

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 550.837

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-69-76

Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая

© 2017 г. Г.С. Дьякова^{1*}, В.В. Оленченко², О.В. Останин¹¹Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия;²Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

*galinabarnaul@mail.ru

Application of electrical tomography to study the internal structure of rock glaciers in Altai

G.S. Dyakova^{1*}, V.V. Olenchenko², O.V. Ostanin¹¹Altai State University, Barnaul, Russia;²Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

*galinabarnaul@mail.ru

Received in April 15, 2016

Accepted in August 11, 2016

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

Summary

Internal structure of rock glaciers was investigated at two key sites in Altai by means of electric tomography. It had been found that the rock glaciers of the same type, located at different altitude levels, differ in electric resistances of ice nuclei and the degree of consolidation of the ice material inside of them. Typical characteristics of the ice core of a rock glacier in the high-mountain area are the following: electrical resistivity is about 1000–2000 kOhm·m and a high degree of the ice consolidation, while the same for the mid-mountain region: the electrical resistivity is 150–300 kOhm·m and the presence of the talik zones within the glacier body. Using the method of electric tomography for investigation of the internal structure of the rock-glaciers makes possible to reveal presence of frozen soils and ice and to find the upper boundary of occurrence of them from anomalously high specific electric resistance. However, it is not always possible to determine a thickness of the rock-ice formation, and to estimate a degree of its consolidation that does not allow calculating the ice content volume. Limitations of this technology can be overcome by the use of electric tomography in combination with other geophysical methods.

Поступила 15 апреля 2016 г.

Принята к печати 11 августа 2016 г.

Ключевые слова: Алтай, гляциально-мерзлотные каменные образования, каменный глетчер, электротомография.

На двух ключевых участках территории Алтая выполнено исследование внутреннего строения каменных глетчеров с использованием метода электротомографии. Установлено, что каменные глетчеры, располагающиеся на различных высотных уровнях, отличаются по удельному электрическому сопротивлению и степени консолидации ледяного материала. Для каменно-ледяного ядра каменного глетчера в высокогорье характерны удельное электрическое сопротивление 1000–2000 кОм·м и высокая степень консолидации льда, а для каменного глетчера в среднегорье эта величина равна 150–300 кОм·м, а в теле каменного глетчера присутствуют таликовые зоны.

Введение

Арктические и высокогорные геосистемы — наиболее уязвимые структурные компоненты географической оболочки. В связи с современными климатическими изменениями в последние годы значительно активизировались исследования высокогорных геосистем в целом и отдельных их компонентов в частности. В настоящее время на Алтае наблюдается устойчивая тенденция деградации ледников, которые

служат регуляторами гидрологического режима рек на обширных прилегающих территориях. В результате деградации оледенения могут снизиться водозпасы и произойти аридизация территории, что вызывает в настоящее время беспокойство многих учёных. Однако запасы льда есть не только в ледниках: на Алтае широко распространена многолетняя мерзлота, а также каменные глетчеры.

Каменные глетчеры представляют собой скопления сцементированного льдом грубо-

обломочного материала, по форме напоминающие ледники и способные к самостоятельному движению. Предполагается, что данные образования содержат достаточно большое количество грунтового льда, но гораздо менее подвержены климатическим изменениям по сравнению с ледниками. В последнее десятилетие исследование каменных глетчеров на Алтае заметно активизировалось. Помимо каталогизации этих образований, ведутся точечные исследования, направленные на определение времени образования (радиоуглеродное датирование и лихенометрические исследования [1–3]), скорости течения каменных глетчеров (тахеометрическая съёмка [4]), а также их внутреннего строения [5]. К наименее изученным вопросам относятся: внутреннее строение каменных глетчеров, количество льда-цемента, наличие ледяных ядер и талых зон. Все эти вопросы имеют и практическое значение для оценки водозапаса, и фундаментальное, поскольку позволяют установить условия формирования данных образований и их таксономическую принадлежность. Путём изучения внутреннего строения каменных глетчеров можно выяснить их генезис и факторы формирования, а также оценить объём законсервированной в них воды. Эти образования состоят преимущественно из крупноглыбового обломочного материала, что весьма осложняет исследование их внутреннего строения с помощью бурения или проходки шурфов, делая его чрезвычайно трудоёмким или даже невозможным. В единичных случаях изучение внутреннего строения проводится на каменных глетчерах, «вскрытых» в результате тектонических (землетрясения) или склоновых (сели, оползни) процессов [6].

Использование геофизических методов позволяет изучать внутреннее строение каменных глетчеров по результатам измерений с поверхности. Среди всего многообразия геофизических методов для подобных исследований и в России, и за рубежом чаще всего применяется электротомография [5, 7, 8]. Опыт зарубежных и отечественных исследований показал эффективность этого метода, особенно в сочетании с георадиолокацией, а также с бурением и изучением стенок естественных обнажений в термоэрозионных каньонах и просадках для анализа внутреннего строения каменных глетчеров [7, 9–12].

Район исследований и ключевые участки

Исследования приурочены к российской части Алтая, где к настоящему времени обнаружено и описано более 5 тыс. каменных глетчеров [4, 13, 14]. Ключевые участки находятся в бассейне р. Чуя в пределах горного обрамления Чуйской впадины. Здесь хорошо выражена высотная поясность. Нижняя граница распространения многолетнемёрзлых пород расположена в интервале 1700–1900 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря), где криолитозона имеет прерывистый характер. В пределах Южно-Чуйского хребта имеется область современного оледенения; площадь ледников составляет около 115 км². Одно из ярких проявлений горной криолитозоны – широкое распространение каменных глетчеров различных типов (в бассейне р. Чуя более 1,5 тыс. образований общей площадью 352 км² [13]). В высокогорной области преобладают активные каменные глетчеры, в среднегорной – неактивные и реликтовые формы присклонового типа, хотя встречаются и активные формы.

Для высокогорий Алтая характерны суровый климат и практически полное отсутствие безморозного периода. Холодный период продолжается более восьми месяцев. Среднегодовая скорость ветра составляет 6–7 м/с; до 150 дней в году наблюдается сильный ветер со скоростью более 15 м/с [15]. Среднегодовое количество осадков в высокогорных долинах Южно-Чуйского хребта не превышает 350–400 мм/год; осадки преимущественно выпадают в тёплый период. Снежный покров – маломощный; он постоянно испытывает влияние метелевого переноса, что приводит к сильной дифференциации толщины снежного покрова на выпуклых и вогнутых формах рельефа. Подобные климатические условия весьма благоприятны для развития многолетнемёрзлых пород. Количество осадков в среднегорной области на территории исследования составляет 200 мм/год. В течение года осадки также распределены неравномерно: наибольшее их количество (около 80%) выпадает с мая по сентябрь. Для среднегорной области характерно островное и прерывистое распространение многолетнемёрзлых пород. Для исследования внутреннего строения каменных глетчеров выбрано два ключевых участка: в высокогорной и среднегорной областях (рис. 1).

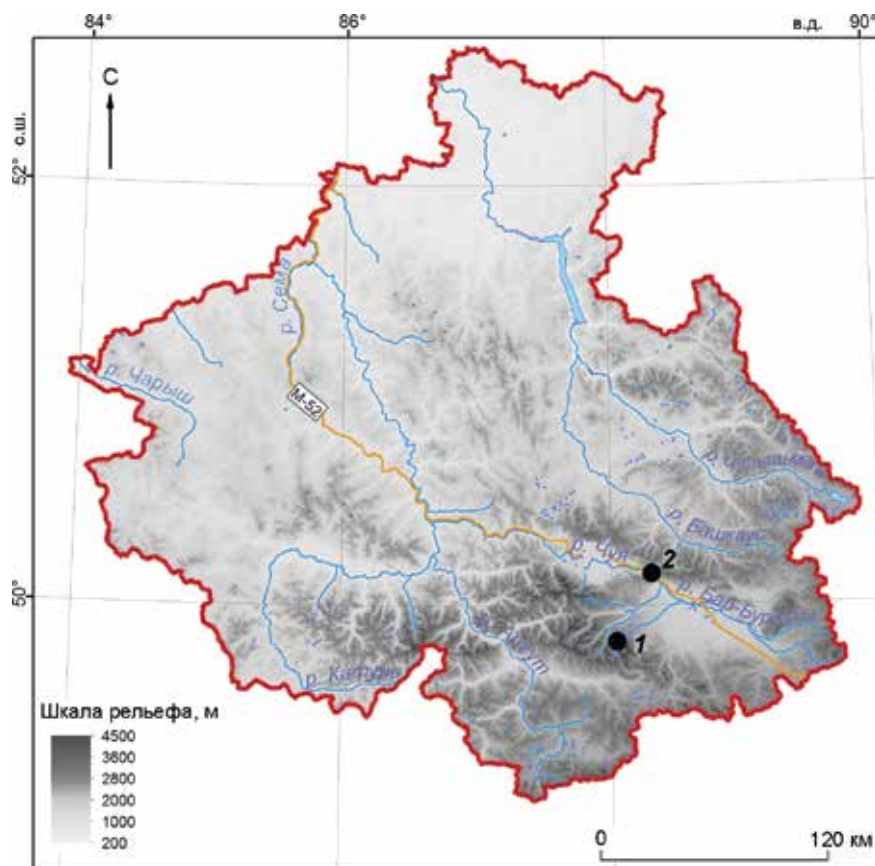


Рис. 1. Расположение ключевых участков исследования на территории Республики Алтай: 1 – в долине р. Елангаш; 2 – в долине р. Чуя

Fig. 1. Location of key areas of research in the Republic of Altai: 1 – in the valley of Elangash; 2 – in the valley of Chuya

Первый ключевой участок расположен на северном макросклоне Южно-Чуйского хребта в средней части долины р. Елангаш (бассейн р. Чуя), близ впадения в неё р. Турой ($49^{\circ}49'$ с.ш., $88^{\circ}02'$ в.д.) (рис. 2, а). Это – каменный глетчер присклонового (криогенного) типа. Его сложная в плане форма образована несколькими частично слившимися потоками языковидной формы, каждый из которых имеет ряд разновозрастных генераций. Корневая часть каменного глетчера формируется из материала осыпей в основании склона северо-западной экспозиции. Первые признаки движения и поверхностных деформаций рассматриваемого потока каменного глетчера начинают проявляться уже в его верхней части на высоте 2542 м. Фронтальная часть этого потока опускается до 2494 м. Общий уклон поверхности не превышает 20° . Общая длина потока каменного глетчера составляет около 515 м, а максимальная ширина – не менее 200 м.

Поток имеет три генерации, последовательно перекрывающие друг друга. Нижняя и средняя генерации имеют задернованную поверхность. Микрорельеф характеризуется слабовыраженной волнистой структурой; пространство между слагающими каменный глетчер крупными глыбами заполнено мелкозёмом. Водотоков (ключей) вдоль их фронтов нет. Поверхность верхней генерации сложена обломочным материалом разной величины. Растительный покров практически отсутствует. Межкаменное пространство незначительно заполнено мелкозёмом или свободно от него. Камни находятся в подвижном состоянии. Микрорельеф поверхности характеризуется слабовыраженными валами высотой от 0,5 до 1,5 м. Прифронтальная часть исследуемой генерации каменного глетчера заболочена.

Второй ключевой участок находится на правом берегу р. Чуя близ устья р. Куктанар, на южном макросклоне Курайского хребта ($50^{\circ}09'$ с.ш.,

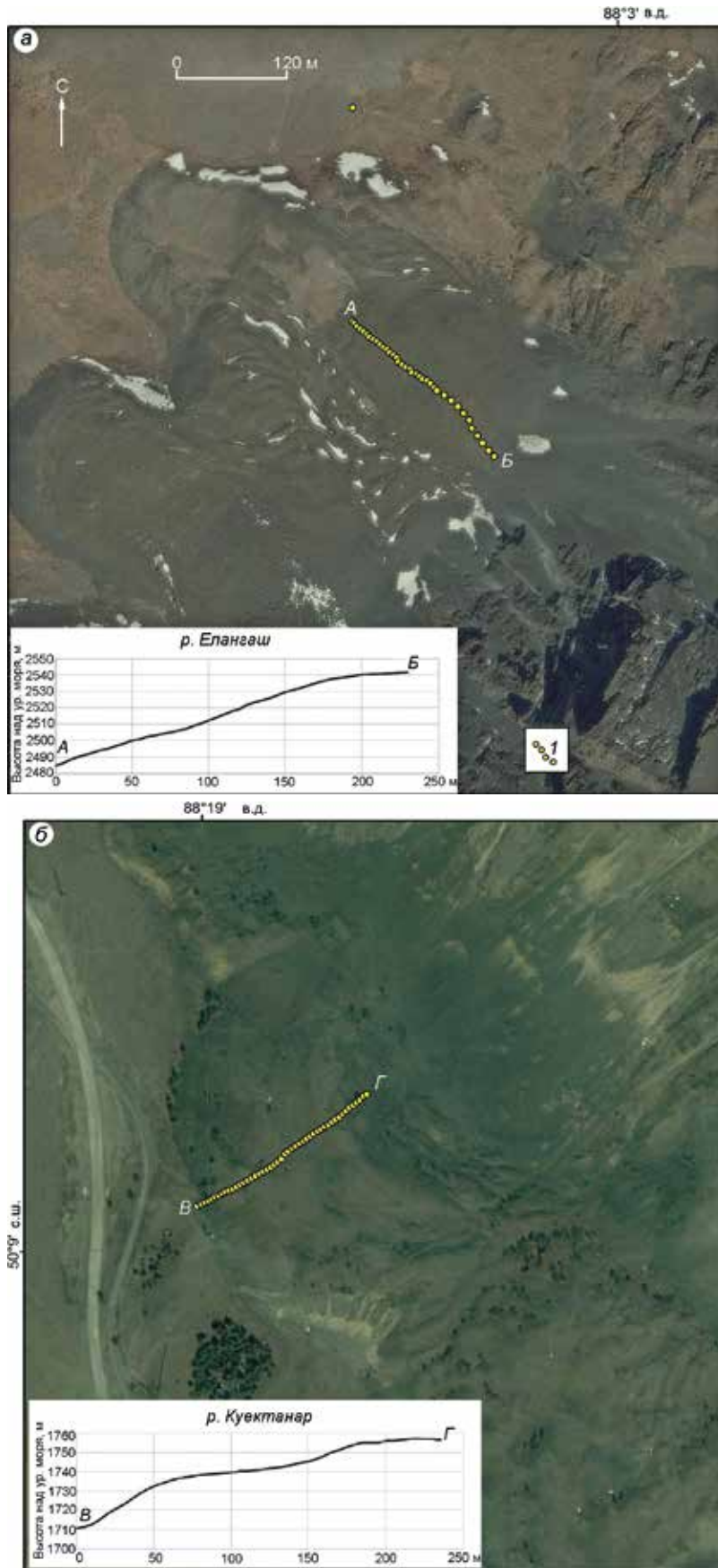


Рис. 2. Линия профиля на ключевых участках исследования:

a – в долине р. Елангаш (Южно-Чуйский хребет); *б* – в долине р. Чуя, близ устья р. Куектанар (Курайский хребет). *АБ* и *ВГ* – профили электротомограммы (*1*)

Fig. 2. Line of profile on the key areas of research:

a – in the Elangash valley (South-Chuiskii ridge); *b* – in the Chuya valley, near the mouth of the Kuektanar river (Kurai ridge). *AB* и *ВГ* – the profiles of electrical resistivity tomography (*1*)

88°19' в.д.) (см. рис. 2, б). Это — также каменный глетчер криогенного (присклонового) типа, но расположен он на более низком высотном уровне. Подошва фронтального уступа нижней генерации находится на высоте 1754 м; верхняя граница второй, более молодой генерации, проходит на высоте 1828 м. Длина потока составляет не менее 320 м, ширина — 405 м. Высота фронтального уступа нижней генерации составляет около 25 м. Общий уклон поверхности каменного глетчера не превышает 16°.

Каменный глетчер имеет две генерации. Нижняя генерация характеризуется незадернованным осыпным фронтальным уступом крутизной не менее 33° с островками кустарниковой и травянистой растительности и отдельно стоящими деревьями (лиственница). Верхняя генерация отделяется от нижней уступом высотой до 10 м. На нижней генерации микрорельеф поверхности выражен слабо, поверхность верхней осложнена многочисленными валами высотой до 2 м. Пустоты между поверхностными обломками на нижней генерации каменного глетчера заполнены мелкозёмом; на верхней генерации количество мелкозёма незначительно, задернение слабое, преимущественно куртинного типа. В прифронтальной части каменного глетчера располагается исток ручья, температура воды в котором близка к 0 °С.

Методика исследований

Электротомография — один из современных методов электроразведки. Это технология, объединившая в себе электрическое зондирование и профилирование и решение двухмерной или трёхмерной обратной задачи электроразведки (инверсия данных) [9]. Данный метод как самостоятельно, так и в совокупности с другими геофизическими методами широко применяется российскими и зарубежными учёными для выявления и исследования многолетнемерзлых пород и каменных глетчеров [7, 9, 12]. При электротомографии мы использовали многоэлектродную электроразведочную станцию «СКАЛА-48». Шаг измерений по профилю составлял 5 м. Последовательность подключения электродов соответствовала установке Шлюмберже с максимальными разносами питающей линии 235 м, при этом глубинность исследований составля-

ла около 40 м. Электроды заземляли с помощью влажного грунта, который размещался между каменным материалом и смачивался подсоленной водой, что позволяло снизить сопротивление заземлений до приемлемых значений. Инверсию данных электротомографии выполняли в рамках двухмерных моделей с учётом рельефа в программе Res2Dinv [16]. В результате зондирования получены разрезы удельного электрического сопротивления каменных глетчеров по профилям (геоэлектрические разрезы).

Результаты исследований и их обсуждение

Каменный глетчер в долине р. Елангаш. Профиль электротомографии протяжённостью 235 м заложен вдоль оси движения каменного глетчера в пределах его наиболее молодой генерации в интервале высот 2485–2542 м. Анализ геоэлектрического разреза показывает, что кровля ледяного тела исследуемого каменного глетчера залегает на глубине 5–6 м от поверхности (рис. 3, а). Удельное электрическое сопротивление пород каменно-ледяного ядра изменяется от 43–48 до 900–2000 кОм·м. На данном каменном глетчере установить нижнюю границу залегания каменно-ледяного ядра невозможно из-за высокой степени консолидации ледяного материала в его теле и экранирующего эффекта от слоя-изолятора. Удельное электрическое сопротивление рыхлообломочного материала на поверхности каменного глетчера в среднем составляет 5500–6000 Ом·м.

Каменный глетчер в долине р. Чуя. Профиль электротомографии также был заложен вдоль оси движения криогенного каменного глетчера в интервале высот 1750–1797 м. Он пересёк прифронтальную зону, подошву, фронтальный уступ и обе генерации каменного глетчера, приуроченного к склону юго-западной экспозиции. Кровля ледяного тела залегает здесь на глубине от 3,5–5 м в нижней генерации до 10 м в верхней (более молодой) генерации. Мощность льдосодержащего материала на данном объекте (удельное электрическое сопротивление 150–300 кОм·м) оценивается в 20 м (см. рис. 3, б). По нашему мнению, более глубокое залегание мерзлых пород на более молодой и гипсометрически выше расположенной генерации объясняется

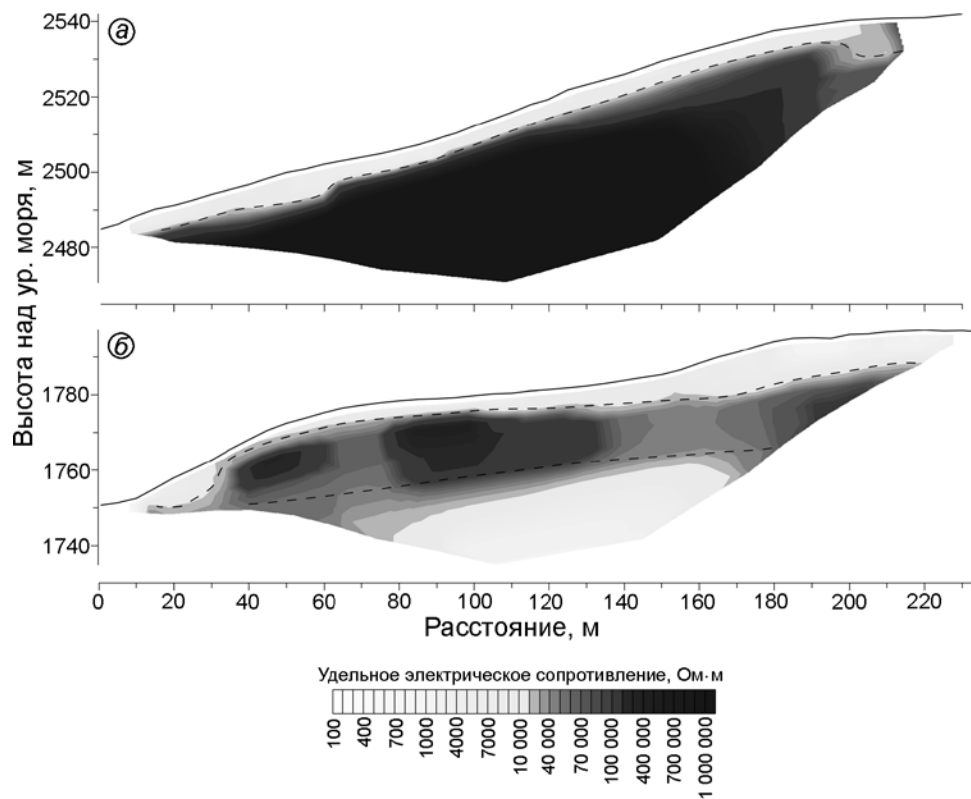


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы каменных глетчеров на участках Елангаш (а) и Кукетанар (б). Пунктиром показаны границы каменно-ледяного ядра

Fig. 3. Goelectrical cross-section of rock glaciers in areas of Elangash (a) and Kuektanar (b). The dotted line shows the boundary of rock-ice core

тем, что пустоты между крупнообломочным материалом, слагающем её поверхность, слабо заполнены, поэтому деятельный слой здесь более мощный, чем на нижней, более древней генерации. Удельное электрическое сопротивление рыхлообломочного материала на поверхности каменного глетчера в среднем составляет 3500–4000 Ом·м. В теле этого каменного глетчера чётко выделяются три ядра консолидации ледяного материала с повышенным сопротивлением (до 300 кОм·м), между которыми фиксируются мёрзлые зоны с пониженным сопротивлением (до 48 кОм·м). В нижней части каменного глетчера зафиксирована таликовая зона, сопротивление слагающих отложений в которой снижается с глубиной с 4500 до 2000 Ом·м.

Отличительные особенности изученных каменных глетчеров – разные удельное электрическое сопротивление их внутренних частей и степень консолидации в них льда. Ядро каменного глетчера, расположенного на высоте 2485–2542 м, отличается значительно бóльшим

удельным электрическим сопротивлением (250–2000 кОм·м) по сравнению с сопротивлением каменно-ледяного ядра глетчера на высоте 1750–1797 м (150–300 кОм·м). Разница в высотном положении объектов составляет 785 м. Логично предположить, что температура мёрзлых пород на высоте 2542 м значительно ниже, чем на уровне 1797 м. На температуру объектов влияет и экспозиция склона.

Таким образом, можно считать, что аномально большое сопротивление объекта в долине р. Елангаш (склон северо-западной экспозиции, высота 2485–2542 м) связано с его относительно низкой отрицательной температурой. Электрическое сопротивление каменного глетчера будет определяться в первую очередь сопротивлением льда, которое сильно зависит от температуры, в то время как удельное электрическое сопротивление каменного материала от температуры зависит слабо. Поэтому, используя известную зависимость удельного электрического сопротивления ледникового льда от температуры [17],

мы можем выполнить приблизительную оценку температуры каменных глетчеров. Для ледникового льда с удельным электрическим сопротивлением около 1000–2000 кОм·м характерна температура порядка -5°C , а для льда с сопротивлением 150–300 кОм·м температура варьирует от -1 до $-1,5^{\circ}\text{C}$.

Заключение

Применение метода электротомографии для исследования внутреннего строения каменных глетчеров позволяет по аномально высокому удельному электрическому сопротивлению (> 20 кОм·м) установить наличие в них мёрзлых грунтов и льда, а также верхнюю, а иногда и нижнюю границы их залегания. Однако

не всегда удаётся определить мощность каменно-ледяного образования, а также оценить степень его консолидации, что препятствует расчётам объёма содержания льда. Использование электротомографии в комплексе с другими геофизическими методами, например георадиолокацией, может устранить ограничения данной технологии. Представленные результаты хорошо согласуются с материалами, полученными зарубежными учёными при исследовании каменных глетчеров и ледников на Юконе, в Альпах и Андах. Так, по данным М. Evin [9], удельное электрическое сопротивление ледникового льда составляет 700–1700 кОм·м, а согласно исследованиям Jan-Christoph Otto и Markus Keuschnig [18], льдосодержащий каменный материал имеет сопротивление более 10–20 кОм·м, а сплошной лёд – свыше 1000 кОм·м.

Литература

1. Дьякова Г.С., Останин О.В. Лихенометрический метод датирования: возможности и перспективы // География и природопользование Сибири. Вып. 15. Барнаул: Издательство Алтайского ун-та, 2013. С. 36–44.
2. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
3. Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana G. The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains // Permafrost and Periglacial Processes. 2007. V. 18. Is. 2. P. 129–136.
4. Останин О.В., Михайлов Н.Н. Современные изменения высокогорных геосистем (на примере Центрального и Юго-Восточного Алтая). Барнаул: Издательство Алтайского ун-та, 2014. 171 с.
5. Лапковская А.А., Оленченко В.В., Потанов В.В., Шейн А.Н., Горностаева Е.С., Губин Д.И. Структура каменного глетчера Сукорского обвала (Горный Алтай) по данным электротомографии // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. междунар. конф. Тюмень: Издательство «Эпоха», 2015. С. 195–198.
6. Галанин А.А. Комплексные каменные глетчеры – особый тип горного оледенения Северо-Востока России // Вест. ДВО РАН. 2005. № 5. С. 59–70.
7. Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И. Новые данные о внутреннем строении, гидрологическом режиме и реологии каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня – источников катастрофических ледово-грязекаменных селей // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогео-

References

1. Dyakova G.S., Ostanin O.V. Lichenometry method of dating: opportunities and prospects. *Geografiya i prirodopolzovanie Sibiri*. Geography and natural resources of Siberia. Barnaul: Publ. of Altai State University, 2013, 15: 36–44. [In Russian].
2. Solomina O.N. *Gornoe oledenenie Severnoi Evrazii v golotcene*. Mountain glaciation of Northern Eurasia in Holocene. Moscow: Nauchnyi Mir, 1999: 272 p. [In Russian].
3. Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana G. The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, 18 (2), April/June: 129–136.
4. Ostanin O.V., Mikhailov N.N. *Sovremennye izmeneniya vysokogornnykh geosistem (na primere Tcentralnogo i Yugo-Vostochnogo Altaya)*. Modern changes of alpine geosystems (on the example of the Central and South-Eastern Altai). Barnaul: Publ. of Altai State University, 2014: 171 p. [In Russian].
5. Lapkovskaja A.A., Olenchenkov V.V., Potapov V.V., Shein A.N., Gornostaeva E.S., Gubin D.I. The structure of the rock glaciers of the Sukorsky landslip (Altai Mountain) according electrical resistivity tomography. *Arktika, Subarktika: mozaichnost, kontrastnost, variativnost kriosfery*. Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the Cryosphere: Proc. of the Intern. Conf. Tyumen: Epoha publishing house, 2015: 195–198. [In Russian].
6. Galanin A.A. Complex rock glaciers – a special type of mountain glaciers of the North-East of Russia. *Vestnik DVO RAN*. Herald of the Far East Branch of the RAS. 2005, 5: 59–70. [In Russian].

- логии. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. С. 369–375.
8. *Farbrot H., Isaksen K., Eiken T., Kaab A., Sollid J.L.* Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard // *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journ. of Geography*. 2005. V. 59. P. 139–148.
 9. *Evin M., Fabre D., Johnson P.* Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. № 8. P. 179–189.
 10. *Hauck C.* Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography // *Geophys. Research Letters*. 2016. V. 29. № 21. P. 121–124.
 11. *Leopold M., Williams M.W., Caine N., Volkel J., Dethier D.* Internal structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. doi: 10.1002/ppp.706.
 12. *Maurer H., Hauck C.* Geophysical imaging of alpine rock glaciers // *Journ of Glaciology*. 2007. V. 180. P. 110–118.
 13. *Дьякова Г.С., Останин О.В.* Гляциально-мерзлотные каменные образования бассейна р. Чуя (Горный Алтай). Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2014. 152 с.
 14. *Останин О.В., Дьякова Г.С.* Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая // *Изв. Алтайского гос. ун-та*. 2013. № 3–2 (79). С. 167–170.
 15. *Сухова М.Г., Русанов В.И.* Климаты ландшафтов Горного Алтая и их оценка для жизнедеятельности человека. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 150 с.
 16. *Loke M.H., Acworth I., Dahlin T.* A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys // *Explorat. Geophys.* 2003. V. 34. P. 182–187.
 17. *Фролов А.Д.* Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино: изд. ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.
 18. Электронный ресурс: *Otto J., Keuschnig M.* Geophysical prospecting on a complex rock glacier in the semi-arid Andes of Argentina (Morenas Coloradas, Mendoza, Argentina). 2012. <http://serc.carleton.edu/vignettes/collection/31903.html>
 7. *Galanin A.A., Olenchenko V.V., Khristoforov I.I.* New data about the internal structure, hydrological regime and rheology of rock glaciers of the Northern Tien Shan – sources of catastrophic ice–dirtstone mudflows. *Fundamentalnye i prikladnye problemy gidrogeologii*. Fundamental and applied problems of hydrogeology. 2015: 369–375. [In Russian].
 8. *Farbrot H., Isaksen K., Eiken T., Kaab A., Sollid J.L.* Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journ. of Geography*. 2005, 59: 139–148.
 9. *Evin M., Fabre D., Johnson P.* Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997, 8: 179–189.
 10. *Hauck C.* Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography. *Geophys. Research Letters*, 2016, 29 (21): 121–124.
 11. *Leopold M., Williams M.W., Caine N., Volkel J., Dethier D.* Internal structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2011. doi: 10.1002/ppp.706.
 12. *Maurer H., Hauck C.* Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2007, 180: 110–118.
 13. *Dyakova G.S., Ostanin O.V.* *Glyatcialno-merzlotnye kamennye obrazovaniya basseina r. Chuya (Gornyi Altai)*. Glacial-permafrost rock formations of Chuya river basin (Altai Mountain). Barnaul: Publ. of Altai State University, 2014: 152 p. [In Russian].
 14. *Ostanin O.V., Dyakova G.S.* Glacial-permafrost rock formations of the Central Altai. *Izvestiya AGU. Proc. of the Altai State University*. Barnaul: 2013, 3–2 (79): 167–170. [In Russian].
 15. *Sukhova M.G., Rusanov V.I.* *Klimaty landshaftov Gornogo Altaya i ikh otsenka dlya zhiznedeyatel'nosti cheloveka*. Climates of landscapes of the Altai Mountains and their assessment for human life. Novosibirsk: Publ. of Siberian Branch of the RAS, 2004: 150 p. [In Russian].
 16. *Loke M.H., Acworth I., Dahlin T.* A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Explorat. Geophys.* 2003, 34: 182–187.
 17. *Frolov A.D.* *Elektricheskie i uprugie svoistva merzlykh porod i ldov*. Electrical and elastic properties of permafrost and ice. Pushchino: ONTI PSC RAS, 1998: 515 p. [In Russian].
 18. <http://serc.carleton.edu/vignettes/collection/31903.html>