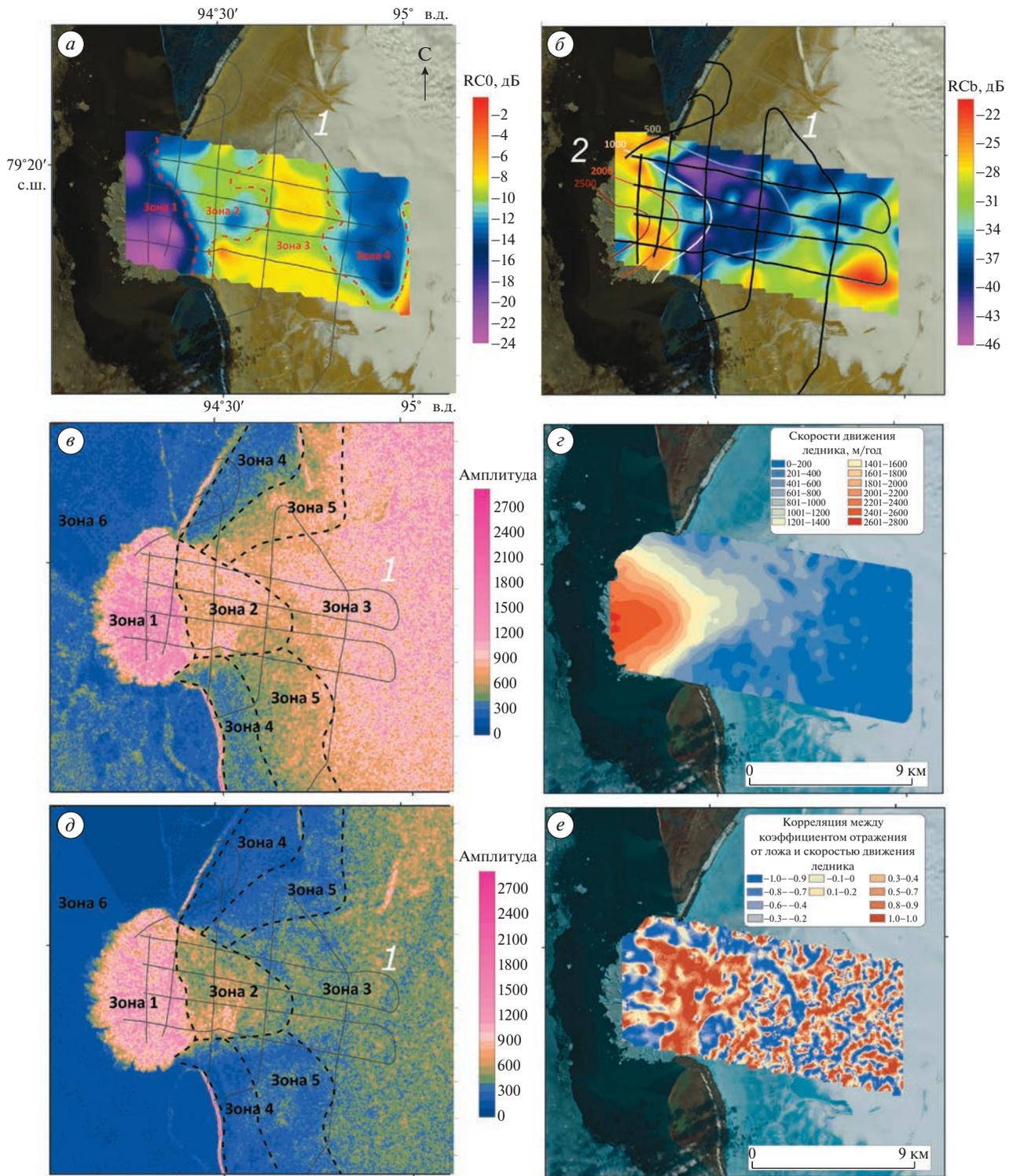
1. На карте коэффициента отражения от поверхности ледника RC0 (рис. 5, а). выделяются 4 характерные зоны. Зона № 1 располагается в западной части и характеризуется наименьшими амплитудами RC0 от -24 до -14 дБ. В этой части поверхности ледника широко развиты густые трещины, с множеством блоков. В связи с этим отражения от поверхности испытывают сильное рассеяние, что приводит к значительному падению амплитуды отраженного сигнала и величины RC0. Зона № 2 располагается восточнее зоны № 1 и характеризуется близкими к среднему значениями отражений RC0 от -13 до -8 дБ. В этой части ледника широко распространены глубокие трещины, пронизывающие толщу ледника, которые также уменьшают уровень отражений от поверхности ледника и её величину. Зона № 3 располагается в центральной части ледяного потока и тянется с юга на север, обрамляя зону № 2 с восточной стороны. Для данной зоны характерны максимальные значения амплитуды отражений RC0 от -5 до -0.6 дБ. Поверхность ледника в этой части менее трещиновата, отчасти покрыта снегом и по всей видимости обводнена, с чем и может быть связан высокий уровень отраженного сигнала. Зона № 4 располагается еще восточнее и находится дальше остальных от фронта ледника и выше них. Амплитуды отражений от кровли здесь значительно отличаются от соседней зоны № 3 и варьируют в диапазоне значений RC0 от -10 до -16 дБ. При этом амплитуды отражений в этой зоне меньше, чем в зоне № 2, для которой характерна трещиноватость. Возможно, падение уровня сигнала в зоне № 4 может быть связано с тем, что она находится уже в фирновой области ледника.

Рис. 5. Условия на поверхности и ложе в западной части ледникового купола Вавилова и поверхностная скорость движения льда по данным аэрорадиозондирования и спутниковых съёмок.

(а) Коэффициент отражения, дБ, от поверхности ледника внутри и вне зоны сильной трещиноватости; интенсивность отражения от поверхности ледника по данным радарной съёмки со спутника Sentinel-1 на частоте 5.405 ГГц с горизонтальной HH (е) и вертикальной HV (д) поляризациями (Modified..., 2014). Профили зондирования (I); (б) коэффициент отражения, дБ от ложа ледника на участках быстро и медленно движущегося льда по данным аэрорадиозондирования. (2) изотакхи движения льда, 500, 1000, 2000 и 2500 м/год. Их цвет соответствует шкале на рис. 5, з; (з) поверхностная скорость движения ледника, м/год, рассчитанная на основе изображений Landsat-7 от 10, 12 и 28 августа 2014 г.; (е) корреляционная связь между коэффициентом отражения по мощности от ложа ледника и его поверхностной скоростью.

Fig. 5. Surface and bedrock conditions in the western part of the Vavilov Ice Cap and surface glacier velocity from airborne radio-echo sounding and satellite imagery data.

(a) Reflection coefficient, dB, from the glacier surface inside and outside the zone of strong fracturing; reflection intensity from the glacier surface according to Sentinel-1 radar imagery at 5.405 GHz with horizontal HH (e) and vertical HV (d) polarizations (Modified..., 2014). (I) is sounding tracks; (b) reflection coefficient, dB from the glacier bed in the areas of fast- and slow-moving ice according to airborne radio-echo sounding data. (2) isotachs of ice motion, 500, 1000, 2000 and 2500 m/year. Their color corresponds to the scale in Fig. 5 г; (z) surface velocity of the glacier, m/year, calculated from Landsat-7 images from August 10, 12, and 28, 2014.; (e) correlation between the power reflection coefficient from the glacier bed and its surface velocity.



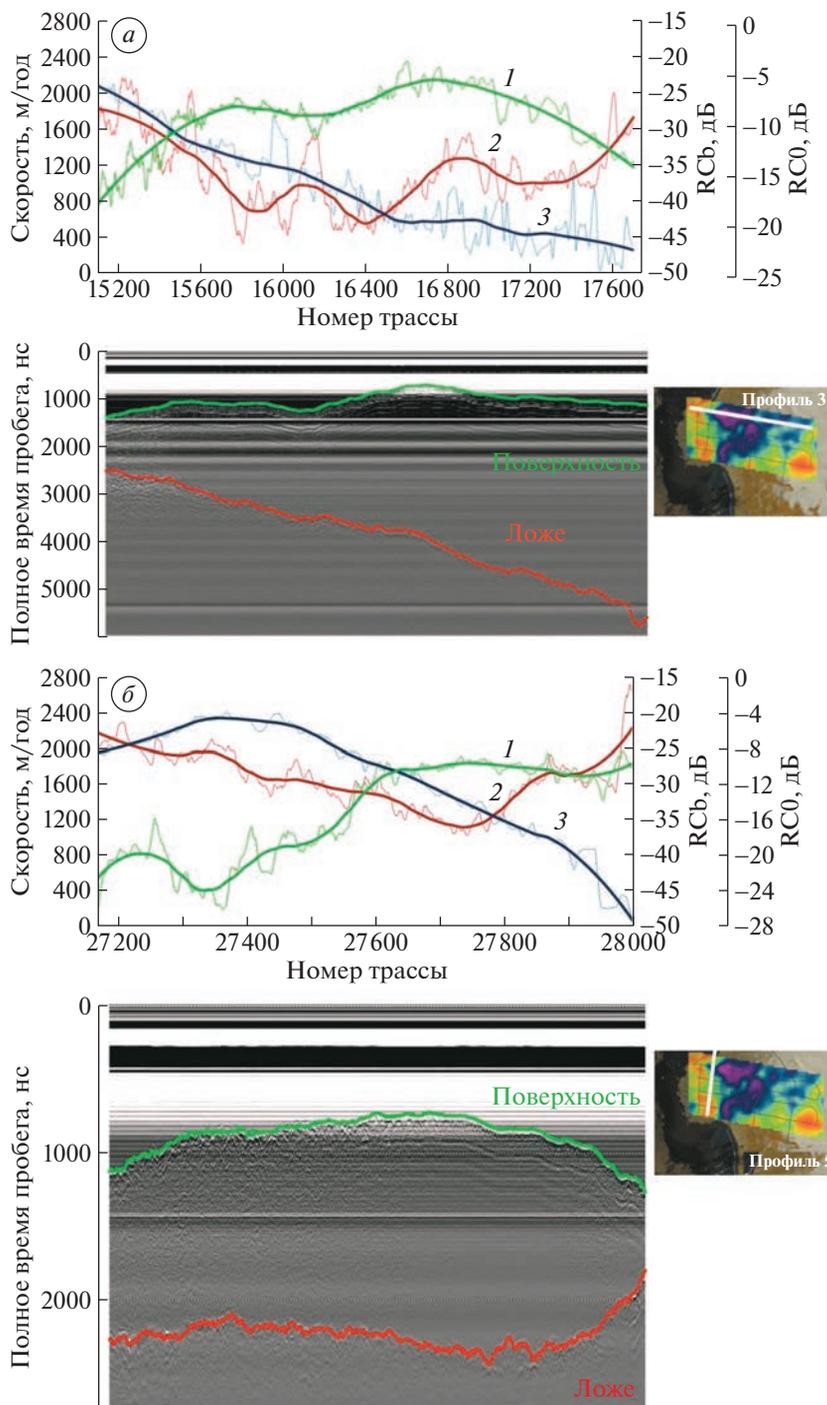


Рис. 6. Коэффициент отражения от поверхности (1) и ложа (2) ледника и поверхностная скорость движения ледника (3) на продольном (а) и поперечном (б) профилях по данным аэрорадиозондирования 15 сентября 2014 г. и снимкам Landsat-7 от 10, 12 и 28 августа 2014 г.

Fig. 6. Reflection coefficient from the surface (1) and bedrock (2) of the glacier and the surface velocity of the glacier (3) on the longitudinal (a) and transverse (b) profiles according to airborne radio-echo sounding data from September 15, 2014, and Landsat-7 images from August 10, 12, and 28, 2014.

2. По радарным данным со спутника Sentinel-1 на поверхности ледникового купола выделяется шесть характерных зон (см. рис. 5, в–д). Зона № 1 характеризуется повышенной амплитудой отра-

жения сигнала в обеих поляризациях. При этом в НН поляризации в южной половине данной зоны наблюдается повышение уровня сигнала. Зона № 2, в отличие от зоны № 1, по-разному проявля-

ется в НН и НУ поляризациях. Амплитуды отражений в НН поляризации в среднем почти вдвое выше. Зона № 3 схожа с зоной № 2, однако наблюдаются повышение амплитуд в НН поляризации и понижение в НУ. Зона № 4 в обеих поляризациях характеризуется относительно низкими значениями отражений со средней амплитудой около 200. Такое понижение значений может быть связано с обводненными участками поверхности ледника. Зона № 5 представляет собой зону градиента повышенных значений амплитуд от зоны № 3 к зоне № 3. Зона № 6 описывается минимальными амплитудами для всей исследованной области и соответствует морской поверхности. В целом на однородных гладких участках, таких как морская поверхность, амплитуды отражений в С-диапазоне были минимальны, в то время как на участках высокой степени трещиноватости (зона № 1) они достигали максимума.

3. Сравнение данных по коэффициенту отражения от ложа ледника показало его положительную корреляцию с темпами движения ледника в области, которая соответствует быстродвижущейся части ледниковой лопасти, наступившей в результате её подвижки на участок мелководья перед прежним фронтом ледника. На этом участке коэффициент отражения от ложа на 20 дБ выше, чем на соседних участках медленно движущегося льда. Такая разница может быть связана не только с изменениями условия обводнения ложа на этих участках, что дало бы разницу около 10 дБ, но и с тем, что ледник наступил на морские рыхлые отложения, обладающие большей электропроводимостью и, в связи с этим, высокими коэффициентами отражения (см. рис. 5). Вся область полученных значений коэффициента отражения от ложа, лежащая в диапазоне от -22 до -42 дБ, соответствует участкам быстро и медленно движущегося льда (см. рис. 4), где этим значениям отвечают значения относительной диэлектрической проницаемости материала ϵ от 5 до 10 и его электропроводности от 10^{-5} до 10^{-2} См/м.

Сравнение того же набора данных для продольных и поперечных профилей (рис. 6) показало, что на участках профилей, где скорости превышают 1000 м/год, наблюдается корреляционная связь коэффициента отражений от ложа и скорости движения ледника. Далее при уменьшении скорости корреляция теряется, однако проявляется связь с коэффициентом отражения от поверхности ледника.

ВЫВОДЫ

1. Предложенная методика расчёта коэффициентов отражения по мощности от поверхности и ложа ледника по измеренным амплитудам отражений от этих границ подходит в случае, если используются калиброванные по мощности значе-

ния амплитуд. Они могут быть получены по данным измерений амплитуды при полёте на разных высотах над ур. моря (с известным коэффициентом отражения по мощности) или при измерениях амплитуды отражений с помощью ступенчатого аттенюатора на входе приёмного устройства моноимпульсного или импульсного радиолока-тора.

2. Установлено, что коэффициент отражения от поверхности ледника существенно зависит от степени её трещиноватости. Измерения коэффициента отражения от ложа ледника позволяют выявить участки с высокими и низкими отражающими свойствами подледного ложа на участках быстрого и медленного движения льда, и дают возможность оценить диэлектрическую проницаемость пород ложа, и по её величине оценить характер пород, подстилающих ледник.

3. Выявлено, что в западной части ледникового купола Вавилова коэффициент отражения от ложа изменяется от -22 до -42 дБ и на участках быстро и медленно движущегося льда отличается на 20 дБ, тесно коррелирует с поверхностной скоростью движения и выдвинувшейся в море после начавшейся в 2012 г. подвижки нижней части ледника. Это может быть связано с обводнением ложа на этом участке и наступанием ледника на морские рыхлые отложения, обладающие повышенной электропроводимостью, и в связи с этим высокими коэффициентом отражения.

4. Разработанная методика обработки интерпретации данных аэрорадиолокационных измерений с 20 МГц локатором ВИРЛ-7 и изображений Sentinel-1 и Landsat-7 может быть применена в других районах горного и полярного оледенения для оценки связи характеристик поверхности и ложа ледников со скоростью их движения. В этом отношении наибольший интерес представляют выводные ледники Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли, где в 2014–2015 гг. с вертолета Ка-32 выполнялись измерения толщины льда и подледного рельефа с целью оценки их айсберговой опасности.

Благодарности. Данная работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 22-27-0699. Авторы благодарны двум анонимным рецензентам за внимательное прочтение рукописи и сделанные замечания.

Acknowledgments. This work was implemented with the support from Russian Science Foundation grant 22-27-00699. The authors are grateful to the two anonymous reviewers for their detailed reading of the manuscript and their comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бушужева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А. Развитие подвижки в западной части ледникового купола

- Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 293–306.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306>
- 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.
- Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Василенко Е.В., Лаврентьев И.И., Мацковский В.В. Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 165–178.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421020079>
- Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Тарасов П.А., Сальман А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Ефимов Я.О., Мамедов Т.Э. Исследование ледников Российской Арктики для обеспечения айсберговой безопасности работ на шельфе // Нефтяное хозяйство. 2018. № 10. С. 92–97.
<https://doi.org/10.24887/0028-2448-2018-10-92-97>
- Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio echo-sounding data // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37.
<https://doi.org/10.3189/002214389793701392>
- Bentley C.R., Lord N., Liu C. Radar reflections reveal a wet bed beneath stagnant Ice Stream C and a frozen bed beneath ridge BC, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 146. P. 149–155.
<https://doi.org/10.3189/S0022143000002434>
- Cacitua G., Urde J.A., Wilson R., Leriaux T., Hernandez J., Rivera A. 50 MHz helicopter-borne data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes. // Annals of Glaciology. 2015. 56. № 70. P. 193–201.
<https://doi.org/10.3189/2015Ao670A953>
- Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Palmer S.J., Bell R.E. Extensive winter subglacial water storage beneath the Greenland Ice Sheet // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43. № 24. 12484–12492.
<https://doi.org/10.1002/2016GL071538>
- Chu W., Hilger A.M., Culberg R., Schroeder D.M., Jordan T.M., Seroussi H., Young D.A., Blankenship D.D., Vaughan D.G. Multi-System Synthesis of Radar Sounding Observations of the Amundsen Sea Sector from the 2004–2005 Field Season // Journ. of Geophysical Research Earth Surface. 2021. V. 126. e2021JF006296.
<https://doi.org/10.1029/2021JF006296>
- Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Bell R.E. Complex basal thermal transition near the onset of Petermann Glacier, Greenland // Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2018. V. 123. P. 985–995.
<https://doi.org/10.1029/2017JF004561>
- Daniels D.J. (ed.) Ground Penetrating Radar. 2nd Edition. The institution of electrical engineers. 2004. 723 p.
- Dowdeswell J.A., Gorman M.R., Glazovsky A., Macheret Yu. Ya. Airborne radio-echo sounding of the ice caps on Franz Josef Land in 1994. Data of Glaciological Studies. 1996. № 80. P. 248–255.
- Fujita S., Holmlund P., Matsuoka K., Enomoto H., Fukui K., Nakazawa F., Sugiyama S., Surdyk S. Radar diagnosis of the subglacial conditions in Dronning Maud Land, East Antarctica // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 1203–1219.
<https://doi.org/10.5194/tc-6-1203-2012>
- MacGregor J.A., Li J., Paden J.D., Catania G.A., Clow G.D., Fahnestock M.A., Gogineni S.P., Grimm R.E., Morlighem M., Nandi S., Seroussi H., Stillman D.E. Radar attenuation and temperature within the Greenland Ice Sheet // Journ. Geophys. Res. Earth Surf. 2015. V. 120. P. 983–1008.
<https://doi.org/10.1002/2014JF003418>
- Modified Copernicus Sentinel data/Sentinel Hub. 2014. // Электронный ресурс. <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser>. Sinergise Ltd (Дата обращения: 26.01.2022).
- Pettersson R., Christoffersen P., Dowdeswell J.A., Pohjola V., Hubbard A., Strozzi T. Ice thickness and basal conditions of Vestfonna Ice Cap, Eastern Svalbard // Geografiska Annaler Series A Physical Geography. 2011. V. 93. P. 311–322.
<https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00438.x>
- Rutishauser A., Blankenship D.D., Young D.A., Wolfenbarger N.S., Beem L.H., Skidmore M.L., Dubnick A., Criscitiell A.S. Radar sounding survey over Devon Ice Cap indicates the potential for a diverse hypersaline subglacial hydrological environment // The Cryosphere. 2022. V. 16. P. 379–395.
<https://doi.org/10.5194/tc-16-379-2022>
- Schlegel R., Murray T., Smith A.M., Brisbourne A.M., Booth A.D., King E.C., Clark R.A. Radar derived subglacial properties and landforms beneath Rutford Ice Stream, West Antarctica // Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2022. V. 127. e2021JF006349.
<https://doi.org/10.1029/2021JF006349>
- Tulaczyk S.M., Foley N.T. The role of electrical conductivity in radar wave reflection from glacier beds // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 4495–4506.
<https://doi.org/10.5194/tc-14-4495-2020>
- Van Wyk de Vries M., Wickert A.D. Glacier Image Velocimetry: an open-source toolbox for easy and rapid calculation of high-resolution glacier velocity fields // The Cryosphere. 2021. V. 15. P. 2115–2132.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-2115-2021>
- Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 206. P. 1113–1118.
<https://doi.org/10.3189/002214311798843430>
- Willis M.J., Zheng W., Durkin IV W.J., Pritchard M.E., Ramage J.M., Dowdeswell J.A., Benham T.J., Bassford R.P., Stearns L.A., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Porter C.C. Massive destabilization of an Arctic ice cap // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 502. P. 146–155.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.049>
- Zheng W., Pritchard M.E., Willis M.J., Stearns L.A. The possible transition from glacial surge to ice stream on Vavilov Ice Cap // Geophysical Research Letters. 2019. V. 46. P. 13892–13902.
<https://doi.org/10.1029/2019GL084948>

Citation: Glazovsky A.F., Kabanov N.A., Macheret Yu.Ya., Soldatenko A.M. Conditions on the bedrock and surface of the Vavilov ice cap (Severnaya Zemlya) during its surge according to airborne radar data *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (2): 174–187. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020072

Conditions on the Bedrock and Surface of the Vavilov Ice Cap (Severnaya Zemlya) During its Surge According To Airborne Radar Data

A. F. Glazovsky^{a,#}, N. A. Kabanov^b, Yu. Ya Macheret^a, and A. M. Soldatenko^b

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

^b Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: glazovsky@igras.ru

The glacier surge at Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russia (79°18' N, 94°40' E) began as early as the mid-1960s with a slow advance of its margin in the western part. Since 2012, the advance switched to the phase of catastrophic movement, which reached its climax in 2016, when the glacier velocity reached 9.2 km a⁻¹. An ice fan with an area of about 140 km² advanced into the Kara Sea water area 11 km from the shore, and a strongly crevassed ice stream was formed in the ice cap itself, which continues to move now with speeds of about 2 km a⁻¹. The dynamic instability of Vavilov Ice Cap can be triggered by changes in basal conditions, which are still poorly known. In this study, we used airborne radio-echo sounding data acquired in September 2014 over the ice cap to characterize its surface and bedrock conditions. Based on the delay time and reflection amplitudes, the power reflection coefficient (PRC) from glacier surface and bedrock was estimated. For its calibration, we used the amplitude of reflections from the sea surface registered from different altitudes. The bedrock PRC values were converted to dielectric permittivity and compared with the glacier surface velocities in 2014 obtained from Landsat-7 images. We found a high positive correlation between the bedrock PRCs and velocities in the area with glacier speed higher than 1000 m a⁻¹. In this area, the PRC is 20 dB higher than in the neighboring slower moving areas. Such a difference may be because the ice stream advanced on marine loose sediments with higher dielectric permittivity and conductivity and a higher reflection coefficient. The range of estimated bedrock PRCs corresponds to bed materials with relative dielectric permittivity from 5 to 10 and electrical conductivity from 10⁻⁵ to 10⁻² Sm m⁻¹.

Keywords: Arctic, ice cap, surge, power reflection coefficient from bedrock, Severnaya Zemlya, airborne radio-echo sounding

REFERENCES

- Bushueva I.S., Glazovsky A.F., Nosenko G.A.* Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 293–306 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306>
- Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu.* Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr. Prospect and Protection of mineral resources*. 2001, 3: 6–11 [In Russian]
- Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lavrentiev I.I., Matskovsky V.V.* Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (2): 165–178 [In Russian]. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020079>
- Sochnev O.Ya., Kornishin K.A., Tarasov P.A., Sal'man A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Efimov Ya.O., Mamedov T.Ye.* Study of glaciers in Russian Arctic for providing of iceberg safety of work on sea shelf. Neftianoe hoziyaystvo. *Oil Economy* 2018, 10: 92–97 [In Russian]. <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2018-10-92-97>
- Bamber J.L.* Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio echo-sounding data. *Journ. of Glaciology*. 1989, 35 (119): 30–37. <https://doi.org/10.3189/002214389793701392>
- Bentley C.R., Lord N., Liu C.* Radar reflections reveal a wet bed beneath stagnant Ice Stream C and a frozen bed beneath ridge BC, West Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 1998, 44 (146): 149–155. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002434>
- Cacitua G., Urde J.A., Wilson R., Leriaux T., Hernandez J., Rivera A.* 50 MHz helicopter-borne data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*. 2015, 56 (70): 193–201. <https://doi.org/10.3189/2015Ao670A953>
- Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Palmer S.J., Bell R.E.* Extensive winter subglacial water storage beneath the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*. 2016, 43 (24): 12484–12492. <https://doi.org/10.1002/2016GL071538>
- Chu W., Hilger A.M., Culberg R., Schroeder D.M., Jordan T.M., Seroussi H., Young D.A., Blankenship D.D., Vaughan D.G.* Multi-System Synthesis of Radar Sounding Observations of the Amundsen Sea Sector from the 2004–2005

- Field Season. *Journ. of Geophysical Research Earth Surface*. 2021, 126: e2021JF006296.
<https://doi.org/10.1029/2021JF006296>
- Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Palmer S.J., Bell R.E. Extensive winter subglacial water storage beneath the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*. 2018, 123: 985–995.
<https://doi.org/10.1029/2017JF004561>
- Daniels D.J. (ed.) *Ground Penetrating Radar*. 2nd Edition. The institution of electrical engineers. 2004: 723 p.
- Dowdeswell J.A., Gorman M.R., Glazovsky A., Macheret Yu. Ya. Airborne radio-echo sounding of the ice caps on Franz Josef Land in 1994. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1996, 80: 248–255.
- Fujita S., Holmlund P., Matsuoka K., Enomoto H. Fukui K., Nakazawa F., Sugiyama S., Surdyk S. Radar diagnosis of the subglacial conditions in Dronning Maud Land, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2012, 6: 1203–1219.
<https://doi.org/10.5194/tc-6-1203-2012>
- MacGregor J.A., Li J., Paden J.D., Catania G.A., Clow G.D., Fahnestock M.A., Gogineni S.P., Grimm R.E., Morlighem M., Nandi S., Seroussi H., Stillman D.E. Radar attenuation and temperature within the Greenland Ice Sheet. *Journ. Geophys. Res. Earth Surf.* 2015, 120: 983–1008.
<https://doi.org/10.1002/2014JF003418>
- Modified Copernicus Sentinel data/Sentinel Hub*. 2014. Retrieved from: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser>, Sinergise Ltd. (Last access: 26 January 2022)
- Pettersson R., Christoffersen P., Dowdeswell J.A., Pohjola V., Hubbar A. Stroz T. Ice thickness and basal conditions of Vestfonna Ice Cap, Eastern Svalbard. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography*. 2011. 93: 311–322.
<https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00438.x>
- Rutishauser A., Blankenship D.D., Young D.A., Wolfenbarger N.S., Beem L.H., Skidmore M.L., Dubnick A., Criscitiell A.S. Radar sounding survey over Devon Ice Cap indicates the potential for a diverse hypersaline subglacial hydrological environment. *The Cryosphere*. 2022, 16: 379–395.
<https://doi.org/10.5194/tc-16-379-2022>
- Schlegel R., Murray T., Smith A.M., Brisbane A.M., Booth A.D., King E.C., Clark R.A. Radar derived subglacial properties and landforms beneath Rutford Ice Stream, West Antarctica. *Journ. of Geophysical Research Earth Surface*, 2022, 127: e2021JF006349.
<https://doi.org/10.1029/2021JF006349/>
- Tulaczyk S.M., Foley N.T. The role of electrical conductivity in radar wave reflection from glacier beds. *The Cryosphere*. 2020, 14: 4495–4506.
<https://doi.org/10.5194/tc-14-4495-2020>
- Van Wyk de Vries M., Wickert A.D. Glacier Image Velocimetry: an open-source toolbox for easy and rapid calculation of high-resolution glacier velocity fields. *The Cryosphere*. 2021, 15: 2115–2132.
<https://doi.org/10.5194/tc-15-2115-2021>
- Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (206): 1113–1118.
<https://doi.org/10.3189/002214311798843430>
- Willis M.J., Zheng W., Durkin IV W.J., Pritchard M.E., Ramage J.M., Dowdeswell J.A., Benham T.J., Bassford R.P., Stearns L.A., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Porter C.C. Massive destabilization of an Arctic ice cap. *Earth and Planetary Science Letters*. 2018, 502: 146–155.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.049>
- Zheng W., Pritchard M.E., Willis M.J., Stearns L.A. The possible transition from glacial surge to ice stream on Vavilov Ice Cap // *Geophysical Research Letters*. 2019, 46: 13892–13902.
<https://doi.org/10.1029/2019GL084948>