

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 550.837

doi: 10.31857/S2076673420010027

Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая

© 2020 г. Г.С. Дьякова^{1*}, А.А. Горевачева², О.В. Останин¹, В.В. Оленченко³, Р.Ю. Бирюков⁴¹Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; ³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука, Новосибирск, Россия;⁴Институт водных и экологических проблем, Барнаул, Россия

*galinabarnaul@mail.ru

Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai

G.S. Dyakova^{1*}, A.A. Goreyavcheva², O.V. Ostanin¹, V.V. Olenchenko³, R.Yu. Biryukov⁴¹Altai State University, Barnaul, Russia; ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; ³Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia; ⁴Institute of Water and Environmental Problems, Barnaul, Russia

*galinabarnaul@mail.ru

Received March 26, 2019 / Revised May 22, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *Altai, electrical resistivity tomography, glacial-permafrost rock formations, GPR-sounding, permafrost, rock glacier.*

Summary

Several complexes of glacial-permafrost stone formations have been studied in the Central Altai using geophysical methods. The features of their internal structure together with characteristic differences between them depending on the dynamic activity, altitude and geomorphological characteristics were determined. Integration of the methods of the electrical resistivity tomography and the GPR-sounding made it possible to distinguish roofs on all the studied formations and to estimate thicknesses of the stone-ice cores. Studying of eight formations with different degrees of activity and located at different altitudes did show that the thicknesses of the stone-ice cores increase with height: from 8–10 m in the mid-mountain zone up to 18–20 m in the highlands. The values of the specific resistance of cores inside the glacial-stone formations are directly proportional to altitudes of the objects (the correlation coefficient is 0.7) that give an indication of increasing in the amount of ice in them with height. The depth of occurrence of the roof of the stone-ice material in the formations is more dependent on the exposure of the slope on which the object is located, and changes from 1–2 m on slopes of the Northern exposure up to 4–6 m on slopes of the Southern and Western exposures.

Citation: Dyakova G.S., Goreyavcheva A.A., Ostanin O.V., Olenchenko V.V., Biryukov R.Yu. Geophysical studies of the internal structure of glacial-permafrost stone formations of the Central Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (1): 109–120. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010027.

Поступила 26 марта 2019 г. / После доработки 22 мая 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *Алтай, георадиолокационное зондирование, гляциально-мерзлотные каменные образования, каменные глетчеры, многолетняя мерзлота, электротомография.*

С помощью комплекса методов электротомографии и георадиолокационного зондирования установлена глубина залегания и оценена мощность каменно-ледяных ядер, а также прослежена взаимосвязь морфологии поверхности и внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая.

Введение

Гляциально-мерзлотные каменные образования (ГМКО) — это скопление сцементированного льдом грубообломочного материала в горах, способного самостоятельно двигаться за счёт

вязкопластического течения льда под действием силы тяжести. В англоязычной литературе такие образования называют *rock glacier*, а в большинстве русскоязычных публикаций принят термин *каменный глетчер*. Интерес к этим образованиям обусловлен значительным количеством содер-

жащегося в них льда, который менее подвержен вытаяванию при повышении температуры, чем лёд в классических ледниках.

В настоящее время для исследования внутреннего строения ГМКО широко применяют геофизические методы. Так, в Восточных Швейцарских Альпах получены данные о внутреннем строении двух каменных глетчеров с помощью комплекса электротомографии, сейсморазведки и георадара [1]. В других исследованиях каменные глетчеры рассматриваются как многофазные объекты и изучаются с помощью сейсморазведки и электротомографии [2]. При изучении каменных глетчеров в Эцтальских Альпах Австрии исследователи оценивают объёмное содержание льда также с помощью геофизических данных [3]. Несколько разновозрастных комплексов ГМКО изучено со стороны Французских Альп; на этой территории ведётся геофизический мониторинг их внутреннего строения более 10 лет. Здесь при исследовании геофизические методы применяют вместе с геоморофологическим анализом изучаемых структур [4].

Комплекс методов, состоящий из электротомографии, георадиолокационного зондирования и сейсморазведки, использовался также для изучения каменных глетчеров в горах Колорадо в США. Авторами этих работ была выделена граница между талыми и мёрзлыми отложениями каменного глетчера; сопротивление каменно-ледяного материала, по их данным, составило порядка 150 кОм·м [5]. Большое число каменных глетчеров выделено на территории безлёдных долин южной части Земли Виктории в Антарктиде, где учёные оценивают скорость движения ГМКО и создают модели внутреннего строения по геофизическим данным [6].

Основная цель настоящего исследования — установить общие закономерности и различия внутреннего строения активных и неактивных ГМКО, расположенных на разных высотных уровнях и имеющих различную морфологию. Активность ГМКО определялась по морфологическим и косвенным признакам. К активным были отнесены ГМКО, имеющие несколько характерных признаков: хорошо выраженный активный осыпной фронтальный уступ; незадернованную или слабозадернованную поверхность ГМКО; обломочный материал на поверхности в подвижном состоянии; ручьи и ключи в

прифронтальной области; заболоченную прифронтальную область; хорошо выраженные поперечные и продольные гряды и ложбины, а также напорные валы перед фронтом (не для всех образований).

Район исследований и ключевые участки

Гляциально-мерзлотные каменные образования широко распространены как в перигляциальной зоне высокогорий Алтая, так и в среднегорной области. Они встречаются в интервале высот от 1230 до 3200 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). Больше всего их встречается в высотном диапазоне от 2300 до 2700 м. Для исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований на территории Центрального Алтая выбрано четыре участка: два в среднегорной области и два в высокогорье. Схема расположения участков показана на рис. 1.

Участок «Сукорский» расположен в долине р. Чуя, на крайних северо-восточных отрогах Северо-Чуйского хребта, и приурочен к северному макросклону массива горы Сукор (рис. 2, а). Согласно исследованиям В.В. Бутвиловского, И.Д. Зольникова и Е.В. Деева [7–9], оползневой обвал в районе горы Сукор, дающий начало нескольким ГМКО, сформировался в конце неоплейстоцена — начале голоцена, т.е. 13–14 тыс. лет назад. Мы предполагаем, что в дальнейшем в толще рыхлообломочных отложений сформировались ледяные ядра. В результате каменно-ледяная толща приобрела способность к самостоятельному движению под действием силы тяжести. Со временем, в процессе изменения климатических условий, часть ГМКО утратила функцию самостоятельного движения и стала неактивной. В настоящее время на исследуемой территории можно выделить один активный и, как минимум, четыре неактивных ГМКО. Каждый из этих объектов имеет несколько разновозрастных генераций. На данном участке были выполнены геофизические исследования четырёх ГМКО методами электротомографии и георадиолокационного зондирования.

Участок «Кукетанар» находится на юго-восточном макросклоне Курайского хребта у подножия вершины высотой 2472 м, на правом бе-

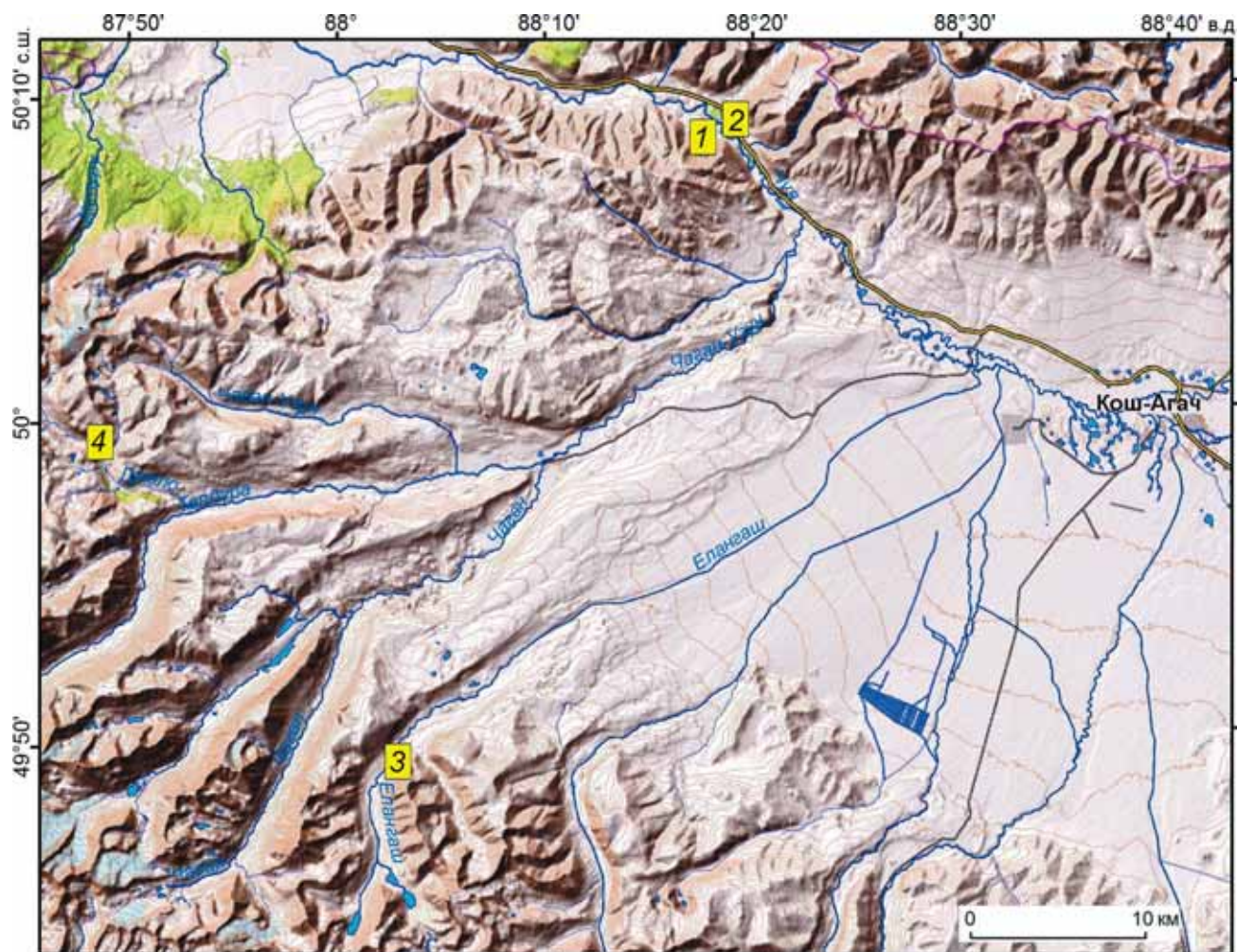


Рис. 1. Схема расположения ключевых участков исследования:

1 – Сукорский; 2 – Кукетанар; 3 – Елангаш; 4 – Джело

Fig. 1. Location of key areas:

1 – Sukorsky; 2 – Kuektanar; 3 – Elangash; 4 – Dzhelo

реку р. Чуя, между её притоками – Кукетанар и Мештуярык (см. рис. 2, б). Участок сложен преимущественно эффузивами среднего и основного состава и их туфами, а также кварцитами и метаморфизованными песчаниками. На исследованном участке долины лежат два ГМКО присклонового типа. Для них характерны небольшая длина (не более 0,4 км) и сливающиеся между собой широкие фронты, образующие единый комплекс ГМКО. Геофизические исследования проводили на северо-западном ГМКО (50°09' с.ш., 88°19' в.д.). Исследуемый ГМКО в плане имеет серповидную форму и находится на переходной стадии от активного к неактивному состоянию.

Участок «Елангаш» расположен на склоне северо-западной экспозиции Южно-Чуйского

хребта, на правом берегу р. Елангаш, выше устья р. Турой (см. рис. 2, в). Сложен песчаниками, алевролитами, метаморфизованными сланцами, а местами – гравелитами. Долина р. Елангаш в пределах участка довольно широкая, с небольшим уклоном, река имеет спокойный характер, умеренно меандрирует и разбивается на несколько рукавов. На этом участке долины находятся пять ГМКО языкообразной формы; их боковые фронты тесно соприкасаются, образуя единый комплекс ГМКО. Длина отдельных образований колеблется от 270 до 550 м, ширина – от 150 до 370 м. Они берут начало на осыпных склонах, которые рассечены многочисленными ложбинами. Геофизические исследования проводились на двух ГМКО: верхнем (крайнем юго-западном:

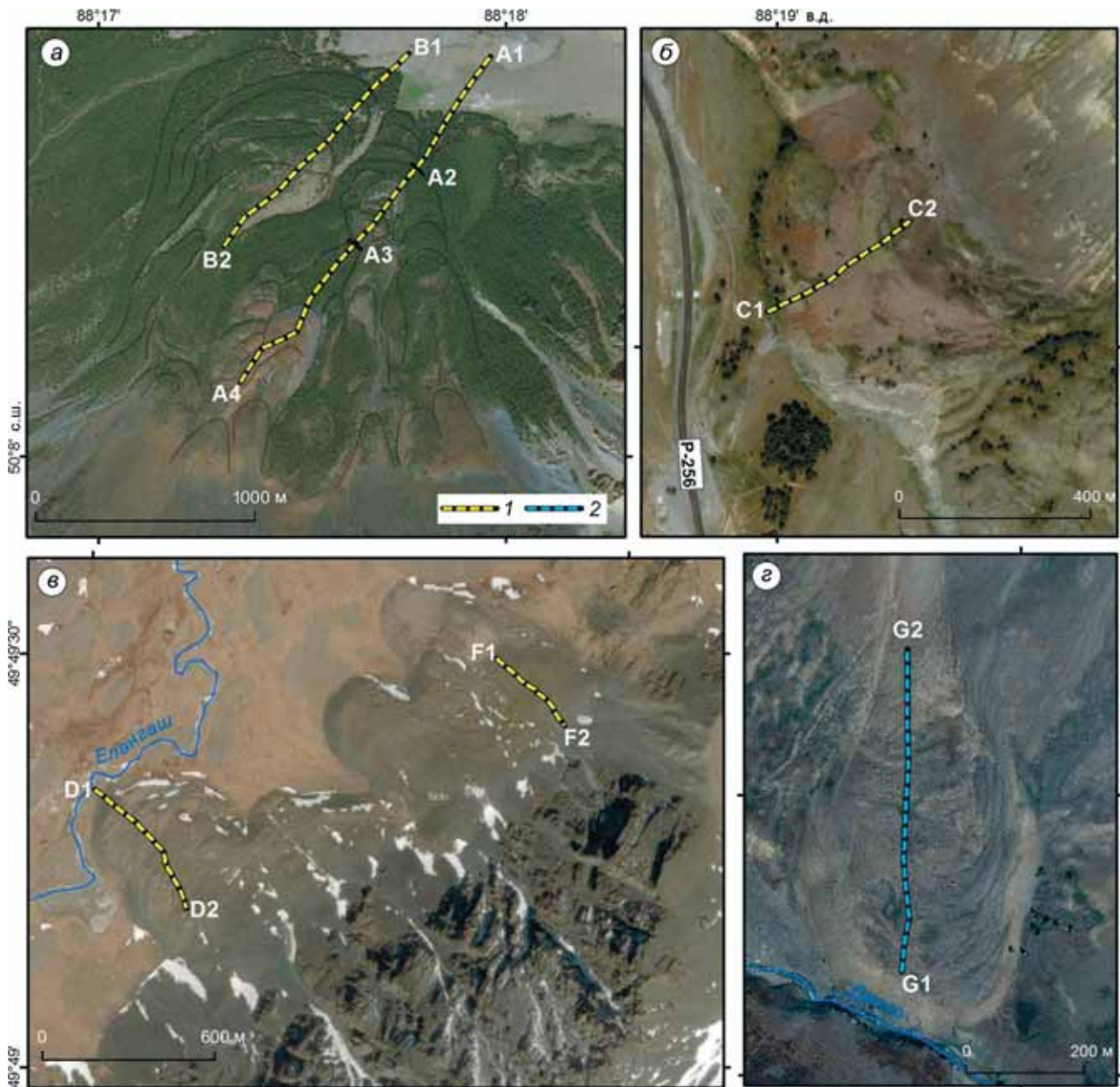


Рис. 2. Схема профилей на участках Сукорский (а), Кукетанар (б), Елангаш (в), Джелло (г):
 1 – профили электротомографии; 2 – профили георадиолокационного зондирования
Fig. 2. Profile location plan in Sukorsky site (a), Kuektanar site (b), Elangash site (c), Dzhelo site (d):
 1 – electrical resistivity tomography profiles; 2 – GPR sounding profiles

49°49'16" с.ш., 88°02'05" в.д.) и нижнем (крайнем северо-восточном: 49°49'29" с.ш., 88°02'49" в.д.).

Верхний – это активное ГМКО, состоящее из одной генерации; уклон поверхности – 15°. Длина потока составляет не менее 550 м, максимальная ширина – 370 м, поверхность сложена обломочным материалом разного размера. Межкаменное пространство заполнено мелкозёмом или свободно от него. Камни находятся в под-

вижном состоянии. Поверхность ГМКО осложнена многочисленными валами, расположенными перпендикулярно направлению движения потока. Растительность крайне разреженная; встречаются отдельные кустарники. По периметру всего фронта каменного потока имеются многочисленные ключи, источником которых, вероятно, служит лёд внутри массива. Поток спускается к руслу р. Елангаш, подпирая основ-

ное русло реки и смещая его к противоположному склону долины на 150 м. Нижнее ГМКО состоит из трёх генераций, верхняя (самая молодая) из которых – активная. Поверхностный рельеф этого ГМКО выражен слабо; его неактивные генерации частично перекрыты соседним ГМКО. Общая длина ГМКО не превышает 510 м; длина активной генерации – 253 м, максимальная ширина – 190 м.

Участок «Джелло» находится на восточных отрогах Северо-Чуйского хребта, на южном макросклоне, в среднем течении р. Джелло (левый приток р. Талдуры, бассейн р. Чуя), на левом берегу троговой долины, выше впадения р. Куркурек (см. рис. 2, з). Участок сложен конгломератами, песчаником, алевролитами, сланцами, встречаются маломощные пласты известняков. Долина в данном месте изгибается, поворачивая с востока-юго-востока на юго-юго-запад. В пределах данного участка поперёк долины расположена ригельная ступень высотой 12–14 м, представляющая собой монолитный блок горных пород, сверху обработанный ледником (курчавые скалы), с глубоким узким врезом р. Джелло. На данном участке долины имеется только одно ГМКО (49°59'15" с.ш., 87°48'25" в.д.). Образование активное, состоит из одной генерации. Форма в плане – языкообразная; морфология поверхности характеризуется хорошо выраженными поперечными и продольными валами и ложбинами. Корневая часть ГМКО берёт своё начало из материала осыпи. Первые признаки движения и поверхностных деформаций начинают проявляться на высоте 2456 м. Фронтальная часть потока опускается до 2360 м. Высота фронтального уступа составляет 23 м; его уклон близок к углу естественного откоса (35°). Общий уклон поверхности ГМКО – 13°; общая длина – 430 м; максимальная ширина – 265 м.

Язык ГМКО выходит на ригельную ступень, которая прорезана рекой; фронтальный уступ подходит вплотную к руслу реки. Его поверхность осложнена многочисленными подковообразными валами, повторяющими по форме линию фронта, а также тремя продольными ложбинами глубиной 3–7 м и длиной 80–210 м, по характеру растительности которых видно, что они более увлажнённые. Поверхность каменного потока пересекает тропа. В прифронтальной области имеются водотоки (ключи).

Методика проведения работ

Для изучения гляциально-мерзлотных каменных образований применён комплекс электроразведочных методов – электротомография (ЭТ) и георадиолокационное зондирование (ГРЛЗ). Схема профилей приведена на рис. 2.

Измерения методом электротомографии проводились с помощью многоэлектродной электроразведочной станции «Скала-48» [10]. При измерениях методом электротомографии на участках *Куктанар*, *Елангаиш* и *Джелло* последовательность подключения электродов соответствовала симметричной установке Шлюмберже ($AB_{max} = 235$ м), при этом глубинность исследований составляла до 40 м. На участке ГМКО *Сукорский* последовательность подключения электродов соответствовала трёхэлектродной прямой и встречной установкам с максимальными разностями $AO_{max} = 215$ м. Глубинность исследований достигала 80 м. Шаг измерений по профилю составлял 5 м на всех объектах.

На участке *Сукорский* проведены измерения на двух профилях в левом и правом бортах цирка Сукорского оползне-обвала (см. рис. 2, а). Профиль А1–А4 исследований электрических зондирований протяжённостью 1315 м начинался в долине р. Чуя (абс. высота 1723 м) и поднимался вверх, пересекая несколько разновозрастных генераций до высоты 2005 м. Профиль В1–В2 протяжённостью 840 м проходил вдоль структуры более древнего ГМКО на высотах 1742–1848 м. На участке *Куктанар* методом электротомографии проведены исследования на профиле С1–С2 (см. рис. 2, б), длина которого составила 235 м, измерения проводились на высотах 1710–1756 м. На участке *Елангаиш* проведены измерения по двум профилям вдоль оси каждой из структур (см. рис. 2, в). Профиль F1–F2 имеет протяжённость 235 м и проложен на высоте 2484–2541 м; профиль D1–D2 протяжённостью 365 м проходит на высотах 2538–2586 м.

Заземление электродов велось с подливом солёной воды, что снизило сопротивление заземлений до приемлемых значений. Инверсию данных электроразведочных исследований проводили в рамках двумерных моделей с учётом рельефа в программе Res2DInv. В результате получены разрезы удельного электрического сопротивления ГМКО по профилям (геоэлектрические разрезы).

Георадиолокационное зондирование проводилось на тех же объектах, что и электротомография. Профили закладывались параллельно профилям электротомографии. Дополнительно зондирование было выполнено на активном языкообразном присклоновом ГМКО в долине р. Джело (Северо-Чуйский хребет). Измерения выполняли георадаром Питон-3 с антенными блоками разных частот (100, 50 и 38 МГц), которые позволяют получать георадиолокационные разрезы глубиной до 20, 40 и 60 м соответственно. При анализе полученных данных установлено, что оптимально использование антенного блока с частотой 50 МГц, максимальная глубина зондирования которого составляет 40 м, а разрешающая способность – 2 м. Для георадиолокационного зондирования на участке *Сукорский* применён георадар ОКО-2 с антенным блоком центральной частоты 150 МГц. Для обработки данных георадиолокационного зондирования использовалась программа GeoScan32. Граф обработки включал в себя вычитание среднего, усиление профиля по глубине и задание рельефа.

Результаты исследований

Электротомография. На рис. 3 показаны геоэлектрические разрезы, полученные на всех изученных объектах. Разрезы характеризуются наличием высокоомного слоя с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) более 10 кОм·м, который интерпретируется как каменно-ледяное ядро ГМКО. На всех разрезах однозначно определяется кровля каменно-ледяных отложений, однако подошву каменно-ледяного ядра ГМКО чаще всего выделить невозможно.

Высокоомные аномалии в разрезе по профилю А1–А4 участка *Сукорский* (см. рис. 3, б) соответствуют нескольким отдельным разновозрастным ГМКО, геоморфологические границы которых отмечены вертикальными линиями на рис. 3, б. Из них два нижних ГМКО (на рис. 3, б отмечены римскими цифрами I и II) находятся в неактивном состоянии, а участок А3–А4, приуроченный к верхнему ГМКО (на рис. 3, б отмечен римской цифрой III), относится к активному, на что указывают высокие значения УЭС, а также ряд геоморфологических признаков. УЭС каменно-ледяного материала в разрезе по профилю А1–

А4 не превышает 160 кОм·м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала уменьшается с 6 м до 0,5 м в верхней части профиля [11].

По геоморфологическим признакам ГМКО, по которому проходит профиль В1–В2 участка *Сукорский*, не активен. Это выражается в отсутствии у него выраженного активного фронтального уступа, общей сглаженности поверхности, а также в высокой степени задернованности его поверхности и развитой древесно-кустарниковой растительности. Для неактивного объекта характерны самые низкие значения УЭС отложений. Остатки каменно-ледяного материала выделяются на 285–350 м, 480–575 м и 600–740 м профиля. УЭС каменно-ледяного материала не превышает 40 кОм·м, сопротивление вмещающей среды – порядка 100–2500 Ом·м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала изменяется от 2 до 5 м [12].

На геоэлектрическом разрезе профиля С1–С2 участка *Куктанар* (см. рис. 3, в) УЭС каменно-ледяного материала составляет более 40 кОм·м, глубина залегания кровли – 2–6 м. Его мощность достигает 10–15 м, однако однозначно выделить подошву этого слоя нельзя. Наиболее высокие значения УЭС каменно-ледяного ядра (более 160 кОм·м) установлены на участке *Елангаиш* на линии F1–F2 (см. рис. 3, д) на высоте порядка 2500 м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного ядра здесь – 3–6 м. Геоэлектрический разрез по линии D1–D2 участка *Елангаиш* также характеризуется высокими значениями УЭС – более 40 кОм·м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала изменяется в пределах 2–4 м. Подробные результаты исследований по профилям С1–С2 и F1–F2 приведены в статье [13].

Сравнение моделей разрезов сопротивлений с разных участков показало, что с увеличением высотного положения ГМКО УЭС каменно-ледяного материала возрастает. На рис. 4 показано распределение сопротивлений каменно-ледяного материала в зависимости от высотного расположения ГМКО. При построении распределения использовались значения УЭС пород более 10 кОм·м, которые соответствуют каменно-ледяному ядру, доверительный интервал по высоте составил ± 50 м. Также на графике отмечены наибольшие и наименьшие значения сопротивлений (см. рис. 4). В полученном рас-

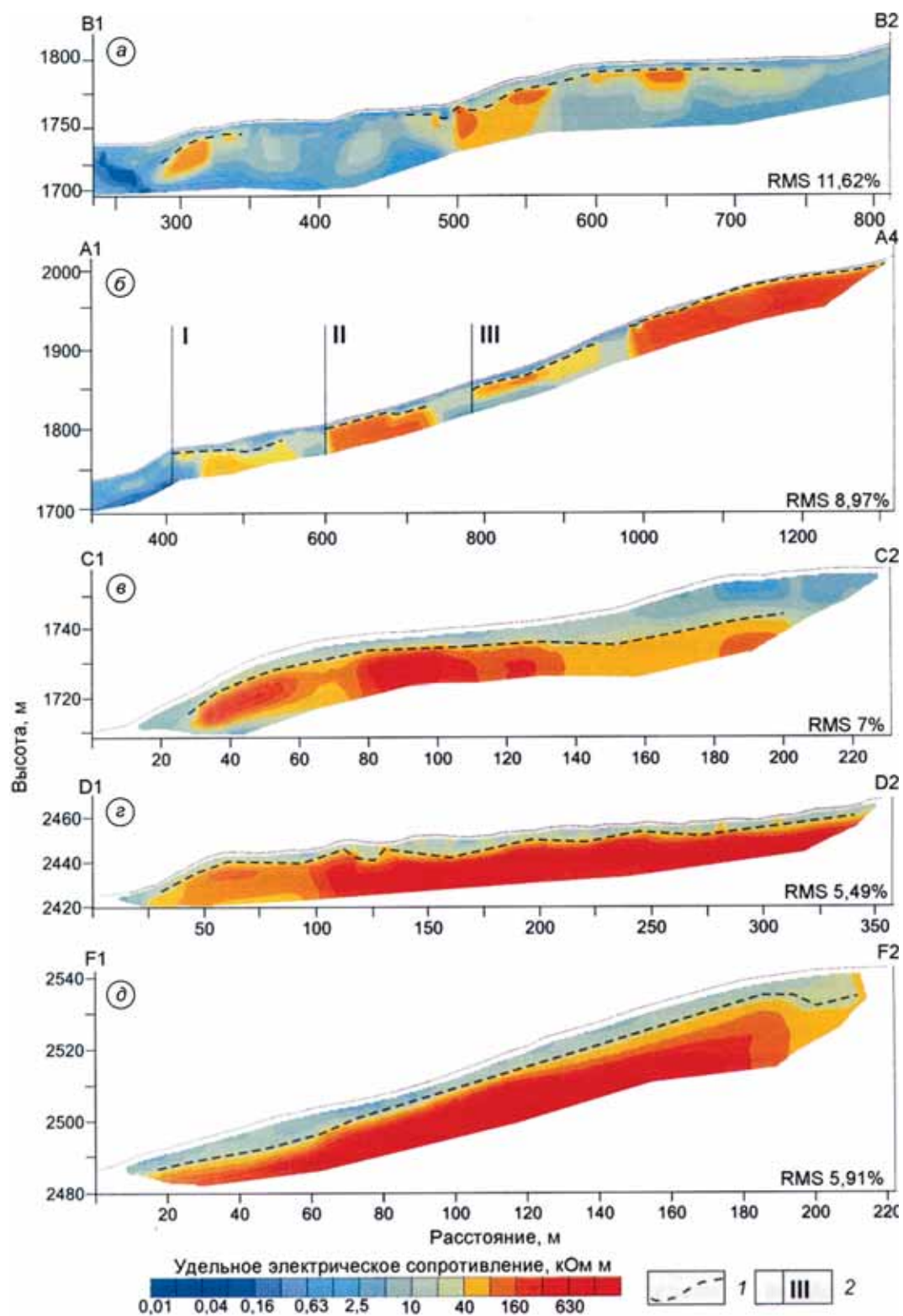


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы гляциально-мерзлотных каменных образований:

1 – кровля каменно-ледяных ядер; 2 – границы отдельных гляциально-мерзлотных каменных образований; RMS – среднеквадратичная ошибка. Расположение профилей показано на рис. 2

Fig. 3. Geoelectric sections of glacial-permafrost rock formations:

1 – roof of the ice core; 2 – boundaries of separate glacial-permafrost rock formations; RMS – root-mean-squared error. Location of profiles shown in Fig. 2

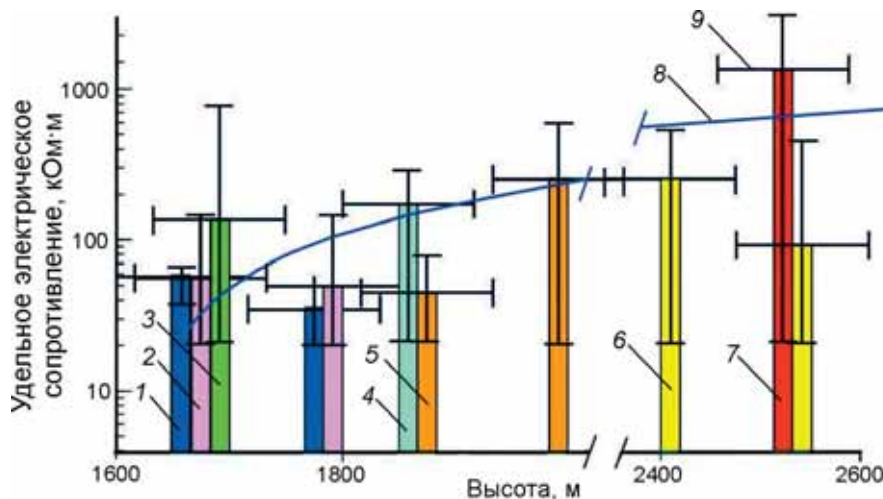


Рис. 4. Распределение удельного электрического сопротивления каменно-ледяных ядер в зависимости от высотного расположения гляциально-мерзлотных каменных образований:

1 – профиль A1–A2; 2 – профиль B1–B2; 3 – профиль C1–C2; 4 – профиль A2–A3; 5 – профиль A3–A4; 6 – профиль D1–D2; 7 – профиль F1–F2 (расположение профилей показано на рис. 2); 8 – линия тренда; 9 – границы доверительных интервалов

Fig. 4. Distribution of electrical resistivity of ice cores depending on the altitude position of the glacial-permafrost rock formations:

1 – A1–A2 profile; 2 – profile B1–B2; 3 – profile C1–C2; 4 – profile A2–A3; 5 – profile A3–A4; 6 – profile D1–D2; 7 – profile F1–F2 (refer to Fig. 2); 8 – trend line; 9 – boundaries of confidence intervals

пределении прослеживается линейный тренд ($y = 0,7191 - 1164,1; r = 0,7$), что указывает на существование зависимости – с увеличением высоты расположения ГМКО повышается УЭС его каменно-ледяного ядра. Отметим, что из данной закономерности выбивается профиль D1–D2. Данный профиль имеет ту же экспозицию, что и профиль F1–F2, и схожую с ним литологию, однако ГМКО, по которому проходит профиль, спускается со склона в пойму р. Елангаш, поэтому его поверхность имеет более пологий уклон, а в нижней части языка межкаменное пространство преимущественно занято мелкозёмом. Это может быть причиной меньших значений УЭС.

Таким образом, анализ геоэлектрических разрезов ГМКО, проложенных на разной высоте, имеющих разную экспозицию и степень активности, показывает, что метод электротомографии позволяет однозначно выделить кровлю каменно-ледяного материала. Что касается мощности каменно-ледяных ядер, то достоверно установить её только на основе данных этого метода невозможно. В распределении сопротивлений прослеживается зависимость от высотного положения ГМКО: с увеличением абсолютной высоты повышается УЭС, что непосредственно связано с уменьшением среднегодовых темпера-

тур и может указывать на увеличение льдистости каменно-ледяного ядра [14].

Георадиолокационное зондирование. Значительная разница в значениях диэлектрической проницаемости пресного льда ($\epsilon = 3$) и воды ($\epsilon = 81$) даёт возможность проследить границу талых и мёрзлых отложений. Таким образом, метод георадиолокации позволяет выделять кровлю, а в некоторых случаях и подошву каменно-ледяного ядра ГМКО.

На радарограмме по профилю G1–G2 (участок *Джело*, рис. 5, а) выделяется пять областей, отличающихся амплитудно-частотными характеристиками: 1) 0–55 м; 2) 55–103 м; 3) 104–189 м; 4) 189–233 м; 5) 233–285 м. Такая зональность связана с изменением электрической проводимости вдоль профиля, влияющей на амплитудно-частотную характеристику георадарного сигнала. К наиболее проводящей относится зона I в прифронтальной части ГМКО. В приповерхностной части разреза G1–G2 на радарограмме прослеживается кровля каменно-ледяного материала. Глубина залегания кровли изменяется по профилю от 3,5 м на первых 150 м профиля и уменьшается до 2 м в верхней части ГМКО. В нижней части разреза также выделяется несколько отражающих горизонтов, которые, вероятно, связаны с подошвой каменно-

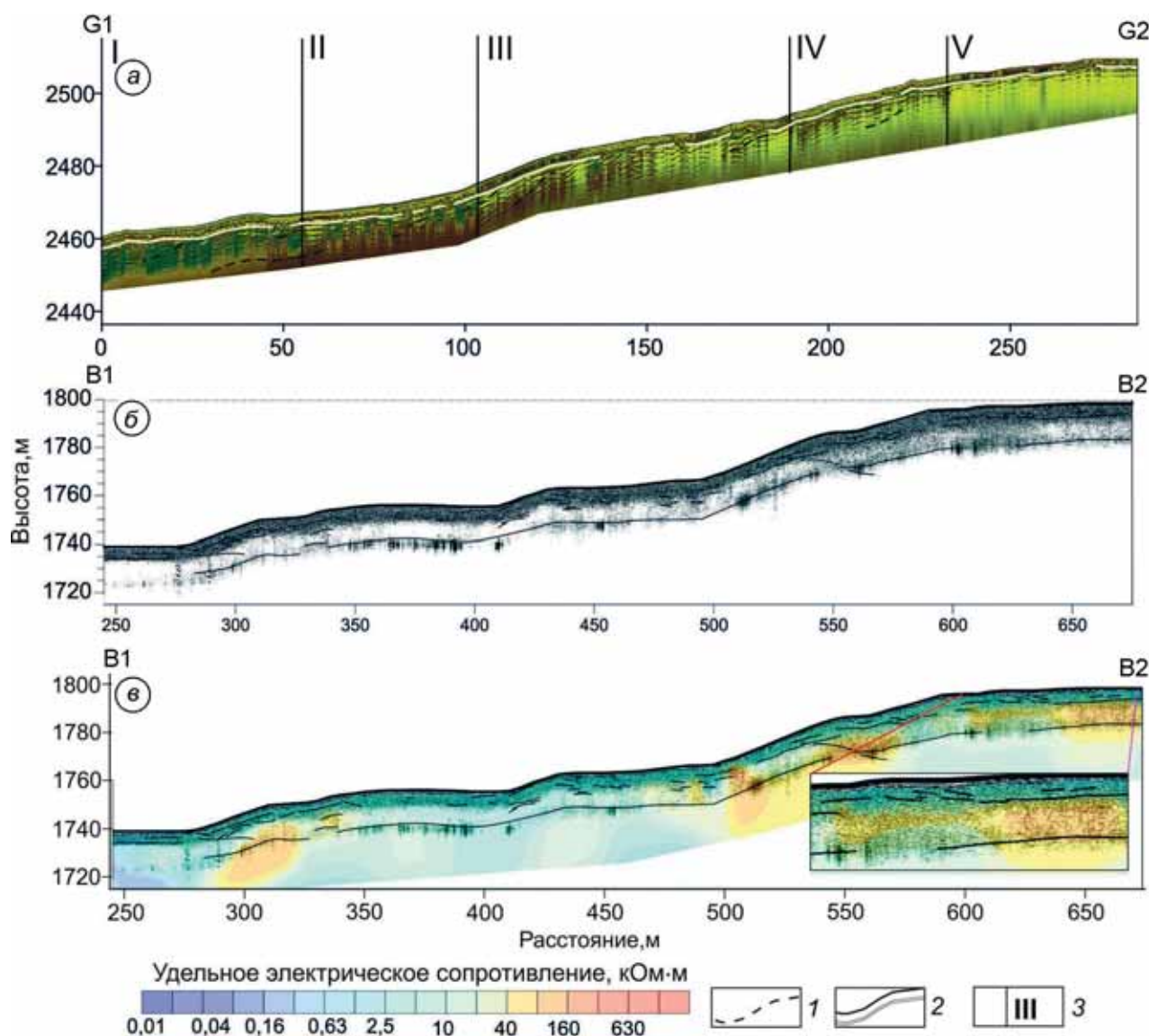


Рис. 5. Георадиолокационные разрезы:

a – на участке Джелю; *б* – на участке Сукорский; *в* – комплексирование данных георадиолокационного зондирования и электротомографии; 1 – предполагаемые границы каменно-ледяного ядра; 2 – установленные границы каменно-ледяного ядра; 3 – границы зон с различными амплитудно-частотными характеристиками. Расположение профилей показано на рис. 2

Fig. 5. GPR sections:

a – from the Dzhelo site; *б* – from the Sukorsky site; *в* – integration of GPR sensing and electrotomography data; 1 – estimated limits of the rock-ice core; 2 – rock-ice core boundaries; 3 – boundaries of zones with different amplitude-frequency characteristics. Location of profiles shown in Fig. 2

ледяного ядра ГМКО, однако однозначно провести данную границу нельзя. Можно предположить увеличение мощности каменно-ледяного материала в нижней части ГМКО: здесь она составляет около 10 м. На участке *Сукорский* по профилю В1–В2 (см. рис. 5, б) можно проследить границы каменно-ледяного ядра, выделенные на основе георадиолокационного зондирования.

На рис. 5, *в* совмещены радарограмма и геоэлектрический разрез по профилю В1–В2. На радарограмме хорошо прослеживается кровля каменно-ледяного ядра на глубине около 3–5 м. Выделенная граница хорошо соотносится с границей, установленной по данным электротомографии. Мощность каменно-ледяного ядра, по материалам ГРЛЗ, составляет здесь 8–15 м,

Характеристика гляциально-мерзлотных каменных образований по данным электротомографии и георадиолокационного зондирования

Характеристики	Участки и профили							
	Сукорский				Куктанар	Джело	Елангаш	
	B1–B2	A1–A2	A2–A3	A3–A4	C1–C2	G1–G2	D1–D2	F1–F2
Высотное положение профиля, м	1742–1848	1723–1790	1766–1838	1824–2005	1710–1756	2358–2442	2538–2586	2484–2541
Экспозиция склона	СВ				ЮЗ	Ю	З	
Глубина залегания кровли каменно-ледяного ядра, м	1,5–5	3–6	1–3	0,5–1	2–6	2–3,5	2–4	3–6
Мощность каменно-ледяного ядра, м	8–15	>15	15	10–15	15–18	10(?)	>18	18–20
Удельное электрическое сопротивление, кОм·м: активной толщи вмещающей каменно-ледяного ядра	0,2–1	0,1–2	1–2	2	1–5	Не определялось	1–5	0,3–4
	0,1–2,5	< 1	< 1	< 2	0,3–5		< 2,5	< 2,5
	10–40	20–40	40	40–160	> 40		> 40	> 160

что значительно меньше предполагаемой мощности, установленной по данным электротомографии, когда мощность на некоторых участках достигала 20–30 м (профили 285–350 м и 480–575 м). На участке профиля 600–740 м можно с уверенностью говорить о выделении подошвы каменно-ледяного ядра ГМКО, так как и по данным ЭТ, и по данным ГРЛЗ мощность составляет около 10 м. В данном случае совместное применение методов ГРЛЗ и ЭТ позволило однозначно выделить как кровлю, так и подошву ГМКО.

Полученные результаты приведены в таблице. При анализе УЭС изученных объектов отмечается увеличение сопротивления с ростом высотного положения объекта, что связано с уменьшением среднегодовых температур и указывает на повышение льдистости каменно-ледяных ядер ГМКО с высотой [13]. Экспозиционная приуроченность объектов практически не влияет на значения УЭС, но отражается на глубине залегания каменно-ледяных ядер ГМКО.

Обсуждение результатов и выводы

Среди исследованных гляциально-мерзлотных каменных образований большинство относятся к активным. Для них характерны большие значения удельного электрического сопротивления каменно-ледяного материала (> 40 кОм·м). Активное состояние гляциально-мерзлотных ка-

менных образований прослеживается и в следующих признаках: хорошо выраженном осыпном фронтальном уступе; незадернованной или слабозадернованной поверхности гляциально-мерзлотных каменных образований; наличии ручьев и ключей в прифронтальной области; заболоченной прифронтальной области; деформации древесной растительности (скручивание и заваливание стволов); хорошо выраженных поперечных и продольных грядах и ложбинах (не для всех образований).

При анализе геоэлектрических разрезов отмечена зависимость удельного электрического сопротивления каменно-ледяных ядер гляциально-мерзлотных каменных образований от высотного положения объекта. Максимальные значения удельного электрического сопротивления ядра (>160 кОм·м) установлены на высоте 2484–2541 м, минимальные – 10–40 кОм·м – отмечаются на 1742–1848 м. Гипсометрическое положение также влияет на внутреннее строение гляциально-мерзлотных каменных образований, при этом с ростом альтитуды уменьшается глубина залегания каменно-ледяного ядра. Например, в интервале высот 1723–2005 м глубина кровли ядра изменилась с 6 до 0,5 м.

Однозначного влияния экспозиции на геоэлектрическое строение гляциально-мерзлотных каменных образований не установлено. Это позволяет сделать вывод, что строение гляциально-мерзлотных каменных образований определяется высотным положением объекта и,

следовательно, величиной среднегодовых температур. Поверхность большинства высокогорных гляциально-мерзлотных каменных образований осложнена валами. Их наличие чаще всего предполагает формирование в структуре нескольких ядер консолидации ледокаменного материала. Положительные морфоскульптуры чаще всего совпадают с их расположением в теле гляциально-мерзлотных каменных образований.

Совместное применение методов электротомографии и радиолокационного зондирования позволило выделить на всех изучаемых образованиях кровлю и оценить мощность каменно-ледяных ядер. Для изученных гляциально-мерзлотных каменных образований характерны мощности порядка 10–20 м. Используя только метод электротомографии, получить однозначные значения мощности каменно-ледяных ядер невозможно. Лучшие результаты по выделению нижней границы гляциально-мерзлотных ка-

менных образований получены для самого неактивного образования, находящегося в талом состоянии, что указывает на необходимость повышения глубинности методов для выделения подошвы каменно-ледяного материала активных гляциально-мерзлотных каменных образований.

Благодарности. Авторы благодарят ИВЭП СО РАН за предоставленное оборудование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00463/18 «Исследование внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая на основе геофизических методов»).

Acknowledgments. The authors thank IWEP SB RAS for the equipment provided. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-35-00463/18 «Research of the internal structure of glacial-permafrost rock formations of Altai on the basis of geophysical methods».

Литература

1. Maurer H., Hauck C. Instruments and methods geophysical imaging of alpine rock glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2007. V. 53. № 180. P. 110–120.
2. Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 453–468.
3. Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Otztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys // *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012. V. 105. № 2. P. 12–31.
4. Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°N, French Alps) // *Geogr. Fis. Dinam. Quat*. 2013. P. 27–38.
5. Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. № 2. P. 107–119.
6. Hassinger J.M., Mayewski P.A. Morphology and dynamics of the rock glaciers in Southern Victoria Land, Antarctica // *Arctic and Alpine Research*. 1983. V. 15. № 3. P. 351–368.
7. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1993. 253 с.

References

1. Maurer H., Hauck C. Instruments and Methods Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2007, 53 (180): 110–120.
2. Hauck C., Bottcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere*. 2011, 5: 453–468.
3. Hausmann H., Krainer K., Bruckl E., Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Olgrube and Kaiserberg rock glaciers (Otztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Austrian Journ. of Earth Sciences*. 2012, 105 (2): 12–31.
4. Bodin X. Present status and development of rock glacier complexes in south-faced valleys (45°N, French Alps). *Geogr. Fis. Dinam. Quat*. 2013: 27–38.
5. Leopold M., Williams M.W., Caine N., Völkel J., Dethier D. Internal structure of the Green Lake 5 rock glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011, 22 (2): 107–119.
6. Hassinger J.M., Mayewski P.A. Morphology and dynamics of the rock glaciers in Southern Victoria Land, Antarctica. *Arctic and Alpine Research*. 1983, 15 (3): 351–368.
7. Бутвиловский В.В. *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golocena Altaya: sobytiyno-katastroficheskaya model*. Paleogeography of the last glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model. Tomsk, 1993: 253 p. [In Russian].
8. Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. *Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef dolin Chui i Katuni*. Quaternary sediments and re-

8. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня. Новосибирск: Изд-во Параллель, 2008. 182 с.
9. Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов северной Евразии) // Литосфера. 2012. № 6. С. 14–35.
10. Балков Е.В., Панин Г.Л., Маништейн Ю.А., Маништейн А.К., Белобородов В.А. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика. 2012. № 6. С. 54–63.
11. Лапковская А.А., Оленченко В.В., Потапов В.В., Шейн А.Н., Горностаева Е.С., Губин Д.И. Строение каменного глетчера Сукорского обвала (Горный Алтай) по данным электротомографии // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. Междунар. конф. 2017. С. 195–198.
12. Лапковская А.А., Оленченко В.В., Дьякова Г.С. Геоэлектрическое строение каменного глетчера Сукорского оползне-обвала (Горный Алтай) // Интерэкспо Гео-Сибирь, 2016. С. 53–57.
13. Дьякова Г.С., Оленченко В.В., Останин О.В. Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 69–76.
14. Шац М.М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны. Новосибирск: Изд-во Наука, 1978. 103 с.
15. Шац М.М. Рельеф и геологическое строение долины Чуи и Катуня. Новосибирск: Параллель, 2008: 182 p. [In Russian].
9. Deev E.V., Zolnikov I.D., Staroverov V.N. Reflection of fast geological processes in sediments and textures (on the example of uneven-aged complexes of northern Eurasia). *Litosfera*. Lithosphere. 2012, 6: 14–35. [In Russian].
10. Balkov E.V., Panin G.L., Manstein Yu.A., Manstein A.K., Beloborodov V.A. Electro-tomography: equipment, methods and experience of application. *Geofizika*. Geophysics. 2012, 6: 54–63. [In Russian].
11. Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Potapov V.V., Shein A.N., Gornostaeva E.S., Gubin D.I. The structure of the stone glacier of the Sukorsky collapse (Gorny Altai) according to electrotomography data. *Arktika, Subarktika: mozaichnost', kontrastnost', variativnost' kriosfery: Trudy Mezhdunarodnoy konferentsii*. Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the cryosphere: Proc. of the Intern. Conf. 2017: 195–198. [In Russian].
12. Lapkovskaya A.A., Olenchenko V.V., Dyakova G.S. Geoelectric structure of the stone glacier of the Sukorsky landslide-collapse (Mountainous Altai). *Interekspos Geo-Sibir'*. Interexpo Geo-Siberia. 2016: 53–57. [In Russian].
13. Dyakova G.S., Olenchenko V.V., Ostanin O.V. Application of the method of electro-tomography to study the internal structure of Altai stone glaciers. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 69–76. [In Russian].
14. Shatz M.M. *Geokriologicheskie usloviya Altae-Sayanskoy gornoy strany*. Geocryological conditions of the Altai-Sayan mountainous country. Novosibirsk: Science, 1978: 103 p. [In Russian].