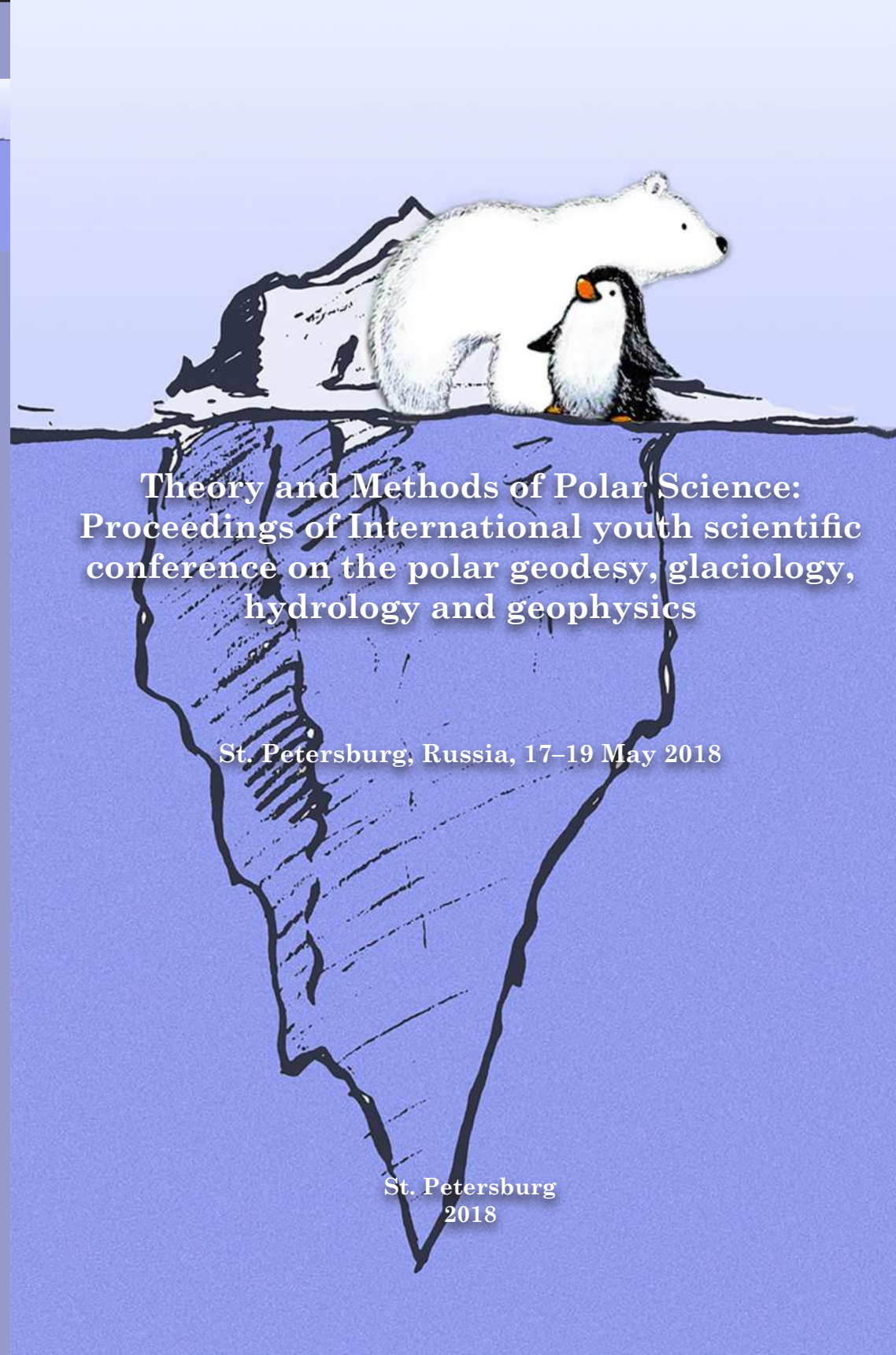




Theory and Methods of Polar Science: Proceedings of International youth scientific conference
on the polar geodesy, glaciology, hydrology and geophysics



Theory and Methods of Polar Science:
Proceedings of International youth scientific
conference on the polar geodesy, glaciology,
hydrology and geophysics

St. Petersburg, Russia, 17–19 May 2018

St. Petersburg
2018

Theory and Methods of Polar Science:
Proceedings of International youth
scientific conference on the polar geodesy,
glaciology, hydrology and geophysics

St. Petersburg, Russia, 17–19 May 2018

St. Petersburg
2018

Theory and Methods of Polar Science: Proceedings of International youth scientific conference on the polar geodesy, glaciology, hydrology and geophysics. St. Petersburg, Russia, 17–19 May 2018 / eds. Popov S.V., Gavrilkina S.A., Pryakhina G.V.—St. Petersburg, Russia, 2018. — 280 pp.

ISBN 978-5-9651-1154-1

This digest contains the papers presented at the International Youth Scientific Conference on the polar geodesy, glaciology, hydrology and geophysics. The common aspects of the scientific investigations in Arctic, Antarctic and mountain glaciers were discussed. The papers are recommended for a wide range of scientists and students interested in the Earth Sciences. The digest was published with the financial support of the RFBR within the framework of the project No. 18-35-10006.

СОДЕРЖАНИЕ

ARTIFACTS IN THE ARCTIC DIGITAL BATHYMETRY MODELS1	
A. S. Abramova	1
МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОГРАФА СТОКА МАЛЫХ ЛЕДНИКОВЫХ РЕК ГОРНОГО АЛТАЯ (НА ПРИМЕРЕ Р. АКТРУ)	
Ю. Д. Аминова, Н. Г. Инишев, В. А. Земцов.	11
ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЁМА ЛЕДНИКА КОЛКА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ НАЗЕМНОЙ СТЕРЕОСКОПИЧЕСКОЙ ФОТОСЪЁМКИ	
К. А. Аристов	18
ИДЕНТИФИКАЦИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТОВ ПО ЗАМЕРАМ ТЕМПЕРАТУРЫ	
Т. А. Афанасьева, П. П. Пермьяков, С. П. Варламов, П. Н. Скрыбин . .	27
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА В АРИДНЫХ ВЫСОКОГОРЬЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ	
Д. Банцев, Д. Ганюшкин, А. Екайкин, К. Чистяков, И. Токарев	35
QUATERNARY SEDIMENTS OF THE NORTHERN GYDAN PENINSULA AND KARA SEA ISLANDS: EVIDENCE OF LATE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE RSL CHANGE	
A. V. Baranskaya, Kh. A. Arslanov, V. Yu. Kuznetsov, F. E. Maksimov, A. Yu. Petrov, V. A. Onoshko, Z. V. Pushina, N. E. Demidov	44
МОДЕЛИРОВАНИЕ ТАЯНИЯ ЛЕДНИКОВ ТЯНЬ-ШАНЯ В XXI ВЕКЕ	
Е. В. Белозёров, Д. А. Петраков, М. Б. Киреева, Е. П. Рец	54
DELINEATION OF UNDERBED TALIK IN THE LENA RIVER DELTA WITH THE USE OF GEOPHYSICS—RESULTS OF GPR, TEM AND ERT MEASUREMENTS	
N. Bobrov, A. Titov, A. Krekhov	60
ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТОВ О. КОТЕЛЬНЫЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)	
И. С. Вахрин	69
МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА ЛЕДОВОГО РЕЖИМА СРЕДНИХ РЕК АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СИБИРИ	
Д. Д. Волкова Е. В. Румянцева	76
TRANSFORMATION OF Khibiny Mountain Valleys by	

SLUSHFLOWS, KOLA PENINSULA, NORTHWESTERN RUSSIA

- E. V. Garankina, V. R. Belyaev, Yu. R. Belyaev, A. L. Gurinov,
M. M. Ivanov, N. V. Kuzmenkova, F. A. Romanenko,
V. V. Surkov, E. D. Tulyakov 85

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ
КАК ФАКТОРЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ
К РАЗЛИВАМ НЕФТИ (НА ПРИМЕРЕ МОРЕЙ КАРСКОГО
И ЛАПТЕВЫХ)

- А. А. Ермолов 95

ВЛИЯНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ЛЕТНИХ АТМОСФЕРНЫХ
ОСАДКОВ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

- А. Ф. Жирков, М. Н. Железняк, П. П. Пермяков 106

ЭВОЛЮЦИЯ ИНСОЛЯЦИИ В ЭКВИВАЛЕНТНЫХ ШИРОТАХ
В АРКТИКЕ И АНТАРКТИКЕ

- И. И. Смульский, А. А. Иванова 114

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ
ГОРНЫХ ПОРОД КЫСТЫКТАХСКОЙ ПЛОЩАДИ НА СЕВЕРЕ
КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

- А. Р. Кириллин, И. Е. Мисайлов, А. Ф. Жирков, М. Н. Железняк 124

ASSESSMENT OF THE MODERN STATE OF RIVER YANA ON
HYDROCHEMICAL INDICATORS IN THE IMPACT ZONE OF THE
EXTRACTIVE INDUSTRY

- M. I. Ksenofontova 132

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ
КАК ФАКТОРЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ
К РАЗЛИВАМ НЕФТИ (НА ПРИМЕРЕ МОРЕЙ КАРСКОГО
И ЛАПТЕВЫХ)

- А. А. Ермолов 141

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА КАРЕЛИИ 154

- М. А. Левичев, И. А. Крайнюкова, Г. С. Бородулина,
И. В. Токарев 152

ЛЕДНИКИ И КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЯКУТИИ

- В. М. Лыткин 162

НОВЫЕ ОСТРОВА НОВОЙ ЗЕМЛИ. ИЗУЧЕНИЕ ТАЯНИЯ
ЛЕДНИКОВ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ
ПО КОСМОСНИМКАМ НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКОВ НАЦПАРКА
«РУССКАЯ АРКТИКА»

- А. В. Макаренко, В. С. Саенко, А. А. Кучейко 171

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АНАБАРО-ХАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ	
И. Е. Мисайлов, А. Р. Кириллин	180
MODELING OF HYDROLOGICAL PROCESSES AT THE VARIOUS LANDSCAPES OF THE PERMAFROST ZONE OF RUSSIA IN CONDITIONS OF POOR INFORMATION	
N. Nesterova, O. Makarieva, T. Vinogradova, L. Lebedeva	187
РЕЗУЛЬТАТЫ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ДУНДЕРБУХТЫ, ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН	
К.В. Полещук, С.Р. Веркулич, З.В. Пушина, А.С. Окунев.	197
DEBRIS FLOW PHENOMENA IN LOVOZERSKIYE TUNDRA, KOLA PENINSULA, NORTHWESTERN RUSSIA	
A. I. Rudinskaya, Yu. R. Belyaev, A. L. Gurinov, E. V. Garankina, V R. Belyaev,	204
ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА БАРЕНЦБУРГ (ОСТРОВ ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)	
Д. А. Соловьева, Л. А. Савельева, С. Р. Веркулич, Э. П. Зазовская	213
INFLUENCE OF BOTTOM WATER TEMPERATURE VARIABILITY ON THE RESULTS OF GEOTHERMAL MEASUREMENTS IN THE KVITØYA TROUGH (BARENTS SEA)	
E. Sukhikh	223
ОПЫТ ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ЛЕДНИКАХ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ	
А. Терехов, М. В. Сыромятина, П. Любицкий, К. В. Чистяков	230
МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ КОМПОНЕНТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОГО ЛЕДНИКА ДЖАНКУАТ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)	
П. А. Торопов, А. А. Шестакова, А. М. Смирнов, В. В. Поповнин	240
CREVASSE DETECTION BY GEOMORPHOMETRIC MODELLING OF DATA FROM UNMANNED AERIAL SURVEY	
I. V. Florinsky, D. P. Bliakharskii	247
БОРА В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ АРКТИКИ (НОВАЯ ЗЕМЛЯ, ПЕВЕК, ШПИЦБЕРГЕН)	
А. А. Шестакова	256

ACCESS TO DRINKING WATER IN THE ARCTIC ZONE OF THE RUSSIAN FEDERATION: PROBLEMS AND PROSPECTS	
E. Shestakova.	264
ASSESSMENT OF EXTREME RIVER RUNOFF IN NORILSK INDUSTRIAL AREA	
E. Shestakova, E. Rumiantseva	270

ARTIFACTS IN THE ARCTIC DIGITAL BATHYMETRY MODELS

A.S. Abramova¹

¹ Geological Institute Russian Academy of Sciences, Russia

ABSTRACT

Several types of artifacts have been identified in digital bathymetry models which represent shape of the Arctic seafloor. This work presents the classification of the types of artifacts encountered in several versions of bathymetry grids such as IBCAO, GEBCO grid, SRTM30_Plus and Global Topography. All of the above-listed products are publicly available through the internet. The artifacts observed could mislead geological interpretations; therefore it is necessary to emphasize the limitations of the portrayal of the seabed by digital bathymetry models. Any digital bathymetry model is a compilation of various data sources with different accuracies, resolution and distribution. Artifacts in the bathymetry grids are characterized by presence and distribution of the source data. They can be caused by systematic errors in the source data, differences in source data horizontal resolution, by the lack of source data, by gridding algorithm and interpolation method (e.g. filling data gaps with gravity, spline interpolation). The encountered artifacts were classified according to the sounding source data types which characterize them. These include: multibeam surveys, singlebeam surveys, single spot sounding, depth contours digitized from contour maps, “patching” different data sources, coastline dataset used for gridding, as well as the lack of any data. The observed artificial “morphology” in bathymetry grids include small and large scale artificial features: ridges and troughs, peak-like or pit-like features, flat areas, deeps and rises, artificial steps, terracing on slopes and negative depth values on land.

Keywords: artifact, digital bathymetry model, IBCAO, GEBCO, Arctic

INTRODUCTION

The release of global (e.g. GEBCO [13], SRTM30_Plus [2], Global Topography and regional compilations (e.g. IBCAO [6]) improved our understanding in the most of earth processes, since bathymetry serves as the base map for any geological, geophysical, environmental or oceanographic investigation. Beyond fundamental research bathymetric applications vary from navigation purposes to studies of coastal erosion and environmental issues. The off-shore continental shelf bathymetry is of particular interest to coastal states’ resource sovereignty, exploration for natural resources, submarine cable planning, habitat mapping, fisheries management, predicting landslides and modeling tsunami impact [1]. Nowadays there is a drastic increase in the number of applications of digital bathymetry

and not only for the scientific purposes. Ever since the release of such exploratory tool as Ocean layer in Google Earth, basically anyone can explore and interpret marine environments and the shape of the ocean floor.

Meanwhile even in the current bathymetric era of high resolution and accuracy multibeam echo sounding and global remote sensing technologies (satellite radar missions), global and regional DBMs of the ocean floor provide limited representation of the shape of the seafloor. Especially such remote and ice-covered areas as the Arctic lack detailed accurate data coverage. Only ~11% of the IBCAO bathymetry model, the most authoritative representation of the Arctic seafloor, is based on multibeam surveys while the remaining ~90% of the Arctic seabed are characterized by single beam soundings from national hydrographic archives, historic point soundings from ice camps and hydrographic charts and in many areas on digitized contours from paper charts [6]. The resolution of digital bathymetry models is defined by the resolution of underlying bathymetric data, which has very sparse density and irregular distribution of source data of various resolutions, which is too inadequate for many marine applications [7]. These data limitations leave the question of accuracy and quality of the DBMs [1].

Artifacts are widely known and common in DBMs. Practically any publication on marine application of DBM mentions artifacts in the models. For many applications the absolute accuracy of the model is not as important as the consistency in the relative change of values. Any operation on the neighborhood values such as aspect, slope and other local derivatives will be affected by the inconsistencies (or artifacts) in the surface [3, 7]. The DBMs are very prone to errors for the reasons of large data gaps that has to be filled by interpolation and wide range of data accuracies [4, 8]. Construction approach of DBMs can be opposed to terrain modeling methods which are often locally adaptive to important landscape features such as ridges and stream lines [14]. One of the main applications of terrain modeling includes hydrological analyses; therefore modeling of land topography is produced on the elements that are hydrologically important. The fact that the surface drains water down the slope provides information to adopt gridding to the directions of the flow, and at the same time serves as a powerful tool for detecting artificial features, such as sinks (pits or depressions) [15]. In the bathymetry world (at least for global products), there has

been no attempt yet to constrain gridding by geomorphologic information, which is one of the reasons for distinct artifacts in the bathymetry surface.

All the working groups involved in digital bathymetric modelling examine optimal gridding methods which minimize artifacts caused by interpolation on large data gaps [11, 12, 4, 6]. There is a great number of studies on elimination of artifacts specific to particular data acquisition sensors, e.g. multibeam sonars [5, 8]. Smith addressed the main problems of gridding bathymetry from contour data and errors in DBMs created by systematic errors in singlebeam data. Marks and Smith addressed errors in six publicly available global bathymetry compilations, such as some interpolation artifacts (terracing effect, visible tracklines in the bathymetry, edge matching) and misregistration errors. Meanwhile there is no recent systematic overview of the types of artifacts that can be encountered in the global and regional digital bathymetry compilations.

This work presents classification of the artifacts encountered in current and previous versions of regional and global digital bathymetric models, which provide the Arctic coverage. The analyzed grids include: regional grid IBCAO and global DBMs SRTM30_Plus, Global Topography and GEBCO_08. Illustrated artifacts originate from different versions of these models. We present typical artifacts caused by the data of particular type (singlebeam, multibeam, single soundings, contours), the interpolation method (e.g. filling data gaps with predicted bathymetry), or gridding algorithm used. In the DBMs which use predicted bathymetry (such as Global Topography, GEBCO and SRTM30_Plus) the artifacts are more emphasized due to the gridding algorithm used: the original measured depths are restored into predicted bathymetry surface with smooth transition using spline in tension algorithm [2, 12]. At the same time IBCAO shows more smooth appearance due to improved gridding algorithm, so-called stacked spline method, which yields preserving bathymetric details of high-resolution data and suppressing the single trackline artifacts [4].

Three regions were chosen for visual inspection for the presence of artifacts in order to cover all types of source data. The types of source data correlate mostly with different morphologic provinces. The following regions were chosen:

Region 1: Shelf area — mainly singlebeam soundings and historic sin-

gle soundings; correlation of gravity with bathymetry is poor because of assumed crustal density and sediment thickness;

Region 2: Abyssal plain—singlebeam soundings and multibeam coverage; correlation of gravity with bathymetry is poor because of the great sediment thickness;

Region 3: Mid-oceanic ridge—multibeam combined with singlebeam and hydrographic soundings; correlation of gravity with bathymetry is good because sediment thickness is low (depending on the local geologic conditions).

The types of artifacts encountered are classified according to the nature of the source data types which characterize them. The classification table and description of the artifacts' "morphology" is given in Table 1.

Table 1. Classification table of types of artifacts encountered in the DBMs, classification is given according to the source data types which characterize them.

Source data type	"Morphology" of an artifact
multibeam and other swath data (Fig. 2, Prof. 1)	artificial high frequency peak-like features in the bathymetry
singlebeam (Fig. 2, Prof. 2,3,4)	linear artifacts such as artificial «ridges» and «troughs» or point features like those caused by single soundings
single soundings (Fig. 4)	artificial peak-like («bumps») or pit-like («holes») features
contours (Fig. 3)	terracing on slopes, or artificial features where contours don't agree with surrounding soundings
interpolation artifacts in the areas with large data gaps (Fig. 5)	flat areas, artificial deeps
no sounding data in predicted bathymetry (Fig. 1)	artificial deeps and rises in the areas where there is no correlation between bathymetry and gravity
edge artifacts—patching several data sources (Fig. 2, Prof. 1)	artificial steps
coastline dataset	negative depth values on land, artificial islands

CONCLUSION

This work presents classification of the artifacts encountered in current and previous versions of regional and global digital bathymetric

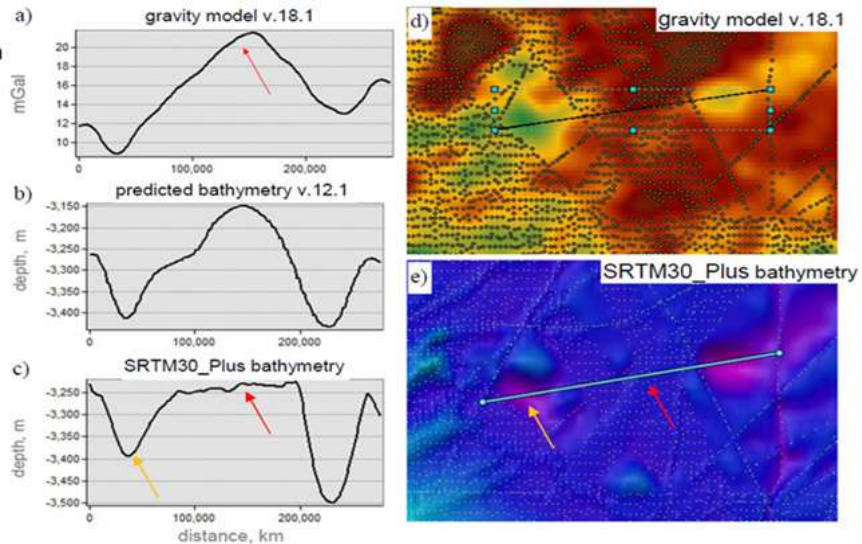


Figure 1. Explains artificial deeps in the SRTM30_Plus (ver. 6.0) bathymetry, in the areas where no correlation between bathymetry and gravity is observed (abyssal plain with high sediment thickness). The dots on the maps (d, e) show the sounding source trackline coverage used for construction of SRTM30_Plus. As discussed in [12], the gravity (a) is scaled by correlation coefficient to the predicted depths (b), and then the measured depths are “polished” to the predicted bathymetry grid to create the final bathymetry grid (c). As can be seen from the profiles, the bathymetry is taken from scaled gravity in the area with no sounding coverage (yellow arrow). Although when gravity and bathymetry profiles are compared in the area where the source sounding data is present (red arrow), there is no observed correlation between them.

models, which provide Arctic coverage. The DBMs include: IBCAO, SRTM30_Plus, Global Topography and GEBCO_08 grids. We present typical artifacts caused by the data of particular type (singlebeam, multibeam, single soundings, contours), the interpolation method (e.g. filling data gaps with predicted bathymetry), or gridding algorithm used. Since the artifacts coincide with the source data coverage used for construction of the grids one of the methods to identify an artifact is to look at source trackline information (e.g. SID). The types of source data correlate mostly with different morphologic provinces, therefore somewhat artifacts also have this correlation. Any DBM is prone to have artifacts, but depending on gridding algorithm they will stand out more or less—e.g. IBCAO bathymetry shows more smooth appearance due to improved gridding algorithm, while datasets which include

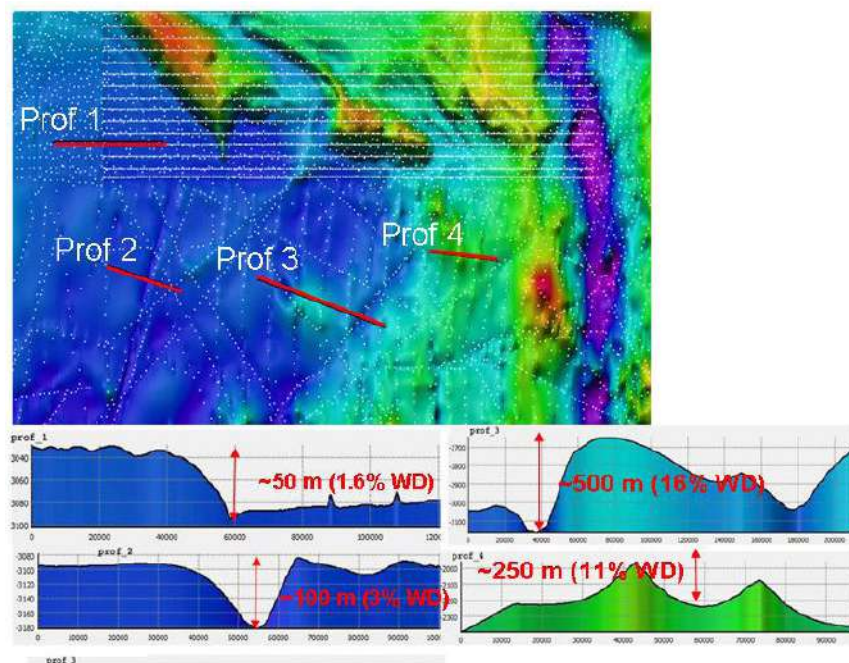


Figure 2. Global Topography bathymetry (ver.13.1) in the mid-oceanic ridge area overlain by source tracklines (white dots) from the Source Identifier file (SID). Artifacts observed: Profile 1: artificial step in bathymetry (patching different data sources), high freq. peak-like features (multibeam); Profile 2,3,4: artificial ridges and troughs (singlebeam). Rainbow depth color scale: from 1200 m (red)—3600 m (purple). Vertical exaggeration is used.

predicted bathymetry will have more emphasized artifacts. The scale of artifacts varies: from artifacts that can be neglected in deep water areas—to the most pronounced artifacts with the amplitude up to 50% of water depth observed on shelf in DBMs which utilize predicted bathymetry.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was conducted under the theme “Geological hazards in the World Ocean: connection with geodynamic state of the crust and upper mantle and neotectonics” (No 0135–2016–0013, State Registration A17–117030610105–9) and supported by the Russian Foundation for Fundamental Research (Grant 18–07–00223A).

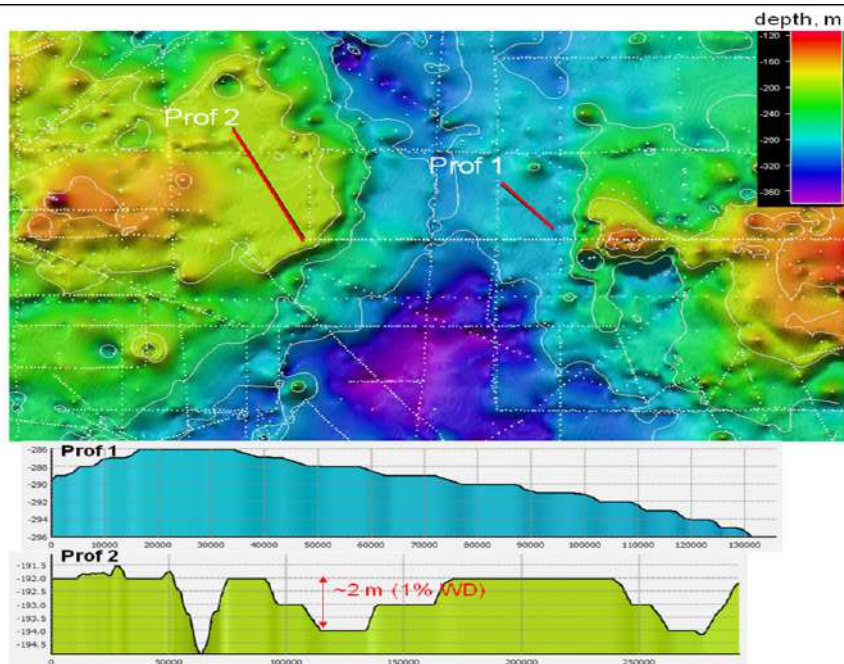


Figure 3: GEBCO_08 bathymetry (ver. 20091120) in shelf area overlain by source tracklines and contours. Artifacts observed: terracing on slopes due to using contours for interpolation. Rainbow depth color scale: from 120 m (red)—360 m (purple). Vertical exaggeration is used.

REFERENCES

- [1] Abramova A.S. Comparison and evaluation of global publicly available bathymetry grids in the Arctic. M. Sc. Thesis, Ann Arbor: University of New Hampshire, USA, 2012, 173 p.
- [2] Becker, J.J., Sandwell, D.T., Smith, W.H., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., et al., Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_Plus, Marine Geodesy, vol. 32/issue 4, pp 355–371, 2009.
- [3] Florinsky I.V., Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology, 2nd ed., Amsterdam: Elsevier / Academic Press, 2016, 486 p.
- [4] Hell, B., and M. Jakobsson, Gridding heterogeneous bathymetric data sets with stacked continuous curvature splines in tension, Mar. Geophys. Res., vol. 32/issue 4, pp. 493–501, 2011.

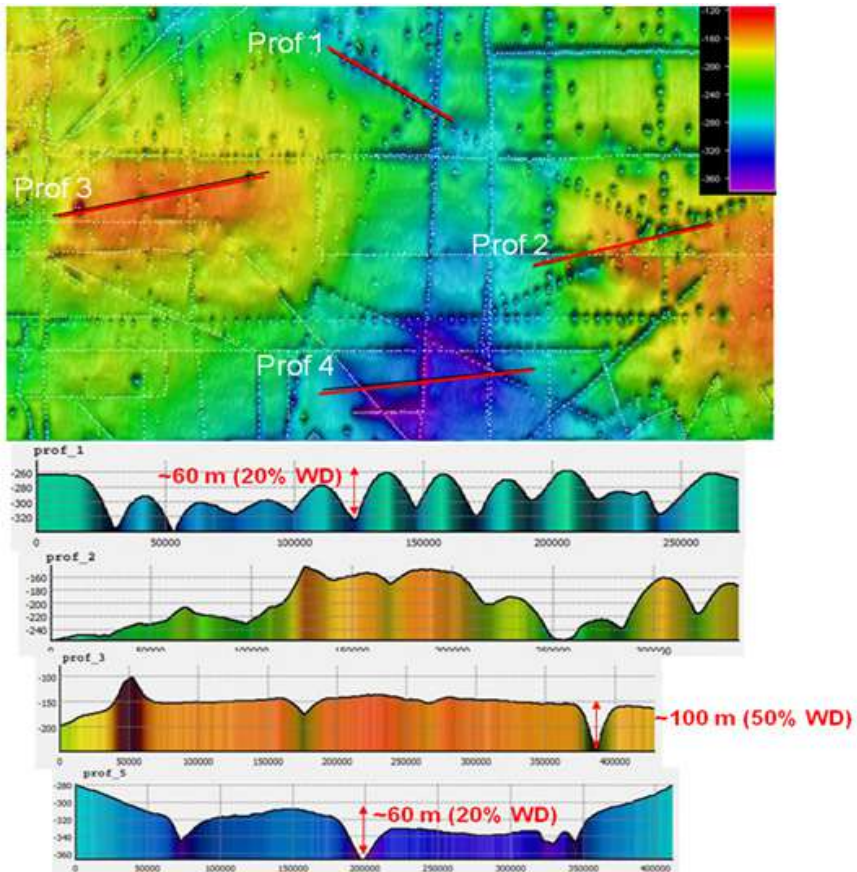


Figure 4: Global Topography bathymetry (ver.13.1) in shelf area overlain by source tracklines. Artifacts observed: artificial “bumps”, “holes” and “troughs” caused by singlebeam, historical single soundings and interpolation with predicted from gravity bathymetry. Rainbow depth color scale: from 120 m (red)–360 m (purple). Vertical exaggeration is used.

- [5] Hughes-Clarke, J. E., Mayer, L. A., and Wells, D. E., Shallow-water imaging multibeam sonars: a new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf, *Mar. Geophys. Res.*, vol. 18, pp 607–629, 1996.
- [6] Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., Dowdeswell J.A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebesco M., Schenke H.W., Zarayskaya Y., et al, The

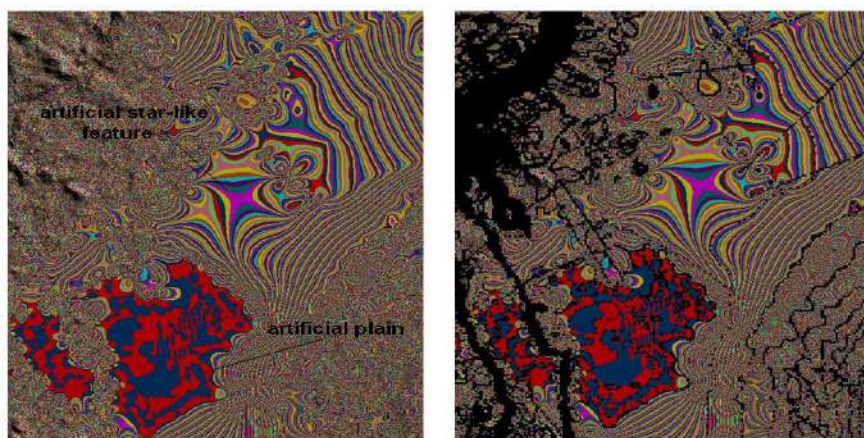


Figure 5: (left) IBCAO (ver. 3.0) bathymetry in the region of Gakkel ridge, unique values color scheme is used (individual color is assigned to each depth value) in order to highlight artifacts. Artifacts observed: artificial plain (red-blue feature), artificial star-like feature caused by lack of data in the area, as well as other artificial funny-shaped features; (right) same as (left) with ship trackline coverage and contours shown in black.

International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0, Geophysical Research Letters, vol. 39/issue 12, L12609, 2012.

- [7] Lecours, V., Dolan, M.J., Micallef, A., Lucieer V.L., A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the sea-floor, Hydrology and Earth System Sciences, vol. 20, pp 3207–3244, 2016.
- [8] Lecours, V., Devillers, R. Lucieer L., Vanessa & Brown, Craig, Artefacts in Marine Digital Terrain Models: A Multiscale Analysis of Their Impact on the Derivation of Terrain Attributes, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 55. pp 5391–5406, 2017.
- [9] Marks, K.M. and Smith, W.H.F, An evaluation of publicly available global bathymetry grids, Mar. Geophys. Res., vol. 27/ issue 1, pp 19–34, 2006.
- [10] Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F., 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-a altimetry: ridge segmentation versus spreading rate, Journal of Geophys. Res., vol.

- 114/ issue B01411, pp 1–18, 2009.
- [11] Smith, W.H.F., On the accuracy of digital bathymetric data, *J. Geophys.Res.*, vol. 98, pp 9591–9603, 1993.
- [12] Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, vol. 277/ issue 5334, pp 1956–1962, 1997.
- [13] The GEBCO_08 grid, version 20091120, British Oceanographic Data Centre (BODC), http://www.bodc.ac.uk/data/online_delivery/gebco/, 2008.
- [14] Wilson, J.P., Gallant, J.C., 2000, Digital terrain analysis, in *Terrain analyses: principles and application*, eds. Wilson, J.P., Gallant, J.C., John Wiley & Sons, Inc., pp. 1–28, 2000.
- [15] Wise, S., Assessing the quality for the hydrological applications of digital elevation models derived from contours, *Hydrological Process*, vol. 14, pp 1909–1929, 2000.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОГРАФА СТОКА МАЛЫХ ЛЕДНИКОВЫХ РЕК ГОРНОГО АЛТАЯ (НА ПРИМЕРЕ Р. АКТРУ)

Ю. Д. Аминова¹, Н. Г. Инишев¹, В. А. Земцов¹

¹ Томский государственный университет, Россия

АННОТАЦИЯ

Выполнено моделирование гидрографов стока ледниковой реки Актру с суточным разрешением по метеоданным и характеристикам водосбора. Представлены первые результаты апробации модели для предсказания гидрографа реки с учетом изменения ледниковых зон с использованием программы TRANS_df, разработанной Н. Г. Инишевым в Томском госуниверситете.

Ключевые слова: гидрологическое моделирование, Горный Алтай, Актру, изменение климата.

Активные климатические изменения, начавшиеся достаточно давно, не могли не сказаться на характеристиках стока рек. Внутригодовое распределение стока особенно реагирует на климатическую изменчивость, так как зависит от источников питания, меняющихся в зависимости от высот водосбора, площади бассейна, слагающих пород и другого. Изменения климата имеют различные региональные проявления и последствия и не всегда носят негативный характер. В горных условиях с этими изменениями связаны колебания баланса массы ледников и, соответственно, речного стока. Горный Алтай является крупным районом оледенения Южной Сибири. По данным [9], [10], [11] площади и объемы ледников Горного Алтая в последнее время интенсивно сокращаются.

Проблема прогнозирования стока с учетом текущих изменений климата и, как следствие, изменения площади ледников может быть решена с помощью гидрологических моделей разного типа [6], [7].

Целью работы является оценка возможности использования модели TRANS_df, разработанной в Томском госуниверситете, для моделирования стока горных ледниковых рек. Ранее эта модель использовалась для имитации стока равнинных рек с залесенными и заболоченными водосборами [5].

Объектом исследования была выбрана река Актру, левый приток р. Чуя. Верхняя часть бассейна Актру расположена в горном узле Биш-Иирду (Северо-Чуйский хребет), который является одним из крупнейших центров оледенения Горного Алтая. Площадь горно-ледникового бассейна Актру до метеостанции (ГМС) Актру составляет 42,9 км², [12] средняя высота 3055 м. Значительная часть территории занята ледниками (14 км²) [8], самые крупные из них Большой и Малый Актру занимают 13 км². За начало реки Актру принимаются два водотока — Большой и Малый Актру, которые текут от концов одноименных ледников, лежащих на высоте 2400 и 2200 м (рис. 1).

По режиму р. Актру относится к рекам со снегово-ледниковым питанием. Сток воды формируется, в основном, в результате таяния снега и ледников и приходится на теплый период (с мая по сентябрь). Река характеризуется значительными колебаниями стока по годам, в течение сезона и в течение суток, что связано с режимом температур, осадков и таяния ледников.

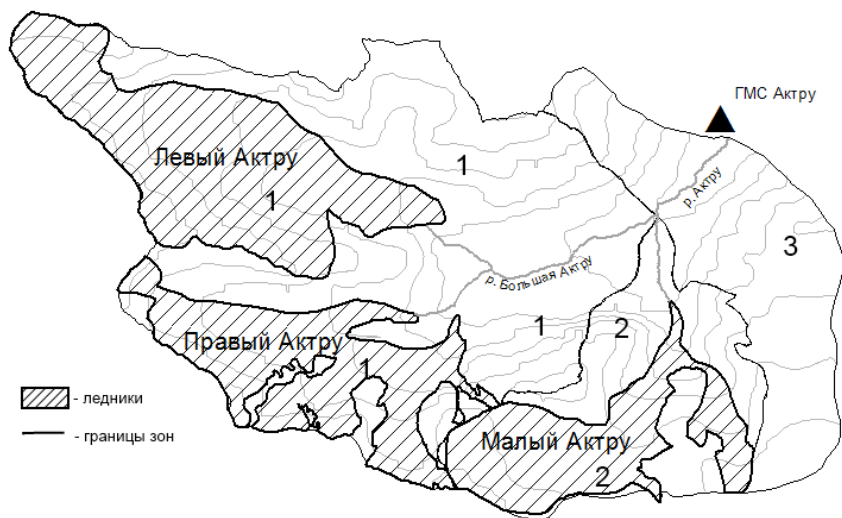


Рис. 1 — Схема верхней части бассейна р. Актру. 1 — территория первого участка; 2 — территория второго участка; 3 — территория третьего участка.

В качестве модели для исследования стока реки Актру была использована программа TRANS_df, разработанная на кафедре гидро-

логии Томского госуниверситета Н. Г. Инишевым [1], [2], [3]. При расчете стока р. Актру в модели учитывается высотная поясность и ландшафтная неоднородность в бассейне. Для каждой выделенной зоны с однородными условиями формирования стока нами рассчитан гидрограф стока за каждый год многолетнего периода (1973–1991 гг.) с суточным разрешением. Для расчета гидрографа использовано более 30 параметров, часть из которых определена по имеющимся данным о бассейне, часть — методом оптимизации Розенброка. Основные параметры модели: коэффициент изменения запаса воды в снеге с высотой, характеристики боковых притоков, коэффициент стайвания, параметры, учитывающие потери воды на водосборе.

Оценка запасов воды в снежном покрове выполняется по материалам снегомерных съемок перед началом таяния снега или по сумме осадков за зимний период. Ежедневная водоподача на поверхность водосбора определяется по результатам расчета интенсивности снеготаяния и водоотдачи из снега по методу А. Г. Ковзеля с учетом неравномерности залегания снежного покрова в выделенных зонах. Распределение запасов воды в снеге в пределах каждой выделенной зоны аппроксимируется кривой гамма-распределения.

Учет осадков в период снеготаяния производится таким образом, что если они выпадают в твердом виде, то добавляются к снегу, накопившемуся за зимний период. Дальнейшее таяние снеготаяния продолжается после того, как растает свежевывапавший снег. Осадки, выпадающие в жидком виде, прибавляются непосредственно к склоновому стоку с учетом их потерь.

Ежедневная водоотдача бассейна определялась как разность слоев воды поступившим на водосбор и его водоудерживающей способностью, т.е. водоотдача начнется только после того, как поверхность будет насыщена. Величина водоудерживающей емкости перед началом таяния зависит от увлажнения бассейна предшествующей осенью. В качестве показателя степени заполнения водоудерживающей емкости перед началом таяния снега применяются осенние осадки. Предполагается, что существует процесс аккумуляции воды на склонах, и между этими запасами воды и склоновым стоком существует нелинейная связь.

Склоновый сток q_t с каждой зоны выражаются как степенная функция динамического запаса:

$$q_t = \alpha_t \bar{W}_t^n = \alpha_t \left(\frac{W_{t-1} + W_t}{2} \right)^n$$

Здесь n — эмпирический параметр (допускается, что он близок к единице); α_t — коэффициент, зависящий от временного задержания талых вод снегом.

Дальше трансформация склонового стока идет по кривым добега-ния с каждой высотной зоны отдельно.

Основной входной информацией для программы являются метеорологические данные по метеостанции Актру, расположенной в районе гидрологического створа на высоте 2150 м. Расчет гидрографа выполнялся за период положительных температур воздуха (с 1.05 по 31.08). В качестве осеннего увлажнения приняты жидкие осадки за период от 1.09 до даты со среднесуточной температурой воздуха +2 °C.

При калибровки модели использованы данные наблюдений за среднесуточными расходами воды в створе ГМС Актру, ежедневными суммами осадков и средними суточными температурами воздуха за период с 1973 по 1991 гг. Температура воздуха и осадки на разной высоте распределены с учетом их градиентов, которые также зависят от высоты водосбора [12].

Морфометрические характеристики водосбора были получены при построении цифровой модели рельефа (ЦМР) в программе ArcMap. Входными данными для ЦМР стали топографические карты масштабы 1:50000, космоснимок и SRTM-матрицы (<http://srtm.csi.cgiar.org/>). Весь водосбор был разделен на три участка (рис. 1): 1) Большой Актру, включающий ледники Правый и Левый Актру и водоток до слияния с Малым Актру, 2) Малый Актру, включающий ледники Малый Актру, Кар Малого Актру и водоток до слияния с водотоком Большого Актру, и 3) река Актру от слияния потоков с Большого и Малого Актру до гидрометрического створа ГМС Актру в районе альплагеря. Все участки были разделены по высотам с интервалом через 200 м (от 2000 до 4000 м). В зависимости от высоты и принадлежности к участку исследуемая территория разделена на 41 зону, для каждой из которых получены параметры, количественно определяющие процесс формирования стока.

Выделение зон, различных по своим характеристикам (высоте, отсутствию или присутствию ледника) дает возможность проследить,

как изменяется сток. В результате построения модели удалось получить гидрографы стока за теплое время года многолетнего периода. На рис. 2 показан комплексный график, который включает фактический и рассчитанный гидрографы со всего водосбора, а также с каждой выделенной зоны. Так можно проследить, в какое время и какой вклад в сток в замыкающем створе вносит каждая отдельная зона. Также на комплексном графике показан ход среднесуточной температуры, осадков, характеристики снежного покрова по каждой выделенной зоне, что дает возможность оценивать ход гидрографа в зависимости от этих элементов. Оценка эффективности модели определяется среднеквадратической ошибкой для всего периода или для отдельного года. Для расчетного 1990 года критерий качества $K_{\text{КАЧ}}$, определяемый как среднеквадратическое отклонение рассчитанных суточных расходов воды от наблюдаемых, составляет $0,53 \text{ м}^3/\text{с}$, что говорит о том, что модель дает очень хороший результат аппроксимации гидрографа.

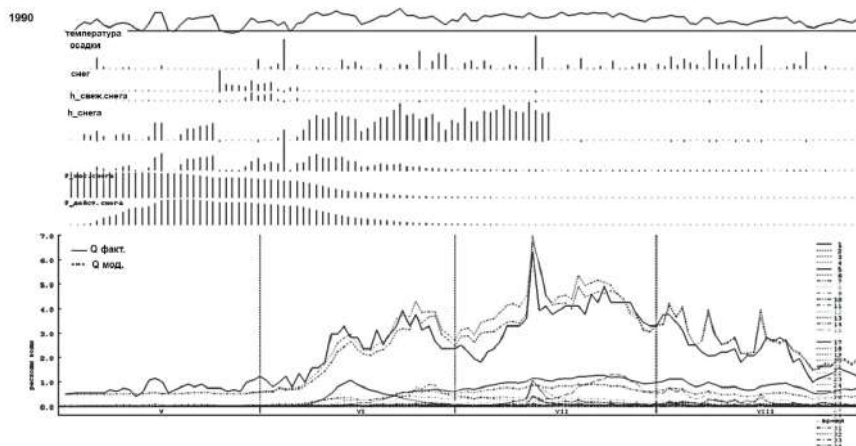


Рис. 2—Фрагмент комплексного графика гидрометеорологических показателей для зоны № 24 бассейна р. Актру за 1990 год $Q_{\text{факт}}$ —фактический расход; $Q_{\text{мод}}$ —смоделированный расход.

Таким образом, достаточно близкое совпадение рассчитанных и фактических суточных расходов воды позволяет использовать модель TRANS_df для имитации гидрографа стока по гидрометеорологическим показателям с учетом трансформирующихся во времени характеристикам водосборной площади. В дальнейшем имеет

смысл применять модель для имитационного моделирования стока воды в условиях изменения площади, занятой ледниками, по мере общего ее сокращения и перераспределения по высотным зонам в результате изменения климата.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Инишев Н. Г. Применение вероятностной модели времени добегания для расчета гидрографа половодья (на примере реки Чулым) // Метеорология и гидрология.— 1981.— № 9.— С. 94–100.
- [2] Инишев Н. Г. Мерзликин О. Ф. Модель расчета гидрографа весеннего половодья на малых реках, стекающих с васюганского болота // Вестник Томского Государственного Педагогического Университета.— 2009.— Вып. 3 (81).— С. 137–142.
- [3] Инишева Л. И., Инишев Н. Г. Водная миграция химических веществ в системе геохимически сопряженных олиготрофных ландшафтов с притоком поверхностно-болотных вод. В кн.: Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: Материалы Международной научной конференции.— Томск: Изд-во НТЛ, 2000.— С. 204–208.
- [4] Инишева Л. И., Инишев Н. Г. Модель выноса растворенных веществ с заболоченного водосбора // Мелиорация и водное хозяйство.— 2003.— № 2.— С. 9.— 12.
- [5] Inisheva L. I., Inishev N. G. Elements of water balance and hydrochemical characteristic of ologotrophic bogs in the southern taiga subzone of Western Siberia // Water Resources .— 2001.— V. 28.— No. 4.— P. 371–377.
- [6] Gayathri K. Devi, Ganasri B. P., Dwarakish G. S. A Review on Hydrological Models // Aquatic Procedia.— 2015.— V. 4.— P. 1001–1007.
- [7] Seibert J., Vis M. J. P. Teaching hydrological modeling // Hydrology and Earth System Science, 2012.— V. 16.— P. 3315–3325.
- [8] Нарожный Ю. К., Никитин С. А., Лукьянов А. А., Осипов А. В. Горно-ледниковый бассейн Актру: новые морфометрические и ресурсные характеристики // Вопросы географии Сибири.— 2006.— с. 67–74.

- [9] Носенко Г.А., Хромова Т.Е. Использование исторических данных и современных космических изображений для оценки изменений размеров ледников на Алтае // Лед и снег. 2010. № 2 (110). С. 19–24.
- [10] Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е. Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок // Лед и снег. 2014. № 2 (126). С. 5–13.
- [11] Narozhniy Yu., Zemtsov V. Current State of the Altai Glaciers (Russia) and Trends Over the Period of Instrumental Observations 1952–2008 // AMBIO.— 2011. V. 40(6).—Р. 575–588. DOI 10.1007/s13280-011-0166-0.
- [12] Галахов В.П., Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Окишев П.А., Севастьянов В.В., Севастьянова Л.М., Шантыкова Л.Н., Шуров В.И. Ледники Актру (Алтай).—Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 119 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЁМА ЛЕДНИКА КОЛКА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ НАЗЕМНОЙ СТЕРЕОСКОПИЧЕСКОЙ ФОТОСЪЁМКИ

К. А. Аристов¹

¹ Географический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

АННОТАЦИЯ

В работе представлены результаты исследования изменения объёма ледника Колка, восстанавливающегося после гляциальной катастрофы 2002 г. Исследование проведено на основе данных наземной стереоскопической съёмки, выполненной в 2014, 2016, 2017 гг. Рассмотрена методика автоматизированного построения ЦМР в программном обеспечении Agisoft PhotoScan на основе цифровых наземных фотоснимков, полученных с использованием зеркального фотоаппарата с пространственной привязкой по объектам, координаты которых определялись дифференциальным GNSS-приёмником. Выполнено сравнение точности, детальности и трудозатрат по отношению к другим методам топографического картографирования. Дана оценка возможности применения данной методики в горной местности в условиях быстро изменяющегося рельефа.

Ключевые слова: ледник Колка, гляциальная катастрофа, наземная цифровая стереофотосъёмка, цифровые модели рельефа

ВВЕДЕНИЕ

Согласно действующим нормативным документам [1] топографическое картографирование может выполняться следующими методами:

- тахеометрическим;
- спутниковых геодезических определений;
- воздушным лазерным сканированием в сочетании с цифровой аэрофотосъёмкой;
- наземным статическим или мобильным лазерным сканированием;
- цифровой аэрофотосъёмкой, в том числе с применением беспилотных летательных аппаратов;
- стереотопографическим;
- комбинированным аэрофототопографическим, в том числе с применением результатов ДЗЗ;

- сочетанием различных методов

Наиболее распространёнными методами выполнения топографической съёмки в горной местности на данный момент являются тахеометрическая съёмка, метод спутниковых геодезических определений и лазерное сканирование, но ранее широко использовался стереотопографический метод. В [2] этот метод описан как наземная фототопографическая съёмка, но в последнее время он не нашёл широкого применения. Основными причинами, по которым данный метод не используется в производстве являются сложность выполнения фототеодолитной съёмки, а также трудности при обработке наземной цифровой стереосъёмки с использованием классических фотограмметрических методик. Появившиеся в последнее время программные продукты, позволяют в значительной степени автоматизировать процесс обработки цифровых стереоскопических фотографий [6]. Однако остаётся открытым вопрос выполнения топографической съёмки с использованием данных технологий, а также точности получаемых результатов.

Объектом исследования в рамках данной работы является ледник Колка, расположенный в районе г. Казбек на Центральном Кавказе. 20 сентября 2002 г., в ходе катастрофических событий, тело ледника переместилось вниз по долине, сформировав ледово-каменную лавину, трансформировавшуюся в сель. В последующие годы в освободившемся ложе ледника начали накапливаться массы льда и камней, поступающих с Казбекско-Джигмарайского массива и образующие тело нового ледника Колка [3]. Его поверхность почти полностью покрыта обломочным материалом, поступающим при камнепадах с северного склона. Некоторые каменные глыбы достигают нескольких метров в диаметре, что делает их более заметными на поверхности. Оценка изменения объёма накапливаемого материала, скорости накопления, а также наблюдение за изменениями, происходящими на являлась основной задачей при мониторинге и прогнозировании подобных явлений.

В ходе выполнения работ была разработана и протестирована методика выполнения цифровой наземной стереоскопической съёмки и её дальнейшей обработки в программном комплексе Agisoft PhotoScan с целью получения ЦММ (цифровых моделей местности) за несколько лет.

Полевые работы были разделены на два этапа: GNSS (Global

Navigation Satellite System)-съемка опорных точек и стереофото-съемка ледника. Камеральные работы выполнялись в три этапа: вычисление координат опорных точек, обработка стереофотографий и получение ЦММ, сравнение и анализ полученных ЦММ.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КООРДИНАТ ОПОРНЫХ ТОЧЕК

Координирование опорных точек проводилось комплектом одночастотных GNSS-приёмников Trimble R3. Съёмка проводилась без штатива, антенна размещалась непосредственно на координируемой точке. Измерения проводились в режиме «Fast Static». Минимальное количество времени измерений на точке (при наличии сигнала от 6 спутников и более) — 15 мин. Дополнительно проводилась фотосъемка опорной точки. При этом на кадре фиксировалась «ситуация» вокруг, для облегчения последующего поиска опорной точки на стереофотоснимках. Выбор расположения опорных точек был обусловлен несколькими факторами:

- равномерное распределение точек по поверхности картографируемого объекта — ледника. Точки расположены как на фронте ледника так и в его тыловой части, особое внимание уделялось расположению точек на заднем плане (в тыловой части ледника), т.к. с удалением от точки фотографирования возрастает погрешность определения координат по фотоснимкам.
- уверенная дешифрируемость опорных точек на фотоснимках. В качестве опорных точек, как правило, выбирались крупные камни (глыбы), выделяющиеся на фоне поверхности ледника Колка, покрытой обломочным материалом. Стоит отметить, что определение опорных объектов (камней) следует выполнять заранее при рекогносцировке, т.к. при прохождении маршрута бывает трудно оценить возможность последующего дешифрирования на снимке того или иного камня. Дополнительная маркировка (например краской) опорных точек не проводилась, т.к. измерялись координаты углов (вершин) камней, которые отчётливо можно определить на фотоснимке с погрешностью не более 3 пикселей
- доступность и безопасность при выполнении измерений. Опорные точки находятся в пешей доступности. При прохождении маршрута исключалось попадание в зоны камнепадов образующихся на южном склоне Казбекско-Джимарайского массива.

Схема расположения опорных точек в 2016–2017 г. приведена на рис. 1

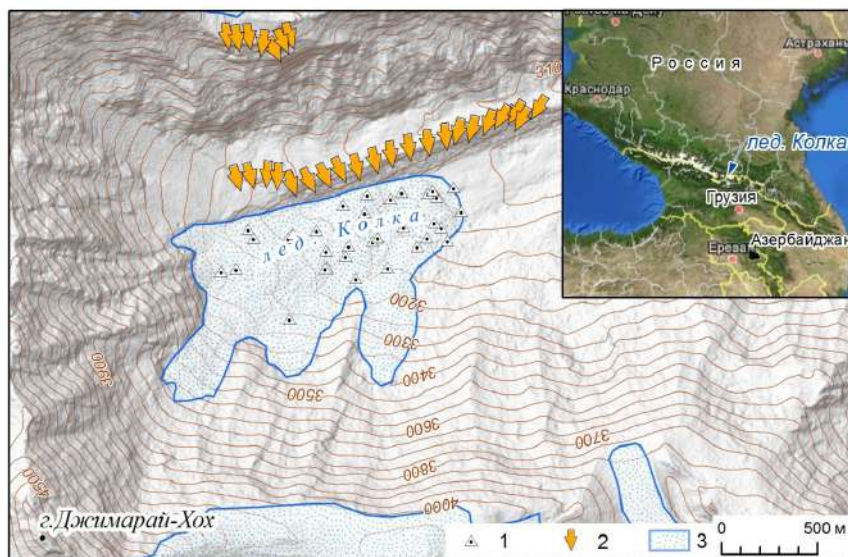


Рис 1. Схема расположения района работ: 1—опорные точки; 2—расположение точек стереофотосъемки; 3—границы ледников.

Вычисление координат опорных точек на эллипсоиде WGS-84 проводилось в два этапа. На первом этапе от действующих базовых станций GNSS были вычислены координаты антенны приёмника («базы»), а на втором этапе от «базы» вычислялись опорных точек («ровера»). Точность полученных координат опорных точек не превышает 0,30 м в плане и 0,5 м по высоте, что согласно [1] соответствует точности пунктов планово-высотного обоснования масштаба 1:5000.

ЦИФРОВАЯ НАЗЕМНАЯ СТЕРЕОФОТОСЪЕМКА

Стереофотосъемка выполнялась цифровой зеркальной камерой Canon EOS5D Mark II. Использовался объектив Canon 50 mm f/1.8 с фиксированным фокусным расстоянием.

Съемка проводилась в режиме приоритета диафрагмы (Av) с максимальным диафрагменным числом для предотвраще-

ния «размыва» объектов. Фокусировка осуществлялась «в ручную» на бесконечность. При значениях ISO не более 400, освещённость объекта позволяла выполнять съёмку с выдержкой 1/250–1/500 с, поэтому съёмка проводилась без использования штатива. Фотосъёмка производилась с произвольных базисов, расположенных на орографически левой морене ледника Колка и на хребте, разделяющем долины ледников Колка и Шау. Точки съёмки выбирались исходя из условий местности. Основным требованием являлось отсутствие (или минимальная площадь) объектов на переднем плане кадра, при этом расстояние между точками съёмки составляло менее 100 м. Направление съёмки выбиралось таким образом, чтобы покрыть объект съёмки максимальным количеством стереопар снимков. В некоторых случаях с одной точки съёмки выполнялось фотографирование в разных направлениях.

По сути проведённые работы представляют собой конвергентную цифровую наземную стереофотосъёмку с малыми базисами. Требования к проведению съёмки были взяты из руководства пользователя программного обеспечения Agisoft PhotoScan [4]. Во время съёмки при помощи GPS навигатора фиксировались координаты снимков, которые в последствии были занесены в метаданные изображений.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ ЛЕДНИКА

Обработка фотографий производилась в фотограмметрическом программном комплексе Agisoft PhotoScan [4] и была разделена на несколько этапов:

- 1) Предварительное автоматизированное выравнивание фотографий
- 2) Расстановка опорных точек и оптимизация выравнивания
- 3) Построение плотного облака точек, построение ЦММ, создание ортофотоплана экспорт данных для последующего анализа.

Стоит отметить, что все этапы обработки, кроме расстановки опорных точек, производятся автоматически и могут быть запущены в режиме пакетной обработки, что значительно сокращает трудозатраты.



Рис 2. Модель ледника с опорными точками (вид в сторону Казбекско-Джидарайского массива).

Обработка стереофотоснимков полученных с базисов, расположенных на боковой морене и на хребте выполнялась в разных блоках с последующей сшивкой в единую модель. Погрешности уравнивания фотоснимков в Agisoft PhotoScan по опорным точкам не превышают 2,3 м в плане и 0,7 м по высоте. Для оценки точности полученных ЦММ проводилось сравнение значений высот измеренных геодезическими GNSS-приёмниками и ЦММ. Полученные результаты позволяют говорить о том, что цифровая наземная стереофотосъёмка может использоваться при создании ЦММ с точностью по высоте до 1,5 м.

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Результаты обработки стереофотоснимков (модель рельефа и ортофотоплан) были экспортированы в формат GeoTIFF, который поддерживается большинством ГИС-пакетов. После построения ЦММ по результатам съёмки за каждый год, проводилось их сравнение в программном комплексе QGIS2.18. С использованием инструмента Profile Tool были построены продольный и поперечные профили (рис.3).

На основе результатов сравнения ЦММ, выполненного в модуле «Калькулятор растров» были созданы карты изменения поверхности ледника (рис 4).

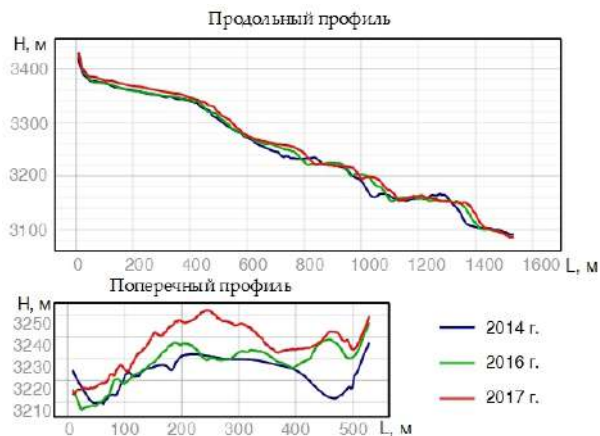


Рис. 3 Профили поверхности ледника Колка в 2014–2017 гг.

Вычисление объёма осуществлялось в модуле Raster Volume программного приложения SAGA (2.3.2), внедрённого в оболочку QGIS. За период 2014–2016 гг. объём накопления ледово-обломочного материала в цирке ледника составил $3,4 \pm 0,5$ млн. куб м., а за период 2016–2017 гг. $4,0 \pm 0,5$ млн. куб.м

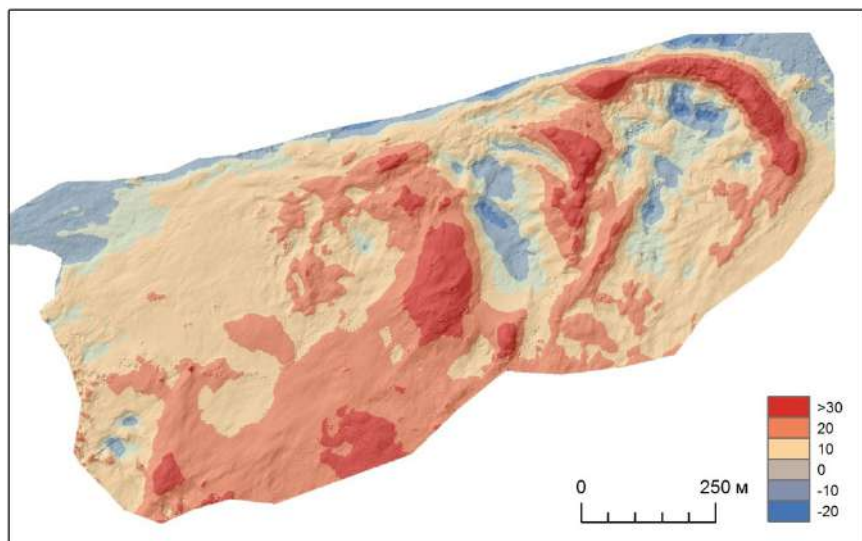


Рис. 4 Карта изменения поверхности ледника Колка в 2014–2017 гг.

СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ МЕТОДАМИ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ СЪЁМКИ

В 2014 г. съёмка поверхности ледника Колка одновременно выполнялась несколькими методами: стереотопографическим, тахеометрическим, цифровой аэрофотосъёмкой с БПЛА [3]. Наиболее точные (до 3 см) и подробные ЦММ получены с использованием аэрофотосъёмки, однако применение БПЛА в горной местности достаточно затруднено из-за метеорологического фактора (сильные порывы ветра, неустойчивая погода). При выполнении данного вида съёмки достаточно высок риск «потери» съёмочного оборудования [5].

Тахеометрический метод позволяет получить точные координаты снимаемых точек, но ограничен в их количестве. За съёмочный день возможно получить несколько сотен точек, поэтому картографирование элементов поверхности осуществляется в камеральных условиях с помощью прорисовки горизонталей.

Метод спутниковых определений использовался только для координирования опорных и проверочных точек планово-высотного обоснования аэрофото- и стереотопографической съёмки. Использование данного метода для съёмки поверхности ледника является не целесообразным, т.к. из-за сложного рельефа приходилось бы делать пикеты на расстоянии до 20 м, при этом общая протяжённость маршрутов съёмки составила бы около 30 км, а также ввиду труднодоступности некоторых зон ледника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе полевых работ, проведённых в 2014, 2016, 2017 гг. на леднике Колка, была апробирована методика наземной стереофотосъёмки с произвольных базисов. Материалы данной съёмки позволяют получить цифровые модели горной местности, точность которых соответствует картам масштаба 1:10000 и крупнее. Однако следует обратить внимание на недостатки использования данной методики: наличие «теневых» зон, изображение которых не попало на кадры, соответственно модель рельефа в этих зонах интерполируется и зачастую не соответствует действительности, накопление погрешности определения координат точек по мере удаления от точки съёмки; наличие дефектов ортофотоплана на плоские участки местности, снятые под острым углом. Использование данной методики наиболее целесообразно при исследовании быстроизменяющихся, больших по

объёму объектов в горной местности, поверхность которых позволяет выполнять автоматизированную обработку стереоснимков.

Сравнение полученных входе наземной стереоскопической фото-съемки моделей рельефа показало, что язык ледника Колка за период 2014–2017 гг. продвинулся вниз по долине в среднем на 50–70 м. Общий объём ледника в период с 2014 по 2017 гг. увеличился на $7,4 \pm 1$ млн. куб. м.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФИИ, проект 18–05–00520. Автор благодарит Петракова Д.А., в.н.с. кафедры гляциологии и криолитологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова за помощь в подготовке материала, за предоставленную возможность участвовать в экспедициях и оборудование использованное при полевых работах; Тутубалину О.В. в.н.с. лаборатории аэрокосмических методов географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, Дробышева В.Н. сотрудника Владикавказского научного центра за предоставленное геодезическое оборудование и помощь при обработке GNSS измерений.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] СП 317.1325800.2017 Инженерно-геодезические изыскания для строительства. Общие правила производства работ, Минстрой России, М., 2017
- [2] ГКИНП-02–033–82, М., «НЕДРА», 1982
- [3] Петраков Д.А., Аристов К.А., Алейников А.А. и др. / Быстрое восстановление ледника Колка (Кавказ) после гляциальной катастрофы 2002 года / Криосфера Земли. — 2018. — Т. 22, № 1. — С. 58–71.;
- [4] Руководство пользователя Agisoft PhotoScan: Professional Edition, версия 1.4 дата публикации 2018 Agisoft LLC http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_4_ru.pdf
- [5] Коваленко Н.В., Петраков Д.А., Алейников А.А., Аристов К.А., Бойко Е.С., Дробышев В.Н., Черноморец С.С. Гляциологический мониторинг ледника Колка в 2002–2014 гг. // Вестн. Владикавказ. науч. центра, 2015, т. 15, № 4, с. 43–50
- [6] <https://3dscanexpert.com/agisoft-photoscan-photogrammetry-3d-scanning-review/>.

IDENTIFICATION OF THE HEAT FLUX ON THE SURFACE OF SOILS FROM THE TEMPERATURE MEASUREMENTS

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА НА ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТОВ ПО ЗАМЕРАМ ТЕМПЕРАТУРЫ

Т.А. Афанасьева¹, П.П. Пермяков^{1,2}, С.П. Варламов¹,
П.Н. Скрыбин¹

¹ Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

² Институт физико-технических проблем Севера СО РАН, Якутск, Россия

Аннотация

Оценка термического состояния мерзлых грунтов в связи с изменением климата и техногенезом является актуальной задачей в геокриологии. В связи с этим предложен новый алгоритм определения теплового потока на поверхности грунтов, где достоверность численного моделирования термического режима грунтов достигается совершенствованием граничных условий.

В данной статье рассматривается алгоритм идентификации теплового потока на поверхности грунта, где решение осуществляется специальными регуляризирующими алгоритмами, т.е. искомое решение задачи находится из минимума функционала невязки. В качестве входных данных, берутся экспериментальные измерения температур грунтов.

При численном моделировании использован итерационный алгоритм регуляризации для восстановления искомого параметра математической модели теплопроводности в мерзлых грунтах. Результаты вычислительных экспериментов показывают высокую эффективность метода итеративной регуляризации и возможность решения с его помощью широкого спектра нелинейных задач.

Ключевые слова: мерзлые грунты, температура грунтов, обратная задача теплопроводности, тепловой поток.

Введение

Нарушения природных условий (вырубка леса, удаление снежно-го и напочвенного покрова, развитие растительности) приводят к изменению геокриологических условий, развитию негативных криогенных процессов угрожающих устойчивости инженерных сооружений. Для численного прогноза процесса промерзания и протаивания мерзлых грунтов необходимы исходные данные, как начальные, так и граничные условия. Правильный выбор исходных данных теплообмена повышает достоверность прогноза.

В реальных условиях граничное условие на поверхности зависит от многих параметров: растительности, суммарной солнечной радиации, альбедо поверхности, скорости ветра, высоты снега и т.д. Восстановлением граничных условий на мерзлых грунтах занимались многие исследователи, но проблема остается открытой (Павлов и др., 2010).

Восстановление граничных условий относится к классу некорректных задач (Самарский, 2009). Решение осуществляется специальными регуляризирующими алгоритмами (Алифанов и др., 1998; Самарский, 2009; Woodbury, 2014; Hamidreza Najafi, 2015), используя дополнительные замеры температуры внутри исследуемого объекта.

Методы обратных задач в последние десятилетия нашли широкое применение в различных областях науки и практики (Алифанов, 1998). Целью данной работы является разработка методики для определения одного из параметров граничных условий (плотности теплового потока) на поверхности мерзлых грунтов, проводя специальные натурные эксперименты.

Постановка задачи и алгоритм решения

Температурное поле мерзлых грунтов с учетом фазового перехода поровой воды описывается следующей задачей теплопроводности (прямая задача) [5, 6]:

$$c^\beta \rho^\beta \frac{\partial T^\beta}{\partial \tau} = \frac{1}{r^n} \frac{\partial}{\partial r} \left(\lambda^\beta r^n \frac{\partial T^\beta}{\partial r} \right), R_1 < r < R_N, 0 < \tau \leq \tau_m, \beta = \overline{1, N}, \quad (1)$$

$$\lambda^\beta \frac{\partial T^\beta}{\partial r} = 0, r = R_N, 0 < \tau \leq \tau_m, \quad (2)$$

$$T^\beta(r, 0) = T_0^\beta(r), \quad R_1 \leq r \leq R_N, \beta = \overline{1, N}, \tau = 0. \quad (3)$$

где—эффективная теплоемкость грунта с учетом фазового перехода в спектре температур, Дж/(кг·К);—плотность грунта, кг/м³;—температура, К;—теплопроводность грунта, Вт/(м·К);—время, с;—пространственная координата, м; соответствует декартовой, цилиндрической и сферической координатам;—границы области, м;—правое граничное значение временного интервала.

На стыке двух слоев выполняются условия сопряжения:

$$T^\beta \Big|_{R_\beta^-} = T^{\beta+1} \Big|_{R_\beta^+},$$

$$\lambda^\beta \frac{\partial T^\beta}{\partial r} \Big|_{R_\beta^-} = \lambda^{\beta+1} \frac{\partial T^{\beta+1}}{\partial r} \Big|_{R_\beta^+}, \quad 0 < \tau \leq \tau_m, \quad \beta = \overline{1, N-1},$$

где

$$c^\beta = c^\beta(T) = c_{ck}^\beta + c_\lambda^\beta \omega_0^\beta + (c_\sigma - c_\lambda) \omega_{nc}^\beta(T) + L \frac{\partial \omega_{nc}^\beta(T)}{\partial T},$$

$$\lambda^\beta = \lambda^\beta(T) = \lambda_m^\beta + (\lambda_m^\beta - \lambda_m^\beta) \frac{W_{nc}^\beta(T) - W_{nc}^\beta}{W_0^\beta - W_{nc}^\beta},$$

Требуется восстановить одно из граничных условий II рода на левой границе (на поверхности 1 слоя) при

$$-\lambda^1 \frac{\partial T^1}{\partial r} = q(\tau), \quad r = R_1, \quad 0 < \tau \leq \tau_m, \quad (4)$$

где искомым параметром является функция .

Для восстановления искомого параметра нужны дополнительные замеры температуры внутри исследуемого образца

$$T(r_i, \tau) = T_i^\tau(\tau), \quad i = \overline{1, n_m}. \quad (5)$$

где — число установленных термических датчиков.

Данную задачу сформулируем как задачу оптимального управления: найти функцию из минимума целевого функционала

$$J(u) = \sum_{i=1}^{n_m} \int_0^{\tau_m} p_i(\tau) \left(T(r_i, \tau) - T^\tau(r_i, \tau) \right)^2 d\tau \quad (6)$$

где — весовые множители с размерностью $K^{-2} \cdot c^{-1}$; $T(r_i, \tau), T^\tau(r_i, \tau)$ — расчетная и замеренная температуры в i -й точке мерзлого массива.

Граничная обратная задача промерзания — протаивания мерзлого грунта является нелинейной, и минимизация функционала невязки осуществляется методом сопряженных градиентов, который относится к классу итерационных регуляризирующих численных алгоритмов [1].

Искомая функция может быть определена путем минимизации функционала (6) градиентными методами:

$$u^{s+1} = u^s - \beta_s S^s, \quad s = 0, 1, \dots, \\ S^s = J'(u^s) - \gamma_s S^{s-1}, \quad S^0 = J'(u^0), \quad \gamma_0 = 0. \quad (7)$$

Коэффициент, определяющий глубину спуска при переходе к следующему приближению, находится из условия

$$\min_{\beta \geq 0} J(u^s - \beta S^s). \quad (8)$$

Параметр задается различными способами в зависимости от свойств целевого функционала. Так, например, если вторая производная функция по Фреше изменяется мало, то параметр задается по формуле

$$\gamma_s = - \frac{(J'(u^s), J'(u^{s-1}) - J'(u^s))_{R^{m_0}}}{J''(u^s)_{R^{m_0}}^2}. \quad (9)$$

Если минимизируемый функционал близок к квадратичному, то определяется по выражению

$$\gamma_s = - \frac{J''(u^s)_{R^{m_0}}^2}{J''(u^{s-1})_{R^{m_0}}^2}. \quad (10)$$

Используя предложенный алгоритм (1)—(10), осуществлено численное определение плотности теплового потока на поверхностях естественных и оголенных экспериментальных площадок.

Результаты и обсуждение численного решения

Пример 1. Рассмотрено влияние восстановления плотности теплового потока при различных неоднородностях грунта. Грунт состоит из пяти слоев, где размещены термические датчики на разных глубинах. В реальных условиях исходные теплофизические и механические характеристики грунтов задаются с неопределенной погрешностью. Целью численного моделирования является изучение влияния погрешности входных данных на точность восстановления.

На рис. 1 приведено восстановление плотности теплового потока при различных значениях теплопроводности первого слоя. Как видно из рисунка при понижении коэффициента теплопроводности значение теплового потока увеличивается, а при повышении уменьшается.

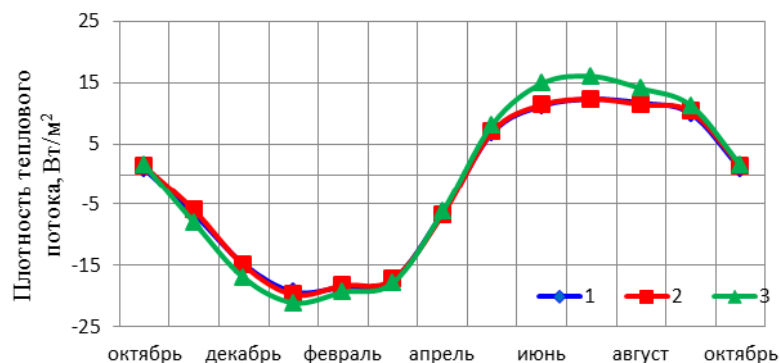


Рис. 1. Плотность теплового потока при различных значениях теплопроводности поверхностного слоя: 1–2 —; 3 —

В реальных условиях влажности почвы зависят от метеорологических условий, а теплофизические характеристики имеют нелинейную зависимость от влажности. На рис. 2 представлены плотности теплового потока при различных усредненных влажностях почвы. Из рисунка видно, что процесс восстановления зависит от влажности грунта.

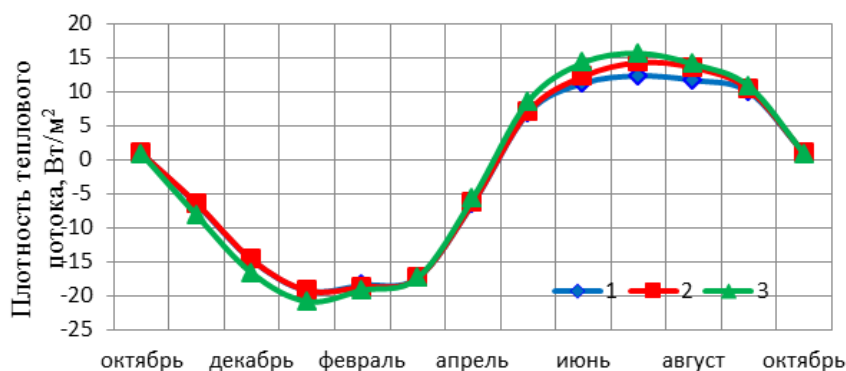


Рис. 2. Динамика плотности теплового потока при различных значениях усредненной влажности поверхностного слоя: 1–9%; 2–13%; 3–19%

Распределения плотности теплового потока от плотности грунта представлены на рис. 3. Видно, что плотность теплового потока зависит от плотности почвенного массива при повышении его значения.

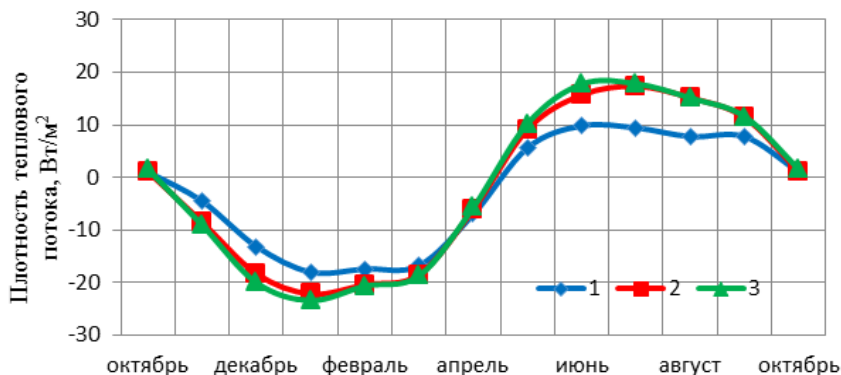


Рис. 3. Динамика теплового потока при различных значениях плотности поверхностного слоя: 1–920 кг/м³; 2–1220 кг/м³; 3–1420 кг/м³

Пример 2. Рассмотрено восстановление теплового потока на стационаре Туймаада. Начальное распределение температуры соответствует фактическим наблюдениям на стационаре. В качестве приведены измерения температуры на глубине 0,2 м.

Приведен график восстановления теплового потока на поверхности разнотравного луга и оголенной площадки (рис. 4). Из рисунка видно, что на оголенной площадке процесс промерзания (кривая 1) идет более интенсивно в зимнее время по сравнению с разнотравным лугом (кривая 2). В марте—апреле идет интенсивное поступление теплового потока на оголенном участке, а в летнее время интенсивность потока практически одинакова. Кривая 3, отражающая плотность теплового потока по многолетним данным, определена численным методом по данным теплораспределительного наблюдения (Павлов, 1979). Из рисунка видно, что в зимнее время абсолютное значение теплового потока по данным А.В. Павлова ниже по сравнению с результатами наших наблюдений. При этом интенсивность теплового потока зависит от теплоизоляционных свойств снега, который определяется высотой, плотностью и структурой снежного покрова. Структура снежного покрова зависит от плотности, температуры, водяного пара и т.д. В летний период плотности теплового потока сильно не отличаются из-за затеняющих влияний растительности.

Заключение

Предложен новый алгоритм определения теплового потока на поверхности грунтов, где достоверность численного моделирования термического режима грунтов достигается совершенствованием граничных условий.

Достоверность восстановления плотности теплового потока сильно зависит от теплофизических и механических характеристик, влажности подстилающих грунтов. Годовой ход тепловых потоков определяется динамикой параметров снежного покрова и температуры воздуха.

Предложенную методику восстановления теплового потока в мерзлых грунтах, при моделировании термического состояния урбанизированных территорий можно использовать при меняющихся климатических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Алифанов О. М. Обратные задачи теплообмена.—М.: Машиностроение, 1988.— 280 с.
- [2] Алифанов О. М., Артюхин Е. А., Румянцев С. В. Экстремальные методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1988.— 288 с.
- [3] Жирков А. Ф., Варламов С. П., Железняк М. Н. Результаты годичного цикла наблюдений температурного режима грунтов в естественных условиях и при нарушении покровов // Материалы пятой конференции геокриологов России.—М.: Университетская книга, часть 6, 2016. С. 52–58.
- [4] Костецкая Г. С., Радченко Т. Н. Методы математической физики. Уравнение теплопроводности.—Ростов на Дону, 2016.— 47 с.
- [5] Павлов А. В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР.—Якутск: Книжное изд-во, 1975.— 304 с.
- [6] Павлов А. В. Теплофизика ландшафтов.—Новосибирск: Наука, 1979.— 284 с.
- [7] Павлов А. В., Перлыштейн Г. З., Типенко Г. С. Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния

- криолитозоны в условиях меняющегося климата // Криосфера земли.— 2010.—Т. XIV, № 1. С. 3–12.
- [8] Пермяков П. П., Варламов С. П., Скрыбин П. Н., Скачков Ю. Б. Численное моделирование термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата // Наука и образование. 2016. № 2. С. 43–48.,
- [9] Самарский А. А., Вабищевич П. Н. Численные методы решения обратных задач математической физики.—М.: Изд-во ЛКИ, 2009.— 480 с.
- [10] Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач.—М.: Наука, 1979.— 288 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА В АРИДНЫХ ВЫСОКОГОРЬЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Д. Банцев¹, Д. Ганюшкин¹, А. Екайкин^{1,2},
К. Чистяков¹, И. Токарев¹

¹ СПбГУ, Россия

² ААНИИ, Россия

Dmitrii Bantcev¹, Dmitry Ganyushkin¹, Alexey Ekaykin^{1,2},
Kirill Chistyakov¹, Igor Tokarev¹

¹ Saint-Petersburg State University, Russia

² Arctic and Antarctic Research Institute, Russia

ABSTRACT

Исследования содержания стабильных изотопов (δD and $\delta^{18}O$) производились в июле 2016–2017 гг. на массиве Цамбагарав, северо-западная Монголия. Основной целью являлось определение особенностей формирования стока с высокогорных районов с развитым современным оледенением в середине сезона абляции. По результатам производимых работ были получены средние изотопные характеристики основных стокоформирующих компонентов, таких как ледниковый лед, сезонный снег на поверхности ледников, атмосферные осадки. Изотопные исследования сопровождались измерениями общей минерализации, а также гидрологическими и метеорологическими наблюдениями. Методом изотопного разделения были получены доли основных стокоформирующих компонентов для крупных водотоков массива. В результате была показана высокая роль ледникового льда в формировании стока, были определены различия в условиях формирования нескольких водотоков, берущих свое начало у крупнейших долинных ледников массива. Полученные данные об изотопном составе объектов гидросферы могут быть использованы в дальнейших гляциологических, гидрологических и климатологических исследованиях на территории данного района.

ВВЕДЕНИЕ

В основе изотопного метода лежит определение относительных концентраций изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода (δD) в воде [7]. Данные об изотопном составе речных вод позволяют получить информацию об источниках воды в реке, разделить ее гидрограф на составляющие [8]. Юго-Восточный Алтай отличается высокой аридностью. Вследствие этого ледники играют значительную роль в формировании водного баланса данной территории. В послед-

ние несколько десятков лет на Алтае, как и в большинстве горных стран мира, наблюдается деградация оледенения. Поэтому изотопные исследования условий формирования стока аридных высокогорий приобретают особую актуальность. Подробные изотопные исследования на территории Юго-Восточного Алтая проводятся с 2013 года [1]. В данной работе будут представлены результаты экспедиционных работ 2016–2017 гг. на массиве Цамбагарав.

Массив Цамбагарав находится на северо-западе Монголии, на расстоянии приблизительно в 150 км от границы с РФ и 170 км от границы с Китаем. Вершина массива — гора Цаст-Ула имеет высоту 4203 м. При малой высоте горного обрамления (около 3600 м) ледники существуют за счёт выгодной теневой и подветренной северо-восточной экспозиции, а также повышенной концентрации снега в карах. По состоянию на 2015 г. на территории хребта насчитываются 67 ледников суммарной площадью 68,41 км², средневзвешенная высота фирновой границы составляет 3748 м. По данным метеостанции Баяннур (35 км к северо-востоку от хребта, высота 1364 м.) среднее годовое количество осадков очень невелико — 87 мм [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ

В июле 2016 и 2017 года на территории данного массива был налажен отбор проб воды, льда и снега на изотопный анализ (определение $\delta^{18}\text{O}$ и δD). Работы в 2016 году носили рекогносцировочный характер, основные работы осуществлялись в 2017 году.

Всего в 2017 году было отобрано 187 проб. Помимо сбора образцов были налажены временные гидрологические и метеорологические наблюдения. Основной целью данного вида работ являлось изучение условий формирования ледникового стока в аридном климате северо-запада Монголии, а именно определение доли талых ледниковых вод, то есть воды, образованной путем таяния древнего ледникового льда, и доли талых снеговых вод, то есть воды, образованной путем таяния сезонного снега на поверхности ледников массива. Согласно одному из подходов в гляциогидрологии, за ледниковый сток принимается только вода, образованная из-за таяния древнего льда. Данный подход наиболее применим в аридных высокогорьях, так как позволяет спрогнозировать изменения в водном балансе территории при дальнейшей деградации оледенения, то есть при сокращении поступления воды заключенной в ледниках. [3, 6]

Измерения изотопного состава были осуществлены в Лаборатории изменения климата и окружающей среды ААНИИ, точность измерений по $\delta^{18}\text{O}$ составляла 0,1‰, что достаточно для подобного рода исследований. Также производились гидрологические измерения на двух временных гидропостах. Карта-схема района изотопных исследований на массиве Цамбагарав представлена на рис. 1.

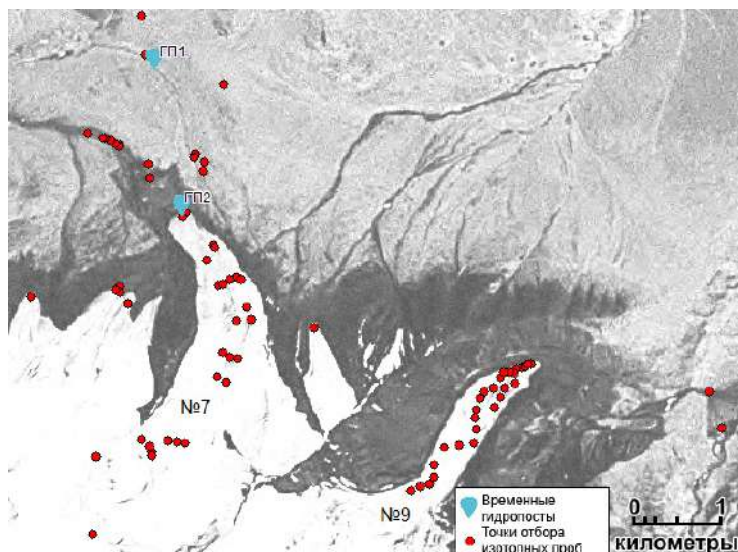


Рис 1. Карта-схема района исследования с точками отбора изотопных проб

Основные работы производились в бассейне реки Эрегтийн-Гол у края ледника Эрегтийн (№ 7 на карта-схеме) и в бассейне реки Ямат-Гол у края ледника (№ 9 на карта-схеме).

У края ледника Эрегтийн было выделено 2 основных потока, на которых были заложены два временных гидропоста (ГП1 и ГП2 на карта-схеме). Расход воды измерялся методом ионного паводка в период с 21 по 27 июля 2017 года. На ГП № 1 измерения производились три раза в сутки, на ГП № 2 за указанный период было произведено 6 измерений расхода воды в разное время суток. Каждое измерение расхода сопровождалось отбором пробы на изотопный анализ.

На рис. 1 видно, что вне зависимости от расхода и времени отбора изотопный состав воды изменяется незначительно. Можно выде-

лить лишь незначительное облегчение изотопного состава (до -15 ; $-15,2\text{‰}$) в дневное время.

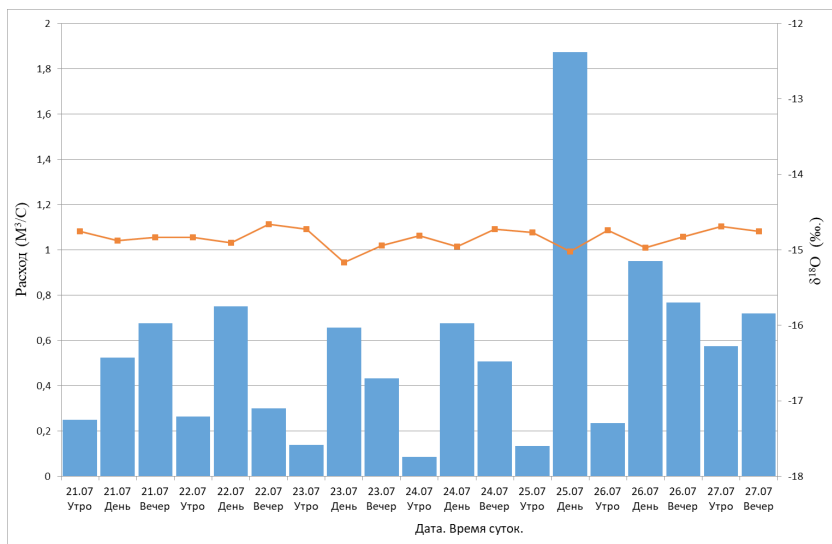


Рис 2. Расход и изотопный состав воды на гидропосту № 1
Столбцы—расход воды. Линия— $\delta^{18}\text{O}$

Аналогичная ситуация наблюдалась и непосредственно у края ледника Эрегтийн на гидропосту № 2 (Рис. 3.). Изменчивость $\delta^{18}\text{O}$ в воде на нем была также невелика вне зависимости от расхода воды.

У края ледника № 9 отбор проб талых ледниковых вод не сопровождался измерениями расхода воды. В разное время суток изотопный состав воды как в потоке, как и около ледника Эрегтийн оставался практически неизменным (от $-15,2$ до $-15,6\text{‰}$).

Отсутствие значительных вариаций изотопного состава воды за период наблюдений говорит о том, что соотношение основных компонентов, формирующих сток с ледника, таких как ледниковый лед и сезонный снег на поверхности ледника, для каждого водотока за период наблюдений оставалось неизменным.

Однако заметны существенные различия в среднем изотопном составе воды на двух гидропостах и в потоке с ледника № 9. Это го-

ворит о разном соотношении стокоформирующих компонентов при образовании талых вод. Зная средние изотопные характеристики снежно-фирновой толщи на поверхности ледника и ледникового льда, с помощью уравнения изотопного баланса можно определять доли этих компонентов в формировании стока. Уравнение изотопного баланса для двухкомпонентного расчленения имеет вид:

$R^{18}O_1 f_1 + R^{18}O_2 f_2 = R^{18}O$, где $R^{18}O_1$ — изотопный состав первого компонента, f_1 — доля первого компонента, $R^{18}O_2$ — изотопный состав второго компонента, f_2 — доля второго компонента, $R^{18}O$ — результирующий изотопный состав [5].

Для определения среднего изотопного состава ледникового льда было отобрано 26 проб в разных частях языка ледника Эрегтийн и 25 проб на леднике № 9. Средние значения изотопного состава на двух исследуемых ледниках оказались очень близки: $-16,5\text{‰}$ на леднике Эрегтийн и $-16,3\text{‰}$ на леднике № 9.

Также отбирались поверхностные пробы снега и фирна в зоне аккумуляции ледника Эрегтийн и образцы из снежно-фирнового шурфа на плосковершинном леднике в юго-восточной части массива. Средние значения изотопного состава по группам образцов представлены в таблице № 1.

Таблица № 1. Средние значения изотопного состава по группам образцов

Группа проб	Среднее $\delta^{18}O$	Диапазон $\delta^{18}O$	Количество проб
Гидропост № 1	-14,8	-14,6; -15,2	24
Гидропост № 2	-16,5	-16,2; -16,6	6
Поток с ледника № 9	-15,4	-15,2; 15,6	15
Ледниковый лед	-16,4	-12,1; -27,2	51
Снежно-фирновая толща	-12,9	-11,8; -15,6	21
Атмосферные осадки	-10,8	-7,2; -16,8	12

В результате было произведено изотопное разделение для каждой точки мониторинга изотопного состава. Доли стокоформирующих компонентов определялись для средних, минимальных и максимальных значений $\delta^{18}O$ результирующего потока. В качестве исходных данных брался средний состав ледникового льда ледника

от которого начинается водоток и средние значения снега и фирна на поверхности ледника Эрегтийн ($-12,6\text{‰}$). Результат изотопного разделения показан в таблице № 2

Таблица № 2. Доли стокоформирующих компонентов по результатам изотопного разделения.

	Ледниковый лед/ снег и фирн (%) по среднему $\delta^{18}\text{O}$	Ледниковый лед/ снег и фирн (%) по мини- мальному $\delta^{18}\text{O}$	Ледникового лед/ снег и фирн (%) по макси- мальному $\delta^{18}\text{O}$
Гидропост № 1	57/43	67/33	53/47
Гидропост № 2	100/0	100/0	93/7
Поток с ледника № 9	76/24	81/19	71/29

Различия в соотношениях стокоформирующих компонентах объясняются происхождение водотоков, на которых производился мониторинг изотопного состава. Так водоток, на котором был заложен гидропост № 1, берет начало выше края ледника и, соответственно, питается в большей степени фирном и снегом из зоны аккумуляции. Поток у края ледника Эрегтийн (Гидропост № 2) начинается у открытого от снега языка. Соответственно, доля ледникового льда в его питании за период наблюдений практически всегда составляла 100 процентов. Вся вода, образованная из-за таяния снега и фирна в зоне аккумуляции ледника Эрегтийн попадает в поток, начинающийся выше (ГП № 1).

Все талые воды ледника № 9 формируют единый водоток. Поэтому соотношение стокоформирующих компонентов в нем должно хорошо отражать условия формирования ледникового стока долинных ледников массива. Видно, что доля снега и фирна на поверхности ледника в питании талых вод не превышает 30%, в среднем 24%.

По данным автоматической метеорологической станции максимальная температура воздуха за период наблюдений пришлась на 27–29 июля. Взаимосвязи между температурой и изотопным составом выпадающих осадков не обнаружено. Всего за время работ выпало 8 мм осадков, преимущественно в виде дождя. Изотопный состав осадков наиболее тяжелый среди всех групп образцов (см. табл. 1), но их вклад в формирование стока по изотопному составу не прослеживался.

На рис. 5 показана взаимосвязь между $\delta^{18}\text{O}$ и δD по основным группам образцов. Видна низкая изменчивость изотопного состава в точках его мониторинга (ГП № 1, ГП № 2 и поток с ледника № 9). Также хорошо заметны различия между изотопным составом льда и снежно-фирновой толщи. Снег и фирн на поверхности ледников образовывались в конце весны или в начале лета и имеют тяжелый изотопный состав. Ледниковый лед, судя по значениям $\delta^{18}\text{O}$, образовывался преимущественно осенью или весной.

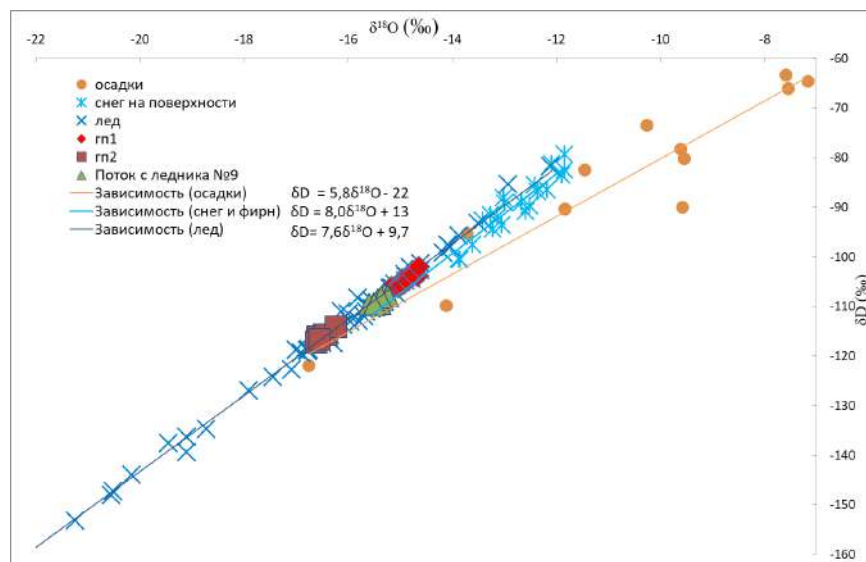


Рис 5. Взаимосвязь между $\delta^{18}\text{O}$ и δD по основным группам образцов

Уравнения линейной связи между $\delta^{18}\text{O}$ и δD для снега, фирна и льда близко к глобальной линии метеорных вод ($\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Для образцов событийных осадков угловой коэффициент гораздо ниже. Это говорит о большом влиянии испарения на изотопный состав отбираемых осадков. Связано это с довольно высокими значениями температуры и низкой относительной влажностью воздуха. Скорее всего, в процессе выпадения осадков в жидком виде происходило их активное испарение, вызывающее изотопное фракционирование и искажающее их изотопный состав. Аналогичная ситуация наблюдается в летние месяцы, например, в Якутии [4]. Также испарение могло происходить в промежуток между попаданием дождя на поверхность для отбора и непосредственным сбором проб.

ВЫВОДЫ

Существуют существенные различия в изотопном составе стокоформирующих компонентов, позволяющие вычленять их из ледникового стока. Таким образом, доля талой воды сезонного снега в период наблюдений различна для трех изучаемых водотоков массива. Для крупных долинных ледников доля талых снеговых вод с поверхности ледников в середине сезона абляции 2017 года не превышала 30%. Следовательно, можно сделать предварительный вывод, что древний ледниковый лед играет очень большую роль в формировании водного баланса территории.

Для получения более подробной информации об условиях формирования ледникового стока массива Цамбагарав в частности и о формировании водного баланса Аридных Высокогорий в целом необходимы более продолжительные полустационарные наблюдения, захватывающие разные стадии сезона абляции.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Банцев Д. В., Ганюшкин Д. А., Екайкин А. А., Чистяков К. В. Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия). // Лёд и Снег. 2016. Т. 56 № 2 С. 169–176.
- [2] Ганюшкин Д. А., Отгонбаяр Д., Чистяков К. В., Кунаева Е. П., Волков И. В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (северозападная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода. // Лёд и Снег. 2016;56(4): С. 437–452
- [3] Глазырин Г. Е. Влияние сокращения оледенения на сток рек в Средней Азии // Лед и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 20–25. doi:10.15356/2076–6734–2013–3–20–25.
- [4] Папина Т. С., Малыгина Н. С., Эйрих А. Н., Галанин А. А., Железняк М. Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии. // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 2. С. 60–70
- [5] Чижова Ю. Н., Рец Е. П., Васильчук Ю. К., Токарев И. В., Буданцева Н. А., Киреева М. Б. Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов. // Лёд и Снег. . 2016. Т. 56 № 2 С. 161–168.

- [6] Щетинников А. С. Морфология и режим ледников Памиро-Алая. Ташкент: изд. САНИГМИ, 1998. 219 с.
- [7] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. Vol. 16. N. 4 P. 436–468
- [8] Dinçer T., Payne B.R., Flowkowski T., Martinec J., Tongior-
gi E. Snowmelt runoff from measurements of Tritium and Ox-
ygen-18 // *Water Resources Research*. 1970. V. 6. P. 110–124.

QUATERNARY SEDIMENTS OF THE NORTHERN GYDAN PENINSULA AND KARA SEA ISLANDS: EVIDENCE OF LATE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE RSL CHANGE

A. V. Baranskaya¹, Kh. A. Arslanov²,
V. Yu. Kuznetsov², F. E. Maksimov², A. Yu. Petrov²,
V. A. Onoshko³, Z. V. Pushina³, N. E. Demidov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Russia

² Saint-Petersburg State University, Russia

³ Arctic and Antarctic Research Institute, Russia

ABSTRACT

Field data on Quaternary sediments of several outcrops at Gydan Peninsula and their comparison with literature data have revealed areas with three types of relative sea-level (RSL) histories. At Mamonta Peninsula and Cape Khonaras-alya, the last considerable marine transgression happened in MIS5; after that, in MIS3—Holocene, lacustrine, boggy and alluvial deposits containing mammoth fauna, terrestrial peat and wood debris accumulated. At Yavay Peninsula, marine sediments of MIS3 age or younger are overlain by *in situ* peat formed at the end of MIS3—beginning of MIS2 covered by Holocene lacustrine and cover deposits. At Belyi and Sibiriakov Islands, marine sediments of MIS3 are covered by coastal-marine Holocene sands, giving evidence of a Holocene RSL highstand of 3–4 m.

Keywords: Quaternary sediments, sea-level, Gydan Peninsula, permafrost, Pleistocene, Holocene

INTRODUCTION

Gydan Peninsula and islands of the Kara Sea are a crucial area for the understanding of the stratigraphy and palaeogeography of the West Siberian North, as they are situated in the northernmost part of the Yamal-Gydan area, and their sediments therefore reflect the complex history of Neopleistocene altering glaciations and marine transgressions. Studies of Quaternary sediments at Gydan started back in the second half of the XX century [9, etc.]. In 1973–1985, the Tyumen engineering-geological expedition of the faculty of geology MSU studied Quaternary stratigraphy, ground ice and modern geomorphic processes [14]. In 1977–1981, geological and aerogeological surveys were conducted [2]. In the last years, permafrost sequences of the Yavay Peninsula and southern Mamonta Peninsula were described [7]. On Belyi Island, perennially frozen Quaternary deposits and soils were studied on the western [10, 8] and southern [1] coasts. Sibiriakov Island is

studied relatively well [12, 5], while other southern Kara Sea islands were visited only occasionally; detailed chronostratigraphic works began at the end of the XX century only [13, 6]. Despite existing studies, unvisited locations and outcrops on the coasts of Gydan Peninsula and Kara Sea islands are still numerous, and there is need of new data on their Quaternary sediments. Therefore, the present work aims at describing several outcrops on the coasts of Gydan Peninsula and Beliy Island for the studies of stratigraphy, age and origin of Neopleistocene and Holocene perennially frozen deposits.

MATERIALS AND METHODS

Fieldwork was conducted in 1994 during the Russian-Swedish expedition “Ecology of the tundra-1994”, 2012–2013 during “Yamal-Arctic” expeditions and in 2016–2017 in expeditions sponsored by IEC “Arctic” on Beliy Island, Yavay Peninsula, on the eastern coast of the Gulf of Ob near Khonarasalya Cape, and on the southern coast of Mamonta Peninsula to the east of Yayne-Vonga Bay (fig. 1).

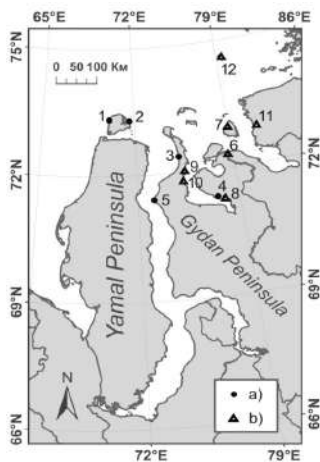


Fig.1. Location of the outcrops, mentioned in the article: a) own field data, b) literature data. 1—western coast of Beliy Island; 2—eastern coast of Beliy Island; 3—western coast of Yavay Peninsula; 4—Mamonta Peninsula, Bay Yayne-Vonga; 5—cape Khonarasalya; 6—mouth of Mongocheyakha River [3], 7—Sibiriakov Island [12, 5]; 8—Mamonta Peninsula, coast from cape Pakha-Sale to cape Nyadasalye [7]; 9—Yery-Maretayakha River mouth [7]; 10—Mongotalangyakha River mouth [15]; 11—mouth of Krestyanka River [11]; 12—Sverdrup Island [13]

On each of the key areas, outcrops of several km long were described; geologic boundaries were observed; boreholes were drilled in 100–200 m from the coast; samples for laboratory analyses were taken. Conventional radiocarbon dating of wood and peat was performed at the laboratory of geomorphological and palaeogeographical investigations of Polar regions and the World Ocean named after V.P. Koeppen, St Petersburg State University (25 samples). AMS-dating of organic carbon in sediments from borehole cores was made at the National Ocean Sciences AMS Facility Department of Geology and Geophysics Woods Hole Oceanographic Institution, MA, USA (6 samples). Grain size analysis was made in the Laboratory of evolutionary geography of the Institute of Geography RAS (Moscow) (36 samples); diatom analysis was performed by Z.V. Pushina in VNIIOkeangeologiya (Saint-Petersburg) (24 samples). Analysis of water extract salt content was made in the Institute of Physico-Chemical and Biological Soil Science Problems (Puschino) (24 samples) and in the NIOSP named after N.M. Gershanov (Moscow) (5 samples).

RESULTS AND DISCUSSION

On **Beliy Island** (points 1,2 fig.1), three main units are outcropping: the lower one seen at up to 1.5–2 m a.s.l. consists of clay and silt with well-washed redeposited moss remnants and plant debris aged 35970 ± 1840 (LU-7858) and 32480 ± 1060 (LU-8235) in the eastern and 29020 ± 450 (LU-8463) radiocarbon years (fig. 2A) in the western part of the island. These sediments are characterized by high salt content (1.33%). They are poor in microfossils: only fragments of Palaeogene *Paralia grunowii* Gles. diatoms and undistinguishable marine diatoms and sponge spicula were found. Initial parallel and wave lamination is considerably deformed by thawing and re-freezing. These sediments were probable deposited in shallow marine conditions within a littoral in MIS3.

The middle unit consisting of light grey and yellow sands up to 4 m thickness composed most of the cliffs up to elevations of about 5 m. It is characterized by alternating parallel and flaser lamination and includes peat lenses aged from 8000 ± 110 (LU-8462) to 9440 ± 110 (LU-8239) radiocarbon years, which, judging by their irregular shape, were redeposited in water. Despite low salinity (0.04 to 0.06%), coastal-marine origin of these sands can be supposed based on sedimental textures (incision channels, typical for the coastal zone, uniform textures and composition on large areas, etc.). Judging by the age of the included

allochthonous peat in the sands and by the age of autochthonous peat overlying the sands, they formed between 8 and 4.5 ^{14}C ka BP.

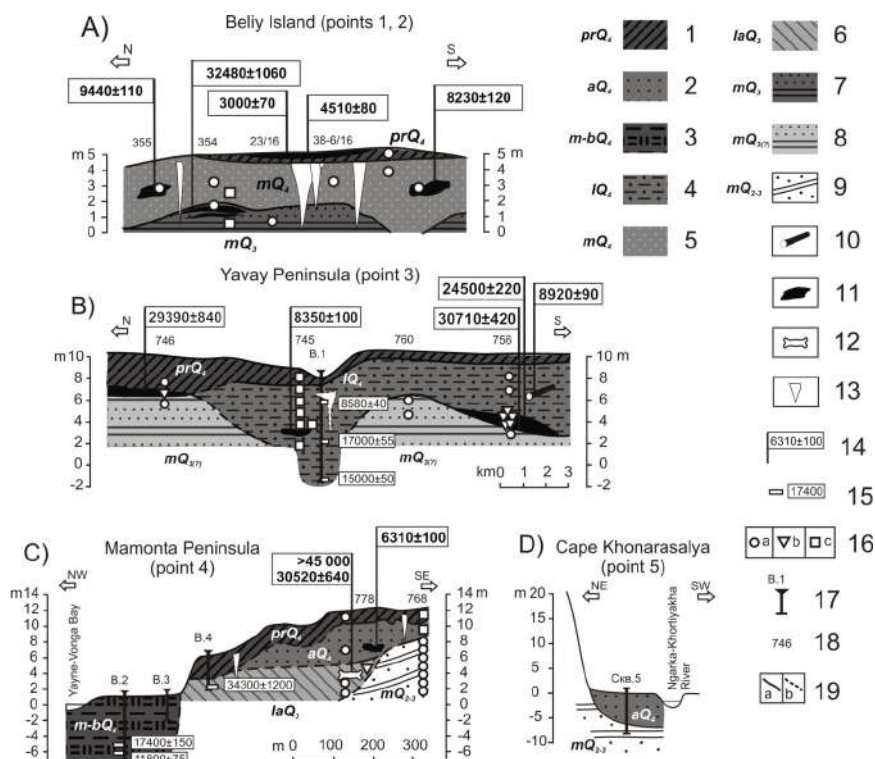


Fig. 2. General sections of the outcrops: A) Belyi Island, B) western coast of Yavay Peninsula, C) eastern coast of Yayne-Vonga Bay, southern part of Mamonta Peninsula, D) cape Khonarasalya (Ngarka-Khortiyakha River mouth). Genetic units of Quaternary sediments: 1—Holocene and modern cover, slope and aeolian deposits (prQ₄): sandy loams, silts, sands, occasionally with peat; 2—Holocene and modern alluvial deposits (aQ₄): parallel and cross-bedded sands with lenses of silt, sandy loam and peat; 3—Holocene and modern laida deposits (m-bQ₄): silts, sandy loams and sands, interbedded with peat; with cryopegs; 4—Holocene lacustrine sediments (IQ₄): sandy loams, sands and silts with parallel bedding; 5—Holocene marine sediments (mQ₄): sands with parallel and flaser with lenses of allochthonous peat dissected by thick ice wedges; 6—Late Pleistocene lacustrine-alluvial sediments (MIS3 (laQ₃): sands with plant roots and peat; silts with remnants of mammoth fauna; 7—Late Pleistocene marine sediments (MIS3) (mQ₃): silts and clays with well-washed moss debris and single layers of sand; 8—Late Pleistocene ma-

rine sediments not younger than MIS3 ($mQ_{3?}$): heavy silts and clays; well-washed sands with flaser bedding with wood and plant debris; 9—marine sediments of MIS5 age or older (mQ_{2-3}): rhythmically laminated well-washed light sands with wood debris and driftwood and parallel bedded bluish clays. Dated material (not in scale): 10—wood, 11—peat or redeposited moss debris, 12—mammal bones. Other: 13—ice wedges. Age of sediments: 14— ^{14}C obtained by conventional radiocarbon dating of bones and plant remnants, 15— ^{14}C obtained by AMS radiocarbon dating of organic matter in cores of frozen sediments [4], 16—locations of samples in the coastal outcrops: a) for grain size, chemical water extract and diatom analysis, b) for chemical analysis of water extract only, c) for grain size analysis only. 17—boreholes, 18—numbers of separate outcrops in the coastal cliffs, 19—borders between sedimental units: a) observed in boreholes and outcrops, b) assumed.

The upper thin (up to 0.4–1 m) unit includes interbedded peaty silts, clays and badly washed aeolian sands. These continental sediments have been accumulating after 4.5 ^{14}C ka BP.

Similar sedimentation history was typical for Sibiriakov Island ([12, 5]; point 7 in fig.1). In the lower part of the bluffs, marine silts and clays aged from 41 to 45.8 ka (MIS3) outcrop [5]. Above lie sands with peat lenses aged from 11.4 to 27.2 ^{14}C ka [12] in the western part and from 6 to 7.4 ^{14}C ka in the eastern part [5]. The covering *in situ* peat formed 3.4 ^{14}C ka BP [12]. Therefore, on both Beliy and Sibiriakov islands in MIS3, shallow sea existed, after which, sea-level fell and peat accumulated. Holocene RSL rise led to the formation of sandy layers with allochthonous peat lenses during an Early-Mid-Holocene highstand. Subsequent sea-level fall resulted in the formation of *in situ* peat, boggy and aeolian deposits. The highstand at the Kara Sea islands, however, wasn't considerable: to the north of Sibiriakov Island, on Sverdrup Island (point 12, fig.1), *in situ* freshwater peat with ages from 9.8 to 11.6 ^{14}C ka lies at 7–8 m a.s.l. [13], suggesting RSL highstand elevation of less than 7–8 m.

On the western coast of **Yavay Peninsula** (point 3 in fig.1, section B in fig.2), the lowest sedimentary unit outcropping in bluffs of 12–15 m is similar to the marine sediments of Beliy and Sibiriakov islands. It is composed of parallel laminated greyish clays and silts or well-washed sands with flaser lamination. The salt content varies from non-saline to high-saline; however, SO_4^{2-} ions prevail over Cl^- , contradicting the version of marine accumulation. Microfossils are almost absent.

Above lie layers of interbedded sandy loam and *in situ* peat aged from 24500±220 (LU-7972) to 30710±420 (LU-7971) ^{14}C years. Part of this

peat is fresh; however, two samples are characterized by average or weak salinity; therefore they could have accumulated on low surfaces inundated during high tides and surges (laidas).

In the central and southern part of the outcrop, the peat is covered by pale yellow parallel laminated sandy loams. Unconformities are absent within this unit: separate laminae of 1–2 cm thickness can be traces for hundreds of meters. The sandy loams are non-saline; microfossils are rare and re-deposited. Rare peat lenses and wood fragments are encountered in the sandy loams; their age is from 8270 ± 90 (LU-8229) to 8920 ± 90 (LU-7973) ^{14}C years. Parallel undisturbed lamination, low salinity and wood and peat debris allow to suppose lacustrine origin of the sandy loams, which accumulated during the Atlantic period of the Holocene.

The upper layers are brownish sandy loams and silts with cryoturba-tions, with low salinity and no microfossils. These are boggy and cover deposits which formed at the end of the Holocene.

Therefore the lower unit formed in water conditions (marine or lacustrine) not later than MIS3, the overlying peat formed from 24 to 30 ^{14}C ka BP, and above lie Holocene lacustrine sandy loams covered by the Holocene and modern cover silts.

Similar sections were earlier described in the southern part of Yavay Peninsula, near Ery-Maretayakha river (point 9, fig. 1). The lower clays and silts with marine mollusc shells are covered by sandy loams with peat aged 21.9 ^{14}C ka, which are overlain by lacustrine-boggy sandy loams with roots and peat aged 8.5 and 9.1 ^{14}C ka [7]. In a neighbouring outcrop in the mouth of Mongotalangyakha river the lowest unit is composed by grey sandy loam overlain by interbedded sandy loam and peat with ages from 21.9 to 30.2 ^{14}C ka; above lies sand covered by peat aged 3.9 ^{14}C ka [15].

In this way, all the three sections on Yavay Peninsula are composed of the same units: presumably marine (due to presence of shells of marine molluscs near Ery-Maretayakha according to [7]) sandy loams, sands, silts and clays not younger than MIS3; peat accumulated MIS3-beginning of MIS2 and Holocene lacustrine and cover sediments.

In the southern part of **Mamonta Peninsula near Yayne-Vonga Bay** (point 4, fig. 1), marine well-washed sands with Na-Cl low or intermediate salinity are overlain by lacustrine and alluvial MIS3 deposits.

In these MIS3 unevenly laminated clays and silts, bones of *Mammuthus primigenius* were found *in situ*. Conventional radiocarbon dating of the bones yielded ages of 30520 ± 640 years (LU-8245); AMS-dating showed a radiocarbon age of more than 45000 years (GrANr-62453). The enclosing silts are non-saline (salinity from 0.04 to 0.11%), and almost don't contain diatoms, save for re-deposited marine centric species. Above the silts lie badly washed cross-laminated non-saline sands with lenses of silt and peat aged 6310 ± 100 radiocarbon years (LU-8234). They contain rich freshwater diatom complexes with prevailing *Staurosira venter* (Ehr.) Cleve et Möller and according boggy species *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz. and others; cysts of the Chrysophyte algae *Chrysophytes* were encountered.

Therefore, in point 4, no marine sediments of MIS3 age are found. To the east of our outcrop, between capes Paha-Sale and Niada-Sale [Oblogov et al., 2012], a lens of lacustrine sediments with Holocene peat is embedded in ancient marine sediments older than MIS3 as well.

The low laida of Yayne-Vonga Bay, according to drilling data (Boreholes 2,3, fig. 2C) is composed by coastal-marine (laida) saline silts and clay with cryopegs [Demidov et al., 2016]. Their AMS-ages at depths from -5 to -6.5 m are 17400 ± 150 (OS-108015) and 11800 ± 75 (OS-108016) radiocarbon years (fig. 2), giving evidence of relatively high RSL at the end of MIS2.

In the area of **Cape Khonarasalya**, situated in the western part of central Gydan (point 5 in fig.1; fig. 2D), in a borehole in 800 m from the mouth of Ngarka-Khortiyakha River, cross-laminated non-saline alluvial deposits with freshwater diatoms were observed up to the depth of -6 m. Below lie saline marine sands and clays [4]. This gives evidence that low laidas and deltaic plains of 1–2 m elevation can be composed by both saline laida and freshwater alluvial sediments in different areas.

CONCLUSIONS

In the northern Gydan Peninsula, several regions with different Late Neopleistocene-Holocene RSL histories can be selected. In the south (points 4, 5 and 8, fig. 1), the youngest marine sediments accumulated not later than MIS5; above lie lacustrine, alluvial, boggy and cover sediments of MIS3, MIS2 and Holocene. A similar section was also described on the north-east of Gydan on the coasts of the Gulf of Enisey,

near Mongocheyakha River [3], where most of the section is composed by marine sediments of MIS5 or older.

On Yavay Peninsula (points 3, 9 and 10, fig. 1), there is evidence of marine sediments, that could be aged MIS3 or older, covered by MIS2 and Holocene lacustrine, boggy and cover deposits. Marine sediments of MIS3 age (based on IR-OSL dates) were also described on the western coast of Taimyr near the mouth of Krestyanka River (point 11 at fig.1) at elevations up to 2 m a.s.l. [11].

On Belyi and Sibiriakov Islands (points 1,2 and 7, fig. 1), there is evidence of MIS3 marine facies overlain by Holocene marine sands, which accumulated between 8 and 4.5 ka as a result of a local RSL highstand not exceeding 3–4 m.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research was founded by the RFBR projects № 16–35–60118 mol_a_dk and 16–45–890076 r_a

REFERENCES

- [1] Artem'eva Z. S., Jurtaev A.A., Aleksandrovskij A.L., Zazovskaja Je. P. Organicheskoe veshhestvo pogrebennoj torfjanoy pochvy na ostrove Belyj (Karskoe more) [Organic matter of the buried peat soil at Belyi Island], Bjulleten' Pochvennogo instituta im. V.V. Dokuchaeva, 2016. Vyp. 85., pp. 36–56 (in Russian)
- [2] Avdalovich S.A., Bidzhiev R.A. Karginskie morskije terrasy na severe Zapadnoj Sibiri i problema sartanskogo oledeneniya [Kargin marine terraces in the north of Western Siberia and the problem of the Sartan glaciation], Izvestiya AN SSSR, seriya geograficheskaja, 1984. № 1, p. 89–100. (in Russian).
- [3] Baranskaya A.V., Bol'shijanov D. Ju., Kuchanov Ju.I., Tomashunas V.M. Novye dannye o dislokacijah v chetvertichnyh otlozhenijah poluoostrovov Jamal i Gydan i svjazannyh s nimi novejsih tektonicheskikh dvizhenijah po rezul'tatam jekspedicii «Jamal–Arktika-2012» [New data on dislocations in the Quarternary deposits of the Yamal and Gydan peninsula and the associated latest tectonic movements by the results of the “Yamal-Arctic-2012” expedition] Problemy Arktiki i Antarktiki, 2013. Vol. 4(98), pp. 91–102 (in Russian).

- [4] Demidov N. E., Baranskaya A. V., Durdenko E. V., Zani-na O. G., Karaevskaja E. S., Pushina Z. V., Rivkina E. M., Spi-rina E. V., Spenser M. Biogeohimija merzlyh tolshh arktich-eskogo poberezh'ja poluostrova Gydan, [Biogeochemistry of the frozen grounds of the Arctic coast of Gydan Peninsula], Proble-my Arktiki i Antarktiki, 2016. № 3 (109), p. 34–49 (in Russian).
- [5] Gusev E. A., Anikina N. Ju., Arslanov Kh. A., Bondarenko S. A., Derevjanko L. G., Molod'kov A. N., Pushina Z. V., Rekant P. V., Stepanova G. V. Chetvertichnye otlozhenija i paleogeografija ostrova Sibirjakova za poslednie 50 000 let [Quaternary sed-iments and palaeogeography of Sibiriakov Island in the last 50 kA], Izvestija russkogo geograficheskogo obshhestva, 2013. Vol. 145. № 4, p. 65–79 (in Russian).
- [6] Gusev E. A., Maksimov F. E., Molod'kov A. N., Jarzhembovskij Ja. D., Makar'ev A. A., Arslanov Kh. A., Kuznetsov V. Ju., Pet-rov A. Ju., Grigor'ev V. A., Tokarev I. V. Novye geohronolog-icheskie dannye po neoplejstocen-golocenovym otlozhenijam Zapadnogo Tajmyra i ostrovam Karskogo morja [New geo-chronologic data on Neopleistocene-Holocene sediments of the Western Taymir and Kara Sea islands], Problemy Arktiki i An-tarktiki. 2016, № 3(109), p. 74–84 (in Russian).
- [7] Oblogov G. E., Streletskaya I. D., Vasilyev A. A., Gusev E. A., Arslanov Kh. A. Chetvertichnye otlozhenija i geokriologichesk-ie uslovija beregov Gydanskoj guby (Karskoe more) [Quater-nary sediments and geocryological conditions of the coast of the Gulf of Gydan], Desjataja Mezhdunarodnaja konferencija po merzlotovedeniju (TICOP): Resursy i riski regionov s vечноj merzlotoj v menjajushhemsja mire. Tjumen', Rossiya: Pechat-nik, 2012. V. 3., p. 365–369 (in Russian).
- [8] Orekhov P. T., Popov K. A., Slagoda E. A., Kurchatova A. N., Tik-honravova Ja. V., Opokina O. L., Simonova G. V., Melkov V. N. Bu-gry puchenija ostrova Belyj v pribrezhno-morskoj obstanovke Karskogo morja [Pingos of Belyi Island in the coastal conditions of the Kara Sea], Kriosfera Zemli, 2017. V. XHI, № 1, p. 46–56 (in Russian).
- [9] Saks V. N. Chetvertichniy period v Sovetskoy Arktike [Qua-ternary period in the Soviet Arctic]., Trudi Instituta geologii Arktiki. L., Vodtransizdat, 1953. Ed. 77. 627 pp. (in Russian).

- [10] Slagoda E. A., Leibman M. O., Khomutov A. V., Orekhov P. T. Kriolitologicheskoe stroenie pervoj terrasy ostrova Belyj v Kar-skom more (chast' 1) [Cryolithologic composition of the first terrace of Belyi Island, Kara Sea (part 1)], Kriosfera Zemli, 2013, vol. XVII, № 4, p. 11–21 (in Russian).
- [11] Streletskaia I. D., Gusev E. A., Vasilyev A. A., Oblogov G. E., Anikina N. Ju., Arslanov Kh. A., Derevjanko L. G., Pushi-na Z. V. Geokriologicheskoe stroenie chetvertichnyh otlozhenij beregov Zapadnogo Tajmyra [Geocryologic composition of Qua-ternary sediments of the western Taymir], Kriosfera Zemli, 2013, Vol. XVII, № 3, p. 17–26 (in Russian).
- [12] Streletskaia I. D., Vasilyev A. A., Slagoda E. A., Opokina O. L., Oblogov G. E. Poligonal'no-zhil'nye l'dy na ostrove Sibirjako-va (Karskoe more) [Ice wedges of Sibiryakov Island], Vestnik MGU, Ser. 5. Geografija, 2012, № 3, p. 57–63 (in Russian).
- [13] Tarasov P. E., Andreev A. A., Romanenko F. A., Sulerzhits-kiy L. D. Palinostratigrafija verhnechetvertichnyh otlozhenij ostrova Sverdrup (Karskoe more) [Palinostratigraphy of the Upper Quaternary sediments of Sverdrup Island (Kara Sea)], Stratigrafija. Geologicheskaja korrelyacija. 1995. vol. 3, № 2, p. 98–104 (in Russian).
- [14] Trofimov V. T., Badu Ju. B., Vasil'chuk Ju. K. Inzhenerno-geo-logicheskie uslovija Gydanskogo poluoostrova [Engineering-ge-ocryological conditions of Gydan Peninsula] M.: Izd-vo MGU, 1986. 212 pp. (in Russian).
- [15] Vasil'chuk Ju. K., Serova A. K., Trofimov V. T. Novye dannye ob uslovijah nakoplenija karginskih otlozhenij na severe Za-padnoj Sibiri [New data on the conditions of accumulation of Kargin sediments in the north of Western Siberia]. Bjulleten' Komissii po izucheniju chetvertichnogo perioda, 1984, № 53, p. 28–35 (in Russian).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТАЯНИЯ ЛЕДНИКОВ ТЯНЬ-ШАНЯ В XXI ВЕКЕ

Е. В. Белозёров¹, Д. А. Петраков¹, М. Б. Киреева¹, Е. П. Рец²

¹ Географический факультет МГУ, Ленинские горы, д. 1, 119991, Москва

² Институт Водных Проблем РАН, улица Губкина дом 3, 119333, Москва

АННОТАЦИЯ

Проблема изменения речного стока для Республики Кыргызстан играет важную роль, поскольку непосредственно отражается на состоянии экономики страны. По результатам наблюдений на гидрологических постах, метеорологических станциях и опорных ледниках на Тянь-Шане происходит быстрая деградация оледенения и увеличение водности рек. Анализ изменений гидрометеорологических параметров в регионе проводился на основе данных Гидрометцентра Республики Кыргызстан. Выявлено, что с 1978 года по 11 метеорологическим станциям среднегодовая температура поднялась на 15–45% (от 1 до 4 °C), количество осадков на 5–15%, что приводит к увеличению водности рек региона за счет талого стока.

В качестве опорного объекта для моделирования таяния снега и льда в гляциально-нивальной зоне был выбран ледник № 354, расположенный в верховьях р. Сырдарья в массиве Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань). Для работ использовалась модель A-Melt, хорошо зарекомендовавшая себя в различных природных условиях. В качестве входящих параметров использовались метеорологические данные с метеостанции Тянь-Шань-Кумтор, расположенной менее чем в 10 км от ледника, и цифровая модель рельефа поверхности ледника, полученная на основе стереопары космических снимков GeoEye лета 2012 г. Верификация модели проводилась при помощи полевых данных о таянии снега и льда, собранных в 2015–2017 гг. В результате установлена тесная связь между балансовыми составляющими ледника полученными с помощью моделирования и полевыми наблюдениями, а также между балансом массы ледника № 354 и расположенного поблизости ледника Сары-Тор. С 2004 по 2015 гг., был смоделирован только один год с положительным балансом массы, в остальные годы баланс массы был отрицателен. Кумулятивный баланс массы за 2004–2015 гг., составил — 5,8 м водного эквивалента. Резко отрицательный баланс массы ледников пока способствует росту водности рек. Продолжающееся сокращение ледников приведет к понижению водности основных рек уже в ближайшие десятилетия.

Ключевые слова: таяние льдов, сток рек, деградация ледников, изменение климата.

ВВЕДЕНИЕ

Последние 50 лет в странах Средней Азии наблюдается проблема нехватки водных ресурсов. Так как один из основных источников

воды в регионе это талые воды ледников, то изменение климата активно влияет на водность рек региона. Например, для орошения на сельскохозяйственные нужды используется около 90% всех используемых водных ресурсов. Возможно сейчас проблема стоит не так остро, из-за увеличения водности рек региона за счет таяния ледников, однако ресурс талых вод в ближайшее время будет исчерпан.

Чтобы получить представление о происходящих изменениях было проведено исследование в трех масштабах. Первый масштаб—это исследование динамики гидроклиматических показателей Республики Кыргызстан, для этого используются данные о температуре воздуха, количестве осадков, стоке рек. Второй этап—это изучение трансформации стока в пределах одного репрезентативного водосбора. Последний масштаб исследования—это моделирование таяния ледника, для оценки вклада талого стока.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для анализа изменений гидролого-климатических показателей в Республике. Использовались материалы по 43 гидрологических постах и 12 метеорологических станциях. С помощью советских и зарубежных источников было установлено, что после 1978 года происходит стабильное таяние ледников. Поэтому все данные сравнивались до и после выбранного года. Анализ проводился с помощью разностно-интегральных кривых (РИК), сглаженных средних кривых, а также построения картосхем.

Для изучения трансформации стока в пределах одного бассейна изучалась на примере бассейна реки Кызыл-Суу, из-за того, что на территории водосбора находится 4 гидрологических поста и 2 метеорологических станции, а также ведутся наблюдения за опорным ледником Карабаткак. В селе Кызыл-Суу сильно развито сельское хозяйство, поэтому большое количество воды изымается на орошение, в связи с этим фактором изучение стока горной реки с преобладающим питанием талых вод важный момент исследования.

Чтобы изучить влияние потепление на сток рек за счет талых вод был выбран ледник № 354, на котором проводилось моделирование таяния ледника. Выбор был связан еще с тем фактором, что в близости находится опорный ледник Сары-Тор, на котором ведутся наблюдения более 50 лет. Существует угроза, что из-за де-

тельности золотодобывающей компании «Кумтор» наблюдения будут прерваны. Поэтому была предпринята попытка с помощью моделирования балансовых составляющих ледника № 354 перенести ценную информацию о наблюдениях за ледником Сары-Тор на ледник № 354. Моделирование проводилось с помощью модели A-melt, входными данными для которой являются: метеорологические данные метеостанции «Тянь-Шань Кумтор», цифровая модель рельефа (ЦМР) поверхности ледника [1]. Верификация модели проводилась по снегомерным наблюдениям, а также с помощью абляционных реек на леднике № 354. Для расчётов используется язык программирования Fortran, для визуализации язык программирования R.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В регионе происходит активное изменение климата. К настоящему моменту на территории страны произошло увеличение средней годовой суммы осадков приблизительно на 25% (с 400 до 500 мм) [3]. Водопотребление Республики Кыргызстан к 2025 году увеличится на 25% [2], но сток рек региона не будет вечно расти за счет талых вод. По прогнозам к 2100 году максимальный значение стока р. Чон-Кемин уменьшится на 60 млн. м³, и пик половодья будет не в июле-августе как сейчас, а в мае [4].

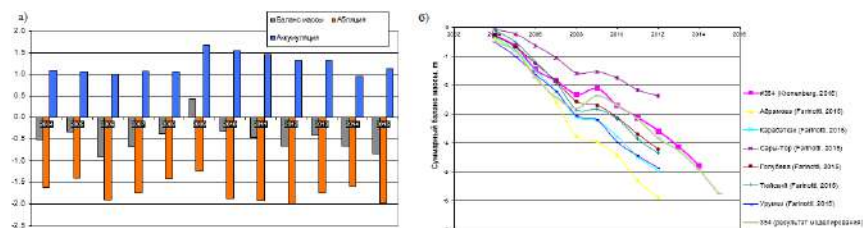
Анализируя полученные результаты до и после 1978 года, было выявлено увеличение среднегодовой температуры воздуха в Республике Кыргызстан на метеорологических станциях от 1.2 °C до 3.8 °C, максимальные изменения происходят в регионах на окраине горных массивов. Изменение осадков имеет аналогичную динамику, где наибольшее увеличение до 15% в год приурочено к окраинам горных массивов. В связи с выше описанным зимой в горах накапливается меньше снежно-ледниковой массы, увеличивается продолжительность периода с положительной температурой, что приводит к ускорению потери масс ледников.

Среднегодовой расход воды Республики Кыргызстан увеличился на 10–50%, большие изменения происходят в малых горных бассейнах с максимальной площадью оледенения. Рост водности рек региона также наблюдается с середины 70-х гг. XX в. Важно отметить, что изучение минимальных расходов воды более востребовано, так как они являются ограничивающим фактором в водопотреблении. Минимальный расход воды в период после 1978 г. увеличился до

150%. Происходит смещение пиков водности рек на более раннее время: май-июнь.

Изменения стока репрезентативного водосбора реки Кызыл-Суу показало, что водность увеличивалась с 1978 года, однако на равнинной части, близь озера Иссык-Куль, из-за антропогенного влияния происходило уменьшение расходов воды. Среднегодовой расход изменился с 5 до 8 м³/сек.

При помощи данных ЦМР, метеорологических данных по метеостанции «Тянь-Шань Кумтор», проводилось моделирование ледника № 354 с помощью модели A-melt. Верификация проводилась по данным собранным во время полевых наблюдения за 2015–2017 года. В результате расчетов установлено, что, начиная с 2004 по 2015 год кумулятивный баланс массы равен –5,8 метров водного эквивалента (м.в. э.). Практически во все моделируемые года происходил процесс потери массы ледника, исключение 2009 год, однако это скорее исключение, чем правило (Рис. 1). В регионе имеется ряд работ по расчету таяния ледников другими методами, в итоге можно сказать, что результаты имеют схожий характер деградации оледенения [5], [6].



Рису. 1. График изменений, составляющих баланса массы ледника № 354, полученных в результате моделирования (а), совмещенный график изменения кумулятивного баланса массы (б).

В результате визуализация модели с шагом сетки 30 метров прослеживается, что нижние части ледника больше всего подвержены процессу деградации. Влияние метелевого переноса, из-за чего происходит процесс накапливания снежной массы в определенных местах, где замедляется таяния ледника. В нижней части ледника потери массы достигают –5 м.в. э., только на малой площади ледника (меньше 15%) идет аккумуляция до 3 м.в. э.

Прослеживается связь баланса массы ледника № 354 и ледника Сары-Тор ($r = 0.96$), поэтому с помощью некоторых расчётов можно перенести и продолжить мониторинг динамики оледенения в регионе.

ВЫВОДЫ

Были решены все поставленные цели исследования. На территории Республики Киргизстан проведен анализ гидрологических и метеорологических изменений в регионе. Проведен анализ трансформации стока горного водосбора, с большой долей оледенения. Проведен расчёт таяния ледника с помощью модели A-melt.

Увеличение среднегодовой температуры в исследуемом регионе с 1978 года произошла на 10–45%, количества осадков на 5–15%. Происходит процесс увеличения водности рек региона, рост среднегодовых расходов воды на 10–50%, минимальных расходов воды от 0 до 150%. На выбранном водосборе рост среднегодовых расходов произошел на 25%, среднегодовая температура увеличилась на 10%, количество осадков на 15%. Пик водности реки Кызыл-Суу сместился на более ранние месяцы. Уменьшилась продолжительность холодного периода. Опорный ледника Карабаткак на момент 2012 года отстывает со скоростью 12,5 метров в год.

Моделирование ледника № 354 показало активную деградацию массы ледника. Количество воды в ледниках уменьшается из года в год. Смоделированный баланс массы ледника № 354 тесно коррелирует с ледником Сары-Тор, поэтому есть возможность пересчитать и продолжить мониторинг горного оледенения.

Изменение климата в регионе сильно влияет на водность рек Республики Кыргызстан, а также на экономику страны. В странах Средней Азии используется большое количество воды на орошение, с в связи с этим может возникнуть проблема нехватки водных ресурсов, так как запасы воды в ледниках с каждым годом становятся все меньше. Данная проблема требует более подробного изучения для стран Средней Азии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16–35–60042

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18–05–00838

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В., Моделирование таяния поверхности горного ледника. М.: Лёд и снег, 2011. 24–30 стр.
- [2] Винокуров Е., Инвестиции и сотрудничество в гидроэнергетике Центральной Азии, 2007. 12–17 стр.
- [3] Ильясов Ш., Забенко О., Климатический профиль Кыргызской республики, 2013. 1–48 стр.
- [4] Sorg A., Huss M., The days of plenty might soon be over in glacierized Central Asian catchments, 2014. 40–52 стр.
- [5] Farinotti D., Longuevergne L., Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years, 2015. 12–26 стр.
- [6] Kronenberg M., Barandun M., Petrakov D., Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014., 2016. 1–13 стр.

DELINEATION OF UNDERBED TALIK IN THE LENA RIVER DELTA WITH THE USE OF GEOPHYSICS—RESULTS OF GPR, TEM AND ERT MEASUREMENTS

N. Bobrov¹, A. Titov^{1,2}, A. Krekhov¹

¹ Saint-Petersburg State University, Russia

² now at Colorado School of Mines, USA

ABSTRACT

Presented are the results of geophysical works carried out in the Lena river delta near Samoylov Research Station with the aim to evaluate the thickness of hydrogenic talik under the bed of one of delta channels. Three geophysical methods have been used—ground penetrating radar (GPR), transient electromagnetic (TEM) sounding and electrical resistivity tomography (ERT).

GPR survey proved to be inappropriate for the study of sub-bottom talik due to high water mineralization that leads to strong damping of radar signal. TEM voltage responses obtained in the Lena river delta are everywhere complicated by fast decaying induced polarization (IP) processes that can be explained only by specific cryogenic structure of frozen ground. In the onshore part of the profiles two polarization processes with different characteristic times were identified. The first IP process completely disappears in the responses obtained on the channels, whereas the second one remains visible. This means that permafrost is apparently presented under the channels.

ERT measurements made in the continuous resistivity profiling (CRP) mode with the use of towed cable revealed substantial growth of resistivity values at the depth of 4050 m below the bottom of the river. Joint consideration of TEM and ERT data makes the most possible the assumption, that underbed talik has limited (tens of meters) thickness under the channels of Lena river delta.

Keywords: permafrost, underbed talik, ground penetrating radar, transient electromagnetic method, electrical resistivity tomography.

INTRODUCTION

One of the important scientific problems in permafrost regions is detecting of talik zones (i.e. rocks and sediments being in the thawed state among frozen environment), determination of their sizes and connection with the geological structure of the territory. This task becomes particularly actual in view of modern climatic changes that lead to an increase in the proportion of soils being in the thawed state especially those related to the hydrological network. Knowledge of the parameters of taliks is important for building models of heat balance in permafrost regions, assessment of the dynamics of hydrological processes and rate of change in the state of frozen ground.

Geophysical and especially—electromagnetic methods are effective tools for solving this task. Freezing leads to abrupt decrease of conductivity due to stepwise reduction of the free water content. When thawing, the reverse process occurs. So, the precondition for talik detection and determination of its shape and size with the use of electromagnetic methods is substantial conductivity difference between thawed and frozen sediments. Besides temperature, the conductivity depends on lithological composition of sediments and porous water mineralization.

In 2016–2017 geophysical works have been carried out in the Lena river delta near Samoylov Research Station aimed at evaluation the thickness of hydrogenic talik under the bed of Bolshaya Tumatskaya channel. Hydrogenic taliks exist everywhere below the riverbeds in permafrost zone, but talik thickness is questionable in any particular case. Three geophysical methods have been used—ground penetrating radar (GPR), transient electromagnetic (TEM) sounding and electrical resistivity tomography (ERT). In the Fig. 1 the location of geophysical profiles is presented. GPR and TEM measurements were conducted along profiles 1 and 3 in the winter season of 2016, and ERT measurements in the CRP mode—along profiles 1 to 5 in the summer season of 2017.



Figure 1. Location of geophysical profiles (red lines) in the Bolshaya Tumatskaya channel near Samoylov Research Station (red star).

EQUIPMENT AND MEASUREMENTS TECHNIQUE

GPR is a cost and operationally effective geophysical method based on emitting short electromagnetic pulses to subsurface and registering reflected pulses from objects and boundaries underground (or underwater, when GPR operates from the surface of fresh-water basins). Results of radar survey are usually presented as radargram—visualization of reflected signal along the profile of measurements.

GPR works have been carried out in April, 2016, from the ice-snow cover with SIR3000 radar (manufacturing GSSI, USA). The main instrument of work was 200 MHz antenna, being portable and easy to operate. Besides, low-frequency 40 MHz *Subecho* antenna was used, which allowed to enhance the depth of investigations (but not to distinguish underbed talik). The positioning of 200 MHz antenna was ensured by survey wheel, whereas measurements with 40 MHz antenna were carried out in continuous mode with indicating marks at radargrams when passing the installed topographic pickets. In July, 2017, the survey with 40 MHz antenna was repeated along the profile 3 with the use of inflatable rubber boat.

Radargrams obtained with SIR radar (.dzt files) were transformed into format of Geoscan32 program (.gpr files) and processed with special procedures. Basic procedures included correction of zero, adjustment of scale and amplification, subtracting mean. Sometimes low-pass filtration was applied for elimination high-frequency noise.

Transient electromagnetic (TEM) sounding is a kind of induction electromagnetic sounding based on measuring of transient process (voltage response) induced in receiving loop after switching-off current in transmitting loop, both loops placed at the surface of the ground. The works by TEM method have been carried out with TEM-FAST equipment (manufacturing AEMR, the Netherlands). One-loop array with square loops 50*50 and 25*25 meters was used. Measurements have been carried out in April, 2016, from the ice-snow cover and repeated in the onshore part of the profile 3 in July, 2017. The section of conductivity can be obtained through the inversion procedure of measured data.

ERT is the present-day modification of classical resistivity method, which is based on excitation electric current in the Earth and measurement of appearing voltage, which depends on the medium electrical properties. Varying distance between current and potential

electrodes (spacing) we can adjust the depth of investigation, thus performing electrical resistivity sounding. Multi-electrode cables and multi-channel equipment are used for conducting ERT. Each electrode can serve as current or potential one, electrodes commutation is realized automatically via programmed protocol.

As a result of a measurements cycle two-dimensional (2D) geoelectrical section is obtained—which means the distribution of conductivity (or inverse value—resistivity) along the profile and in depth. The depth of investigations depends on spacing and can reach several tens of meters when standard cables and power batteries are applied. If a network of parallel profiles is available one can obtain three-dimensional (3D) image of the medium. In principle, the application of ERT can give us representation of section structure and the state of frozen materials at a depth inaccessible for drilling with portable facilities.

ERT measurements were carried out with Syscal Pro 48 instrument (manufacturing IRIS Instruments, France) in July, 2017. Multi (10)-channel measurements in motion—continuous resistivity profiling (CRP) were conducted from the surface of the river. One towed cable of 240 m length with electrodes spacing equal to 10 meters and *dipole-dipole* configuration of measurements were used. The equipment was placed in the motor boat, with the help of which the cable was towed (Fig. 2). At the profile 3 CRP results were accompanied by on land ERT sounding at the bank of Samoylov Island.



Figure 2. Continuous resistivity profiling at the river.

RESULTS OF GEOPHYSICAL WORKS

1. GPR results. The survey with 200 MHz antenna has allowed to reveal the probable talik zone, flanking the channel, and to follow geological interfaces in the onshore part of the section. A part of radargram obtained at the profile 3 is presented in the Fig. 3. Horizontal axis is the distance along the profile measured in meters, vertical axis—time measured in nanoseconds. Depth scale is not placed in the picture, because depth to refracting surface cannot be simply calculated due to difference between velocity of GPR wave in water and ice cover. Talik zone seen next to the river bank is characterized by disappearing reflections from the boundaries in the frozen section identified as responses from ice-rich intervals in the column, as nearby borehole data show. The bottom of the channel under the ice cover could be seen at the radargram down to depth of approximately 6 meters. Application of 40 MHz antenna has allowed following the bottom down to depth of approximately 9 meters. However, the thickness of the talik under the channel could not be detected by GPR. It should be noted that water mineralization is relatively high in winter season in Lena river channels. Electrical conductivity determined at samples collected from holes amounts the value 500 mkSm/cm, which corresponds to water resistivity 20 Ohm*m. This leads to extra damping of radar signal and does not permit to penetrate deeper than 9 meters even with low-frequency antenna. In the summer electrical conductivity of water was about 100 mkSm/cm, and resistivity—100 Ohm*m. Radar survey with 40 MHz antenna has allowed to obtain

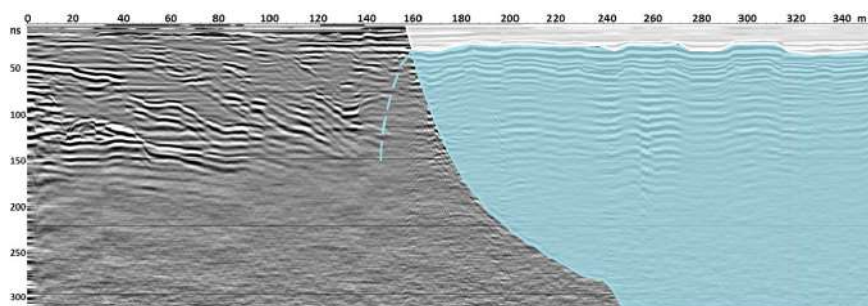


Figure 3. The part of radargram obtained with 200 MHz antenna at the profile 3 crossing the bank of Bolshaya Tumatskaya channel. Horizontal axis—distance, m, vertical axis—time, ns. Water is colored with blue, ice is white. Multiple reflections from the ice-water boundary are seen. Dashed blue line—probable boundary of the talik, flanking the channel.

the depth profile of the channel (with maximal depth 11 m), but radar reflections indicating the bottom boundary of underbed talik were not recorded. So, penetration depth of GPR in these particular conditions occurred to be insufficient to solve the problem stated. The main reason for this is low resistivity of water and thawed sediments below the river bottom.

2. TEM results. An important phenomenon that was revealed in the results of TEM soundings obtained in the Lena river delta is the sign reversal of transient voltage response, the reason for which is induced polarization (IP) of geological medium. This effect was multiply observed in permafrost regions [1, 2] and can be explained only by specific cryogenic structure of frozen ground, if ore mineralization is absent. If polarization manifests itself in the time range of micro- and milliseconds, it is often called “fast decaying IP” to discriminate it from relatively slow decaying classical IP. This phenomenon makes ambiguous the interpretation of TEM sounding curves because additional parameters emerge that should be taken into account. Only measurements made next to nearby parametric holes of sufficient depth could help to avoid ambiguity.

TEM sounding curves obtained at the profiles 1 and 3 crossing Bolshaya Tumatskaya channel have the following peculiarities:

1. At the sounding curves measured in the onshore part of the profiles two polarization processes with different characteristic times can be identified. The first one appears in the time range 10–100 mks, the second one—in the time range 100–1000 mks (example in the Figure 4, curve A). Summer measurements in 2017 confirmed the behaviour of the curves.
2. When sounding array is approaching to the river bank from the land side, the first polarization process becomes less pronounced and completely disappears on the ice of the channel.
3. The second process remains visible at the curves obtained on the ice of the channel (example in the Fig. 4, curve B). Such behaviour of curves was characteristic for both geophysical profiles crossing the channel. This means that permafrost is apparently presented under the channel. Estimates based on the results of numerical modelling give the thickness of the talik not exceeding first tens of meters. But it is impossible to recover the section only from TEM data themselves.

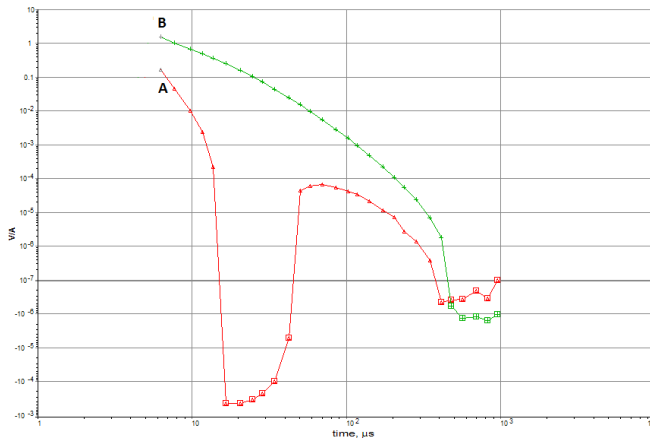


Figure 4. Two examples of transient process recorded at the profile 3 crossing Bolshaya Tumatskaya channel: A—land site, B—river site. Horizontal axis—time, mks, vertical axis—normalized voltage, V/A.

3. ERT results. CRP in the Bolshaya Tumatskaya channel has found considerable growth of resistivity values at the depth of 40–50 m below the bottom of the river. This confirms the assumption, basing on the results of TEM soundings that permafrost is apparently presented under the channels of Lena Delta. An example of combined CRP and land ERT data inversion for the profile 3 is given in the Fig. 5. Zon- dRes2D program was used, and NLPCG algorithm was applied, that uses the conjugate gradient method to solve a nonlinear optimization problem. It should be noted that resistivity of the thawed sediments (40–70 Ohm*m) proved to be less than resistivity of water in the channel (about 100 Ohm*m).

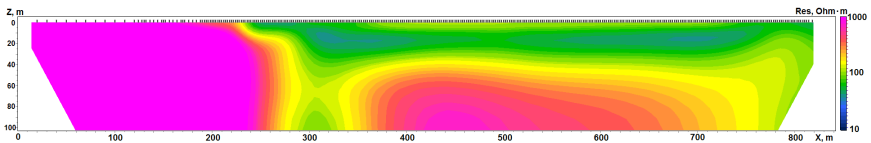


Figure 5. Resistivity section obtained as a result of CRP data inversion (*dipole-dipole* array), combined with the results of land ERT data inversion (*Schlumberger* array) for the profile 3. Horizontal scale—distance along profile, m. Vertical scale—depth, m. Resistivity values are given by the color scale in the right: magenta—more than 1000 Ohm*m (permafrost), blue-green—40–70 Ohm*m (talik), light green in the top—about 100 Ohm*m (fresh water).

In the Fig. 6 pseudo 3D picture of resistivity below the Bolshaya Tumatskaya channel is presented as a result of CRP data 2D inversion. The thickness of underbed talik is the first tens of meters almost everywhere in the studied area, possibly with the exception of narrow (40–60 meters width) apparently thawed deep zone adjacent to permanent frozen sediments under the Samoylov Island (left side in the Figures 5 and 6). It is not well pronounced at the profiles 4 and 5 because the structure of the medium is not quite 2D for these lengthwise profiles. The nature of this zone is a subject for future investigations.

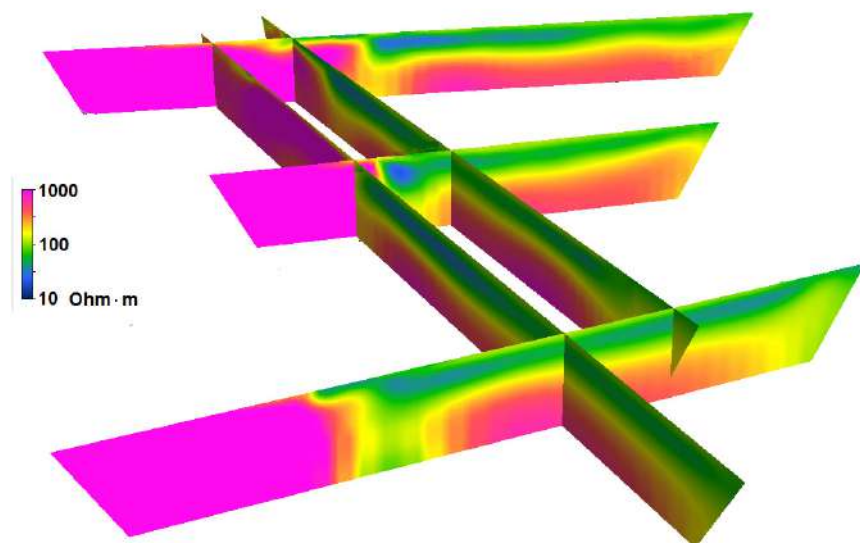


Figure 6. Pseudo-3D picture of resistivity under Bolshaya Tumatskaya channel obtained as a result of CRP data inversion (*dipole-dipole* array) for the profiles 1–5, combined with the results of land ERT data inversion (*Schlumberger* array) for the profile 3. View from the north-east to the south-west (Samoylov Island in the left). The color scale of resistivity values is the same as in the Figure 5.

CONCLUSION

Different geophysical methods were tested in the Lena river delta to estimate the thickness of underbed talik below one of the channels. The most effective method proved to be electrical resistivity tomography in a modification of continuous resistivity profiling, providing the greatest penetration depth. The talik proved

to have limited depth of 40–50 meters below the riverbed. Obtained estimates of the talik thickness are of great importance for building permafrost energy balance models.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Arctic Center of the Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, at Samoylov Island and Geomodel Resource Center of Saint-Petersburg State University for providing geophysical instruments, and Arctic and Antarctic Research Institute for the opportunity to take part in the “Lena-2016” and “Lena-2017” expeditions.

REFERENCES

- [1] Kozhevnikov, N. O., Antonov, E. Y., 2012. Fast-decaying inductively induced polarization in frozen ground: A synthesis of results and models. *Journal of Applied Geophysics*, 82, 171–183.
- [2] Krylov, S. S., Bobrov, N. Yu., 2002. Frequency dispersion of electrical properties of frozen ground: TEM sounding application. *Kriosfera Zemli*, VI (3), 59–68.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТТАИВАЮЩИХ ГРУНТОВ О. КОТЕЛЬНЫЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

И. С. Вахрин

ФГБУ Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН,
Якутск, Россия

АННОТАЦИЯ

Статья посвящена вопросу изучения влияния льдистости на деформационные характеристики оттаивающих мерзлых глинистых грунтов (коэффициентов оттаивания (A_{th}) и сжимаемости (m)). Представлены физические характеристики образцов супеси и суглинка, отобранных на о. Котельный. Изложена методика экспериментального определения коэффициентов A_{th} и m . Приведены результаты их определения супеси и суглинка различной льдистости. Для исследованных грунтов установлена линейная зависимость коэффициентов оттаивания и сжимаемости от льдистости.

Ключевые слова: мерзлый грунт; деформационные характеристики; криогенная текстура; льдистость.

ВВЕДЕНИЕ

Влияние криогенной текстуры и льдистости на деформационные характеристики оттаивающих мерзлых грунтов являются одной из наиболее сложных и важных проблем инженерной геокриологии. Дальнейшие исследования должны быть направлены на повышение достоверности результатов определения для прогнозирования осадок оттаивающих грунтов. Актуальность и цель исследования обусловлены необходимостью реконструкции инженерной инфраструктуры о. Котельный Новосибирского архипелага входящего в состав природного резерва Государственного заповедника «Усть-Ленский». Климат острова арктический, суровый [4]. Остров котельный расположен в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов. Отложения острова имеют полигенетический характер, неоплейстоценового возраста [5].

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованные грунты классифицируются как супесь и суглинок, гранулометрический состав которых приводится в (табл. 1).

Таблица 1. Гранулометрический состав исследуемых грунтов

Глубина отбора, м.	Гранулометрический состав%, размер частиц в мм.										Грунты. Классификация ГОСТ 25100-2011
	> 10,0	10,0-5,0	5,0-2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	> 0,005
2	8,9	5,7	4,9	1,5	0,7	1,5	0,9	6,9	54,6	10,0	4,4
0,7	-	-	-	0,4	0,3	0,7	1,4	17,8	54,8	12,7	11,9

Примечание: min — минимальные значения; max — максимальные значения; W_{tot} — суммарная влажность, д. ед.; ρ_f — плотность мерзлого грунта г/см³

Суммарная влажность и плотность образцов грунта колеблется в широком диапазоне (таб. 2).

Таблица 2. Физические характеристики исследованных грунтов

Наименование	w_{tot}		ρ_t	
	min	max	min	max
супесь	0,323	0,945	1,42	1,80
суглинок	0,300	0,732	1,47	1,83

Криогенное строение образцов для экспериментального определения деформационных характеристик грунтов предварительно изучалось макроскопическим методом. Установлено, что грунты имеют слоистую криогенную текстуру (рис. 1).



а) супесь



б) суглинок

Рис. 1. Криогенная текстура образцов грунта а) и б).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Деформационные характеристики оттаивающих грунтов определялись по стандартной методике компрессионного сжатия на измерительно-вычислительном комплексе «АСИС» [1], разработанном научно-производственным предприятием «ГЕОТЕК» [3]. Образцы мерзлого грунта для испытания вырезались из монолита по форме рабочего кольца диаметром 87 мм и высотой 25 мм в помещении с отрицательной температурой. Далее рабочие кольца с образца-

ми грунта помещались в прибор компрессионного сжатия ГТ 2.0.5. (рис. 2), установленный в холодильной камере и перед испытанием выдерживались при температуре грунта в массиве в течение 12 часов. На первой ступени задавалась нагрузка, равная бытовому давлению.

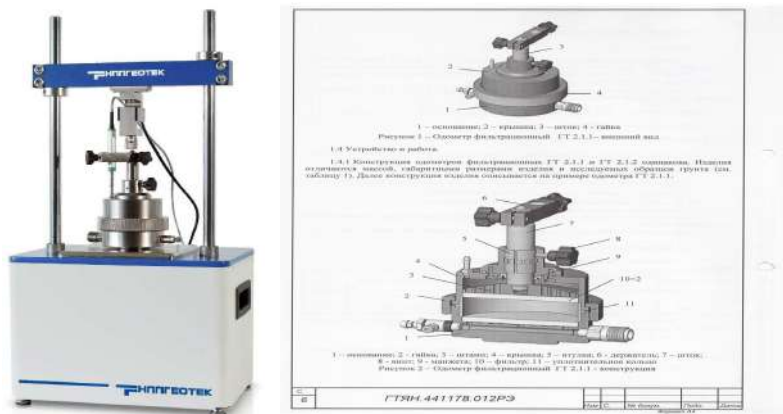


Рис. 2. Установка компрессионного сжатия ГТ 2.0.5

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРЕМЕНТОВ

Получены деформационные характеристики оттаивающих грунтов 8 образцов супеси и 10 образцов суглинка ненарушенного сложения с природной влажностью и льдистостью, отобранных в интервале глубин 0,3–3 м. (табл. 3).

Таблица 3. Деформационные характеристики исследованных грунтов

Наименование	A_{th}		m	
	min	max	min	max
супесь	0,146	0,547	0,032	0,127
суглинок	0,109	0,430	0,026	0,095

Примечание: min — минимальные значения; max — максимальные значения; A_{th} — коэффициент оттаивания д. ед.; m — сжимаемость при оттаивании МПа⁻¹

На основе статистической обработки результатов определения деформационных характеристик получены линейные зависимости их от льдистости (рис.3 и 4).

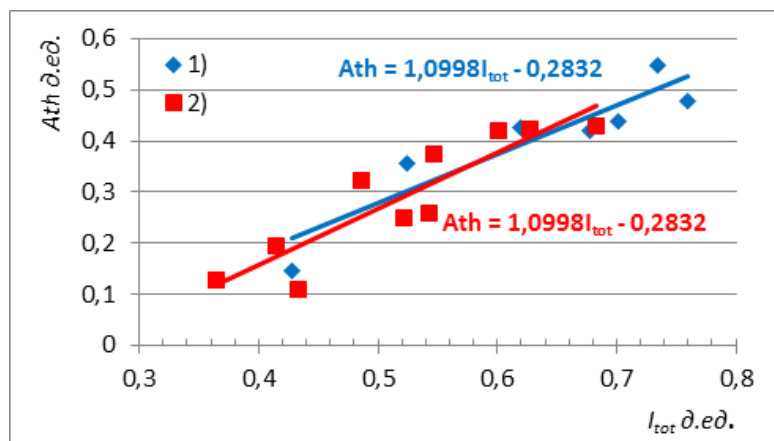


Рис. 3. Зависимости коэффициента оттаивания A_{th} 1) супеси и 2) суглинка, слоистых криогенных текстур от суммарной льдистости I_{tot}

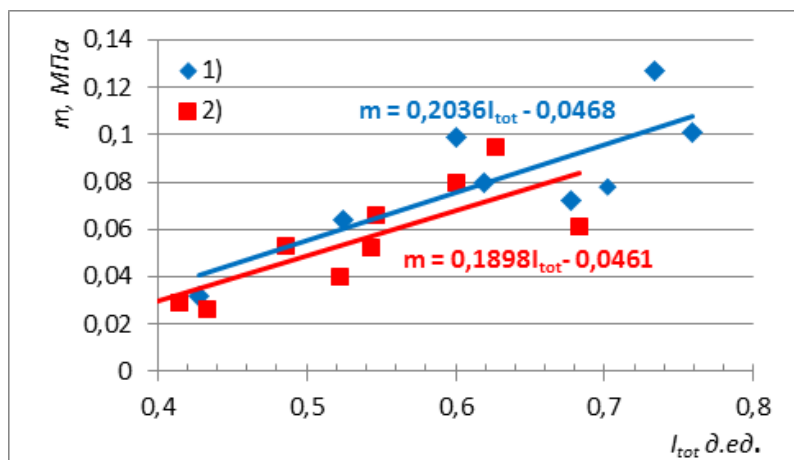


Рис. 4. Зависимости сжимаемости при оттаивания m 1) супеси и 2) суглинка, слоистых криогенных текстур от суммарной льдистости I_{tot}

Анализ полученных линейных зависимостей коэффициентов оттаивания и сжимаемости при оттаивании супеси и суглинка от суммарной льдистости показал сильную корреляцию (табл. 4).

Таблица 4. Коэффициент корреляции

Параметр	Наименование	r, д.ед.	
		A_{th}	m
I_{tot}	супесь	0,912	0,805
	суглинок	0,905	0,818

С увеличением льдистости коэффициент A_{th} возрастает существенно, а сжимаемость m увеличивается незначительно. В диапазонах льдистости от 0,3 до 0,8 д. ед. деформационные характеристики супеси несколько больше коэффициентов суглинка, скорее всего это обусловлено с криогенным строением мерзлого грунта

ВЫВОДЫ

Экспериментальными исследованиями мерзлых грунтов со слоистой криогенной текстурой установлена линейная зависимость коэффициентов A_{th} и m при оттаивании от льдистости в диапазонах от 0,3 до 0,8 д. ед. Дальнейшие исследования будут направлены на определения деформационных характеристик мерзлых грунтов с различной криогенной текстурой и льдистостью.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Работа выполнена при финансовой поддержке НОФМУ в рамках проекта: № 17–2–009477 «Научно-Образовательный фонд как инструмент молодых ученых для повышения профессиональной компетенции и популяризации науки», 201712010010

ЛИТЕРАТУРА

- [1] ГОСТ 12248–2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости.— М.: МНТКС, 2011.— 156 с.
- [2] ГОСТ 25100–2011. Грунты. Классификация.— М.: Межгосударственный стандарт, 2013.— 78 с.

- [3] Болдырев Г.Г. Методы определения механических свойств грунтов. Состояние вопроса [Текст]: монография / Г.Г. Болдырев.— Пенза: ПГУАС, 2008.— 696 с.
- [4] Кузьмин Г.П. , Шестернев Д.М., Вахрин И.С. «Геокриологические условия Новосибирских островов» // Материалы международной конференции «Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы», г. Тюмень, ИКЗ СО РАН, 02–05 июля 2015 г.
- [5] Ковалев Л.Н. и др. Геологическая карта Республики Саха (Якутии) Масштаб 1: 1500000.—Я.: ГКСРЯГН, 2006.
- [6] Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов.—М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002.— 426 с.
- [7] Шестернев Д.М. Статистическая обработка инженерно-геологической информации: учебн. пособие.—Чита: ЧитГУ, 2008.— 321 с.

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА ЛЕДОВОГО РЕЖИМА СРЕДНИХ РЕК АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СИБИРИ

Д. Д. Волкова^{1, 2}
Е. В. Румянцева²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Россия

² Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Россия

АННОТАЦИЯ

Оценка многолетней изменчивости ледового режима рек является актуальной задачей в связи с изучением влияния современных климатических изменений на поверхностные водные объекты. Исследование посвящено ледовому режиму средних рек Арктической зоны Сибири, которые относятся к водосборам крупных рек Енисея, Пясины и Хатанги, а также Оби и ее устьевой области. Выбор рек обусловлен наличием продолжительных рядов наблюдений за ледовыми явлениями и толщиной льда. Зональные особенности изменчивости ледового режима наиболее полно отражаются на средних реках.

Цель исследования — пространственно-временной анализ характеристик ледового режима средних рек Арктической зоны Сибири за многолетний период. Материалом исследования являются данные наблюдений на государственных гидрологических постах. Для анализа применяются методы математической обработки, в том числе статистический анализ многолетних рядов данных, оценка их однородности, трендовый анализ с учетом статистической значимости линейных трендов. Многолетние ряды данных разбиты на два периода: 1950–1979 гг. и 1980–2010 гг.

Определено, что для всех исследуемых рек прослеживается одинаковая тенденция уменьшения продолжительности ледостава за период 1980–2010 гг. Изменчивость продолжительности ледостава составляет 7–23% за современный климатический период. Однородность рядов по критерию Стьюдента подтверждена для исследуемых рек, за исключением рек Ныда и Дубчес (по продолжительности ледостава) и рек Ляпин и Норилка (по толщине льда). В определении статистической значимости трендов (при 5% уровне) не прослеживается однозначная закономерность. За период 1980–2010 гг. больше значимых трендов, чем за предшествующий период.

Ключевые слова: ледовый режим, Арктическая зона, средние реки, многолетняя изменчивость.

ВВЕДЕНИЕ

В современных условиях изменчивости климатической системы проблема оценки динамики ледового режима рек является актуальной и значимой. Арктический регион в целом и Арктическая зона Сибири в частности наиболее уязвимы к процессам климатических изменений.

Особенности ледового режима рек определяют условия их использования транспортной инфраструктурой, обеспечивая социально-экономическое развитие территорий. Новый виток освоения Российской Арктики связан с реализацией концепции «опорных зон», основанной на системном развитии территории в условиях возросшего интереса к добывающей отрасли экономики [1].

Целью исследования является пространственно-временной анализ характеристик ледового режима средних рек Арктической зоны Сибири за многолетний период. Согласно ГОСТ 19173–73 [2] к средним рекам относятся реки, расположенные в одной географической зоне, гидрологический режим свойственен рекам этой зоны. Площадь водосбора средних рек составляет 2000–50000 км². Фактор климатических изменений является более значимым для средних рек в отличие от малых рек, подверженных локальным факторам, и от больших рек, формирующих гидрологический режим на огромной площади водосбора.

Исследуемые средние реки находятся в Арктической зоны Западной и Средней Сибири, относятся к водосборам крупных рек Енисея, Пясины и Хатанги, а также Оби и ее устьевой области.

Ледовый режим рек Российской Арктики всегда имел важное значение в связи с его лимитирующей ролью для судоходства, в основном это касалось крупных полизональных рек. Значительные научные исследования по ледовому режиму крупных сибирских рек и их устьевых областей проводились ранее в ААНИИ [3, 4]. Исследования по оценке связи климатических изменений с ледовыми явлениями проводились и на основе современных данных, результаты этих исследований представлены в публикациях [5, 6].

В данном исследовании сделан акцент на анализ ледовой информации по средним рекам в малоизученных районах Арктической зоны Сибири.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом к исследованию послужили данные наблюдений на средних реках за ледовыми явлениями и толщине льда на гидрологических постах государственной сети Росгидромета в Арктической зоне Западной и Средней Сибири. В таблице 1 представлен список гидрологических постов, используемых для исследования. Сбор данных производился по опубликованным материалам Госу-

дарственного водного кадастра. Сформированы атрибутивные таблицы по ледовым явлениям и толщине льда на реках для базы данных гидрологической информации по водным объектам Российской Арктики. Для рек выделено шесть основных ледовых фаз для базы данных: дата первой подвижки, дата начала ледохода, дата очищения, дата любого устойчивого ледового явления, дата устойчивого плавучего ледообразования, дата начала ледостава. Созданы электронные архивы по ледовым фазам и максимальной толщине льда исследуемых рек.

Таблица 1. Гидрологические посты на исследуемых реках

№	Код поста	Река — пост	Площадь водосбора, км ²
1	11548	р. Ляпин — с. Саранпауль	18500
2	11558	р. Полуй — гмс. Полуй	15100
3	11806	р. Ныда — с. Ныда	6700
4	11644	р. Лев. Хетта — Ягельное	5710
5	03401	р. Хета — пос. Волочанка	32900
6	09455	р. Норилка — пос. Валек	19800
7	09432	р. Хантайка — исток	12300
8	09425	р. Турухан — факт. Янов Стан	10100
9	09401	р. Елогуй — пос. Келлог	16300
10	09385	р. Дубчес — факт. Сандакчес	8360

В данной работе для анализа многолетней изменчивости ледового режима исследуемых рек были выбраны следующие характеристики: продолжительность ледостава и максимальная толщина льда. От продолжительности ледостава зависит период навигации, что имеет очень важное значение для хозяйственной деятельности, а также для социально значимых объектов инфраструктуры. Максимальная толщина льда характеризует степень промерзания реки.

Методы исследования основываются на математической обработке данных многолетних рядов гидрологических характеристик с ис-

пользованием статистического анализа. За основу статистического анализа взяты методические рекомендации [7]. В исследовании применены анализ на однородность по критерию Стьюдента, трендовый анализ, в том числе использован метод оценки статистической значимости линейных трендов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В целом для анализа исследовались многолетние ряды 1950–2010 гг., которые были разделены на два периода 1950–1979 гг. и 1980–2010 гг. Принято допущение, что переломным годом является 1980 год, как год начала современных климатических изменений [8, 9].

Вначале были определены средние значения продолжительности ледостава и толщины льда для двух периодов, вычислена разница средних значений этих периодов. Результаты расчетов представлены в таблице 2. Для всех исследуемых рек характерно уменьшение продолжительности ледостава и максимальной толщины льда за современных климатический период. Изменения продолжительности ледостава колеблются в пределах 7–23% или 5–11 дней. Наибольшее изменение наблюдалось на реках Ныда, Полуй, Хантайка

Таблица 2. Средние значения характеристик ледового режима

Код поста	Продолжительность ледостава, дни			Максимальная толщина льда, см		
	Среднее значение		Разница	Среднее значение		Разница
	1950–1979	1980–2010		1950–1979	1980–2010	
11548	203	197	–6 (12%)	88	81	–7 (6%)
11558	216	208	–8 (17%)	118	110	–8 (9%)
11806	228	218	–10 (23%)	76	72	–4 (3%)
11644	190	185	–5 (10%)	110	88	–22 (24%)
03401	120	113	–7 (8%)	81	76	–5 (4%)
09455	111	105	–6 (7%)	140	125	–15 (21%)
09432	146	135	–11 (16%)	96	89	–7 (7%)
09425	126	120	–6 (8%)	80	71	–9 (7%)
09401	151	145	–6 (9%)	77	70	–7 (5%)
09385	149	138	–11 (16%)	91	86	–5 (5%)

и Дубчес, наименьшее изменение — на реке Норилка. По уменьшению среднего значения за период 1980–2010 гг. толщины льда выделяются реки Левая Хетта (24%) и Норилка (21%), остальные реки характеризуются невысокой изменчивостью толщины льда до 10%.

Далее ряды были проанализированы на однородность по критерию Стьюдента. Результаты определения однородности многолетних рядов приведены в таблице 3. Большинство рядов по обоим характеристикам однородны, однако есть исключения. По продолжительности ледостава неоднородными являются реки Ныда и Дубчес, по максимальной толщине льда — реки Ляпин и Норилка. Для двух сравниваемых регионов Западной и Средней Сибири существуют неоднородные ряды, но в качестве исключения.

Таблица 3. Однородность многолетних рядов

Река — пост	Продолжительность ледостава	Максимальная толщина льда
р. Ляпин — с. Саранпауль	+	—
р. Полуй — гмс. Полуй	+	+
р. Ныда — с. Ныда	—	+
р. Лев. Хетта — Ягельное	+	+
р. Хета — пос. Волочанка	+	+
р. Норилка — пос. Валек	+	—
р. Хантайка — исток	+	+
р. Турухан — факт. Янов Стан	+	н/д
р. Елогуй — пос. Келлог	+	+
р. Дубчес — факт. Сандакчес	—	+

«+» — ряд однороден, «–» — ряд неоднороден, «н/д» — нет данных

Следующим этапом исследования был анализ временной изменчивости характеристик ледового режима и использованием линейных трендов. Было выявлено, что период ледостава и максимальная толщина льда для всех рек в период 1980–2010 гг. уменьшаются. Тенденции ледовых характеристик первого периода (1950–1979 гг.) имеют различный вид, но для большинства рек характерно увеличение этих параметров. На рис. 1 приведены хронологические графики динамики продолжительности ледостава рек Полуй и Ляпин с выделением трендов для двух периодов.

На рис. 2 показана многолетняя изменчивость продолжительности ледостава средних рек Арктической зоны Средней Сибири. Для

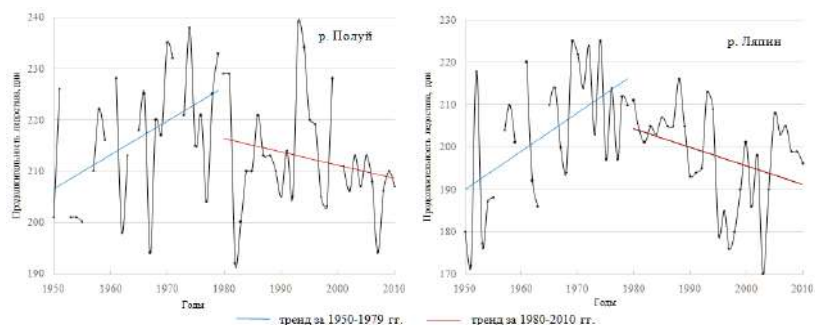


Рис. 1. Многолетняя изменчивость продолжительности ледостава средних рек Арктической зоны Западной Сибири

всех рек, кроме Хантайки в первый период (1950–1979 гг.), характерно увеличение периода ледостава, а за второй (1980–2010 гг.) — уменьшение. Наглядно представлены тренды, которые показывают резкое и значительное уменьшение продолжительности ледостава за современный климатический период средних рек Арктической зоны Средней Сибири.

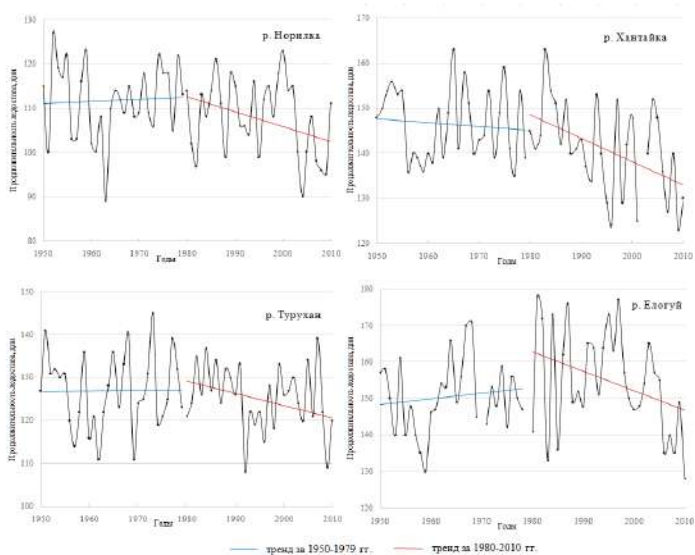


Рис. 2. Многолетняя изменчивость продолжительности ледостава средних рек Арктической зоны Средней Сибири.

Проанализирована статистическая значимость линейных трендов при 5% уровне значимости, результаты приведены в таблице 4. За период 1950–1979 гг. тренды являются незначимыми по средним рекам Арктической зоны Средней Сибири, для рек Западной Сибири тренды не значимы по толщине льда и значимы по продолжительности ледостава. За период 1980–2010 гг. нет однозначной закономерности значимости трендов, но выявлено больше значимых трендов, чем за предыдущий период.

Таблица 4. Статистическая значимость линейных трендов

Река — пост	Продолжительность ледостава		Максимальная толщина льда	
	1950–1979	1980–2010	1950–1979	1980–2010
р. Ляпин — с. Саранпауль	+	+	+	-
р. Полуй — гмс. Полуй	+	-	-	-
р. Ныда — с. Ныда	+	-	-	+
р. Лев. Хетта — Ягельное	+	+	-	-
р. Хета — пос. Волочанка	-	+	-	+
р. Норилка — пос. Валек	-	+	-	+
р. Хантайка — исток	-	-	-	+
р. Турухан -факт. Янов Стан	-	+	-	н/д
р. Елогуй — пос. Келлог	-	-	-	-
р. Дубчес — факт. Сандакчес	-	+	-	+

«+» — значимый тренд, «-» — незначимый тренд, «н/д» — нет данных

ВЫВОДЫ

В ходе исследования сформулирован основной вывод о единой тенденции уменьшения продолжительности ледостава и максимальной толщины льда на средних реках Арктической зоны Западной и Средней Сибири. Однако реки Западной Сибири имеют более продолжительный период ледостава и ярко выраженное его изменение за период 1980–2010 гг.

Большинство исследуемых рядов по критерию Стьюдента являются однородными, однако есть исключения в виде двух рек в Средней и Западной Сибири. Средние величины периода ледостава и максимальной толщины льда по своей величине меньше во вто-

рой рассматриваемый период, чем в первый. Средние изменения продолжительности ледостава колеблются от 7–23% или 5–11 дней. Максимальная толщина льда в среднем для рек уменьшилась на 3–24% (4–22 дня). За современный климатический период отмечены статистически значимые тренды анализируемых ледовых характеристик, но явной пространственной закономерности не наблюдается.

Уникальность исследования заключалась в том, что в подобных исследованиях динамики ледового режима чаще всего выбираются крупные реки, а в данной работе объектами исследования были выбраны средние реки, в основном не подверженные антропогенному влиянию и более репрезентативные по сравнению с крупными или малыми реками.

Таким образом, учитывая исследования об увеличении температуры воздуха в Арктике, следует отметить, что ледовый режим средних рек подвержен климатическим изменениям за период с 1980 г. Изменение такой характеристики как продолжительность ледостава имеет важное значение для хозяйственного использования рек. Вследствие его уменьшения, увеличивается суммарный период ледохода, ледообразования и открытого русла на реках. Увеличение периода открытого русла позволяет увеличивать период навигации.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Смирнова О.О., Липина С.А., Кудряшова Е.В., Крейденко Т.Ф., Богданова Ю.Н., Формирование опорных зон в Арктике: методология и практика, Арктика и Север, Россия, № 25, с. 148–157, 2016.
- [2] ГОСТ 19179–73. Гидрология суши. Термины и определения, 1973.
- [3] Антонов В.С., Ледовый показатель современной тенденции похолодания климата в низовьях Енисея, Проблемы Арктики и Антарктики, № 46, с. 84–90, 1975.
- [4] Соловьева З.С., Закономерности временной изменчивости сроков вскрытия низовьев и устьев рек Сибири, Труды Аркт. и антаркт. науч.—исслед. ин-та, Т. 378, с. 113–122, 1983.
- [5] Гинзбург Б.М., Сроки замерзания и вскрытия рек в конце XX века и возможные изменения в XXI веке, Метеорология

и гидрология, Россия, № 12, с. 88–97, 2005.

- [6] Агафонова С. А., Ледовый режим рек арктической зоны Западной Сибири в современных климатических условиях, Арктика и Антарктика, Россия, № 2, с. 25–33, 2017.
- [7] Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным, Россия, 162 с., 2010.
- [8] Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме, Россия, 60 с., 2014.
- [9] Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М., Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин, Проблемы Арктики и Антарктики, Россия, № 2 (85), с. 52–61, 2010.

TRANSFORMATION OF Khibiny Mountain Valleys by Slushflows, Kola Peninsula, Northwestern Russia

E. V. Garankina, V. R. Belyaev, Yu. R. Belyaev, A. L. Gurinov,
M. M. Ivanov, N. V. Kuzmenkova, F. A. Romanenko,
V. V. Surkov, E. D. Tulyakov

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
(evgarankina@gmail.com)

ABSTRACT

We report an attempt to reconstruct slushflow activity, evaluate its contribution into sediment budgets and impact on geomorphic structure and fluvial processes in the Khibiny Mountains valleys by means of detailed description of associated landforms and correlated deposits analyses (structural, grain size, radionuclide fingerprinting, ^{14}C dating). Slushflow represent a specific type of gravitational flow of water-saturated mixture of snow with limited amount of clastic material. Available results for the studied basins suggest slushflows as a leading mechanism of downstream sediment delivery and valley floor transformation in Holocene. Recurrence interval of medium-magnitude slushflows does not exceed 10–30 years, though fluvial topography is suppressed or almost nonexistent as streams are unable to rework slushflow deposits. Frequency of extreme events is much lower. Nevertheless, largest-scale bottom features and piedmont fans can be related to much more intense events associated with last deglaciation stages.

Keywords: slushflow, debris flow, mountain valley, subarctic, fluvial

INTRODUCTION

Slushflow represent a specific type of gravitational flow of water-saturated mixture of snow with relatively limited amount of clastic sediment (< 12%, size up to 1–2 m) occurring in low-order stream channels [3]. Slushflows are considered either subtypes of wet snow avalanches, or debris flows, or independent phenomena between the latter two [11, 5, 4]. Widespread mostly in Arctic and Subarctic mountain environments they cause hazardous and potentially dangerous episodes. Those are common for the Ural, Putarana and Kola Peninsula mountains and Scandes in Eurasia [10, 6], Brooks ridge, Quebec region and Canadian Arctic Archipelago in North America [1, 9] and rarely reported for the lower latitude mountains. They could cause fatal consequences [8] increasing both the scientific community and public awareness and social demands for prediction and sound protective measures [13].

Compact low mountains of Khibiny (up to 1201 m ASL) located in central part of the Kola Peninsula is a Devonian pluton of multiphase alkaline intrusion [12] partly exposed by denudation. Extreme mineral concentrations triggered extensive industrial exploration of the massif for almost a century that yielded in numerous quarries, mines, plants, roads and civil engineering constructions. Lately, rapidly growing touristic flow has focused on Khibiny ski resorts, mountainous tracks and newly established National park. At the same time, being an arena of widespread hazardous processes (snow avalanches, rockfalls and screes, slushflows and debris flows) it requests reliable assessment of potential environmental risks. Debris flows here are thoroughly investigated since 1960s [3] providing a unique dataset of >200 slushflow-affected mountain catchments that have been active at least once in centennial. However, those surveys concentrated largely on monitoring the presently observed episodes whether knowledge of distribution, magnitude and frequency of such hazardous events is still limited by the lack of reliable spatial data and age characteristics on the debris flow deposits and landforms allowing paleogeographic correlations.

MATERIALS AND METHODS

In order to evaluate slushflows intensity in the Khibiny, its contribution into sediment budgets and influence on geomorphic structure and fluvial processes we accomplished a detailed study of associated landforms and correlated deposits. Geomorphic interpretation of high-resolution aerial and satellite imagery from public services and detailed topographic maps presented widespread evidences of debris flow phenomena within most of them. Through 2015–2017 fieldworks comprehensive section descriptions and sediment sampling for grainsize analysis, ^{232}Th radionuclide fingerprinting and ^{14}C dating were carried out in the six mountain valleys allow revealing the age and common structure of slushflow environments. In addition, reference photo points were established and aerial photography using unmanned aerial vehicle was accomplished for further monitoring of modern slushflow consequences.

RESULTS AND DISCUSSION

Numerous deep (100–500 m) erosional valleys, glacial troughs and cirques, and tectonic lineaments dissect Khibiny plateau-shaped sum-

mits and relatively steep slopes. Field inspection of six river basins (Fig 1) revealed both modern and older slushflow landforms: valley floor and stream bank incisions, ridges, levees and hummocks, debris covers, terraces and fans. Surfaces of relatively fresh landforms have no or poor vegetation (fragmentary mosses, lichens, herbs and shrubs) and do not exceed 1 to 2 m in height and 0.02 km². Older ones are larger (up to 10 m high and 0.05–0.4 km²) and mostly well forested or have thick moss-lichen cover in tundra. Deposits vary from large boulders and blocks to sandy silts depending on the geomorphic position above the streambed, the distance from slushflow sources, age and flow energy. Usually up to three levels of debris flow accumulations of different age could be distinguished. Along the middle reaches of 2nd-3rd order streams, they are traced as sequences of superimposed or leaning against each other terraces. At the lower reaches, they appear in cross-sections as series of humic or peat layers buried between coarse debris flow deposits.

The youngest slushflow deposits were found almost days and months after their accumulation, respectively, in the valleys of Alyavumjok and Northern Lyavojok and Mannepahkuay. In the latter, they formed small debris covers, individual hummocks up to 1.5 m high and ridges 7–8 m long during the early spring snowmelt 2016 (fresh silty gravel and boulder loads were registered later, in the end of June at the confluence of main headwaters). The successive remote sensing data analysis allowed narrowing the discharge periods of previous slushflows down to spring 2014 and at least once before, in 2012–2013. Larger young landforms were formed by slushflow from the main left tributary in Northern Lyavojok basin. According to the vague vegetative cover of the debris fan protruding the forested area, it happened less than 10–15 years ago. Evidences of relatively young slushflows of extreme volume are observed in the Malaya Belaya river basin. Couple of small catchments (Alyavumjok and Eljok) on the left bank in its middle reaches have large unvegetated debris fans. The valley floor of the former one is almost devoid of loose sediments in its upper part, and the latter has a deep (up to 35 m) V-shaped incision in the middle part. Debris fans with boulder pavings and 200–250 m radius have already been shown on the first historical topographic maps of the Khibiny from the 1930s. Thus, they are at least 90 years old and are superimposed on the older (better vegetated) and even greater in size fans displaying repetitive activity of extreme slushflows in the region.

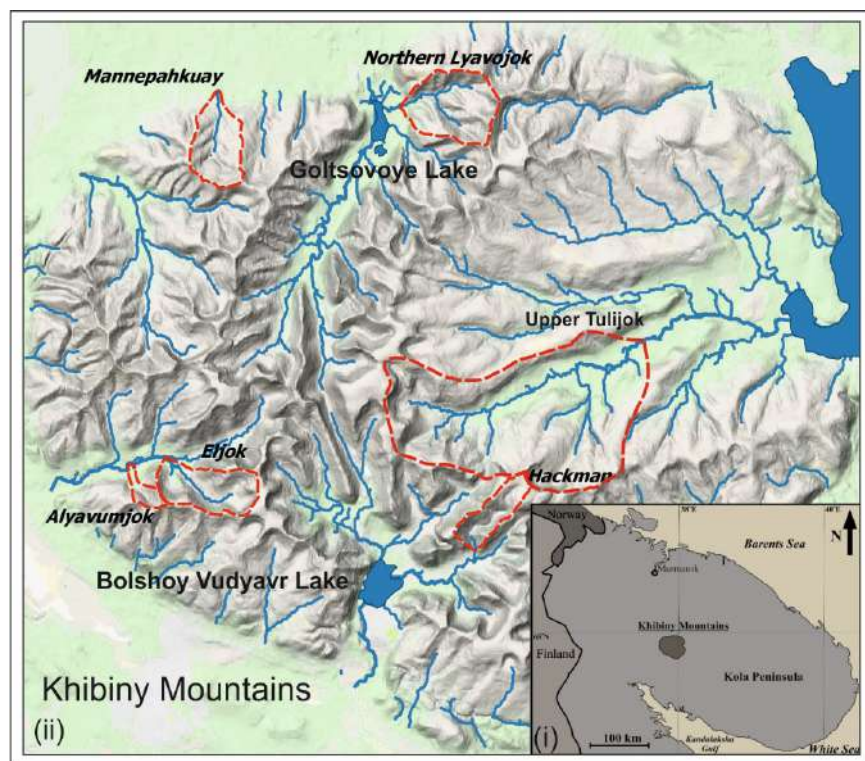


Fig 1 Location of the Khibiny mountain massif at the Kola Peninsula, Russia (i) and case study basins (ii) (*Google global topography, infrastructure and settlements*).

The frequency of such disastrous events can be estimated by the ^{14}C dating of buried soils within the forested piedmont area of the Mannepahkuay valley. Here, the ages of organic-rich paleosol layers overlaid by slushflow deposits under well-developed spruce forest are 540 ± 80 (IGRAS-5404) and 1310 ± 70 (IGRAS-5402) ^{14}C yrs. in two successive slushflow accumulation zones 0.5 km apart. Therefore, we can expect high-magnitude slushflows to release at least twice per millennia in the basin and probably much more often. Such extreme episodes could cause radical changes for the mountain valley and piedmont environments. Besides essential adjustments in surface conditions of large areas (eliminating primary sediments, soil and plant cover), they lead to great alterations in topography and landscape dynamics. Large tributary slushflow fans overlap receiving

valley floor and induce the main river channel to intensely erode or even significantly shift its position. Thus, large forced meander up to 350 m in radius occurred in the Malaya Belaya river valley due to the Alyavumjok fan. Dramatic imprints of both slushflows and rockfalls great in clastic volume but transported for relatively short distances were observed at the Northern Khibiny. Here, in the neighboring headwaters of Northern Lyavojok, Kalijok and Perevalnaya, large debris bodies and debris fans appear at the foothills of glacial cirques walls and apertures of short brooks. Multiple signs of faulting and widespread ongoing rock failures on valley sides suggest still unreleased tectonic tension in the bedrock at the described areas. Poorly sorted clastic material (blocks >1–3 m size) and common distribution of such landforms in the closely located valleys indicate definite relationship between active seismotectonic zones and the discharge and magnitude of those catastrophic slushflows.

The magnitude of slushflows can also be affected by the specific geomorphic structure of a basin. For example, feather-shaped drainage network pattern induce slushflow runout zones from steeply inclined tributaries to allocate in the flattened bottom of main valley sometimes completely blocking it. Such coarse debris dams provoke the stream to filtrate through deposits and may lead to further outbursts and even typical granular debris flows downstream. All that cause unequal transporting distances of sediment load and specific “wavy” structure of slushflow deposition in the lower reaches spreading into piedmont forest zone. Consequently, in the higher order river basins, it is often hard to recognize zones of dominant slushflow origination, transport and accumulation whether simple arranged catchments (mostly streams of the 1st order) usually present distinctively confined morphodynamic zones of slushflows.

A little is known about hydrological mode of slushflow-affected streams. Registered discharges in the lower reaches of the Tulijok River (the biggest watercourse of the Khibiny) rise from 4.5 m³/sec during the low water periods up to 80 m³/sec in the high waters. Occasionally, slushflows exceed the latter value. At the same time, main river channel is almost devoid of modern debris flow phenomena with an exception of local outbursts when riverbed snow dams in upper reaches are being destroyed. Those small slushflow events generally of the wet avalanche type intensely erode floodplains and terraces riverbanks leaving channel extensions, hummocky and ridge shoals and accumulative coarse-

grained levees along the floodplain edges. Floodplain here has two levels almost non-differentiated by height above the riverbed. However, the younger step has distinct ridges of debris flow and alluvial genesis along the upper valley part whether the older and slightly higher one is almost flat and does not show any signs of recent accumulation. Slushflow traces of various ages were observed in numerous tributaries of the Tulijok dissecting slopes of adjacent plateaus, but modern slushflow accumulation terminates inside their catchments not reaching the main valley floor.

Erosional potential of slushflows could be estimated based on the geomorphic evidences. Deep V-shaped incisions in the upper reaches of the 1st-order streams and brooks almost dry during most of the warm season attest to its origination by agent other than fluvial. In places, they dissect even bedrocks showing great intensity of the eroding flow. Usually, catchment basins above them (cirques, niches, etc.) provide abundant snow and water supply and serve as slushflow sources. Downstream major valley, several incisive cycles are imprinted into the bottom topography of the basins of higher orders. According to the relatively low discharge rates and no geomorphic indication of active erosion by fluvial processes, those should also be correlated with slushflow episodes probably caused by climatic fluctuations, or sometimes, local base level declines.

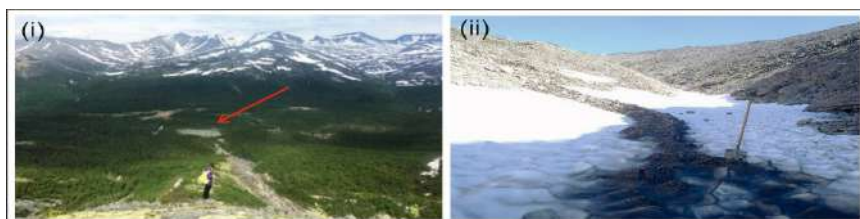


Fig 2 Slushflow landforms: (i) large fan and (ii) fresh deposits, Alyavumjok valley .

To evaluate geomorphic effects of hazardous slushflows and its interactions with other exogenous processes it is important to distinguish both main sediment sources with their relative contribution and zones of debris deposition. Radionuclide fingerprinting approach has been proved useful determining sediment sources and sinks in wide variety of geomorphic landscapes. Radionuclides can serve as tracers in cases if their chemical properties display dominant redistribution in fixed conditions with sediment particles. Two valleys—Hackman

and Northern Lyavojok — with confirmed Thorium-232 radionuclide sources have been chosen for fingerprinting studies. Both basins in the Southern and Western Khibiny are located in the highly contrast geological conditions characterized by alternation of alkaline plutonic rocks with different content of radionuclides. At the first one, strong ^{232}Th signal is confined to the lovchorrit vein and associated radioactive mine dumps on the right valley side. In opposite, radionuclide sources in the second valley are scattered along the catchment and do not show any proven bedrock concentration. Frequently affected by slushflows, valleys are an arena of potential sediment transport and redistribution of naturally radioactive deposits.

Gamma-spectrometry analysis of the ^{232}Th radionuclide content revealed definite concentrations in accumulative deposits in valley bottoms compared with adjacent colluvial slopes, on one hand, and alluvium in streambeds, on the other. This allows confirming episodic powerful removal and mixing of material along the Hackman valley by slushflows [7]. Contribution of constant water flow within the stream channel is limited to washing out of fine fractions of loose material. The latter, according to the first results of alpha-spectrometry, make the most relevant contribution to the total radioactivity of the samples and, possibly, can cause positive radioactive anomalies in the sedimentation basins (deltas, lakes, artificial ponds) outside the studied catchments. Thus, secondary re-deposition of the ^{232}Th contaminated thin material is possible downstream the receiving Uksporrjok valley, right into the Bolshoy Vudyavr lake.

At the same time, increased ^{232}Th values in the bottom of Northern Lyavojok valley, as well as in the bottom sediments of the receiving reservoir, Goltsovoye Lake, with respect to the potential scattered sources require further investigation. Probably, in the latter case, the granulometric differentiation of sediments takes place. Further analysis of the ^{232}Th content fluctuations in the lake sedimentary column provided with several ^{14}C dates and palaeogeographic reconstructions [15] may clarify the dynamics of slushflow activity (indirectly by the amplified release of silts with higher radioisotope content with the hyperconcentrated floods anticipated by slushflows in the upper reaches).

CONCLUSION

The frequency and magnitude of slushflows and debris flows at the regularly affected river basins display definite relationship with the

morphology, history and age of basins. Obtained results suggest that slushflows and, possibly for some valleys, even typical debris flows with lower frequency are a leading mechanism of downstream sediment delivery and valley floor transformation of the 1st-order streams. Fluvial topography here is extremely suppressed or nonexistent under such conditions, as stream channels are unable to rework slushflow deposits and are forced to passively adjust. In typical erosion valleys of the 2nd order with narrow floor and V-shaped cross-section (Mannepahkuay, Northern Lyavojok, Alyavumjok, Eliok, Hackman, etc.), fluvial processes are also almost completely paralyzed by even minor deposition of high-frequency slushflows. A stream is redirected to wash out and re-deposit the finer fractions of slushflow fans and internal deltas (both recent and older ones), forming secondary alluvial features downstream. Small river valleys of the 3rd and higher orders with typical glacial topography (wide-bottomed troughs with steep slopes) are usually devoid of major slushflows (Malaya Belaya, Lednikovaya, Tulijok etc.) except particularly low-magnitude events generally of the wet avalanche type in the riverbed. Only rare extreme slushflow ejections from tributaries producing large superimposed fans in the main valley floor can influence its fluvial cycle. Those lead to major river channel shifts, deep fresh-looking incisions and ungraded convex fragments of valley bottom long profiles.

Recurrence interval of medium-magnitude slushflows in studied valleys does not exceed 10–30 years that is in agreement with the published monitoring data. Thus, the largest numbers of slushflow events within a single year have been detected at the Khibiny in 1943 and 1946 (presumably), 1950–1952, 1960, 1966, 1969, 1977, 1987 and 1995 [3]. Frequency of extreme events is, however, much lower. It was estimated to be at least twice per millennia in several valleys, according to ¹⁴C dating of humic layers separating different slushflow deposit bodies, analysis of archive topographic maps and aerial photography. Nevertheless, extensive occurrence of distinctive large relic landforms and thick bottom deposits without any detectable organic material indicates substantially higher magnitude of debris flows activity in the distant past. Most likely, they functioned in colder environments during the last deglaciation stages, particularly associated with moraine-dammed lake outbursts. Reliable chronology of those stages is yet to be obtained by the means of comparative analysis of grainsize, radionuclide and organic content of the correlated deposits (slushflow fans, deltaic and lacustrine sediments) and ¹⁴C dating. Such reconstruction of slushflow

dynamics represents the most challenging problem for future research and may provide reliable basis for further risk assessment in the area.

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was funded by the RFBR project № 17–05–00630 and GM AAAA-A16–11632810089–5. The authors are very grateful to Elena S. Garova and Andrei A. Khalyapin for the fieldwork assistance and data processing.

REFERENCES

- [1] André, M.F. Holocene Climate Fluctuations and Geomorphic Impact of Extreme Events in Svalbard, *Geografiska Annaler*, 77A, Norway, pp. 241–250, 1995.
- [2] Belyaev, Y.R., Bredikhin, A.V., Lukashov A.A. Environmental Geomorphologic Safety of Project Technical Roads at Khibiny. *Georisk*, 2, Russia, pp. 50–57, 2015.
- [3] Bozhinsky, A.N., Perov, V.F. et al. Slushflows in Khibiny Mountains, Russia, 2001, 67 pp.
- [4] Eckerstorfer, M., Christiansen, H.H. Meteorology, topography and snowpack conditions causing two extreme mid-winter slush and wet slab avalanche periods in high Arctic maritime Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23 (1), Norway, pp. 15–25, 2012.
- [5] Hestnes, E. Slushflow hazard—where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research. *Annals of Glaciology*, 26, Norway, pp. 370–376, 1998.
- [6] Hestnes, E., Kristensen, K. The diversity of large slushflows illustrated by selected cases. *International Snow Science Workshop*, pp. 348–355, 2010.
- [7] Garankina, E.V., Ivanov, M.M. Use of Natural Radionuclides to Study Lithodynamics of the Hakeman River Basin in the Khibiny Mountains (Kola Peninsula). XI seminar for young scientists of universities, united by the council on the problem of erosion, channel and wellhead, Russia, pp. 72–77, 2016.
- [8] Kobayashi, S., Izumi, K., Kamiishi, I. Slushflow disasters in Japan and its characteristics. *International Conference on Snow Engineering*, 1994, pp. 657–665;

- [9] Larocque, S.J., Hetu, B., Filion, L. Geomorphic and Dendro-ecological Impacts of Slushflows in Central Gaspe Peninsula (Quebec, Canada). *Geogr. Ann. A*, 83 (4), Canada, pp. 191–201, 2001.
- [10] Nyberg, R. Observation of slushflows and their geomorphical effects in the Swedish mountain area. *Geografiska Annaler*, series A, Physical Geography, 71 (3), Norway, pp. 185–198, 1989.
- [11] Perov, V.F. Debris Flows of Khibiny Mountain Massif. *Vestnik MSU, Series 5 Geography*, 1, USSR, pp.106–110, 1966.
- [12] Pozhilenko, V.I., Gavrilenko, B.V. et al. Geology of Mineralization Zones of Murmansk region, Russia, 2002, 359 p.
- [13] Relf, G., Kendra, G.M. et al. Slushflows: science and planning considerations for an expanding hazard. *Natural Hazards*, 78, Netherlands, pp. 333–354, 2015.
- [14] Romanenko, F.A., Lukashov, A.A., Shilova, O.S. Catastrophic Gravitational Processes at the North of European Russia and Experience of Absolute Dating. *Geomorfologiya*, 1, Russia, pp. 87–94, 2011.
- [15] Shilova, O.S, Romanenko, F.A. Tracking of Holocene evolutionary and catastrophic processes in lake sediments of Schuchje Lake (Khibiny, Kola Peninsula). *Proceedings of the All-Russian Scientific Conference, dedicated to the memory of Professor A.A. Velichko*, Vol. 1, Russia, pp. 381–385, 2016.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ КАК ФАКТОРЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ К РАЗЛИВАМ НЕФТИ (НА ПРИМЕРЕ МОРЕЙ КАРСКОГО И ЛАПТЕВЫХ)

А. А. Ермолов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

АННОТАЦИЯ

В статье представлены отдельные результаты геоморфологического районирования (масштаб 1:1 000 000) и оценки экологической чувствительности береговой зоны морей Карского и Лаптевых (общей протяженностью более 36,500 км) к разливам нефти и нефтепродуктов с использованием международной системы индексов ESI (Environmental Sensitivity Index), адаптированной к природным условиям Арктики. На основе комплексного геоморфологического анализа и районирования прибрежной зоны с использованием данных дистанционного (спутникового) зондирования, картографических и фондовых материалов в работе решена задача оценки экологической чувствительности берегов труднодоступных арктических районов, включая острова и архипелаги. Важной частью исследования стала разработка универсальной морфодинамической типизации морских берегов, сопоставимой с типами берегов, применяемыми в международной системе индексов ESI. В результате установлено, что свыше 5 300 км (около 50%) береговой линии моря Лаптевых и около 2 200 км (20%) береговой линии Карского моря соответствуют районам с высоким индексом экологической чувствительности. Такие районы требуют приоритетной защиты в случае разлива нефти на акватории, что должно учитываться при разработке планов ликвидации разливов нефти и природоохранных мероприятий.

Ключевые слова: береговая зона, геоморфология, динамика, экология.

ВВЕДЕНИЕ

Среди современных источников загрязнения Арктики разливы углеводородного сырья являются одними из наиболее опасных. Они оказывают существенное воздействие на физико-химические и биологические характеристики морской среды и прибрежной зоны. Начиная с момента возникновения аварии и распространения углеводородного загрязнения взаимодействие с морской средой и субстратом может происходить по-разному и будет определяться как свойствами самого загрязнителя, так и природными факторами, обладающими рядом специфических особенностей в арктических регионах.

Берег, являясь естественной границей двух сред, служит преградой на пути распространения нефтяного разлива, и способен при

определенных условиях аккумулировать нефть и продукты ее преобразования. С другой стороны, приустьевые взморья крупных рек и береговая зона являются наиболее продуктивными в биологическом отношении — здесь сосредоточена основная биомасса морских и прибрежных растений и животных. В условиях низких температур воздуха, продолжительного отсутствия солнечной радиации и длительной (до 9–11 месяцев) консервации прибрежного мелководья и акватории арктических морей морскими льдами процессы естественного самоочищения на берегах существенно замедлены и могут протекать десятилетиями. Значительно увеличивается и период сохранности разлитой нефти, чему способствует низкая гидродинамическая активность среды на обширных мелководьях, характерных, например, для моря Лаптевых.

Все это определяет приоритетность защиты прибрежных районов при планировании и проведении мероприятий по ликвидации разливов нефти и необходимость определения как наиболее ценных в экологическом отношении, так и наиболее чувствительных к загрязнению береговых участков. Для этих целей разрабатываются специальные карты экологической чувствительности берегов, отражающие комплексную экспертную оценку. Планирование действий по ликвидации разливов нефти, включая разработку таких карт, лежит в основе оперативного принятия решений в чрезвычайной ситуации и является необходимым при освоении недр шельфа.

Целью исследования являлось геоморфологическое районирование и оценка экологической чувствительности берегов морей Карского и Лаптевых к разливам нефти и нефтепродуктов с использованием международной системы индексов экологической чувствительности (ESI — Environmental Sensitivity Index) [1]. Общая протяженность анализируемой береговой линии превышает 36 тыс. км, значимая ее часть располагается в пределах 16 особо охраняемых природных территорий — заказников, заповедников и национальных парков.

В развитие международной методики эколого-геоморфологический подход решает задачу оценки экологической чувствительности берегов труднодоступных районов Арктики на основании комплексного геоморфологического анализа и районирования береговой зоны по дистанционным спутниковым, картографическим и фоновым данным. Важным аспектом является разработка универсальной типизации арктических берегов, сопоставимой с типами берегов международной системы индексов чувствительности.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Геолого-геоморфологическое строение материкового побережья и островов моря Лаптевых, как и всего арктического побережья России, отражает сложное взаимодействие климатических изменений и неотектонических движений, приводивших к трансгрессиям и регрессиям морских бассейнов, древним и современным оледенениям, тектоническим воздыманиям и опусканиям, формированию специфических форм рельефа и отложений, вариациям в поставке речных наносов и в условиях седиментации. Неоднородное структурно-тектоническое и геологическое строение побережья определяет многообразие морфологических и литодинамических обстановок в береговой зоне ледовитого приливного моря Лаптевых.

Побережье моря Лаптевых на значительном протяжении образовано приморскими низменностями. В южной части горные участки распространены только между дельтой Лены и бухтой Буор-Хая. Соответственно различаются мерзлотно-геологическое строение и состав отложений, слагающих берега моря. Верхняя часть криолитозоны приморских низменностей представляет собой мощную (до 50–60 м) толщу сложно стратифицированных позднеплейстоценовых отложений ледового комплекса и вложенных в них голоценовых озерно-термокарстовых отложений. Здесь формируются термоабразионные и термоденудационные берега, чередующиеся с аккумулятивными участками различного типа. Высота клифов на участках распространения ледового комплекса в основном 10–40 м, озерно-термокарстовых отложений — 1–12 м. Главная особенность ледового комплекса — наличие в нем мощных повторно-жильных льдов, вертикальный размер которых достигает 50 м, а ширина до 10 м [2]. Ледяные жилы, образуя массивную решетку, прослеживаются сверху вниз по всему разрезу и зачастую встречаются ниже уровня моря.

Прибрежно-шельфовая криолитозона находится в достаточно стабильном состоянии и характеризуется сплошным распространением в интервале глубин моря от 0 до 50–60 м, прерывистым и островным распространением на глубинах 50–100 м. Многолетнемерзлые породы перекрыты талыми и охлажденным ниже 0 °С осадками и породами мощностью до 100 м. Кровля многолетнемерзлых пород весьма неравномерна. Наиболее высокое положение кровли связано с существованием в недавнем прошлом на этом месте уничтоженных термоабразией островов, сложенных породами ледового комплекса

[2]. Отрицательные температуры придонного слоя воды не способствуют активному развитию термоденудационных процессов на дне и термокарстовые формы образуются преимущественно в районах, подверженных отепляющему воздействию речного стока.

Основными факторами литодинамики являются ветровые, стоковые и приливно-отливные течения, волнение и морские льды. Последние практически постоянно присутствуют в акватории моря и оказывают существенное влияние на динамику берегов, процессы формирования рельефа и седиментации в береговой зоне и на шельфе. Тяжелая ледовая обстановка в море Лаптевых связана не только с суровым климатом, но и влиянием массивов дрейфующих льдов, которые полностью не разрушаются в течение лета, а лишь отступают к северу. По направлению с запада на восток продолжительность безледного времени изменяется от 1–1,5 до 2,5–3 месяцев. Увеличение продолжительности периода открытой воды в юго-восточных районах связано с влиянием мощного стока реки Лены. Ледовый покров резко ослабляет интенсивность волнения и обуславливает существование аномального (выположенного) поперечного профиля подводного склона, образованию застойных зон и аккумуляции тонкодисперсных глинистых отложений даже на прибрежном мелководье, а также особого минералогического состава отложений с незначительным содержанием тяжелой фракции. Не случайно широкое распространение тонкозернистых осадков на мелководных участках считается специфической особенностью седиментогенеза восточных арктических морей, отличающихся наиболее суровыми ледовыми условиями.

В современных условиях термоабразионные берега в виде отдельных участков распространены в Хатангском заливе, на о.Бол.Бегичев, в пределах Анабаро-Оленекской низменности, включая берега Анабарского и Оленекского заливов, на полуострове Быковского, западных берегах Янского залива, в губах Селяхской, Ванькиной, Эбеляхской, Буор-Хая, полуострове Широкостан, Новосибирских островах, о.Муостах и др. Термоденудационные берега встречаются на полуострове Буор-Хая, Новосибирских островах, в Анабарском заливе и на других участках материкового побережья [3].

На значительных по протяженности участках западного и южного побережья моря Лаптевых распространены абразионные и абразионно-денудационные берега, выработанные в дочетвертичных породах. Берега этих типов выделяются на отдельных участках бе-

рега Прончищева, Хатангского залива, Анабарского залива, о.Бол. Бегичев, в бухте Нордвик, на западном берегу Оленекского залива, на западном берегу губы Буор-Хая, м. Святой Нос и на отдельных участках Ляховских островов [3]. На островах Северной Земли распространены выводные ледники, образующие ледяные термоденудационные уступы в береговой зоне.

Аккумулятивные берега моря Лаптевых занимают около 60% береговой линии и представлены следующими основными типами: отмельными с ветровыми осушками; с примкнувшими террасами; лагунными и дельтовыми. Распространение отдельных типов берега, как и их протяженность в различных районах весьма неравномерно и обуславливается сочетанием целого ряда морфодинамических факторов. Наиболее четкую пространственную и генетическую приуроченность демонстрируют дельтовые берега, выделяемые в пределах дельт крупных и средних рек — Лены, Оленек, Яны и др. Благодаря высокой изрезанности береговой линии дельтовых районов, изобилующей мелкими островами, заливами и бухтами, они имеют наибольшую протяженность — более 3600 км или около 35% общей длины береговой линии моря. Аккумулятивные отмельные берега с ветровыми осушками имеют значительную протяженность в восточной части моря, для которой характерны минимальные уклоны подводного берегового склона и значительные объемы наносов, поступающих с твердым стоком рек. Они формируются на востоке Янского залива, где выделяется одна из крупнейших аккумулятивных форм — осушка острова Макар на выходе из Селяхской губы. В западной части побережья этот тип берега выделяется вокруг полуострова Терпий и в Оленекском заливе. Среди островов, сложенных рыхлыми четвертичными отложениями, множество подвергаются термоабразионным процессам, аккумулятивные берега имеют большую протяженность в восточной части моря.

Структурно-тектонические и геологические различия в строении побережья обусловили многообразие современных типов берегов Карского моря. На архипелаге Новая Земля, о.Вайгач, Югорском полуострове севернее устья р.Кара и побережье Таймыра восточнее Пясинского залива и западнее Диксона преобладают абразионные и абразионно-денудационные берега, выработанные в прочных коренных породах. На юго-восточном побережье Югорского полуострова южнее Амдермы, западном и северном побережье полуострова Ямал распространены берега с термоабразионным или

абразионно-термоденудационным береговым уступом, чередующиеся с участками выровненных и отмелых аккумулятивных берегов с примкнувшими аккумулятивными формами и лагунно-бухтовых берегов (о.Торасавей, о.Левдиев, зал.Мутный, о-ва Шариповы Кошки и др.). Обширные пространства в юго-западной части моря занимают морские лаиды, которые особенно широко распространены в кутовой части Байдарацкой губы. На побережье полуостровов Тазовский и Гыданский, на северо-западном берегу Енисейского залива и к западу от Пясинской губы на открытых участках преобладают термоабразионные берега, в губах и заливах — термоденудационные берега, а также обширные пространства неволновой аккумуляции. Особенностью Новой Земли и Северной Земли является распространение в береговой зоне выводных ледников, образующих ледяные термоденудационные уступы. Среди островов Карского моря множество сложено коренными скальными породами и характерным является абразионный и абразионно-денудационный тип берега, намывные острова, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями, подвергаются абразионным и термоабразионным процессам, аккумулятивные участки имеют меньшую протяженность.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ БЕРЕГОВ

Для оценки экологической чувствительности берегов морей Карского и Лаптевых применялся эколого-геоморфологический подход, основанный на базовых принципах ранжирования берегов в соответствии с международной системой индексов ESI. Особое внимание уделялось геолого-геоморфологическим и гидродинамическим условиям функционирования береговых систем, геокриологическим и гидрометеорологическим факторам, которые определяют условия развития берега не в меньшей степени, чем волнение. Принимались во внимание особенности перемещения и аккумуляции наносов, необходимые для понимания характера распространения нефтепродуктов в береговой зоне, определения зон возможного накопления нефти и времени удержания ее на берегу.

Основанный на представлениях о геоморфологии береговой зоны [4], [5], такой подход не противоречит принципам международной методики, а является ее более широким аналогом, дополняющим

упрощенную типизацию по отдельным критериям ранжирования. Важным аргументом в его пользу является удаленность и недостаточная изученность многих береговых районов Арктики, серьезно ограничивающая возможность их экологического районирования. Геоморфологический анализ способен нивелировать недостаток информации о берегах труднодоступных районов.

Другим аспектом является своеобразие функционирования арктических берегов, сложенных многолетнемерзлыми отложениями. Так, широко распространенные процессы термоабразии и термоденудации никак не учитываются международной системой индексов ESI. А ведь хорошо известно, что благодаря разрушению многолетнемерзлых льдистых отложений отступление береговых уступов может составить первые метры — десятки метров в течение одного штормового сезона. Соответственно будет меняться и профиль береговой зоны, смещаться линия заплеска, интенсивно перерабатываться и замещаться пляжевые отложения, а вместе с ними и возможное загрязнение — нефть и нефтепродукты. Добавим, что в условиях техногенного воздействия подобные береговые экосистемы отличаются крайне низкой устойчивостью [6] и требуют всесторонней оценки рисков при разработке планов ликвидации разливов нефти.

С учетом разработанных подходов [7] на начальном этапе было выполнено морфодинамическое районирование берегов, которое представляет обобщенную геолого-геоморфологическую характеристику береговой зоны, необходимую для оценки экологической чувствительности к разливам нефти. Разработка типизации и картографирование осуществлялись с учетом имеющихся представлений о геоморфологии и литодинамике береговой зоны арктических морей. Использовался большой объем картографических, спутниковых и литературных данных, материалы экспедиционных исследований различных лет, имеющиеся фото- и видеоматериалы. В основу морфодинамической типизации были положены известные классификации берегов внутренних и окраинных морей, учитывающие особенности широтной зональности и специфики региона [3]. Было выделено 10 морфодинамических типов берегов, сложенных прочными коренными породами и осадочными четвертичными отложениями (см.табл. 1). Это позволило весьма подробно охарактеризовать побережье морей Карского и Лаптевых, хотя и не исключило некоторых обобщений.

Таблица 1 Морфодинамические типы берегов морей Карского и Лаптевых (масштаб 1:1 000 000)

Тип берега	Общая протяженность, км	
	Карское	Лаптевых
Берега, выработанные в литифицированных породах:		
1. Абразионные	5327	1174
2. Абразионно-денудационные	4450	835
Берега, выработанные в ледниках:		
3. Термоденудационные, образованные выводными ледниками	576	110
Берега, выработанные в нелитифицированных породах:		
4. Термоабразионные	2365	577
5. Термоденудационные	3151	1605
6. Абразионные с отмершим или отмирающим береговым уступом, окаймленным аккумулятивной террасой	542	281
7. Аккумулятивные выровненные, с примкнувшими аккумулятивными формами	4020	517
8. Аккумулятивные отмельные с ветровыми осушками	5210	616
9. Аккумулятивные лагунные	350	1206
10. Дельтовые	149	3637
Всего:	26140	10558

Дальнейший анализ производился в рамках отдельных литодинамических систем или отрезков берега, обладающих схожими показателями морфологии и литологии. На основе экспертной оценки основных критериев ранжирования каждому участку присваивался индекс чувствительности к нефтяному загрязнению в соответствии с системой индексов ESI. Типы аварийных ситуаций, модели распространения (дрейфа, растекания и пр.), возможные способы ликвидации загрязнения и варианты физико-химического и механического взаимодействия нефтепродуктов с осадками на арктических побережьях были приняты в соответствии с руководством [8] и монографией [9]. Учитывались особенности взаимодействия нефти с различным субстратом, установленные экспериментальным путем, возможность естественного захоронения нефти и перемещения грунта, предполагаемые способы устранения загрязнения [8]. При этом в расчет не принимались природоохранный статус того

или иного берега, биологическое разнообразие и удаленность от основных объектов инфраструктуры.

Всего в пределах обследованной части Карского моря и моря Лаптевых было выделено 13 типов берегов с различными индексами экологической чувствительности. При разработке легенды в оригинальные названия отдельных экологических типов берегов были внесены изменения, которые можно считать минимальными. Этого удалось добиться за счет использования емких понятий и генерализации близких по характеру предполагаемого взаимодействия с нефтью и нефтепродуктами типов берега. Именно с этих позиций использовалась предложенная зарубежными коллегами и апробированная [10] при оценке экологической чувствительности берегов Карского моря градация крупности пляжевых отложений, соответствующая системе индексов ESI. В будущем подобная стандартизация методических подходов позволит разработать единую типизацию берегов морей Северного Ледовитого океана, отвечающую российским и международным стандартам.

Для оценки актуальности и применимости разработанной типизации следует еще раз подчеркнуть региональную специфику функционирования арктических берегов, обусловленную суровыми климатическими условиями региона. Так, в ледовый период ширина припая сильно изменяется вдоль побережья и на отмелях берегах моря Лаптевых достигает десятков километров. Морские льды контактируют с дном на больших пространствах и весной ширина подошвы припая, смерзшаяся с грунтом, может достигать 8–10 км. Льды блокируют деятельность большинства рельефообразующих процессов, снижается или полностью исключается вероятность контакта и проницаемость отложений для нефти и нефтепродуктов. Соответственно, в этот период берега практически не чувствительны к нефтяным разливам на акватории и малочувствительны к разливам непосредственно на береговых участках.

Возможность распространения нефти в береговой зоне, ее непосредственный контакт с берегом и способность к проникновению нефтепродуктов в отложения пляжей арктических морей появляется только в летний период года. Тогда же оттаивает деятельный слой и активизируются экзогенные геологические процессы. Максимальная глубина сезонного оттаивания варьирует в регионе от 0,2–0,3 до 2,5 м и достигается к концу августа на пляжах и осушках под отепляющим воздействием самой воды.

Таким образом, оценка экологической чувствительности и типизация арктических берегов актуальны исключительно для короткого безледного периода года (2–5 месяцев), когда морские берега восприимчивы к внешнему воздействию. Это следует учитывать при освоении шельфовых месторождений и разработке планов ликвидации разливов нефти, вероятность возникновения которых не ограничивается отдельными сезонами года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования показали, что более 30% протяженности береговой линии морей Карского и Лаптевых соответствует высокому индексу экологической чувствительности. Такие берега требуют первоочередной защиты в случае возникновения разлива нефти и должны учитываться при освоении шельфовых месторождений и разработке природоохранных мероприятий. Труднодоступность и низкая эффективность большинства существующих методов очистки этих берегов определяют особое значение таких факторов, как скорость обнаружения разлива и оповещения специализированн

ых служб, своевременное реагирование и применение наиболее рациональных с экологической точки зрения технологий устранения углеводородных загрязнений на акватории, вдали от берегов. Поэтому в районах добычи углеводородного сырья необходимо обустройство соответствующих объектов инфраструктуры, разработка и ведение спутникового и наземного мониторинга.

Применение эколого-геоморфологического подхода при районировании и типизации береговой зоны арктических морей на основе системы индексов чувствительности ESI, на взгляд автора, отвечает поставленным задачам и объему исходных данных, а предлагаемый подход и адаптированная международная система индексов могут быть рекомендованы для оценки чувствительности берегов других арктических морей России.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Sensitivity mapping for oil spill response, London: IMO—IPIECA—OGP, p. 39, 2012. URL: <http://www.ogp.org.uk/pubs/477.pdf>.
- [2] Григорьев М. Н., Разумов С. О., Куницкий В. В., Спектор В. Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: ос-

- новые факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4. С. 74–94.
- [3] Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991.— 479 с.
- [4] Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов, Москва, Изд-во МГУ, 1961.
- [5] Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. Москва, Изд-во АН СССР, 1962.
- [6] Исследование устойчивости геосистем Севера / Под ред. В.И. Соломатина / Москва, Изд-во Московского университета, 1988.
- [7] Ермолов А.А., Илюшин Д.Г., Исаченко А.И., Кизяков А.И., Павлов В.А. Методические подходы к оценке экологической чувствительности берегов арктических морей к разливам нефти (на примере Карского моря) / Инженерные изыскания, № 5–6, с. 28–39, 2016.
- [8] Руководство по ликвидации разливов нефти на морях, озерах и реках. Санкт-Петербург, ЗАО ЦНИИМФ, 2002.
- [9] Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки), Москва, Научный мир, 2013.
- [10] Карское море. Экологический атлас / ООО «Арктический Научный Центр», Москва, 2016.

ВЛИЯНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ЛЕТНИХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

А. Ф. Жирков¹, М. Н. Железняк¹, П. П. Пермяков^{1,2}

¹ Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Россия

² Институт физико-технических проблем Севера им. В. П. Ларионова СО РАН, Россия

РЕФЕРАТ

Летние осадки представляют собой одно из самых изменчивых во времени и пространстве метеорологических процессов, являющихся одним из определяющих параметров формирования температурного режима грунтов. С целью оценки влияния инфильтрации летних атмосферных осадков на температурный режим грунтов был проведен натурный эксперимент, с искусственным увеличением количества осадков в три раза на одной из двух площадок, при прочих равных условиях. Контрольная площадка находилась в естественных условиях. В результате эксперимента нами установлено, что увеличение в 3 раза количества выпадающих летних атмосферных осадков в первый год, приводит к повышению температуры грунтов на различных глубинах на величину от 0,5 до 1,3°C в годовом цикле. Однако, в последующие года, при продолжении эксперимента с дополнительным поливом, на экспериментальной площадке наблюдается понижение среднегодовых температур грунтов. Из этого следует, что при условии увеличения количества летних атмосферных осадков продолжительное время, при прочих равных условиях, их влияние на температурный режим может быть охлаждающим, в условиях Центральной Якутии. Если считать, что климатические условия в Арктическом регионе суровее чем в Центральной Якутии, то этот эффект может иметь место и в этих районах.

Ключевые слова: летние атмосферные осадки, температурный режим грунтов, инфильтрация летних атмосферных осадков, многолетнемерзлые грунты.

INFLUENCE OF INFLATRATION OF SUMMER ATMOSPHERIC SEDIMENTS ON TEMPERATURE CONDITIONS OF FROZEN SOILS

A. F. Zhirkov¹, M. N. Zheleznyak¹, P. P. Permyakov^{1,2}

¹ Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Russia

² Larionov Institute of Physical and Technical Problems of the North SB RAS, Russia

ABSTRACT

Summer precipitation is one of the most volatile events in space and time of meteorological processes, which are one of the defining parameters for the formation

of the temperature conditions of soils. In order to assess the effect of infiltration of summer atmospheric precipitation on the temperature conditions of soils, a full-scale experiment was conducted, with an artificial three-fold increase in the amount of precipitation on one of the two sites, all other parameters being identical. The control area was in natural conditions. As a result of the experiment, we found that a three-fold increase in the amount of summer precipitation in the first year leads to an increase in soil temperature at different depths from 0.5 to 1.3 °C in the annual cycle. However, in the following years, with the continuation of the experiment with additional irrigation, the average annual soil temperatures decrease on the experimental site. It follows that, provided that the amount of summer precipitation increases for a long time and other parameters being identical, its effect on the temperature conditions can be cooling in the conditions of Central Yakutia. Considering that the climatic conditions in the Arctic Region are more extreme than in Central Yakutia, this effect can also take place in these regions.

ВВЕДЕНИЕ

Еще в 19 столетии была замечена прямая связь глубины оттаивания мерзлых горных пород от количества атмосферных осадков [4]. В дождливые годы мерзлые толщи протаивают на большую глубину, чем в сухие, песчаные отложения протаивают глубже глинистых и т.п. Последующие исследования в природных условиях подтвердили эти наблюдения и рекомендовали учитывать наряду с теплопроводностью пород перенос тепла водой.

Теплообменные процессы в деятельном слое грунтов обусловлены комплексом факторов, среди которых максимальное влияние оказывают: поток солнечной радиации, температуры приземного воздуха, атмосферных осадков и самих нижележащих слоёв горных пород. В результате перечисленных факторов происходит формирование температурных изменений в довольно глубоких слоях грунтов. Глубины воздействия изменения температуры зависят от величины теплофизических характеристик почв и самих грунтов, условий теплообмена на поверхности, а также размерности материала рыхлых отложений, их влажности.

Тепловой режим и мощности оттаивания мерзлых горных пород в значительной степени зависят от насыщения грунтов влагой. По этой причине в любых исследованиях необходимо учитывать в дисперсных породах деятельного слоя содержание определенного количества воды, преимущественно в жидком или твердом (лёд) состояниях, определяемых их влажностью (льдистостью) [1].

Влиянием инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод на температурный режим грунтов занимались многие исследо-

ватели (Гольдман, 1956, 1958; Веселов, 1958; Достовалов, Кудрявцев, 1967; Перльштейн, 1968, 1979; Фельдман, 1977 и др.), результаты которых весьма разнообразны.

Вода, фильтрующаяся с поверхности, движется вниз по вертикали под действием сил гравитации. В областях распространения многолетнемерзлых толщ инфильтрация сопровождается передачей тепла от поверхности к границе раздела талых и мерзлых пород. Поэтому обычная кондуктивная передача тепла в грунтах сопровождается теплотой, передаваемой породам водой.

В связи с этим, в статье более обстоятельно, теоретически и с использованием экспериментальных методов рассмотрен процесс влияния инфильтрации в летнее время жидких атмосферных осадков на формирование температурного режима грунтов.

ПОСТАНОВКА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для количественной оценки влияния инфильтрации теплых летних атмосферных осадков на температурный режим песчаных грунтов на научно-экспериментальном полигоне «Туймаада» Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН были сконструированы и оборудованы два наблюдательных участка (рис. 1). Эти участки представляют собой экспериментальную площадку размером 3×3 метра, огороженную с боковых сторон цельными железными листами, для противодействия утечки (притока) осадков по горизонтали. Глубина ограждения 120 см. На площадках пробурено по 2 скважины глубиной 2 и 10 метров, в которых установлены автоматизированные системы наблюдения (логгеры) температуры и термокосы для исследования температурного режима грунтов. Логгеры фиксируют изменение температуры в сезонноталом слое, а термокосы — в слое годовых теплооборотов.

Для получения корректных данных эксперимента, на этих площадках в период 2011–2013 гг. велись наблюдения за температурным режимом грунтов в естественных условиях. Выполнен гранулометрический анализ изучаемых грунтов и определен их минеральный состав. Оба участка покрыты почвенно-растительным слоем, представленным разнотравьем. Предварительные исследования показали идентичность температурного режима грунтов этих участков, в связи с чем проведение такого эксперимента правомочно.

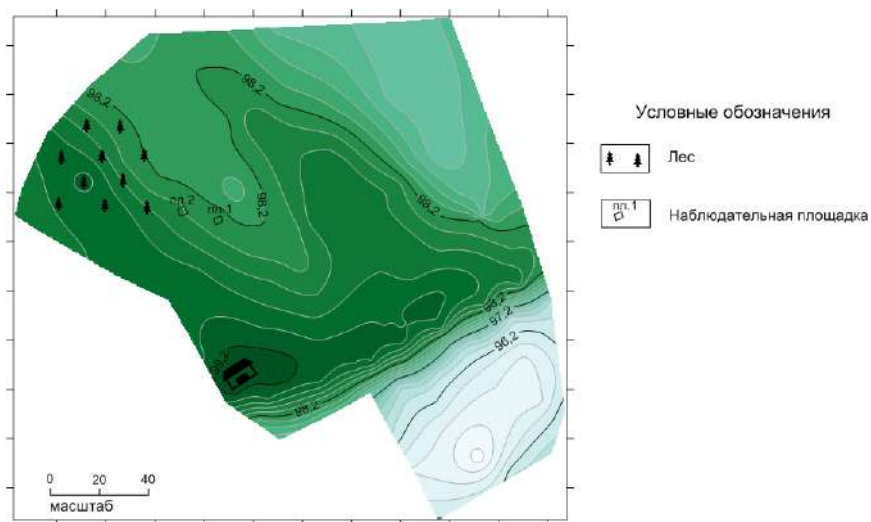


Рис. 1 План-схема научно-экспериментальном полигоне «Туймаада» Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН с указанием экспериментальных площадок.

Первая площадка дополнительно искусственно орошалась водой. Вторая площадка была с естественными осадками. В связи с малым количеством осадков в Центральной Якутии, и чтобы получить ощутимые результаты было решено искусственно увеличить количество осадков в первой площадке в три раза, что обосновывается межгодовой изменчивостью количества летних атмосферных осадков. Иначе говоря, к выпавшим естественным осадкам дополнительно вливалось (орошалось) две нормы выпавших осадков, в результате количество осадков увеличивалось в три раза. Для чистоты эксперимента температуру искусственно орошаемой воды подгоняли к температуре воздуха при выпадении осадков, также дополнительно вливаемую воду орошали сразу после дождя (в течении суток с момента окончания осадков) чтобы избежать убыли осадков за счет испарения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Данный эксперимент проводился 3 сезона, в теплые периоды с 2014 по 2016 гг. За период эксперимента были проанализированы климатические данные (среднегодовая температура воздуха и количество осадков) (табл. 1).

Таблица 1. Температура воздуха и количество осадков в период эксперимента и для сравнения в период 2012–2013 гг.

п/п	С октября по сентябрь			
Года	2012–2013	2013–2014	2014–2015	2015–2016
Среднегодовая температура воздуха, в °С	-9,7	-6,6	-7,4	-7,3
Количество осадков за период, в мм	308	253	198	237
Количество жидких осадков, в мм	243	169	123	165
Высота снега, среднее, в см (макс.)	23,2 (32)	23,3 (37)	18,4 (30)	21,7 (35)

По результатам проведённого эксперимента и анализа полученной информации нами были построены кривые распределения среднегодовых температур по глубине (Рис. 2), с помощью которых можно оценить влияния инфильтрации жидких атмосферных осадков на температурный режим грунтов в условиях Центральной Якутии за годовой период. Для сравнения на данном рисунке представлены кривые распределения среднегодовых температур за период 2012–2013 гг. без эксперимента.

Распределения среднегодовых температур по глубине площадки с дополнительным поливом меняется в довольно широком интервале (см. рис. 2). В первый год эксперимента среднегодовые температуры грунтов по всей глубине резко повышаются, доходя до -1°C и ниже. Это объясняется привносом дополнительного тепла за счет увеличения количества выпадающих летних атмосферных осадков. Однако и среднегодовая температура этого года самая высокая за весь период эксперимента. Но, несмотря на это, дополнительный привнос тепла за счет увеличения количества осадков наблюдается. Разница температур по всем глубинам экспериментального участка по сравнению с участком с естественными условиями равна от 1 до $1,5^{\circ}\text{C}$. Если учесть, что естественная разница между распределением среднегодовых температур по разрезу от 2 до 10 метров в среднем равна 1°C , а в деятельном слое — $0,5^{\circ}\text{C}$, то влияние инфильтрации жидких атмосферных осадков в результате эксперимента достигает от 0,5 до $1,3^{\circ}\text{C}$ в слое годовых колебаний температур. Эти значения подтверждают теоретические расчеты В.А. Кудрявцева [8], а также, к такому же результату приходят Варламов и др. [3].

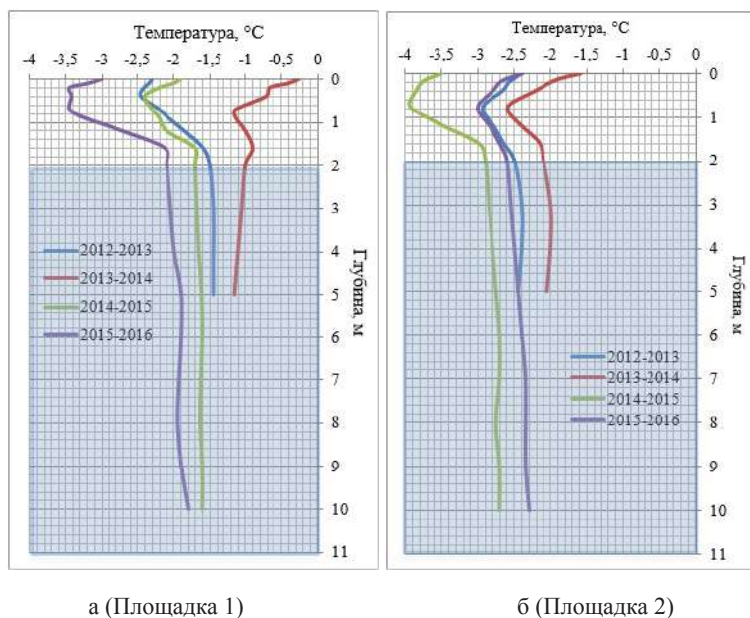


Рис. 2. Кривые распределения среднегодовых температур по глубине дополнительно орошаемой площадки (а) и площадки с естественными условиями (б) за периоды с экспериментом и без.

Однако, последующие года, при продолжении эксперимента, распределение среднегодовых температур по глубине начинает восстанавливаться и идет к понижению достигая в среднем -2°C . Если посмотреть на среднегодовые температуры участка с естественными условиями, они абсолютно коррелируются с среднегодовой температурой воздуха и с значениями высоты снежного покрова, а на участке с дополнительным поливом распределение среднегодовых температур с каждым годом понижается (см. рис. 2 б). Это обстоятельство объясняется результатами экспериментального увеличения количества летних жидких атмосферных осадков. Соответственно, можно прийти к выводу, что, при условии увеличения количества летних атмосферных осадков, среднегодовая температура грунтов может понижаться. Иначе говоря, при условии увеличения количества летних атмосферных осадков продолжительное время, при прочих равных условиях, их влияние на температурный режим будет охлаждающим, в условиях Центральной Якутии.

ВЫВОДЫ

Исходя из приведенного анализа и обобщения полученных результатов можно сделать следующие выводы по оценке влияния инфильтрации летних атмосферных осадков на формирование температурного режима грунтов в Центральной Якутии. Отопляющее влияние инфильтрации жидких атмосферных осадков на температурный режим грунтов в годовом цикле достигает от 0,5 до 1,3°С в слое годовых колебаний температур. При условии увеличения количества летних атмосферных осадков продолжительное время (три и более лет), при прочих равных условиях, их влияние на температурный режим может быть охлаждающим, в условиях Центральной Якутии. Этим может объясняться наблюдаемое в некоторых регионах стабильное состояние естественных мерзлотных условий даже при повышении среднегодовой температуры воздуха. Если считать, что климатические условия в Арктическом регионе суровее чем в Центральной Якутии, то этот эффект может иметь место и в этих районах.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Работа выполнена в рамках бюджетного проекта РАН IX.135.2.3. «Геотемпературное поле и трансформация криолитозоны Северной Азии и горных областей Центральной Азии» и при финансовой поддержке НОФМУ в рамках проекта № :17–2–009477 «Научно-Образовательный фонд как инструмент молодых ученых для повышения профессиональной компетенции и популяризации науки», 20171201007.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Балобаев В. Т. Теоретические основы управления протаиванием и промерзанием горных пород в природных условиях // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.—Якутск, 1965.— 364 с.
- [2] Веселов В. В. Опыт оттайки грунтов дождеванием // «Колыма»: № 3. Магадан, 1958.— С. 21–25.
- [3] Варламов С. П., Скачков Ю. Б., Скрыбин П. Н. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии.—Якутск: Издательство института мерзлотоведения СО РАН, 2002.— 218 с.

- [4] Гедройц А. Э. Геологические исследования в Забайкальской области по линии железной дороги между Сретенском и Покровском / А. Э. Гедройц // Сборник статей Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги: вып. 6.—Санкт-Петербург, 1897.—С. 23–35.
- [5] Гольдтман В. Г. Оттайка вечномёрзлых грунтов дождеванием оборотной водой // Труды ВНИИ_1 МЦМ СССР: вып. 3.—Магадан, 1956.— 15 с.
- [6] Гольдтман В. Г. Теплообмен в фильтрующих крупнозернистых грунтах при дренажной и игловой гидрооттайке // Труды ВНИИ_1 МЦМ СССР: вып. 13.—Магадан, 1958.— 56 с.
- [7] Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение / Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев; ред. К. А. Кондратьев; Московский государственный университет.—Москва: Изд-во МГУ, 1967.—С. 270–272.
- [8] Кудрявцев В. А. Влияние инфильтрации теплых летних осадков на температурный режим, сезонное промерзание и протаивание и на годовые теплообороты грунтов // Сборник статей Мерзлотные исследования: вып. 7.—Москва: Изд-во МГУ, 1967.—С. 27–29.
- [9] Перлыштейн Г. З. О влиянии инфильтрации воды на скорость оттаивания песчаных и крупнообломочных отложений // Сборник статей Мерзлотные исследования: вып. 8.—Москва: Изд-во МГУ, 1968.—С. 43–49.
- [10] Перлыштейн Г. З. Водно-тепловая мелиорация мерзлых пород на северо-востоке СССР //—Новосибирск: Изд-во «Наука», 1979.— 304 с.
- [11] Фельдман Г. М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов //—Новосибирск: Изд-во «Наука», 1977.— 80–87.

ЭВОЛЮЦИЯ ИНСОЛЯЦИИ В ЭКВИВАЛЕНТНЫХ ШИРОТАХ В АРКТИКЕ И АНТАРКТИКЕ

И. И. Смульский, А. А. Иванова

ИКЗ ТюмНЦ СО РАН, Россия

АННОТАЦИЯ

Количество солнечного тепла, поступающего на Землю, определяется эксцентриситетом орбиты, ее наклоном к плоскости экватора и положением перигелия. Все эти параметры со временем меняются, поэтому изменяется количество солнечного тепла или инсоляция. Милутин Миланкович для анализа изменения инсоляции ввел инсоляцию в эквивалентных широтах за летнее полугодие. Она выражается в виде широты Северного полушария, на которую в рассматриваемую эпоху поступает такое же количество тепла, как и в современную эпоху. В работе введены инсоляции в эквивалентных широтах: за год и за зимнее полугодие. Приведен алгоритм для их расчета, на основе которого создана компьютерная программа. Проанализированы отличия этих инсоляций в современную эпоху для Северного и Южного полушарий. Рассмотрены все три инсоляции в эквивалентных широтах для трех разных эпох, которые соответствуют экстремумам: 1) последнего ледникового максимума (15.88 тыс. лет назад), 2) потепления (31.28 т.л.н.) и 3) более раннего ледникового периода (46.44 т.л.н.). Инсоляция в эквивалентных широтах за год симметрична относительно экватора, т.е. эта инсоляция одинакова для обоих полушарий. Однако вид годовой инсоляции для разных эпох сильно отличается, особенно в теплую эпоху 31.28 т.л.н. Инсоляция в эквивалентных широтах за летнее полугодие в холодные эпохи 15.88 и 46.44 тыс. лет назад на широтах 60° и выше показывает меньшее количество тепла, чем сейчас на полюсе. А в теплую эпоху на широтах от 17° до полюсов в летний период тепла больше, чем сейчас на экваторе. Инсоляция в эквивалентных широтах за зимнее полугодие для всех рассматриваемых эпох имеет примерно одинаковый вид с экстремумом вблизи экватора. Графики отличаются только выпуклостью распределений: для холодных эпох она одна, а для теплой эпохи — другая.

Ключевые слова: инсоляция, эквивалентные широты, инсоляционные периоды, Северное полушарие, Южное полушарие.

ВВЕДЕНИЕ

Астрономическая теория изменения климата базируется на изменении орбитального и вращательного движений Земли. За счет эволюции этих движений во времени изменяется количество солнечного тепла, поступающего на Землю, или ее инсоляция. В результате нового решения этих проблем [1] получены значительные колебания инсоляции, которые объясняют эволюцию палеоклимата [2].

М. Миланкович [3] для анализа изменения инсоляции ввел летнюю инсоляцию в эквивалентных широтах I_s . Она измеряется в широте φ , на которую в современную эпоху за летнее полугодие поступает такое же количество тепла, как и в рассматриваемую эпоху. Инсоляция в эквивалентных широтах позволяет эффективно анализировать климаты прошлого.

В настоящей работе выполнено сравнение изменения инсоляции в эквивалентных широтах (за год I_T , летнее I_s и зимнее I_w полугодия) в Северном и Южном полушариях в современную эпоху.

Для трех последних инсоляционных периодов: I_1 (15.88 т.л.н.), 2_1 (31.28 т.л.н.) и 3_1 (46.44 т.л.н.) проведен анализ изменения инсоляции в сравнении с современной эпохой.

АЛГОРИТМ ВЫЧИСЛЕНИЯ ИНСОЛЯЦИИ В ЭКВИВАЛЕНТНЫХ ШИРОТАХ

С помощью Астрономической теории изменения климата в любую заданную эпоху T можно получить изменение инсоляции, например, летней Q_s по широте Земли φ .

На рис. 1 показано изменение инсоляций за летнее Q_s и зимнее Q_w полугодия, а также за год Q_T на широте φ Северного полушария в современную эпоху 1950 г. Эта эпоха со временем $T = 0$, с конкретной датой 30.12.1949 г. принята за стандартную. Для стандартной эпохи, например, летняя инсоляция является функцией широты $Q_{s,n}(\varphi)$, n — символ стандартной инсоляции. Графики инсоляций Q_s , Q_w и Q_T получены в результате вычислений для конкретных широт и для конкретных значений времени, т.е. они являются дискретными. А сами функции $Q_{s,n}(\varphi)$ являются нелинейными. Чтобы иметь их значения при любых значениях широты φ и времени T , эти функции интерполируются параболической зависимостью по трем точкам. После нахождения коэффициентов интерполяционных парабол можно получить обратную зависимость широты φ от инсоляции, например для летнего полугодия $\varphi_s(Q_{s,n})$. Если в какую-то эпоху T на широте φ_T летнюю инсоляцию обозначим $Q_{s,i}$, то с помощью обратной зависимости $\varphi_s(Q_{s,n})$ инсоляцию в эквивалентных широтах определяем так $I_s = \varphi(Q_{s,i})$. Так как инсоляции за летнее Q_s и зимнее Q_w полугодия имеют свои отличия для Северного и Южного полушарий, то за стандартную инсоляцию берется инсоляция Северного полушария.

Для работы алгоритма обязательным условием является монотонность функции. Каждый вид инсоляции в Северном полушарии имеет экстремумы на разных широтах. Годовая инсоляция Q_T монотонно убывает от экватора (0°) до северного полюса (90°), летняя Q_s монотонно убывает от 25° до 87.5° , а зимняя Q_w от 2.5° до 90° (рис. 1).

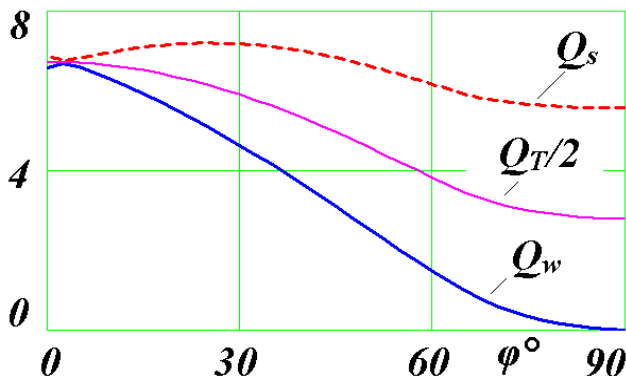


Рис. 1. Изменение годовой Q_T , летней Q_s и зимней Q_w инсоляции в Гдж/м² в Северном полушарии в современную эпоху.

Основные зависимости для расчета инсоляции в эквивалентных широтах рассмотрим на примере летней инсоляции. Обозначим значения летней инсоляции на разных широтах $\varphi_{n,i3}$ как $Q_{s,n,i3}$, где n —значок стандартной широты, $i3$ —индекс конкретного значения широты. Тогда функциональная зависимость для стандартной летней инсоляции будет $Q_{s,n,i3}(\varphi_{n,i3})$. Для определения стандартной широты, на которой инсоляция Q_s в эпоху T будет равна $Q_{s,n}$ в эпоху T_0 , необходимо использовать обратную зависимость $\varphi_{n,i3}(Q_{s,n,i3})$.

Так как зависимость $\varphi_{n,i3}(Q_{s,n,i3})$ для стандартной инсоляции дискретна, то инсоляция в эквивалентных широтах при любом значении инсоляции Q_s находится с помощью параболической интерполяции

$$I_s = A_{iQ-1}\varphi Q_s^2 + B_{iQ-1}\varphi Q_s + C_{iQ-1}; \quad (1)$$

где iQ —индекс начала параболического участка аппроксимации.

Уравнения (1) используются для нахождения коэффициентов A , B и C интерполяционных парабол, только вместо I_s используются широты φ_{i3} стандартного распределения инсоляции. Тогда выражение (1) представляет систему линейных алгебраических уравнений, в которых неизвестны группы по трем коэффициентам A_{i3} , B_{i3} и C_{i3} , где $i3$ —индекс конкретного значения широты. Составляем системы уравнений в трех точках $i3-1$, $i3$, $i3+1$, в результате их решения находим выражения для этих индексов:

$$A_{i3} = \frac{\frac{\varphi_{n,i3+2} - \varphi_{n,i3+1}}{Q_{s,n,i3+2} - Q_{s,n,i3+1}} - \frac{\varphi_{n,i3+1} - \varphi_{n,i3}}{Q_{s,n,i3+1} - Q_{s,n,i3}}}{Q_{s,n,i3+2} - Q_{s,n,i3}}; \quad (2)$$

$$B_{i3} = \frac{\varphi_{n,i3+2} - \varphi_{n,i3+1}}{Q_{s,n,i3+2} - Q_{s,n,i3+1}} - A_{i3} \cdot (Q_{s,n,i3+2} + Q_{s,n,i3+1}); \quad (3)$$

$$C_{i3} = \varphi_{n,i3+1} - A_{i3} \cdot (Q_{s,n,i3+1})^2 - B_{i3} \cdot Q_{s,n,i3+1}. \quad (4)$$

При расчете инсоляции в эквивалентных широтах согласно формуле (1) индекс iQ подбирается так, чтобы рассматриваемое в эпоху T значение инсоляции Q_s находилось между значениями $Q_{s,n,iQ-1}$ и $Q_{s,n,iQ}$.

По аналогичному алгоритму рассчитываются годовая I_T и зимняя I_w инсоляции в эквивалентных широтах. Как упоминалось ранее, они справедливы на монотонном участке изменения инсоляции по широте: годовая Q_T от 0° до 90° , зимняя Q_w от 2.5° до 90° .

ИНСОЛЯЦИОННЫЕ ПЕРИОДЫ

В работе [2] по изменению летней инсоляции Q_s^{65N} на широте 65° были установлены 13 инсоляционных периодов со следующими градациями: очень холодный, холодный, умеренно холодный, умеренно теплый, теплый и очень теплый (рис. 2). Границы периодов были определены по отклонению инсоляции Q_s^{65N} от среднего значения Q_{sm} (линия 1, рис. 2).

За 200 тыс. лет было два очень теплых периода: 2_I и 8_I , и два очень холодных периода: 3_I и 7_I . Теплых периодов было два (4_I и 12_I), а холодных три (1_I , 9_I и 11_I). Остальные периоды были умеренно теплыми или умеренно холодными. В результате сопоставления с палеоклиматом в работе [2] показано, что в Западной Сибири период

O_1 соответствует оптимуму голоцена, I_1 —сарганскому оледенению, 2_1 —каргинскому потеплению, а 3_1 —ермаковскому ледниковому периоду. Аналогичные изменения климата в эти периоды происходили на европейском континенте и в Северной Америке.

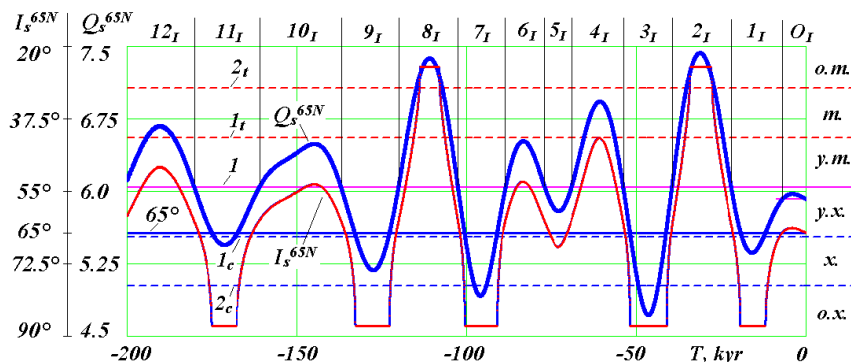


Рис. 2. Инсоляционные периоды изменения климата O_I , 1_I , 2_I , ..., 12_I за 200 т.л.н. и летняя инсоляция в эквивалентных широтах I_s^{65N} на широте 65° : Q_s^{65N} —инсоляция за летнее полугодие в Гдж/м²; 1 —средняя инсоляция Q_{sm} ; $1t$ и $2t$ —первая и вторая границы теплых уровней; $1c$ и $2c$ —первая и вторая границы холодных уровней; у.т., т., о.т.—теплые уровни; у.х., х., о.х.—холодные уровни.

На рис. 2 приведен также график летней инсоляции в эквивалентных широтах I_s . Колебания I_s идентичны колебаниям Q_s , однако их выраженная в широтах амплитуда свидетельствует, насколько существенны эти колебания. Верхние горизонтальные площадки в периоды 2_I и 8_I показывают, что на широте 65° в эти периоды летом тепла было больше, чем сейчас на экваторе. Это действительно были очень теплые периоды. Горизонтальные нижние участки в периоды 1_I , 3_I , 7_I , 9_I и 11_I показывают, что в это время тепла на широте 65° летом было меньше, чем сейчас на полюсе. Это означает, что снег за лето не таял и образовывался ледниковый покров. То есть, это действительно были ледниковые периоды.

СОВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИНСОЛЯЦИЙ ПО ШИРОТЕ ЗЕМЛИ

На рис. 3 показано изменение инсоляций за год I_T , за летнее I_s и зимнее I_w полугодия по широте Земли в современную эпоху. Годовая инсоляция I_T симметрична относительно экватора ($\varphi = 0$): на

экваторе она максимальна и равна нулю, а на полюсах— $I_T = 90^\circ$. Изменения I_T на всех широтах линейны по широте, т.е. $I_T = \varphi$.

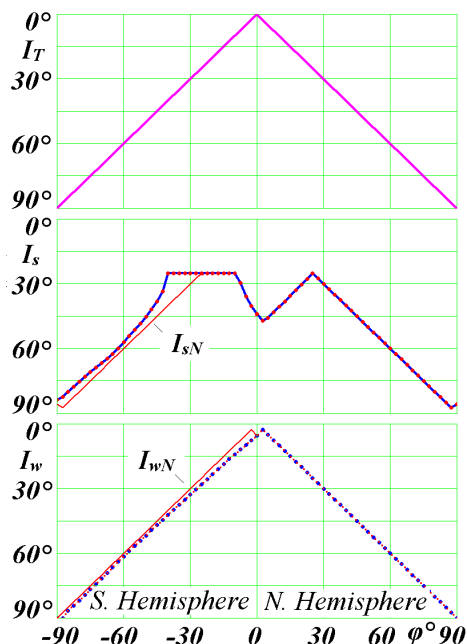


Рис. 3. Распределение по широте Земли инсоляции в эквивалентных широтах за год I_T , за летнее I_s и зимнее I_w полугодия в современную эпоху (30.12.1949 г.): -90° —Южный полюс, $+90^\circ$ —Северный полюс.

Летняя инсоляция I_s по широте изменяется более сложно. В Северном полушарии на полюсе имеется небольшой максимум $I_s = 85.934^\circ$, заканчивающийся минимумом $I_s = 87.494^\circ$ при $\varphi = 87.5^\circ$. Затем до широты $\varphi = 25^\circ$ летняя инсоляция изменяется по линейному закону $I_s = \varphi$. После максимума летняя инсоляция уменьшается до величины $I_s = 47.185^\circ$ вблизи экватора. Здесь имеется минимум летней инсоляции. Причем он находится в Северном полушарии. Затем инсоляция I_s увеличивается с переходом в Южное полушарие и достигает горизонтального участка, который находится на широтах $-40^\circ \leq \varphi \leq -10^\circ$. Горизонтальный участок означает, что летняя инсоляция на этом диапазоне широт в Южном полушарии больше, чем максимальная на тропике Северного полушария.

После горизонтального участка летняя инсоляция I_s с дальнейшим увеличением широты Южного полушария нелинейно уменьшается до $I = 83.729^\circ$ на широте $\varphi = -90^\circ$. Линией I_{sN} для сравнения показано изменение летней инсоляции в Северном полушарии. Как видим, горизонтальный и нелинейный участки I_s в Южном полушарии лежат выше инсоляции I_{sN} Северного полушария, т.е. лето во всем Южном полушарии теплее лета в Северном полушарии.

Зимняя инсоляция I_w почти симметрична относительно экватора: на полюсах она минимальна и равна $I_w = 90^\circ$, а на экваторе — максимальна и находится вблизи 0° . В Северном полушарии до максимума на широте $\varphi = 2.5^\circ$ она изменяется по линейному закону $I_w = \varphi$. От этого максимума до полюса в Южном полушарии I_w изменяется квазилинейно. Линия I_{wN} изменения инсоляции Северного полушария лежит выше инсоляции I_w Южного полушария, т.е. зимы в нем, холоднее зим Северного полушария.

СРАВНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ИНСОЛЯЦИЙ В ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПЕРИОДЫ

На рис. 3 были рассмотрены распределения инсоляции по широте Земли в современную эпоху. На рис. 4 приведены инсоляции I_T , I_s и I_w в периоды трех инсоляционных оптимумов 1_1 , 2_1 и 3_1 . Как уже отмечалось, оптимум 1_1 соответствует середине последнего ледникового периода. По сравнению с современной эпохой (рис. 3) годовая инсоляция I_T на рис. 4 имеет горизонтальные участки в экваториальной области и приполярных областях. Они свидетельствуют, что в эту эпоху тепла за год в экваториальной области было больше, чем сейчас в этой области, а в полярной области $\varphi > 70^\circ$ тепла было меньше, чем сейчас на полюсе. На рис. 4 линиями I_{TN0} — приведена годовая инсоляция Северного полушария в современную эпоху. В той области широт, где I_T находится выше I_{TN0} — годовое количество тепла в оптимум 1_1 было больше, а на широтах, где I_T ниже I_{TN0} , тепло за год было меньше.

Летняя инсоляция I_s в оптимум 1_1 на рис. 4 отличается от современной эпохи на рис. 3 наличием горизонтальных участков в высоких широтах $\varphi > 62.5^\circ$. На этих широтах тепла летом было меньше чем сейчас на полюсе, т.е. действительно здесь был ледниковый период. В экваториальной области Северного полушария появился горизонтальный участок (рис. 4), т.е. здесь тепла было больше чем сейчас в экваториальной области. С другой стороны, в Южном полушарии

в экваториальной области горизонтальный участок уменьшается по сравнению с рис. 3, т.е. в эпоху I_1 тепла летом в экваториальной области Южного полушария было меньше чем сейчас.

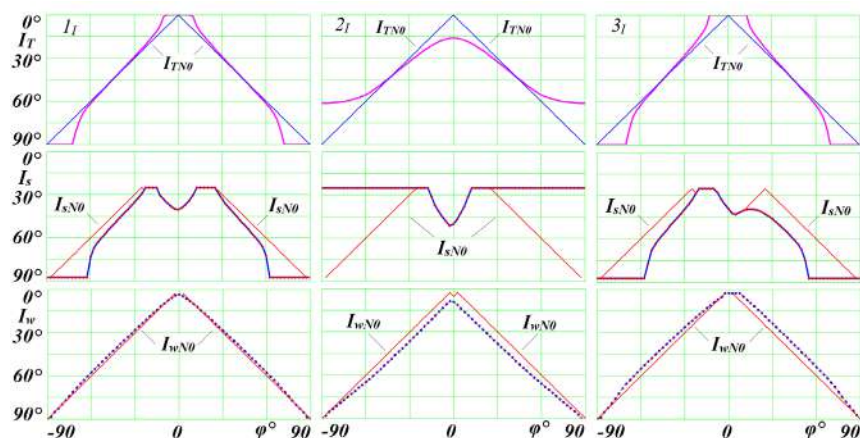


Рис. 4. Распределение по широте Земли инсоляции в эквивалентных широтах за год I_T , летнее I_s и зимнее I_w полугодия в три эпохи с инсоляционными экстремумами: I_1 —15.88 т.л.н. I_2 —31.28 т.л.н. и I_3 —46.44 т.л.н.

Линиями I_{sN0} на рис. 4 нанесена летняя инсоляция в современную эпоху. В области широт, где она выше I_s было холоднее, чем в современную эпоху.

Зимняя инсоляция I_w в эпоху I_1 на рис. 4 имеет более выпуклый профиль, чем в современную эпоху на рис. 3. Как видно из рис. 4, в большей части широт I_w проходит выше I_{wN0} , т.е. в этой области тепла зимой было больше чем в современную эпоху.

В эпоху оптимума I_2 , сильного потепления, график годовой инсоляции I_T (рис. 4) существенно отличается от графиков I_T в холодные эпохи I_1 и I_3 и в современную эпоху (рис. 3). В экваториальной области годовая инсоляция I_T на рис. 4 больше 15° , т.е. на экваторе годового количества тепла было существенно меньше чем сейчас. В высоких широтах, наоборот, даже на полюсе тепла было не меньше чем сейчас на широте 60° . При сравнении графика I_T с линиями I_{TN0} видно, что в экваториальных широтах было холоднее, а в средних и высоких — теплее.

Летняя инсоляция I_s в эпоху 2_1 на широтах от 12.5° до 90° держится на уровне 25° , т.е. тепла в этой области летом было больше чем сейчас на экваторе. Достойно удивления такое жаркое лето в большей части земного шара. Об этом также свидетельствует расположение графика I_s над линией I_{sN0} .

Зимняя инсоляция I_w в эпоху 2_1 (рис. 4) имеет форму угла с вогнутыми сторонами, в отличие от угла с выпуклыми сторонами в холодные эпохи 1_1 и 3_1 , и с прямыми сторонами в современную эпоху на рис. 3. По расположению графика I_w под графиком I_{wN0} (рис. 4) видно, что на всем земном шаре зима была холоднее современной.

В эпоху самого холодного периода 3_1 за последние 200 тыс. лет инсоляция I_T (рис. 4) имеет вид аналогичный холодному периоду 1_1 , но с большим отклонением от линии I_{TN0} . Это означает, что в высоких широтах тепла за год было меньше, а в экваториальных больше по сравнению с периодом 1_1 .

Такой же вывод следует из сравнения в период 3_1 летней инсоляции I_s на рис. 4. Например, летом тепла меньше чем сейчас на полюсе в период 3_1 было на широтах $\varphi > 55^\circ$, в то время как в период 1_1 на широтах $\varphi > 62.5^\circ$. Наряду с этим в период 3_1 имеется качественное отличие от периода 1_1 : в Северном полушарии в экваториальные широты летом тепла поступало меньше чем сейчас на широты 42° . Таким образом, в период 3_1 лето было очень холодным во всем Северном полушарии.

Зимняя инсоляция I_w в период 3_1 как уже отмечалось, имеет форму угла с выпуклыми сторонами. Причем горизонтальная площадка в экваториальной области свидетельствует, что в этой области зима была теплее, чем сейчас на экваторе. А по расположению графика I_w над графиком I_{wN0} видно, что на всей Земле в период 3_1 зима была теплее, чем сейчас.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования по изменению инсоляции в эквивалентных широтах позволяют сравнить климатическое состояние Северного и Южного полушарий. Структура современного климата на Земле отражена графиками изменения количества тепла за год I_T и за полугодия I_s и I_w на рис. 3. Оказалось, что годовая инсоляция в эквивалентных широтах I_T одинакова для обоих полушарий, тогда как летняя I_s и зимняя I_w отличаются. Этой структурой солнеч-

ного тепла обусловлены атмосферные и океанические процессы на Земле. Совместно с инсоляцией они создают климат Земли, который мы наблюдаем. Как видно из рис. 4, в другие эпохи структура инсоляции Земли может существенно отличаться от современной. Это приводит к изменению атмосферных и океанических процессов и в совокупности приводит к существенному изменению климата. Он становится таким, которого мы не знаем. Это необходимо учитывать при интерпретации палеосвидетельств. Например, если их интерпретировать с позиции современного климата, то некоторые из них, которые обусловлены холодной зимой, можно отнести к ледниковому периоду. В действительности холодная зима присуща тепловому периоду, а в ледниковый период — зима всегда теплая.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Смульский И. И. Эволюция оси Земли и палеоклимата за 200 тысяч лет. Saarbrücken, Germany: LAP Lambert Academic Publishing, 2016—228 с.
- [2] Смульский И. И. Новые результаты по инсоляции Земли и их корреляция с палеоклиматом Западной Сибири в позднем плейстоцене // Геология и Геофизика, 2016, т. 57, № 7, с. 1393—1407.
- [3] Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата.—М.—Л.: ГОНТИ, 1939—207 с.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД КЫСТЫКТАХСКОЙ ПЛОЩАДИ НА СЕВЕРЕ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

**А. Р. Кириллин, И. Е. Мисайлов, А. Ф. Жирков,
М. Н. Железняк**

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Россия

АННОТАЦИЯ

Представлены и обсуждаются результаты исследований теплофизических свойств и физических параметров магматических, метаморфических и метаморфизованных горных пород Кыстыктахской площади на Севере Красноярского края. Выполнены определения на 102 образцах. Установлено, что указанные свойства горных пород характеризуются широким диапазоном их значений. Это свойственно метаморфическим и магматическим породам, вследствие их сложного минерального состава. Определены предельные и осредненные значения теплопроводности и объемной массы скелета для различных типов пород. Проведен подробный анализ полученных результатов в зависимости от особенностей вещественного состава горных пород.

Ключевые слова: Метаморфические породы, гранитные интрузивы, теплопроводность, объемная теплоемкость, температуропроводность, объемная масса скелета.

ВВЕДЕНИЕ

Кыстыктахская площадь поисково-разведочного бурения расположена на севере Красноярского края, в северо-западных отрогах плато Путорано, в междуречье р. Кыстыктах и Ондодоми. Площадь её составляет около 90 км². Север Красноярского края по своим потенциальным запасам полезных ископаемых и их экономической значимости принадлежит к одному из важных регионов России. Помимо крупнейшего Норильского рудного района в регионе сосредоточены крупные ресурсы апатитов, природного газа, нефти и других полезных ископаемых.

Определение теплопроводности горных пород различного состава с их детальной петрофизической характеристикой позволит объяснить выявленные региональные особенности геотемпературного поля, оценить параметры многолетнемерзлой мерзлой толщи и величину внутриземного теплового потока.

Приведенные в статье данные будут использованы в теоретических расчетах геотемпературных полей и в проектных решениях

при строительстве наземных и подземных сооружений в процессе освоения месторождений.

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Теплофизические свойства пород во многом определяют температурное поле литосферы и существенно влияют на морфологию криолитозоны. Исходя из справочных данных по определению теплопроводности горных пород, залегающих в пределах рассматриваемой территории, диапазон изменения теплопроводности их варьирует от 1,6 Вт/м К до 3,2 Вт/(м · К) [2], [3], [4], [5]. Однотипные породы часто отличаются условиями образования и минеральным составом. Это определяет значительные изменения в теплофизических свойствах однотипных пород различных геоструктур.

Методика теплофизических испытаний образцов вкратце сводилась к следующему. После доставки проб с места отбора в лабораторию образцы изготовлялись распиловкой керна на камнерезном станке. Перед опытом они увлажнялись до полного влагонасыщения в эксикаторе, так как в подмерзлотных горизонтах горные породы в естественном залегании находятся в состоянии полного влагонасыщения. Таким образом, посредством теплового компаратора УИТ-1 (рис.1) и прибора оптического сканирования для измерения теплопроводности (Thermal Conductivity Scanning—TCS) (рис.2) измерялись значения коэффициента теплопроводности влагонасыщенных образцов горных пород в талом состоянии. Объёмная теплоёмкость образцов находилась расчётным путём по следующей формуле:

$$c_{\gamma} = (c_{ск} + c_{вл}W) \gamma_{ск} \quad (1)$$

где $c_{ск}$ и $\gamma_{ск}$ —удельная теплоёмкость и плотность сухого скелета (кДж/м³); $c_{вл}$ —удельная теплоёмкость влаги, равная 4,2 кДж/(кг · К) в талом и 2,1 кДж/(кг · К) в мёрзлом состояниях породы; W —влажность в отн. ед. Величины удельной теплоёмкости ($c_{ск}$), используемые в формуле (1), получены нами в результате многолетних исследований всего многообразия горных пород Северо-Востока России [3], [4].

Коэффициент температуропроводности находился по формуле:

$$a = \lambda / c_{\gamma}$$

Для измерений теплофизических свойств образцов горных пород нами применялся прибор УИТ-1 (разработан А. Н. Калининым в Сибирском НИИ метрологии (СНИИМ) [1], [6]) (рис. 1), а также TCS (метод оптического сканирования Ю. А. Попова [7]) для проверки точности измерений. Для исследований использовались образцы керна длиной 5 см и с одной гладко отшлифованной поверхностью (исследуемой). Во время измерений не нужно строго выдерживать и контролировать температуру исследуемых образцов. Поэтому испытания образцов проведены при комнатной температуре без термостатирования.

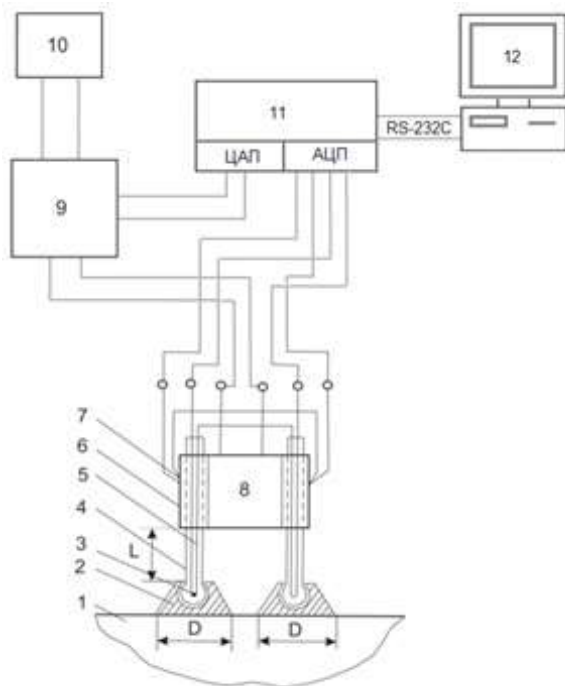


Рис. 1. Схема теплового компаратора для измерений теплопроводности:

1 — исследуемый образец; 2 — медные башмачки; 3 — концы термозондов шаровой формы; 4 — термозонды из латуни; 5 — измерительная дифференциальная термопара; 6 — медные пластинки; 7 — регулирующая дифференциальная термопара; 8 — термоэлектрическая батарея ТБМ-2М; 9 — усилитель мощности; 10 — источник питания +3В; 11 — компьютерно-измерительная система АК-6.25; 12 — компьютер.

Работа теплового компаратора [1], [6] (рис. 1) основана на двухточечном тепловом зондировании поверхности исследуемого образца двумя термозондами—4, между верхними концами которых с помощью полупроводниковой термоэлектрической батареи—8 создаётся и поддерживается постоянная разность температур около 1 мВ. Постоянство разности температур обеспечивается автоматической системой регулирования с помощью ЦАП входящего в состав КИС АК-6.25–11; усилителя мощности—9; термобатареи—8 и дифференциальной термопары—7.

О теплопроводности исследуемого образца—1 судят по разности температур между нижними концами термозондов на башмачках при их контакте с поверхностью образца в установившемся тепловом режиме и регистрируют ее с помощью дифференциальной термопары—5.

Так как в основу теплового компаратора положен сравнительный метод определения теплопроводности, то прибор должен быть отградуирован на аттестованных мерах теплопроводности. Относительная погрешность теплового компаратора составила $\pm 6\%$. При проведении измерений на образцах горных пород, нередко попадаются такие, которые имеют неоднородные мелкие включения. Чтобы уменьшить влияние включений горных пород на температурное поле, термозонды компаратора снабжены коническими наконечниками (башмачками) с плоскими основаниями. Для снижения термического сопротивления между башмачками термозондов и поверхностью образца применяли теплопроводную пасту типа КПТ-8.

Для устранения разовых отклонений результатов измерений вследствие вышеуказанных причин в одной серии опытов проводились многократные до 5–10 измерений с последующей обработкой данных.

Принцип метода оптического сканирования (TCS) основан на нагреве изучаемых образцов горных пород оптическим излучением, сосредоточенным в небольшом пятне, которое перемещается вдоль плоской или цилиндрической поверхности образцов керна с постоянной скоростью (рис.2). Для нагрева используют оптический источник. Уровни нагрева и начальной температуры образца регистрируются приёмниками инфракрасного излучения, поле зрения каждого из которых перемещается вдоль той же поверхности образцов горных пород с такой же скоростью, что и пятно нагрева.

В одну серию с изучаемыми образцами помещают два стандартных образца (эталоны) с известными значениями теплопроводности. Определение теплопроводности образцов пород проводится на основе сравнения уровней их нагрева с уровнем нагрева эталонных образцов.

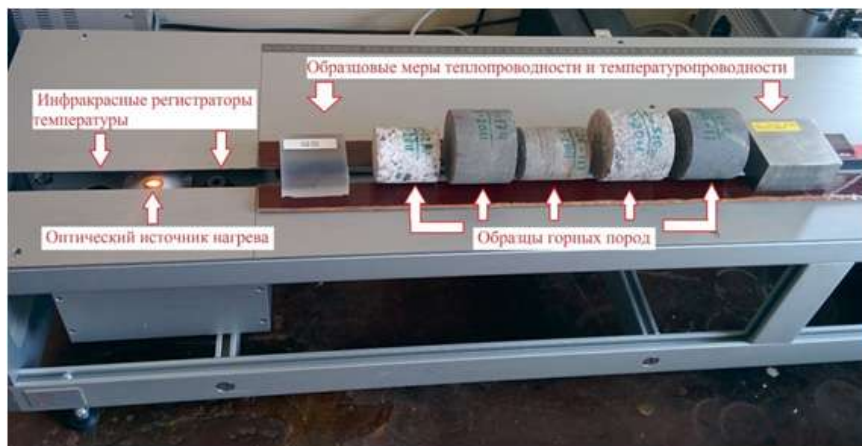


Рис. 2 Принцип метода оптического сканирования

Измерения проводятся на цилиндрической поверхности керна (при сканировании образцов вдоль оси керна) или на плоской поверхности образцов. В некоторых случаях целесообразно сочетать измерения на цилиндрической поверхности керна и на его торцах.

При сканировании образцов источником оптического излучения и датчиками температуры регистрируется профиль теплопроводности. Это даёт возможность определять, как средние значения теплопроводности для всего образца, так и локальные её значения в отдельных частях образца. Данная характеристика позволяет хорошо дифференцировать породы с близкой теплопроводностью, но различными структурно-текстурными особенностями. Достоинством TCS является высокая скорость и точность измерений, возможность проводить их на образцах произвольной формы и размера. Технические характеристики TCS: диапазон измерений теплопроводности меняется от 0,2 до 50 Вт/(м·К), погрешность измерений теплопроводности составляет 3% (при доверительной вероятности 0,95) [7].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Для определения теплофизических свойств пород были отобраны образцы с различных глубинных интервалов из скважин. В лабораторных условиях определены значения объемной массы скелета и теплофизические свойства 45 образцов метаморфических горных пород. Поскольку образцы являются максимально плотными породами, их влажность варьирует в очень малых пределах, и на основании этого она не приведена. Малая влажность образцов позволила нам использовать полученные значения теплопроводности для мёрзлого состояния [5].

В результате анализа полученных теплофизических данных установлено, что горные породы разреза кыстыктахской площади характеризуются большим диапазоном изменения значений теплопроводности от 0,83 до 3,57 Вт/(м·К). В таблице 1 приведены предельные и осредненные значения теплофизических свойств и объемной массы скелета.

По минеральному составу образцов горных пород выделено 11 разновидностей (см. табл. 1):

Таблица 1. Предельные (числитель) и осредненные (знаменатель) значения теплофизических свойств и объемной массы магматических и осадочных горных пород

№	Типы пород	$\gamma_{ск}$, кг/м ³	λ , Вт/(м·К)	$c\gamma$, кДж/(м ³ ·К)	$\alpha \cdot 10^{-6}$, м ² /с
1	Базальты	$\frac{2368 \div 3322}{2837(40)}$	$\frac{0,83 \div 2,98}{1,56(40)}$	$\frac{1588 \div 2657}{2245(40)}$	$\frac{0,45 \div 1,33}{0,70(40)}$
2	Долериты	$\frac{2775 \div 3006}{2907(19)}$	$\frac{1,20 \div 2,05}{1,68(19)}$	$\frac{2220 \div 2400}{2324(19)}$	$\frac{0,50 \div 0,87}{0,73(19)}$
3	Доломиты	$\frac{2762 \div 2894}{2844(15)}$	$\frac{1,66 \div 3,57}{2,83(15)}$	$\frac{2210 \div 2315}{2275(15)}$	$\frac{0,75 \div 1,55}{1,24(15)}$
4	Габбро	$\frac{2859 \div 3054}{2946(12)}$	$\frac{1,37 \div 1,76}{1,53(12)}$	$\frac{2287 \div 2443}{2357(12)}$	$\frac{0,60 \div 0,72}{0,65(12)}$
5	Туфы	$\frac{2642 \div 2843}{2842(10)}$	$\frac{1,72 \div 2,99}{2,36(10)}$	$\frac{1720 \div 2273}{1997(10)}$	$\frac{1,00 \div 1,32}{1,16(10)}$

№	Типы пород	$\gamma_{\text{ск}}$, кг/м ³	λ , Вт/(м·К)	c_Y , кДж/(м ³ ·К)	$a \cdot 10^{-6}$, м ² /с
6	Микродиориты	2907(1)	1,74(1)	2326(1)	0,75(1)
7	Алевролиты	2633(1)	2,24(1)	2106(1)	1,06(1)
8	Известняк	2781(1)	3,23(1)	2225(1)	1,45(1)
9	Апатиты	2967(1)	3,44(1)	2374(1)	1,45(1)
10	Дацииты	2946(1)	2,26(1)	2357(1)	0,96(1)
11	Песчаник	2726(1)	2,51(1)	2181(1)	1,15(1)

- в базальтах $\gamma_{\text{ск}}$ изменяется от 2,37 до 3,32 г/см³; λ —от 0,83 до 2,98 Вт/(м·К); c_Y —от 1588 до 2657 кДж/(м³·К) и a —от 0,45 до $1,33 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в долеритах $\gamma_{\text{ск}}$ варьирует от 2,77 до 3,00 г/см³; λ —от 1,20 до 2,05 Вт/(м·К); для c_Y [кДж/(м³·К)]—2220 ÷ 2400; для a —от 0,50 до $0,87 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в доломитах $\gamma_{\text{ск}}$ колеблется от 2,76 до 2,89 г/см³; λ —от 1,66 до 3,57 Вт/(м·К); c_Y —от 2210 до 2315 кДж/(м³·К); a —от 0,75 до $1,55 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в габбро $\gamma_{\text{ск}}$ меняется от 2,86 до 3,05 г/см³; λ —от 1,37 до 1,76 Вт/(м·К); c_Y —от 2287 до 2443 кДж/(м³·К); a —от 0,6 до $0,72 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в туфах $\gamma_{\text{ск}}$ составляет 2,84 г/см³; λ варьирует от 1,72 до 2,99 Вт/(м·К); c_Y —от 1720 до 2273 кДж/(м³·К); a —от 1,00 до $1,32 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в микродиоритах $\gamma_{\text{ск}} = 2,91$ г/см³; $\lambda = 1,74$ Вт/(м·К); $c_Y = 2326$ кДж/(м³·К); $a = 0,75 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в алевролитах $\gamma_{\text{ск}}$ равна 2,63 г/см³; $\lambda = 2,24$ Вт/(м·К); $c_Y = 2106$ кДж/(м³·К); $a = 1,06 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в известняках $\gamma_{\text{ск}}$ составляет 2,78 г/см³; $\lambda = 3,23$ Вт/(м·К); $c_Y = 2225$ кДж/(м³·К); $a = 1,45 \cdot 10^{-6}$ (м²/с);
- в апатитах $\gamma_{\text{ск}}$ равняется 2,97 г/см³; $\lambda = 3,44$ Вт/(м·К); $c_Y = 2374$

$\kappa_{Дж}/(м^3 \cdot К); a = 1,45 \cdot 10^{-6} (м^2/с);$

- в дацитах $\gamma_{ск}$ равна $2,95 \text{ г/см}^3$; для $\lambda = 2,26 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$; $c_{\gamma} = 2357 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{К)}$; $a = 0,96 \cdot 10^{-6} (м^2/с);$
- в песчаниках $\gamma_{ск}$ равна $2,73 \text{ г/см}^3$; $\lambda = 2,51 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$; $c_{\gamma} = 2181 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{К)}$; $a = 1,15 \cdot 10^{-6} (м^2/с);$

ЛИТЕРАТУРА

- [1] А.с. 949449 СССР. Компаратор для экспресс-измерений коэффициента теплопроводности материалов // Калинин А. Н.—опубл. 1982, бюл. № 29.—С. 180.
- [2] Берч Фр., Шевер Дж. и Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., Иностран. лит., 1949, 303 с.
- [3] Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1998, 280 с.
- [4] Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справ. пособие. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 146 с.
- [5] Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства отложений Енисей-Хатангского прогиба и его южного обрамления // Проблемы инженерного мерзлотоведения: Материалы IX Междунар. Симп. (Мирный, 2011). Якутск, ИМЗ СО РАН, 2011, с. 404–409.
- [6] Калинин А. Н. Неразрушающий сравнительный метод и интерполяционный прибор для экспресс-измерений теплопроводности твердых тел на основе двухточечного зондирования поверхности. Диссер. канд. техн. наук. Санкт-Петербург, 1995.— 241 с.
- [7] Popov, Y., Bayuk, I., Parshin, A., Miklashevskiy, D., Novikov, S., Chekhonin, E., 2012. New methods and instruments for determination of reservoir thermal properties. Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 30—February 1, 2012. SGP-TR-194. 1122–1132

ASSESSMENT OF THE MODERN STATE OF RIVER YANA ON HYDROCHEMICAL INDICATORS IN THE IMPACT ZONE OF THE EXTRACTIVE INDUSTRY

M. I. Ksenofontova

Institute of Applied Ecology of the North-Eastern Federal University, Russia

ABSTRACT

The object of study is the river Yana, which is formed at the confluence of the rivers Sartang and Dulgakh. Hydrochemical studies in the basin of the river Yana were held during the summer-autumn periods. In general, for the water-courses of the basin of the river Yana is characterized by a low mineralization with a slightly alkaline medium. The concentration of suspended solids averages up to 42 mg/l. The composition of water is predominantly sulfate-magnesium-calcium. In the water microelement composition Mg, Cu and Fe are separated. On average, the excess of the standards for maximum permissible concentrations for fishery purposes (hereafter MPCs) for Cu is 1.2 times and for Fe up to 2.0 times. The maximum excess of MPCs per Mg is 1.9 times, for Cu up to 2.0 times, for Fe up to 10 times. In addition to the background areas of the river Yana, we studied its tributaries, prone to the technogenic impact of the mining industry.

Thus, in comparison with background levels of the basin of the river Yana local sites subject to technogenic impact have high values for Mg, Cu and Fe. On sections of rivers with a technogenic factor, a rather high content of suspended substances is noted, and substitution of sulfate as the dominant anion and calcium as a cation by chlorides and sodium, respectively, is observed.

Keywords: river Yana, hydrochemistry, mineralization, sediments, surface water.

In the basin of the river Yana permanent monitoring of surface water quality by hydrochemical indicators is carried out by the Yakutsk Hydrometeorology Department. The existing network of observation posts of Roshydromet's subdivisions for the quality of surface water objects was organized, mainly, in the 60–70s of the 20th century. At the present time, at the stage of intensive industrial development of natural resources and urbanization of the river Yana basin, the information effectiveness of the state monitoring system is recognized as insufficient. Therefore, a number of science research organizations carry out a single study of the quality of the river Yana basin waters. In addition, in areas with intensive anthropogenic press monitoring is carried out by the state control departments.

From 2015 to 2016, Research Institute of Applied Ecology of the North NEFU within the framework of the Russian Federation Ministry of Education and Sci-

ence state task carried out comprehensive environmental research in the upper reaches of the river Yana. In this article are given the results of hydrochemical studies, carried out in the basin of the river Yana upper reaches. The total of 20 samples of surface waters and bottom sediments were taken during the summer-autumn periods (Fig. 1).

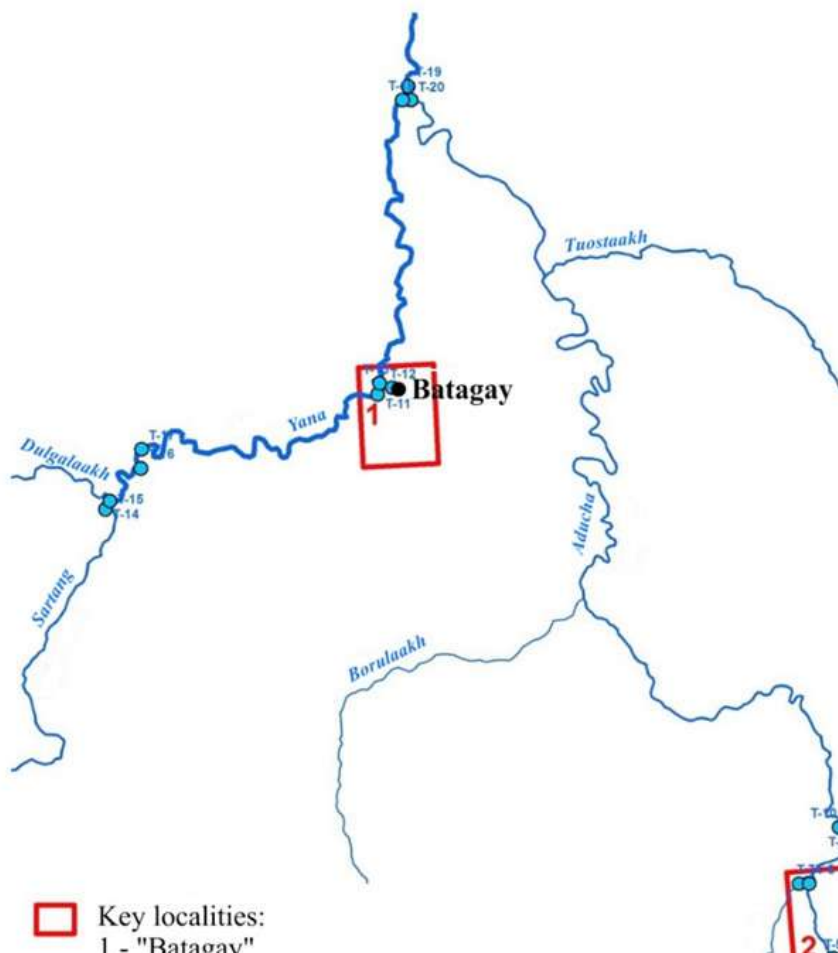


Figure 1. Points of research on the river Yana.

Chemical and analytical works were carried out in the laboratory of physical and chemical methods of analysis of NIEPES NEFU, using the methods of capillary

electrophoresis, atomic absorption spectrometry, fluorimetry, titrimetry, potentiometry, gravimetry.

The river Yana is formed at the confluence of the rivers Dulgalaakh and Sartang, flows into the Laptev Sea. The length of the river is 872 km, the catchment area is 238 thousand km², the average annual water flow is 1000 m³/s. The name of the river is of even-evenks origin: “yene”—a large river [1].

The drainage basin of the river is composed mainly of hard-leaching rocks of Permian, Triassic and Jurassic sandstones, shales, siltstones, etc.). Underground waters form their composition in these rocks and play, apparently, an important role in the feeding of the river and they are characterized by a very weak mineralization with a predominance of hydrocarbonates in the anionic composition, calcium ions, and, more rarely, magnesium, in the cationic composition. Often an important role in these waters is played by sulfate ions formed as a result of the oxidation of minerals of the sulphide group, contained in pyrite nodules of the Jurassic age [2].

Upper Yana (the rivers Dulgalaakh and Sartang) have a mountain character. After reaching the Verkhoyansk depression, Yana flows in a wide valley and takes a flat character. The bed of the river to the confluence of Adycha is narrow, islands and shoals are extremely rare. The river strongly meanders, in the valley there are many old lakes. Below the confluence of the river Adycha, the Yana water sharply increases. There are numerous islands, shallow channels and pebble shallows. According to M. I. Lvovich, on the river Yana observed a mixed type of food with a predominance of rain [1].

According to the literature, the river waters of Yana have a small mineralization (up to 89.3 mg/dm³), refer to the bicarbonate type of the calcium group. In the summer, the water is very soft, in winter it is soft and mild. The pH value of water throughout the river varies during the year from 6.60 to 7.80, more often it is 6.80–7.40. The content of biogenic elements is insignificant. The oxygen regime is satisfactory. The most polluting substances are easily and hardly oxidizable (according to BOD₅ and COD) organic substances, compounds of copper, iron and phenols [1,2].

In the period 2015–2016, hydrochemical testing covers areas of the river Yana tributaries, prone to anthropogenic impact—the extraction of a placer gold deposit. The results of hydrochemical studies are given in Table 1.

Table 1. The main indicators of the regional background of hydro-chemical parameters of the river Yana basin

Indicators	Max	Min	Regional background (n=50)
Mineralization, mg/dm ³	75,1	20,8	33,0
pH	7,9	7,3	7,6
Hardness, mmol/ dm ³	0,9	0,1	0,3
Suspended solids, mg/dm ³	365	2,0	42,2
Ca ²⁺	7,1	1,2	4,0
Mg ²⁺	9,2	0,5	1,7
Na ⁺	2,5	<0,5	0,9
K ⁺	2,1	<0,5	0,9
HCO ₃ ⁻	42,7	6,1	6,7
Cl ⁻	14,9	<0,5	1,1
SO ₄ ²⁻	51,9	3,9	15,5
NO ₃ ⁻	1,0	<0,2	1,0
Mn	0,019	0,004	0,007
Cu	0,002	<0,001	0,0012
Fe	1,02	<0,05	0,20

During the study, the water of the river Sartang at the site of confluence with the river Dulgalaakh is characterized by low mineralization (up to 30.0 mg/dm³) with a neutral medium and very soft water. On the classification of Alekin O.A (1953) [3], water composition of the river Sartang is predominantly SO₄-Mg-Ca. Exceeding the standards of maximum permissible concentrations for fishery purposes (hereinafter MPCs) is revealed by Mn and Fe total to 1.9 and 1.3 times, respectively.

Water of the river Dulgalaakh is also characterized by low mineralization (up to 37.2 mg / dm³) with a neutral medium and very soft water. The composition of water is SO₄-Mg-Ca. The excess of the MPCs was fixed for manganese up to 1.3 times and the total iron up to 6.9 times.

In the area above and below of Verkhoyansk town, water of the river Yana has a small mineralization up to 35.9 mg/dm³ with a neutral medium and very soft water. The composition of water according to

Alekin O.A classification (1953) is predominantly SO_4 -Mg-Ca. Exceeds of the MPC norms for the studied hydrochemical indicators were not revealed.

The investigated water of the river Yana in the area above and below Batagay settlement and its channel is also characterized by low mineralization with a neutral medium and very soft water. The ionic water composition is dominated by SO_4 -Mg-Ca. Exceeds the standards of MPCs in the water of the river Yana is revealed to the following indicators: above Batagay—Mn up to 1.2 times, Fe up to 10.0 times; flow of Batagai settlement—Fe 4.8 times. Below the settlement of Batagay, there were no exceedances of MPC standards.

The plot of the river Yana above and below the confluence of the river Adycha is characterized by low mineralization up to 36.3 mg/dm^3 . The water environment is neutral with very soft water, the composition is predominantly SO_4 -Ca-Mg. Exceedances of MPCs were recorded for Fe up to 1.6 times in the area above the mouth of the river Adycha.

In the basin of the river Adycha are investigated several areas, including 4 of its tributary—rivers Sentachan, Sorevnovanie, Nelgese, Charky.

The Adycha River is the right tributary of the river Yana. The length of the river is 715 km. The basin area is 89.8000 km^2 . The source of the river lies on the southern slopes of the Borong Range at an altitude of 1815 m. On the first 15 km the water mark drops to 1150 m. In the upper reaches of the river it flows in a deep canyon with rocky walls 100–120 m high, bending to the left of the Nendelginsky Range. Below follows the alternation of wide (up to 2 km) and narrow (150–200 m) sections of the valley with steep rocky slopes.

On the chemical composition of the river Adycha, which until the confluence of the river Sentachan is characterized as a hydrocarbonate-magnesium, make influence the waters of its tributaries, in which basins are conducted (or were conducted) mining works on the development of mineral deposits (Sentachan River, streamlet Sorevnovanie).

Water of the river Adycha after the confluence of the streamlet Sorevnovanie remains not very mineralized with a slightly alkaline environment and very soft water. The water composition is predominantly HCO_3 - SO_4 -Mg-Ca. Exceeds of the standards of MPCs in the Adycha river water below the confluence of the streamlet Sorevnovanie is not

revealed. Water of the river Adycha above the mouth of the Nelgese has a small mineralization with a slightly alkaline medium and very soft water. In the anionic water composition SO_4 and HCO_3 dominate, while in cationic water dominate Ca and Mg. Exceeding the norms of MPC is noted only in the general gland up to 5.7 times.

On the site above and below the mouth of the river Charky, water of the river Adycha is characterized by a low mineralization with a slightly alkaline medium and very soft water. Water composition of the river Adycha according to Alekin O.A. classification (1953) is predominantly HCO_3 - SO_4 -Mg-Ca. The excess of the MPC standards was found for manganese up to 1.4 times at the observation point below the mouth of the river Charky. The remaining indicators are within the limits of MPC or below the detection limit of the analysis.

The Charky River is the right tributary of the river Adycha, and during the study it was characterized by a low mineralization with a slightly alkaline environment and very soft water. The suspended matter content is 23.0 mg/dm^3 . According to the classification of Alekin O.A. (1953) water composition of the river Charky is HCO_3 - SO_4 -Ca. Exceeds of the MPC norms for the studied hydrochemical indicators were not revealed.

In addition to the background sections of the upper basin of the river Yana are explored 2 local sites, where the alluvial deposit of gold "Lazo" and "Sentochan" is being mined. Characteristics of the chemical composition of water is presented below.

The Lazo site. The Nelgese River is characterized by low mineralization with a slightly alkaline environment and very soft water. The concentration of suspended solids reaches up to 48.0 mg/dm^3 . Water composition of the river Nelgese is different and has a chloride-calcium-magnesium composition. This influx differs by a different chemical composition due to an increase in the proportion of chlorides and sodium in the ionic composition. Exceeds the standards of MPCs in the water of the river Nelgese is fixed only by copper up to 2.0 times.

Section "Sentachan". Water of the river Sentachan has a small mineralization with a slightly alkaline medium and very soft water. There is a very high content of suspended solids, reaching up to 365 mg/dm^3 , which is an average of 2 times higher than the concentration in the water of the river Adycha. The composition of the water is predominantly sulfate-calcium-magnesium. Exceedances of MPC were identified for

manganese up to 1.4 times, for copper up to 2.0 times and for general iron up to 7.7 times.

To assess the quality of the investigated waters of the upper reaches of the river Yana basin, the specific combinatorial index of water pollution (UKIZV) was calculated—this is a relative complex indicator of the degree of contamination of surface waters. It conditionally estimates the proportion of the polluting effect, introduced into the overall degree of water pollution caused by the simultaneous presence of a number of pollutants, on the average, one of the ingredients considered in calculating the combinatorial index and water quality indicators. It allows comparison of the degree of water pollution in various sites and points (RD52.24.643–2002) [4]. The results of calculating the UKIZV are presented in Table 2. A characteristic pollutant in the waters of the river Yana and Adycha are common iron, in some areas—manganese. Perhaps the high concentrations of these indicators are associated with a high water level during the sampling period.

Table 2. Calculation of the specific combinatorial index of water pollution

Watercourse	UKIZV	Characteristics of the state of water pollution
River Yana—upper reaches	0,83	2nd class discharge «slightlycontaminated»
River Adycha—bottom current	0,92	2nd class discharge «slightlycontaminated»

Bottom sediments of surface watercourses are traditionally used as an ecological indicator for detecting the composition, intensity and scale of man-made pollution. It is known that channel sediments, as the most important component of alluvial landscapes, act as the final link of the entire common system of interfaces, which combines the geological environment and all the components of modern ecosystems, including soils, natural waters, vegetation and atmospheric precipitation (Yagnyshev, 2005).

The pH of the investigated sediments varies from 5.8 to 7.2, which corresponds to a weakly acidic and neutral medium. Chlorides, hydrogen carbonates and calcium (Fig. 2) dominate the averaged data of aqueous extracts in the ion composition of the bottom sediments of the studied watercourses.

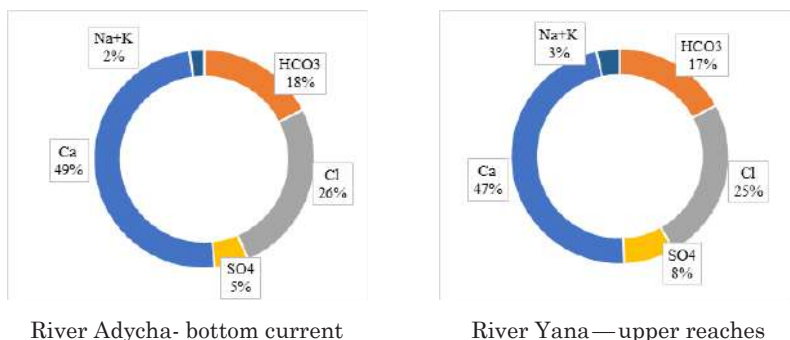


Figure. 2. Ionic composition of the investigated sediments.

The local geochemical background of mobile forms for zinc, copper, manganese and lead extracted with 1 N nitric acid is calculated, which is calculated for surface watercourses located in the upper reaches of the basin of the river Yana ($n = 20$). The bottom sediments of the studied watercourses according to the calculated concentration coefficients (K_c) differ in the manifestation of the concentrations of a number of chemical elements that are elevated relative to the local geochemical background. From the values of the concentration coefficients, microelement accumulation series were constructed that characterize the composition of the bottom sediments of the studied water objects (Table 3), with the exclusion of sampling points where no excess was recorded.

Table 3. Geochemical characteristics of bottom sediments of the studied watercourses

Point of observation	Rows of accumulation
<i>Lower current of the river Adycha</i>	
T-1—river Adycha, above the mouth of the river Sentachan	$Zn_{1,9} \rightarrow Cu_{1,8} \rightarrow Mn_{1,7}$
T-2—river Sentachan above the mouth	$Cu_{2,4} \rightarrow Zn_{2,3} \rightarrow Mn_{1,8}$
T-3—river Adycha, below the mouth of the river Sentachan	$Zn_{2,3}$
T-4—river Sorevnovanie above the mouth	$Cu_{1,7} \rightarrow Zn_{1,6}$
T-5—river Adycha below the mouth of the stream Sorevnovanie	$Cu_{1,6}$
T-6—river Adycha above the mouth of the river. Nelgese	$(Cu-Mn)_{1,6} \rightarrow Zn_{1,5}$

It was revealed that the bottom sediments of the lower reaches of the river Adycha have the largest spectrum of the accumulation series. In

the river Sentachan are noted relatively high coefficients of accumulation of copper, zinc and manganese. In other points of observation, exceeding the values of the local background is not fixed.

In general, the watercourses of the basin of the river Yana is characterized by a low mineralization with a slightly alkaline medium with very soft water. The concentration of suspended solids averages up to 42 mg / dm³. The composition of water, according to Alekin O.A. classification (1953) is predominantly sulfate-magnesium-calcium.

In the microelement composition of water in the watercourses of the basin of the river Yana is allocated manganese, copper and general iron. On average, the MPC standards for copper are 1.2 times higher and for general iron up to 2.0 times. The maximum excess of MPCs for manganese is 1.9 times, for copper up to 2.0 times, for total iron up to 10 times.

Generally, surface waters of the upper reaches of the river Yana as a whole are characterized by low-mineralized water and slightly alkaline medium. The main dominant ions are sulfates, calcium and magnesium. In the waters studied, elevated levels of iron, manganese and copper are noted.

In comparison with the regional background levels of the river Yana local sites, subjected to technogenic impact, have high values for manganese, copper and general iron. On sections of rivers with a technogenic factor, a rather high content of suspended substances is noted, and also is observed the substitution of sulfate as the dominant anion and calcium as a cation by chlorides and sodium, respectively.

It is necessary to continue the studies of the hydrochemical composition of the surface waters of the Yana River basin, in connection with the prospect of developing a mining hub in the Arctic.

REFERENCES

- [1] Rivers and lakes of Yakutia: consult. Yakutsk: Bichik, 2007, 136 p.
- [2] Surface water resources of the USSR. T. 17 Leno-Indigirsky district. Ed. M. S. Protas'eva. L. : Gidrometeoizdat, 1972, p. 384–408.
- [3] Alekin OA Fundamentals of Hydrochemistry. L. : Gidrometeoizdat, 1953, 295 p.
- [4] RD52.24.643–2002. Method of complex evaluation of the degree of surface water pollution on hydrochemical indicators. Rostov-na-Donu, 2002.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ КАК ФАКТОРЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ К РАЗЛИВАМ НЕФТИ (НА ПРИМЕРЕ МОРЕЙ КАРСКОГО И ЛАПТЕВЫХ)

А. А. Ермолов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,
Москва, Россия

АННОТАЦИЯ

В статье представлены отдельные результаты геоморфологического районирования (масштаб 1:1 000 000) и оценки экологической чувствительности береговой зоны морей Карского и Лаптевых (общей протяженностью более 36,500 км) к разливам нефти и нефтепродуктов с использованием международной системы индексов ESI (Environmental Sensitivity Index), адаптированной к природным условиям Арктики. На основе комплексного геоморфологического анализа и районирования прибрежной зоны с использованием данных дистанционного (спутникового) зондирования, картографических и фондовых материалов в работе решена задача оценки экологической чувствительности берегов труднодоступных арктических районов, включая острова и архипелаги. Важной частью исследования стала разработка универсальной морфодинамической типизации морских берегов, сопоставимой с типами берегов, применяемыми в международной системе индексов ESI. В результате установлено, что свыше 5 300 км (около 50%) береговой линии моря Лаптевых и около 2 200 км (20%) береговой линии Карского моря соответствуют районам с высоким индексом экологической чувствительности. Такие районы требуют приоритетной защиты в случае разлива нефти на акватории, что должно учитываться при разработке планов ликвидации разливов нефти и природоохранных мероприятий.

Ключевые слова: береговая зона, геоморфология, динамика, экология.

ВВЕДЕНИЕ

Среди современных источников загрязнения Арктики разливы углеводородного сырья являются одними из наиболее опасных. Они оказывают существенное воздействие на физико-химические и биологические характеристики морской среды и прибрежной зоны. Начиная с момента возникновения аварии и распространения углеводородного загрязнения взаимодействие с морской средой и субстратом может происходить по-разному и будет определяться как свойствами самого загрязнителя, так и природными факторами, обладающими рядом специфических особенностей в арктических регионах.

Берег, являясь естественной границей двух сред, служит преградой на пути распространения нефтяного разлива, и способен при определенных условиях аккумулировать нефть и продукты ее преобразования. С другой стороны, приустьевые взморья крупных рек и береговая зона являются наиболее продуктивными в биологическом отношении — здесь сосредоточена основная биомасса морских и прибрежных растений и животных. В условиях низких температур воздуха, продолжительного отсутствия солнечной радиации и длительной (до 9–11 месяцев) консервации прибрежного мелководья и акватории арктических морей морскими льдами процессы естественного самоочищения на берегах существенно замедлены и могут протекать десятилетиями. Значительно увеличивается и период сохранности разлитой нефти, чему способствует низкая гидродинамическая активность среды на обширных мелководьях, характерных, например, для моря Лаптевых.

Все это определяет приоритетность защиты прибрежных районов при планировании и проведении мероприятий по ликвидации разливов нефти и необходимость определения как наиболее ценных в экологическом отношении, так и наиболее чувствительных к загрязнению береговых участков. Для этих целей разрабатываются специальные карты экологической чувствительности берегов, отражающие комплексную экспертную оценку. Планирование действий по ликвидации разливов нефти, включая разработку таких карт, лежит в основе оперативного принятия решений в чрезвычайной ситуации и является необходимым при освоении недр шельфа.

Целью исследования являлось геоморфологическое районирование и оценка экологической чувствительности берегов морей Карского и Лаптевых к разливам нефти и нефтепродуктов с использованием международной системы индексов экологической чувствительности (ESI — Environmental Sensitivity Index) [1]. Общая протяженность анализируемой береговой линии превышает 36 тыс. км, значимая ее часть располагается в пределах 16 особо охраняемых природных территорий — заказников, заповедников и национальных парков.

В развитие международной методики эколого-геоморфологический подход решает задачу оценки экологической чувствительности берегов труднодоступных районов Арктики на основании комплексного геоморфологического анализа и районирования береговой зоны по дистанционным спутниковым, картографическим и фоновым данным. Важным аспектом является разработка универсаль-

ной типизации арктических берегов, сопоставимой с типами берегов международной системы индексов чувствительности.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Геолого-геоморфологическое строение материкового побережья и островов моря Лаптевых, как и всего арктического побережья России, отражает сложное взаимодействие климатических изменений и неотектонических движений, приводивших к трансгрессиям и регрессиям морских бассейнов, древним и современным оледенениям, тектоническим воздыманиям и опусканиям, формированию специфических форм рельефа и отложений, вариациям в поставке речных наносов и в условиях седиментации. Неоднородное структурно-тектоническое и геологическое строение побережья определяет многообразие морфологических и литодинамических обстановок в береговой зоне ледовитого приливного моря Лаптевых.

Побережье моря Лаптевых на значительном протяжении образовано приморскими низменностями. В южной части горные участки распространены только между дельтой Лены и бухтой Буор-Хая. Соответственно различаются мерзлотно-геологическое строение и состав отложений, слагающих берега моря. Верхняя часть криолитозоны приморских низменностей представляет собой мощную (до 50–60 м) толщу сложно стратифицированных позднеплейстоценовых отложений ледового комплекса и вложенных в них голоценовых озерно-термокарстовых отложений. Здесь формируются термоабразионные и термоденудационные берега, чередующиеся с аккумулятивными участками различного типа. Высота клифов на участках распространения ледового комплекса в основном 10–40 м, озерно-термокарстовых отложений — 1–12 м. Главная особенность ледового комплекса — наличие в нем мощных повторно-жильных льдов, вертикальный размер которых достигает 50 м, а ширина до 10 м [2]. Ледяные жилы, образуя массивную решетку, прослеживаются сверху вниз по всему разрезу и зачастую встречаются ниже уровня моря.

Прибрежно-шельфовая криолитозона находится в достаточно стабильном состоянии и характеризуется сплошным распространением в интервале глубин моря от 0 до 50–60 м, прерывистым и островным распространением на глубинах 50–100 м. Многолетнемерзлые породы перекрыты талыми и охлажденным ниже 0 °С осадками и породами мощностью до 100 м. Кровля многолетнемерзлых пород весьма неравномерна. Наиболее высокое положение кровли связано с су-

ществованием в недавнем прошлом на этом месте уничтоженных термоабразией островов, сложенных породами ледового комплекса [2]. Отрицательные температуры придонного слоя воды не способствуют активному развитию термоденудационных процессов на дне и термокарстовые формы образуются преимущественно в районах, подверженных отепляющему воздействию речного стока.

Основными факторами литодинамики являются ветровые, стоковые и приливно-отливные течения, волнение и морские льды. Последние практически постоянно присутствуют в акватории моря и оказывают существенное влияние на динамику берегов, процессы формирования рельефа и седиментации в береговой зоне и на шельфе. Тяжелая ледовая обстановка в море Лаптевых связана не только с суровым климатом, но и влиянием массивов дрейфующих льдов, которые полностью не разрушаются в течение лета, а лишь отступают к северу. По направлению с запада на восток продолжительность безледного времени изменяется от 1–1,5 до 2,5–3 месяцев. Увеличение продолжительности периода открытой воды в юго-восточных районах связано с влиянием мощного стока реки Лены. Ледовый покров резко ослабляет интенсивность волнения и обуславливает существование аномального (выположенного) поперечного профиля подводного склона, образованию застойных зон и аккумуляции тонкодисперсных глинистых отложений даже на прибрежном мелководье, а также особого минералогического состава отложений с незначительным содержанием тяжелой фракции. Не случайно широкое распространение тонкозернистых осадков на мелководных участках считается специфической особенностью седиментогенеза восточных арктических морей, отличающихся наиболее суровыми ледовыми условиями.

В современных условиях термоабразионные берега в виде отдельных участков распространены в Хатангском заливе, на о. Бол.Бегичев, в пределах Анабаро-Оленекской низменности, включая берега Анабарского и Оленекского заливов, на полуострове Быковского, западных берегах Янского залива, в губах Селяхской, Ванькиной, Эбеляхской, Буор-Хая, полуострове Широкостан, Новосибирских островах, о. Муостах и др. Термоденудационные берега встречаются на полуострове Буор-Хая, Новосибирских островах, в Анабарском заливе и на других участках материкового побережья [3].

На значительных по протяженности участках западного и южного побережья моря Лаптевых распространены абразионные и абра-

зионно-денудационные берега, выработанные в дочетвертичных породах. Берега этих типов выделяются на отдельных участках берега Прончищева, Хатангского залива, Анабарского залива, о.Бол. Бегичев, в бухте Нордвик, на западном берегу Оленекского залива, на западном берегу губы Буор-Хая, м. Святой Нос и на отдельных участках Ляховских островов [3]. На островах Северной Земли распространены выводные ледники, образующие ледяные термоденудационные уступы в береговой зоне.

Аккумулятивные берега моря Лаптевых занимают около 60% береговой линии и представлены следующими основными типами: отмельными с ветровыми осушками; с примкнувшими террасами; лагунными и дельтовыми. Распространение отдельных типов берега, как и их протяженность в различных районах весьма неравномерно и обуславливается сочетанием целого ряда морфодинамических факторов. Наиболее четкую пространственную и генетическую приуроченность демонстрируют дельтовые берега, выделяемые в пределах дельт крупных и средних рек — Лены, Оленек, Яны и др. Благодаря высокой изрезанности береговой линии дельтовых районов, изобилующей мелкими островами, заливами и бухтами, они имеют наибольшую протяженность — более 3600 км или около 35% общей длины береговой линии моря. Аккумулятивные отмельные берега с ветровыми осушками имеют значительную протяженность в восточной части моря, для которой характерны минимальные уклоны подводного берегового склона и значительные объемы наносов, поступающих с твердым стоком рек. Они формируются на востоке Янского залива, где выделяется одна из крупнейших аккумулятивных форм — осушка острова Макар на выходе из Селяхской губы. В западной части побережья этот тип берега выделяется вокруг полуострова Терпий и в Оленекском заливе. Среди островов, сложенных рыхлыми четвертичными отложениями, множество подвергаются термоабразионным процессам, аккумулятивные берега имеют большую протяженность в восточной части моря.

Структурно-тектонические и геологические различия в строении побережья обусловили многообразие современных типов берегов Карского моря. На архипелаге Новая Земля, о.Вайгач, Югорском полуострове севернее устья р.Кара и побережье Таймыра восточнее Пясинского залива и западнее Диксона преобладают абразионные и абразионно-денудационные берега, выработанные в прочных коренных породах. На юго-восточном побережье Югорского

полуострова южнее Амдермы, западном и северном побережье полуострова Ямал распространены берега с термоабразионным или абразионно-термоденудационным береговым уступом, чередующиеся с участками выровненных и отмелых аккумулятивных берегов с примкнувшими аккумулятивными формами и лагунно-бухтовых берегов (о.Торасавей, о.Левдиев, зал.Мутный, о-ва Шараповы Кошки и др.). Обширные пространства в юго-западной части моря занимают морские лаиды, которые особенно широко распространены в кутовой части Байдарацкой губы. На побережье полуостровов Тазовский и Гыданский, на северо-западном берегу Енисейского залива и к западу от Пясинской губы на открытых участках преобладают термоабразионные берега, в губах и заливах — термоденудационные берега, а также обширные пространства неволновой аккумуляции. Особенностью Новой Земли и Северной Земли является распространение в береговой зоне выводных ледников, образующих ледяные термоденудационные уступы. Среди островов Карского моря множество сложено коренными скальными породами и характерным является абразионный и абразионно-денудационный тип берега, намывные острова, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями, подвергаются абразионным и термоабразионным процессам, аккумулятивные участки имеют меньшую протяженность.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ БЕРЕГОВ

Для оценки экологической чувствительности берегов морей Карского и Лаптевых применялся эколого-геоморфологический подход, основанный на базовых принципах ранжирования берегов в соответствии с международной системой индексов ESI. Особое внимание уделялось геолого-геоморфологическим и гидродинамическим условиям функционирования береговых систем, геокриологическим и гидрометеорологическим факторам, которые определяют условия развития берега не в меньшей степени, чем волнение. Принимались во внимание особенности перемещения и аккумуляции наносов, необходимые для понимания характера распространения нефтепродуктов в береговой зоне, определения зон возможного накопления нефти и времени удержания ее на берегу.

Основанный на представлениях о геоморфологии береговой зоны [4], [5], такой подход не противоречит принципам международной

методики, а является ее более широким аналогом, дополняющим упрощенную типизацию по отдельным критериям ранжирования. Важным аргументом в его пользу является удаленность и недостаточная изученность многих береговых районов Арктики, серьезно ограничивающая возможность их экологического районирования. Геоморфологический анализ способен нивелировать недостаток информации о берегах труднодоступных районов.

Другим аспектом является своеобразие функционирования арктических берегов, сложенных многолетнемерзлыми отложениями. Так, широко распространенные процессы термоабразии и термоденудации никак не учитываются международной системой индексов ESI. А ведь хорошо известно, что благодаря разрушению многолетнемерзлых льдистых отложений отступление береговых уступов может составить первые метры — десятки метров в течение одного штормового сезона. Соответственно будет меняться и профиль береговой зоны, смещаться линия заплеска, интенсивно перерабатываться и замещаться пляжевые отложения, а вместе с ними и возможное загрязнение — нефть и нефтепродукты. Добавим, что в условиях техногенного воздействия подобные береговые экосистемы отличаются крайне низкой устойчивостью [6] и требуют всесторонней оценки рисков при разработке планов ликвидации разливов нефти.

С учетом разработанных подходов [7] на начальном этапе было выполнено морфодинамическое районирование берегов, которое представляет обобщенную геолого-геоморфологическую характеристику береговой зоны, необходимую для оценки экологической чувствительности к разливам нефти. Разработка типизации и картографирование осуществлялись с учетом имеющихся представлений о геоморфологии и литодинамике береговой зоны арктических морей. Использовался большой объем картографических, спутниковых и литературных данных, материалы экспедиционных исследований различных лет, имеющиеся фото- и видеоматериалы. В основу морфодинамической типизации были положены известные классификации берегов внутренних и окраинных морей, учитывающие особенности широтной зональности и специфики региона [3]. Было выделено 10 морфодинамических типов берегов, сложенных прочными коренными породами и осадочными четвертичными отложениями (см.табл. 1). Это позволило весьма подробно охарактеризовать побережье морей Карского и Лаптевых, хотя и не исключило некоторых обобщений.

Таблица 1 Морфодинамические типы берегов морей Карского и Лаптевых (масштаб 1:1 000 000)

Тип берега	Общая протяженность, км	
	Карское	Лаптевых
Берега, выработанные в литифицированных породах:		
1. Абразионные	5327	1174
2. Абразионно-денудационные	4450	835
Берега, выработанные в ледниках:		
3. Термоденудационные, образованные выводными ледниками	576	110
Берега, выработанные в нелитифицированных породах:		
4. Термоабразионные	2365	577
5. Термоденудационные	3151	1605
6. Абразионные с отмершим или отмирающим береговым уступом, окаймленным аккумулятивной террасой	542	281
7. Аккумулятивные выровненные, с примкнувшими аккумулятивными формами	4020	517
8. Аккумулятивные отмелье с ветровыми осушками	5210	616
9. Аккумулятивные лагунные	350	1206
10. Дельтовые	149	3637
Всего:	26140	10558

Дальнейший анализ производился в рамках отдельных литодинамических систем или отрезков берега, обладающих схожими показателями морфологии и литологии. На основе экспертной оценки основных критериев ранжирования каждому участку присваивался индекс чувствительности к нефтяному загрязнению в соответствии с системой индексов ESI. Типы аварийных ситуаций, модели распространения (дрейфа, растекания и пр.), возможные способы ликвидации загрязнения и варианты физико-химического и механического взаимодействия нефтепродуктов с осадками на арктических побережьях были приняты в соответствии с руководством [8] и монографией [9]. Учитывались особенности взаимодействия нефти с различным субстратом, установленные экспериментальным путем, возможность естественного захоронения нефти и перемещения грунта, предполагаемые способы устранения загрязнения [8].

При этом в расчет не принимались природоохранный статус того или иного берега, биологическое разнообразие и удаленность от основных объектов инфраструктуры.

Всего в пределах обследованной части Карского моря и моря Лаптевых было выделено 13 типов берегов с различными индексами экологической чувствительности. При разработке легенды в оригинальные названия отдельных экологических типов берегов были внесены изменения, которые можно считать минимальными. Этого удалось добиться за счет использования емких понятий и генерализации близких по характеру предполагаемого взаимодействия с нефтью и нефтепродуктами типов берега. Именно с этих позиций использовалась предложенная зарубежными коллегами и апробированная [10] при оценке экологической чувствительности берегов Карского моря градация крупности пляжевых отложений, соответствующая системе индексов ESI. В будущем подобная стандартизация методических подходов позволит разработать единую типизацию берегов морей Северного Ледовитого океана, отвечающую российским и международным стандартам.

Для оценки актуальности и применимости разработанной типизации следует еще раз подчеркнуть региональную специфику функционирования арктических берегов, обусловленную суровыми климатическими условиями региона. Так, в ледовый период ширина припая сильно изменяется вдоль побережья и на отмелях берегах моря Лаптевых достигает десятков километров. Морские льды контактируют с дном на больших пространствах и весной ширина подошвы припая, смерзшаяся с грунтом, может достигать 8–10 км. Льды блокируют деятельность большинства рельефообразующих процессов, снижается или полностью исключается вероятность контакта и проницаемость отложений для нефти и нефтепродуктов. Соответственно, в этот период берега практически не чувствительны к нефтяным разливам на акватории и малочувствительны к разливам непосредственно на береговых участках.

Возможность распространения нефти в береговой зоне, ее непосредственный контакт с берегом и способность к проникновению нефтепродуктов в отложения пляжей арктических морей появляется только в летний период года. Тогда же оттаивает деятельный слой и активизируются экзогенные геологические процессы. Максимальная глубина сезонного оттаивания варьирует в регионе от

0,2–0,3 до 2,5 м и достигается к концу августа на пляжах и осушках под тепляющим воздействием самой воды.

Таким образом, оценка экологической чувствительности и типизация арктических берегов актуальны исключительно для короткого безледного периода года (2–5 месяцев), когда морские берега восприимчивы к внешнему воздействию. Это следует учитывать при освоении шельфовых месторождений и разработке планов ликвидации разливов нефти, вероятность возникновения которых не ограничивается отдельными сезонами года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования показали, что более 30% протяженности береговой линии морей Карского и Лаптевых соответствует высокому индексу экологической чувствительности. Такие берега требуют первоочередной защиты в случае возникновения разлива нефти и должны учитываться при освоении шельфовых месторождений и разработке природоохранных мероприятий. Труднодоступность и низкая эффективность большинства существующих методов очистки этих берегов определяют особое значение таких факторов, как скорость обнаружения разлива и оповещения специализированных служб, своевременное реагирование и применение наиболее рациональных с экологической точки зрения технологий устранения углеводородных загрязнений на акватории, вдали от берегов. Поэтому в районах добычи углеводородного сырья необходимо обустройство соответствующих объектов инфраструктуры, разработка и ведение спутникового и наземного мониторинга.

Применение эколого-геоморфологического подхода при районировании и типизации береговой зоны арктических морей на основе системы индексов чувствительности ESI, на взгляд автора, отвечает поставленным задачам и объему исходных данных, а предлагаемый подход и адаптированная международная система индексов могут быть рекомендованы для оценки чувствительности берегов других арктических морей России.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Sensitivity mapping for oil spill response, London: IMO—IPIECA—OGP, p. 39, 2012. URL: <http://www.ogp.org.uk/pubs/477.pdf>.

- [2] Григорьев М. Н., Разумов С. О., Куницкий В. В., Спектор В. Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4. С. 74–94.
- [3] Каплин П. А., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г. Берега. М.: Мысль, 1991.— 479 с.
- [4] Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов, Москва, Изд-во МГУ, 1961.
- [5] Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Москва, Изд-во АН СССР, 1962.
- [6] Исследование устойчивости геосистем Севера / Под ред. В. И. Соломатина / Москва, Изд-во Московского университета, 1988.
- [7] Ермолов А. А., Илюшин Д. Г., Исаченко А. И., Кизяков А. И., Павлов В. А. Методические подходы к оценке экологической чувствительности берегов арктических морей к разливам нефти (на примере Карского моря) / Инженерные изыскания, № 5–6, с. 28–39, 2016.
- [8] Руководство по ликвидации разливов нефти на морях, озерах и реках. Санкт-Петербург, ЗАО ЦНИИМФ, 2002.
- [9] Немировская И. А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки), Москва, Научный мир, 2013.
- [10] Карское море. Экологический атлас / ООО «Арктический Научный Центр», Москва, 2016.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА КАРЕЛИИ

М. А. Левичев¹, И. А. Крайнюкова², Г. С. Бородулина¹,
И. В. Токарев²

¹ Карельский научный центр Российской академии наук, Россия

² Научный парк Санкт-Петербургского государственного университета, Россия

Снеговое питание, как правило, преобладает в речном и подземном стоке Карелии. Оценка региональных трендов изменения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) снега для зимы 2015–2016 гг. выполнена в конце марта по субмеридиональному и 2 субширотным профилям в южной и центральной Карелии. На 45 станциях отбирались полные снежные колонки, на 40 исследованы поинтервальные разрезы. Изотопный состав снега $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{...}-21,1\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -118\text{...}-158\text{‰}$ варьирует в существенно меньших пределах, чем осадки за это же время: $\delta^{18}\text{O} = -8,7\text{...}-30,9\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -77\text{...}-239\text{‰}$. Заметное облегчение изотопного состава снега происходит с юга на север региона в соответствии с понижением зимней температуры воздуха. По двум субширотным профилям явных трендов изменения изотопного состава снега не наблюдается. Исключением является снег в зоне Петрозаводск–Пряжа–Гирвас с легкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (до -21‰). Изменения изотопного состава в разрезе снежного покрова носят, в целом, хаотичный характер, хотя на юге и юго-западе Карелии самые легкие значения фиксируются в нижней части колонки снега.

ВВЕДЕНИЕ

Сведения об изотопном составе атмосферных осадков (содержаниях дейтерия — $\delta^2\text{H}$ и кислорода-18 — $\delta^{18}\text{O}$) широко используются для изучения водных и ледовых объектов при решении прикладных задач и фундаментальных исследований [1,2]. В последние годы в России интерес к использованию дейтерия и кислорода-18 как гидролого-гидрогеологических и климатических трассеров существенно возрос [3,4,5,6,7,8]. Поскольку атмосферные осадки служат основным источником формирования других составляющих водного баланса территории, в Карелии с 2009 г. начато изучение изотопного состава атмосферных выпадений. Цель настоящей работы — оценка региональных трендов изменения изотопного состава снежного покрова.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Карелия расположена в восточной части Фенноскандии (60–70° с.ш. и 30–40° в.д.) и включает крупнейшие водные объекты Севера европейской территории России: Белое море, Онежское и Ладожское (частично) озера. Климатический режим характеризуется как переходный от морского к континентальному. Территория Карелии относится к атлантико-арктической зоне умеренного пояса с характерным преобладанием воздушных масс атлантического и арктического происхождения (здесь и далее климатическое описание дается по [9]).

Близость Балтийского, Белого и Баренцева морей и интенсивная круглогодичная циклоническая деятельность обуславливают продолжительную, но не суровую зиму. Средняя температура января изменяется от –9..–10° С в южных до –12..–13° С в северных районах; весна отличается частыми возвратами холодов; лето – прохладное и короткое со средними температурами июля 14..15° С на севере и 16..17° С на юге. Неустойчивость погодных условий, высокая относительная влажность воздуха и значительное количество осадков при широком разнообразии ландшафтов (расчлененный рельеф, обилие озер и болот, значительная лесистость) позволяют предполагать наличие сложной картины распределения изотопного состава осадков в пространстве.

Начиная с 1989 г. отмечаются значимые изменения в климатической системе Мира, четко проявившиеся в повышении среднегодовой температуры воздуха на 1–2° С [9,10]. Наиболее интенсивное потепление отмечается в зимние месяцы, что обусловило частое наступление оттепелей, как правило, при прохождении атлантических циклонов. На территории Карелии кроме температурной аномалии отмечается рост годовых сумм осадков. Средние многолетние значения за 1991–2013 гг. превышают климатические нормы на 20–70 мм.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Снег зимы 2015–2016 г. отобран в конце марта по субмеридиональному профилю – Олонец–Тедино (протяженность 650 км) и 2 субширотным профилям – Кочкома–Костомуша (130 км), Петрозаводск–Сортавала (180 км, рис. 1). Для опробования выбирались открытые, небольшие по площади участки, не испытывающие ветро-

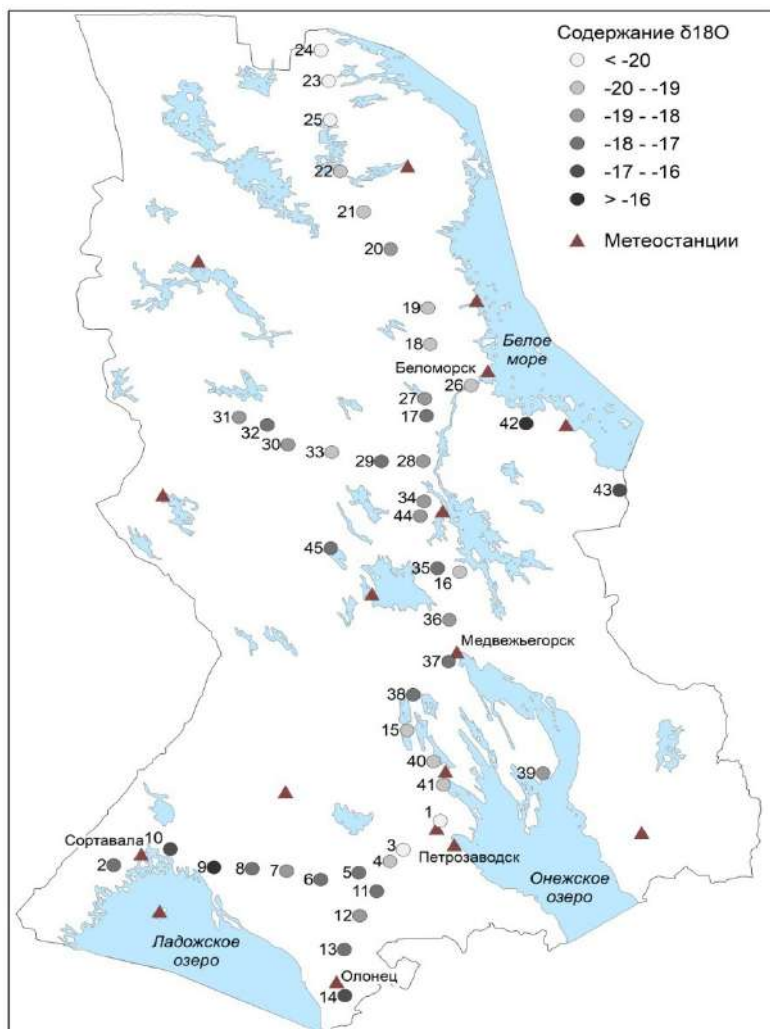


Рис. 1. Размещение станций отбора образцов снега (цифры – номера станций)

вого переотложения снега. Пробы отбирались трубкой диаметром 100 мм и хранились на холоде в 3-слойном пластиковом мешке. После доставки в лабораторию снег растапливали при комнатной температуре, измеряли объем талой воды и переливали во флаконы объемом 50 мл.

Снежный покров начал формироваться в ноябре 2015 г., но из-за частых оттепелей запасы снега на большей части территории начали скапливаться лишь в январе-феврале. Средняя температура воздуха в январе 2016 г. была самая низкая для Карелии с 2010 г. (-15°C в Петрозаводске, -16°C на севере), а в феврале — самая высокая (-2 и -4°C , соответственно). Оттепель 11.02.16 г. привела к резкому сокращению покрова, в южной части региона до практически полного стайвания, после чего снегонакопление продолжилось. Окончательная деградация снежного покрова в южных районах началась в первой декаде марта, в центральных и северных — в последней (метеоданные с сайта <http://rp5.ru>).

Мощность снегового покрова колебалась от 15 см на юге до 70 см на севере. На 45 станциях опробовалась вся толща снега, а на 40 станциях, кроме валовой пробы, опробованы 3 горизонта — верхний, средний и нижний. На южных и юго-западных станциях снег среднего горизонта отличался более плотной структурой, границы слоя маркировались ледяной коркой. В северных районах слоистость снега менее выражена.

Измерения содержаний дейтерия и кислорода-18 в осадках выполнялись на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L 2120-i в Научном парке Санкт-Петербургского государственного университета. Использованы стандарты V-SMOW-2, GISP, SLAP и USGS-45 и USGS-46. Ошибка измерения составляла $\pm 0,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 1\text{‰}$ для $\delta^2\text{H}$. Всего выполнено 174 анализа. Отрицательный дейтериевый эксцесс (8 проб) был принят, как диагностический признак испорченной при подготовке или хранении пробы и такие результаты исключены из рассмотрения. Контролем качества является также сравнение результатов анализа полной пробы и средневзвешенного значения послойного опробования.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Субмеридиональный профиль характеризует практически все орографические районы Карелии. Абсолютные отметки станций варьируют от 9 м (Северное Приладожье) до 175 м (Онежско-Беломорский водораздел). Субширотные профили оказались недостаточно представительными, чтобы отразить все региональные особенности.

В целом, в снежном покрове $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}..-21,1\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -118\text{‰}..-158\text{‰}$. Наиболее тяжелые составы $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}..-16,1\text{‰}$ отмечены на южном

берегу Белого моря (ст. 42, Сумской посад), в северном Приладожье (ст. 9) и в районе г. Олонца (ст. 14), что отражает комбинированное влияние широтного эффекта и эффект удаления от крупных водоемов. Наибольшее изотопное истощение $\delta^{18}\text{O}$ до $-21,1\text{ ‰}$ зафиксировано на севере республики и западном берегу Онежского озера в районе Пряжа–Петрозаводск–Гирвас (рисунок 2). При исключении точек с этого участка оказывается, что широта местности является определяющим фактором. Данная корреляция является результатом регионального тренда зимней температуры воздуха. Легкий изотопный состав аномальной зоны, вероятно, связан с установлением температурной инверсии в долинах крупных рек Шуя и Суна в зимнее время.

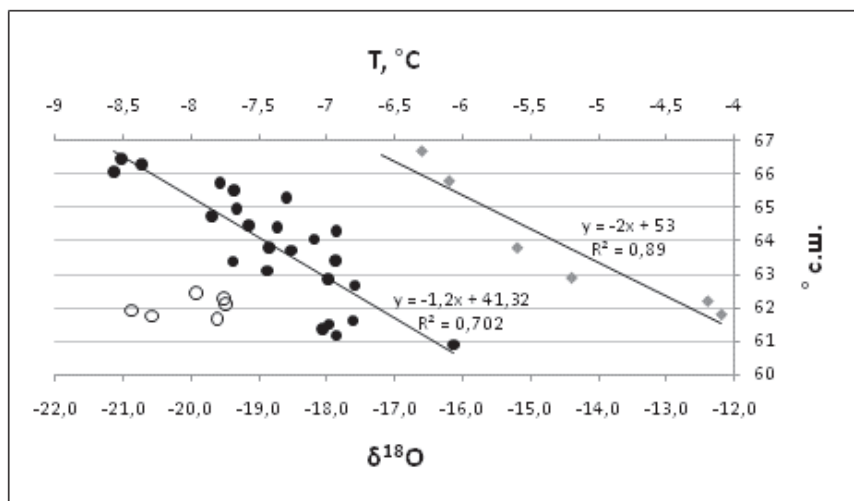


Рис. 2. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ (черные точки), средней температуры воздуха периода осадконакопления (ромбы) и широты местности для субмеридионального профиля снегового опробования (незалитые кружки — пробы снега в районе Пряжа–Петрозаводск–Гирвас).

На рис. 3 показан изотопный состав валовых проб снега относительно глобальной (ГЛМВ) и локальной (ЛЛМВ) линий метеорных вод. Уравнение ЛЛМВ $\delta^2\text{H} = 7,65 \times \delta^{18}\text{O} + 5,4$ получено на основании непрерывных рядов наблюдений в 2009–2017 г. в г. Петрозаводск. Линия аппроксимации для валовых проб пересекает ЛЛМВ в точке $\delta^{18}\text{O} \approx -23\text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -167\text{ ‰}$ и соответствует среднему составу снега

за январь (таблица). Самый легкий средневзвешенный изотопный состав снега отмечен в январе 2016 г., при экстремальных значениях $\delta^{18}\text{O} = -30\text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -222\text{ ‰}$ и температуре воздуха до $-29,1^\circ\text{C}$. В декабре 2015 г. средневзвешенный изотопный состав снега был наиболее тяжелым, при экстремальных значениях $\delta^{18}\text{O} = -12,6\text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -96\text{ ‰}$.

Таблица. Средневзвешенные месячные значения изотопного состава зимних атмосферных осадков в г. Петрозаводск в зиму 2015–2016 г.

Период наблюдений	Количество проб	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^2\text{H}, \text{‰}$
Ноябрь 2015	7	-16,4	-122
Декабрь 2015	3	-14,6	-113
Январь 2016	6	-22,4	-164
Февраль 2016	4	-17,4	-125

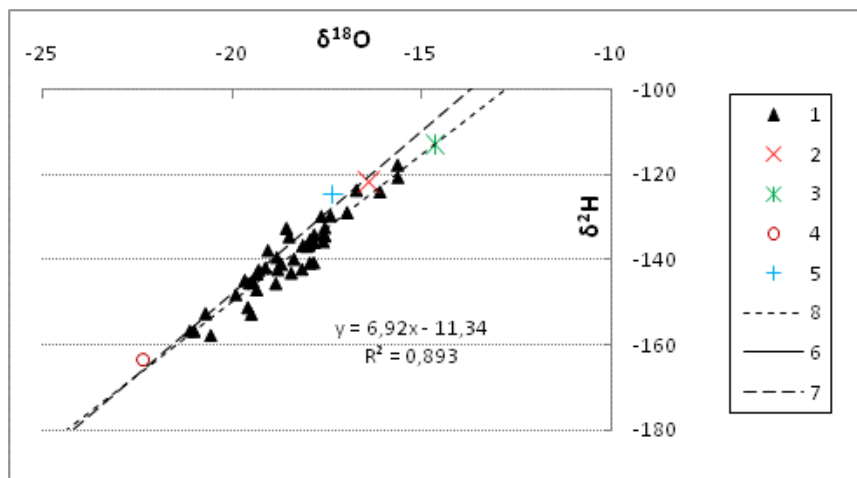


Рис. 3. Изотопный состав снега (1) и среднеемесячный изотопный состав зимних атмосферных осадков (2 – ноябрь 2015; 3 – декабрь 2015; 4 – январь 2016; 5 – февраль 2016); 6 – ГЛМВ, 7 – ЛЛМВ, 8 – линия аппроксимации изотопного состава снега (уравнение на диаграмме).

Вариации изотопного состава снега в выпадениях связаны с приходом воздушных масс из различных регионов. Так воздушные массы, содержащие изотопически тяжелую влагу, поступают, преимущественно, с запада и юго-запада, а содержащие изотопически легкую влагу – с севера и востока (рис. 4).

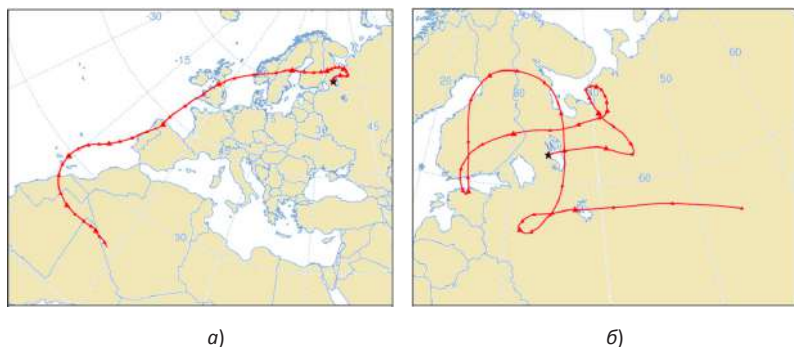


Рис. 4. Обратные траектории движения воздушных масс для высоты 200 м, восстановление на 5 суток для 24.12.15 (а) и 13.01.16 (б). Для построения использован инструмент HYSPLYT с сайта NOAA.

В южной Карелии в валовых пробах снега на профиле Светозеро–Сортавала $\delta^{18}\text{O} = -18,8..-15,7 \text{ ‰}$, а в северной на профиле Кочкома–Костомукша $\delta^{18}\text{O} = 17,6..-19,1 \text{ ‰}$. Станции 42, 43 на южном побережье Белого моря отличаются от выявленной широтной закономерности аномально тяжелым изотопным составом $\delta^{18}\text{O} = -15,7$ и -17 ‰ , что объясняется влиянием моря. По субширотным профилям явных региональных трендов изменения изотопного состава снега не выявлено.

На большинстве станций в разрезе снега отмечаются значительные изменения изотопного состава с глубиной. Поверхностный снег, как правило, более изотопически тяжелый, чем нижний. Крайние значения на станции 15 составили $\delta^{18}\text{O} = -15,4$ и $-23,3 \text{ ‰}$ (рисунок 5а). В снежных колонках юго-западного района, где четко выделяется слой измененного, часто более темного снега, средний слой оказывается тяжелее поверхностного (рис. 5б). В центральных и северных районах, напротив, на фоне изотопного облегчения с глубиной средний слой снега изотопически легче нижнего (рис. 5в). Вариации изотопного состава зависят от местных условий снегонакопления.

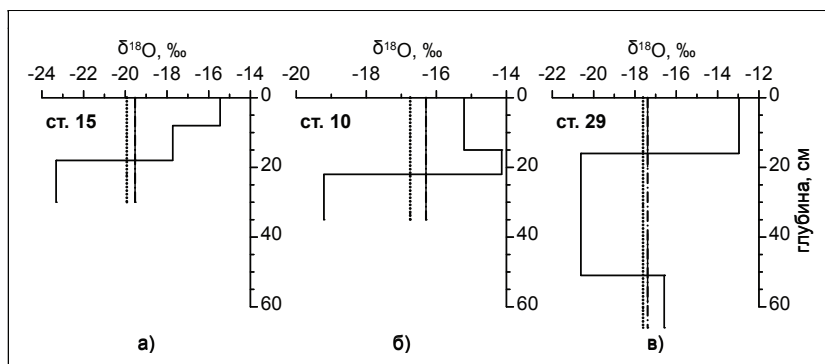


Рис. 5. Распределение $\delta^{18}\text{O}$ в снежных колонках Карелии по глубине. Вертикальные линии на графиках: пунктирная — значение $\delta^{18}\text{O}$ полной колонки валовой пробы снега; штрих-пунктирная — средневзвешенное по трем горизонтам при поинтервальном опробовании.

Для станций с послойным опробованием снежного покрова рассчитан средневзвешенный изотопный состав с учетом объема талой воды из проб каждого горизонта. Сравнение результатов опробования полной колонки и средневзвешенных значений по горизонтам (t -тест 0,02) показало хорошую сходимость, что свидетельствует о том, что опробование путем отбора полной колонки является достаточно информативным способом изучения изотопного состава снежного покрова.

ВЫВОДЫ

Снеговое питание, как правило, преобладает в речном и подземном стоке Карелии. Оценка изотопного состава снеготалого питания была выполнена в конце зимы 2015–2016 г. (март) прямым опробованием снеговой толщи. Опробование выполнено по субмеридиональному и 2 субширотным (в южной и центральной Карелии) профилям. На 45 станциях отбирались полные снежные колонки, на 40 дополнительно исследованы поинтервальные разрезы. Изотопный состав снега варьирует в пределах $\delta^{18}\text{O} = -15,7..-21,1$ ‰, $\delta^2\text{H} = -118..-158$ ‰, существенно меньших, чем осадки за это же время $\delta^{18}\text{O} = -8,7..-30,9$ ‰, $\delta^2\text{H} = -77..-239$ ‰. Облегчение изотопного состава снега происходит с юга на север региона в соответствии с понижением зимней температуры воздуха, а также при удалении от крупных водоемов. В субширотном направлении явных региональных трендов изменения

изотопного состава снега не выявлено. Обнаружены локальные аномалии облегчения изотопного состава снега (район Петрозаводск–Пряжа–Гирвас), коррелирующие с инверсией температуры воздуха. Изменения изотопного состава в разрезе снежного покрова носят, в целом, хаотичный характер, хотя на юге и юго-западе Карелии самые легкие значения фиксируются в нижней части колонки снега. Локальный (для отдельных водосборов) суммарный состав снега за зиму, по-видимому, не может быть оценен даже приближенно из наблюдений за атмосферными осадками, если станция мониторинга удалена.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00766).

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли // М., Научный мир, 2009, 632 с.
- [2] Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. Изд-во Московского ун-та, 2000. – 616 с.
- [3] Kozachek A., Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S., Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores // *Clim. Past*, 13, 2017, pp 473–489.
- [4] Васильчук Ю.К., Чиждва Ю.Н., Будандцева Н.А., Лычагин М.Ю., Поповнин В.В., Ткаченко А.Н. Изотопный состав зимнего снега на хребте Аибга (Красная Поляна), Западный Кавказ // *Арктика и Антарктика*, 2017, № 3, с. 99–118.
- [5] Чиждва Ю.Н., Васильчук Дж.Ю., Йошикава К., Будандцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станиловская Ю.В., Васильчук Ю.К., Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона // *Лёд и Снег*, 2015, Т. 55, № 3, С. 56–66
- [6] Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // *Лёд и Снег*, 2010, № 1 (109), С. 58–72.
- [7] Малыгина Н.С., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Жирков А.Ф., Железняк М.Н., Изотопный состав атмосферных осадков и

- снежного покрова в г. Якутске // Наука и образование, 2015, №3, С. 10–15
- [8] Васильчук Ю.К, Чиждова Ю.Н, Палеш В. Тренд изотопного состава отдельного зимнего снегопада на северо-востоке Европы // Криосфера земли, Том IX, № 3, 2005, С. 81–87
- [9] Назарова Л.Е. Атмосферные осадки в Карелии // Труды Карельского научного центра РАН, № 9, Серия Лимнология, 2015, С. 114–121.
- [10] Назарова Л.Е. Изменчивость средних многолетних значений температуры воздуха в Карелии // Известия русского географического общества, 2014, Т.146, вып.4, С. 27–33.

ЛЕДНИКИ И КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ

В. М. Лыткин

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Россия

АННОТАЦИЯ

Ледники и каменные глетчеры являются наиболее яркими проявлениями горной криолитозоны, формируя в верхнем поясе гор специфические гляциально-криогенные комплексы (ГКК), тесно связанные в пространственном и генетическом отношении [1]. Реакция ГКК на происходящие климатические изменения неоднозначна. За последние полвека фиксируется стремительное сокращение ледников по всему миру, в то же время установлена активизация процессов формирования каменных глетчеров, многие из которых ускоряют свое движение.

Современные ледники на северо-востоке Якутии распространены в хребтах Сунтар-Хаята, Черского и Орулган. В период создания Каталога ледников СССР их общая площадь составляла 375,38 км². К настоящему моменту они заметно отступили, так ледники хребта Сунтар-Хаята сократились на 36% [2], хребта Орулган на 62% [3], хребта Черского на 28% [4]. Деградация ледников приводит либо к отступанию края ледника и формированию блоков льдистой морены, либо к формированию абляционного щебнисто-глыбового чехла на значительной площади, которая для малоподвижных каровых ледников является началом образования комплексных каменных глетчеров.

Каменные глетчеры широко распространены в перигляциальном поясе северо-востока Якутии, но до настоящего времени являются малоизученными объектами горной криолитозоны. В результате дистанционного картографирования и полевых натурных наблюдений впервые были установлены каменные глетчеры на хребте Сунтар-Хаята, которые ранее считались «псевдотеррасами», «фрагментами конечно-моренных валов позднеплейстоценовых оледенений» [5]. Установленные каменные глетчеры различных типов распространены в интервале высот от 1300 до 2400 м н.у.м. и вместе с ледниками являются индикаторной формацией горной криолитозоны и перигляциального пояса.

Ключевые слова: современное оледенение, каменные глетчеры, горная криолитозона, дистанционное картографирование.

ИЗУЧЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ В XX ВЕКЕ

Впервые ледники северо-востока Якутии были обнаружены в конце 30-х гг. XX столетия в период работы Индигирской экспедиции Дальстроя. Важнейшим этапом в изучении современного горного оледенения региона послужило проведение аэрофотосъёмок, на-

чатых в 1944 г. экспедицией Дальстроя. На основе результатов аэрофотосъемки была организована географическая партия для изучения ледников северо-востока Якутии. Проведя значительные маршрутные исследования в различных частях региона, Л. Л. Берман первым опубликовал количественные данные о современном оледенении верховий реки Индигирки, включающий горный массив Буордах (хребет Черского), хребет Сунтар-Хаята, Мюрелинский, Кухтинский и г. Чен. В составленном каталоге ледников, общая площадь современного оледенения составила — 588,8 км² [6]. Позже, в 1955 году вышла в статья А. П. Васьковского, в которой были даны наиболее репрезентативные результаты исследований современного оледенения Северо-Востока СССР. Особое внимание автор акцентирует на крайне незначительную энергию оледенения, что было подтверждено в ходе последующих исследований. Кроме того, А. П. Васьковским была проведена повторная оценка суммарной площади ледников северо-востока Якутии, составившая 393 км² [7].

Важнейшим периодом изучения ледников северо-востока Якутии стали гляциологические исследования в рамках комплексной гляцио-геокриологической экспедиции Международного геофизического года. Исследования выполнялись на протяжении 3 лет с ноября 1956 до сентября 1959 г. Ключевым объектом изучения был выбран ледник № 31, расположенный в северном массиве хребта Сунтар-Хаята. В целом за период исследований на леднике № 31 внимание было акцентировано на следующие вопросы: морфология и детальная топографическая съемка поверхности, количественная оценка питания, абляции и баланса, оценка скорости поверхностного движения на основе реперов, изучение внутреннего строения и измерение температур на основе буровых скважин. В ходе работ экспедиции, также были выполнены наблюдения на некоторых других ледниках, а на основе стереоскопической аэрофотосъемки 1944–1947 гг. был составлен полный каталог ледников хребта Сунтар-Хаята с оценкой их площади. Суммарная площадь ледников хребта составила 206 км² [8].

В 70-х гг. в районах современного оледенения северо-востока Якутии выполнялись исследования экспедиции Института географии АН СССР, Института мерзлотоведения АН СССР по составлению Каталога ледников СССР. Институт географии АН СССР свои исследования проводила на хребте Сунтар-Хаята. В ходе экспедиции

выполнены аэровизуальные наблюдения и наземные работы с целью оценки пригодности аэрофотосъемочных материалов, также исследовались характер и направленность изменений площади оледенения, происшедших с периода МГГ. Итоги данной работы использовались для составления Каталога ледников СССР, в котором для хребта Сунтар-Хаята указана площадь оледенения 199,4 км² [9]. С 1971 по 1975 гг. экспедиция Института мерзлотоведения работала в хребте Черского. В результате была дана подробная характеристика современного оледенения, приведены фактические материалы о количестве, морфологии и режиме ледников, оценены масштабы оледенения. Данные этих исследований легли в основу Каталога ледников СССР, где суммарная площадь ледников хребта составила 156 км²[9].

Если современное оледенение северо-востока Якутии достаточно изучено, то сведения о каменных глетчерах северо-востока Якутии крайне скудны, а порой даже противоречивы. Так в период проведения комплексной гляцио-геокриологической экспедиции Международного геофизического года в хребте Сунтар-Хаята М. М. Корейша описывает расположенные в долине р. Бургали присклоновые каменные глетчеры, как «коллювиальные террасы». Е. М. Катасонов [5] идентифицировал их как «псевдотеррасы», И. А. Некрасов [5] эти образования именовал «обвальнo-моренными комплексами, осложненными склоновыми отложениями». К сожалению, все перечисленные авторы ничего не упоминают о морфологии поверхности и фронтального откоса, пластических деформациях и признаках течения. Присклоновые каменные глетчеры отмечены в массиве Буордах (хребет Черского) Заморуевым В. В. в 1975 году, назвал их «псевдотеррасами» и рассматривал, как разновидность каменных глетчеров. Приведя некоторое описание морфологии, им отмечено, что они имеют крутизну откоса порядка 40–45°, поверхность лишена растительности и откос движется, как неустойчивая осыпь.

Слабая изученность каменных глетчеров объясняется тем, что общие теоретические представления о них как независимом морфогенетическом типе, а также геоморфологические и дешифровочные дистанционные признаки в отечественной литературе сформулированы относительно недавно. Каменные глетчеры не включены в легенды Государственных геологических карт, поэтому в различных случаях картографировались как обвальнo-осыпные, ледниковые, солифлюкционные и другие образования.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛЕДНИКОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ

Очередные работы по изучению оледенения северо-востока Якутии выполнены лишь тридцать лет спустя в начале XXI века. Эти исследования заключались в оценке степени сокращения ледников на фоне глобальных климатических изменений и прогноз их динамики на ближайшее будущее. Такие работы выполнены для ледников хребта Сунтар-Хаята, Черского и Орулган.

В 2001 г. в рамках совместной экспедиции Института географии РАН и Института низких температур Университета Хоккайдо были исследованы ледники хребта Сунтар-Хаята. Работы проводились преимущественно в Северном массиве хребта. В ходе работ было установлено отступление края ледника № 31 на 200 м по горизонтали и на 20 м по вертикали за период с 1959 по 2001 гг. [10]. Кроме того, по итогам работ были выполнены прогнозы отступления ледника № 31 на основе оценок баланса его массы и изменения климатических параметров всего региона (Ананичева 2003а, 2003б; Калужникова, 2005).

В 2006 г. на основе изучения космических снимков Landsat 2003 г. [11] для территории хребта Сунтар-Хаята было насчитано 195 ледников общей площадью 163 км². В сравнении с данными М.М. Корейши это эквивалентно сокращению площади примерно на 20% за период с 1945 по 2003 г. По мнению исследователя, сокращение ледников на протяжении 57 лет происходило со средней скоростью около 0,37%/год. Особенно противоречивые результаты оказались получены тем же автором на основе моделирования оледенения хребта Сунтар-Хаята с использованием климатических моделей ЕСНАМ4 и ЕСНАМ5 [11]. Наиболее пессимистичный из них предсказывает сокращение суммарной площади оледенения хребта до 9 км² к интервалу 2040–2060 гг. и полное исчезновение ледников к 2070 году. Более оптимистичный прогноз для этого же периода предсказывает к 2040–2060 гг. сокращение площади оледенения только до 111 км². В 2011 г. был опубликован совершенно иной прогноз динамики оледенения хребта, согласно которого при существующем тренде климатических изменений ледник № 31 сократится только наполовину только через 400 лет, а через 1000 лет — на 80% [12].

В период с 2012 по 214 гг. на ледниках хребта Сунтар-Хаята были проведены совместные работы Института мерзотоведения с Ис-

следовательским институтом глобальных изменений (Япония). В результате исследований были получены новые данные о сокращении ледников этого региона. По результатам этих исследований площадь оледенения хребта Сунтар-Хаята с середины прошлого века до настоящего времени сократилась с 200 до 130 км², что вызвано повышением местной снеговой границы на 61 ± 38 м с 2346 ± 56 (1959 г.) до 2407 ± 55 м н.у.м. (2011 г.). В период работы экспедиции также были изучены прилегающие к языку ледника № 31 морены и оценен их возраст, с применением методов лихенометрии и теста остаточной прочности. Полученные данные о возрасте морен свидетельствуют, что максимальных размеров ледники региона достигли уже в первую фазу Малого ледникового периода (XI–XV вв.) и сохраняли практически стационарное состояние вплоть до середины XIX в. [13].

Если на хребте Сунтар-Хаята вплоть до настоящего времени велись натурные исследования ледников, то ледники хребта Черского и Орулган исследовались лишь дистанционными методами и касаются, прежде всего, изменению их площади. Так группа авторов [3] проведя анализ космических снимков ASTER для хребта Орулган, и сравнивая эти результаты с данными Каталога ледников СССР, пришли к выводу, что 30% ледников исчезла за 50 лет, а средняя степень сокращения составила 62%. Также были даны расчетные оценки будущего состояния ледников при увеличении глобальной температуры на 1,5 °C по сравнению с уровнем 1981–2000 гг., а также при реализации сценария RCP4,5 с помощью модели ЕСНАМ 4, в результате было получено, что ледники региона исчезнут к середине XXI века. Для ледников хребта Черского были получены сведения о их динамике с использованием космических снимков Landsat [4]. По результатам этих исследований, ледники этого региона с 1970 до 2001 гг. сократились на 28% и общая площадь составила 113 км².

КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ

Впервые для северо-востока Якутии были учены каменные глетчеры на хребте Сунтар-Хаята. Для их изучения были применены методы дистанционного картографирования и натурные наблюдения на ключевом участке, для заверки дешифровочных признаков. Полевое изучение каменных глетчеров выполнялось в бассейне верхнего течения р. Бургали, истоки которого расположены на се-

верном склоне г. Мус-Хая (2959 м). Здесь в истоках реки расположены несколько крупных долинных ледников. Первый присклоновый каменный глетчер расположен в борту троговой долины и находится на расстоянии 1 км. от края ледника № 29 в интервале высот 1950–1980 м н.у.м. Он имеет длину около 126 м, ширину 600 м, максимальную мощность 35–40 м. Каменный глетчер имеет форму полумесяца, ориентированной выпуклой частью в северо-восточном направлении. Поверхность каменного глетчера слабо наклонена в сторону тальвега и сложена щебне-глыбовым материалом верхоянского комплекса (высоко метаморфизованные кремнистые алевролиты и песчаники). На поверхности каменного глетчера проявляется полигональные трещины, с диаметром ячеек 15–20 м. Следующий каменный глетчер расположен на расстоянии около 8 км от края ледника № 31 в правом борту троговой долины северо-западной экспозиции в интервале высот 1780–1820 м н.у.м. Каменный глетчер образован серией слившихся лопастей длиной до 200 м, каждая из которых питается из 1–2 осыпных конусов. Общая ширина каменного глетчера достигает 1800 м, площадь 0,4 км², а максимальная мощность 70 м. Каменный глетчер резко напользает на задернованную травянисто-кустарничковой растительностью поверхность поймы р. Бургали, высота которой составляет 2–3 м. Его прямой фронтальный откос крутизной 40–50° и высотой до 70 м свидетельствует о высокой активности. Бровка и подошва фронтального откоса извилистые, что связано с различной активностью и неодинаковыми скоростями движения отдельных лопастей каменного глетчера. Поверхность слабо наклонена в сторону тальвега, имеет бугристо-ямчатый микрорельеф и разбита множеством разнонаправленных глубоких трещин, в которые погружаются глыбы и щебень.

После идентификации каменных глетчеров, заверки дешифровочных признаков и изучении морфологии удалось их картографировать с применением космических снимков высокого разрешения. При идентификации каменных глетчеров мы использовали наиболее рациональные элементы классификации Д. Барша [14]. В результате картографирования в пределах хребта Сунтар-Хаята было установлено 540 каменных глетчеров, среди них 47 каровых и 493 присклоновых. В группе каровых каменных глетчеров преобладают активные простые и комплексные каменные глетчеры, имеющие несколько разновозрастных генераций. Среди присклоновых установлено 450 полилопастных каменных глетчеров, у ко-

торых насчитано 161 активных, 174 неактивных, 112 отмерших индивидуальных лопастей. К простым эмбриональным каменным глетчерам отнесено 43 каменных глетчера. Анализ частотных распределений позволяет полагать, что каменные глетчеры рассматриваемого района распределены в интервале абсолютных высот от 1297 до 2402 м. Вместе с тем, основная часть активных образований приурочена к интервалу 1500–1900 м н.у.м.

Проведённые полевые работы и дистанционное картографирование ледников и каменных глетчеров позволили установить зональный характер распределения ледников и каменных глетчеров. При этом ледники и каменные глетчеры являются индикаторами следующих границ поясов: 1) нивально-гляциальный пояс приурочен к интервалу 2400–3000 м, простираясь выше современной снеговой границы (2407 ± 55 м). Ведущую роль морфогенеза здесь играют современные ледники и снежно-фирновые поля, занимающие большую часть площади; 2) гляциально-криогенный пояс расположен в пределах 2400–2000 м. В этом интервале находится зона абляции современных ледников, а также пояса позднеголоценовых морен с ядрами метаморфических льдов, активные каровые, присклоновые и приледниковые каменные глетчеры и современные флювиогляциальные конусы; 3) высокогорный криогенный пояс приурочен к интервалу 2000–1700 м. Здесь на крутых склонах U-образных долин, выработанных позднеплейстоценовыми ледниками, активно развиваются обвальнo-осыпные процессы и отложения. Индикаторными морфоскульптурными образованиями в пределах пояса являются присклоновые каменные глетчеры лопастевидного типа, разнообразные по размерам и протяженности; 4) низкогорный криогенный пояс расположен в интервале высот 1700–1400 м, его нижняя граница маркируется положением современной границы древесной растительности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледники и каменные глетчеры на северо-востоке Якутии изучены неоднородно. Ледники данного региона изучены наиболее разносторонне, среди всех горных областей северо-востока Якутии наиболее изученным остается хребет Сунтар-Хаята. Так в научной литературе встречаются работы, посвященные отдельным вопросам о различных аспектах ледников, начиная с середины XX века до настоящего времени. Наименее изученным в этом плане остается

ледниковая область хребта Орулган, которая расположена в арктической зоне и является наиболее труднодоступным. Следует отметить, что в последний период изучения ледников стали применять дистанционные методы исследований, результаты которых являются наиболее противоречивыми, а полученные прогнозные модели на их основе дискуссионными.

Каменные глетчеры северо-востока Якутии остаются «белым пятном» в мировой науке, несмотря на то, что их морфоклиматические условия благоприятны для формирования каменных глетчеров. Впервые на основе дистанционного картографирования их удалось каталогизировать и выявить некоторые особенности распространения лишь для хребта Сунтар-Хаята.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследования выполнено при финансовой поддержке НОФМУ в рамках проекта № :17–2–009477 «Научно-Образовательный фонд как инструмент молодых ученых для повышения профессиональной компетенции и популяризации науки», 201712010011» и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18–35–00402 мол_а.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры Северо-Востока России, Материалы гляциологических исследований, Россия, т. 98, С. 30–43, 2005.
- [2] Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т. Совершенствование ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки, Лёд и Снег, Россия, № 4 (124), С. 30–42, 2013.
- [3] Ананичева М.Д., Кренке А.Н. Новые оценки и элементы прогноза состояния ледников хребта Орулган, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, Россия, Т. 25, С. 154–174, 2013.
- [4] Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг., Материалы гляциологических исследований, Россия, № 101, С. 163–168, 2006.

- [5] Некрасов И. А., Максимов Е. В., Климовский И. В. Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья, Россия, 151 с, 1973.
- [6] Берман Л. Л. Современное оледенение верховьев р. Индигирки, Вопросы географии, Россия, Выпуск 4, С. 33–67, 1947.
- [7] Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на современном побережье Охотского моря, Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири, Россия, 1959, С. 510–556.
- [8] Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята, Гляциология, Россия, № 11, 169 с, 1963.
- [9] Каталог ледников СССР, т. 17, вып. 1, 2, 3, 7, ч. 3; т. 19, ч. 3, Россия, 1977.
- [10] Ананичева М. Д., Давидович Н. В., Кононов Ю. М., Корейша М. М., Ямада Т., Такахашаи Ш., Шираива Т. Ледники северного массива Сунтар-Хаята: изменения со времени Международного геофизического года, Материалы гляциологических исследований, Россия, № 95, С. 85, 2003.
- [11] Ананичева М. Д. Поля гляциологических характеристик для сценария ЕСНАМ-4: северо-восточная Сибирь и Камчатка, Материалы гляциологических исследований, Россия, № 107, С. 81–86, 2009.
- [12] Takahashi S., Sugiura K., Kameda T., Enomoto H., Kononov Yu., Ananicheva M. D., Kapustin G. Response of glaciers in the Suntar-Khayata range, eastern Siberia, to climate change, *Annals of Glaciology, Great Britain*, № 52(58), P. 185–192, 2011.
- [13] Галанин А. А., Лыткин В. М., Федоров А. Н., Кадота Т. Возраст и размеры последнего ледникового максимума хребта Сунтар-Хаята на основе лишенометрии и теста остаточной прочности, Криосфера Земли, Россия, Т. XVIII, № 2, С. 72–83, 2014.
- [14] Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments, Germany, 331 p., 1996.

НОВЫЕ ОСТРОВА НОВОЙ ЗЕМЛИ. ИЗУЧЕНИЕ ТАЯНИЯ ЛЕДНИКОВ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ ПО КОСМОСНИМКАМ НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКОВ НАЦПАРКА «РУССКАЯ АРКТИКА»

А. В. Макаренко^{1,2}, В. С. Саенко^{1,3}, А. А. Кучейко¹

¹РискСат компания, Россия;

²Лицей Дедовска Московской области;

³Лицей N17 Химки Московской области Российской Федерации

NEW ISLANDS IN NOVAYA ZEMLYA. GLACIERS RETREAT STUDIES BASED ON SATELLITE IMAGES IN “RUSSIAN ARCTIC” NATIONAL PARK IN NOVAYA ZEMLYA ARCHIPELAGO

**Artem V. Makarenko², Valeria S. Saenko^{1,3}, Alexey A.
Kucheiko¹**

¹RISKSAT company, Russia;

²Lyceum Dedovsk, Moscow Region;

³Lyceum N17, Khinmki, Moskow Region, Russia.

АННОТАЦИЯ

Выполнены измерения динамики таяния 11 ледников архипелага Новая Земля, входящих в состав НП «Русская Арктика» за 2016 и 2017 годы и проведено сравнение среднегодовых изменений с предшествующими годами, начиная с 1952, по спутниковым изображениям Landsat-5,—7,—8 и Sentinel-1A,—1B,—2A с пространственным разрешением 10–15 м/пиксель. Выполнена оценка высоты фронта и скорости движения льда у ледников по радиолокационным и оптическим изображениям. Приведены примеры изменения береговой линии из-за сокращения площади выводных ледников, что привело к появлению новых островов и мысов. Проведены исследования двух новых островов, образовавшихся после отступления ледника Визе зимой 2015–2016 года и ледника Вилькицкого Южный осенью-зимой 2017 года.

Ключевые слова: ледник, Новая Земля, остров, площадь

Введение

Ледниковая система архипелага Новой Земли является крупнейшей по площади в Российской Арктике, изучение её динамики позволяет говорить о тенденциях в изменении климата на планете. Общей тенденцией в динамике новоземельских ледников начиная с 1950-х гг. является постепенная деградация их покровного оде-

нения, в результате чего появляются новые заливы, бухты, острова и мысы.

Изменения в очертании береговой зоны за последние 100 лет хорошо видны при сравнении карты Новой Земли, составленной русским полярником В.А. Русановым в 1910 г. [1], и современного космоснимка. Сегодня для изучения динамики ледников широко применяются методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса, в частности, оптические и радиолокационные спутниковые изображения.

Район исследования — 11 ледников западного побережья Северного острова архипелага Новой Земли (рис.2), входящие в состав национального парка (НП) «Русская Арктика». Кроме того, исследованы ледники Вилькицкого Северный и Южный (№ 67 и 68 по каталогу ледников СССР), где в 2017 году обнаружен новый остров (рис. 1).

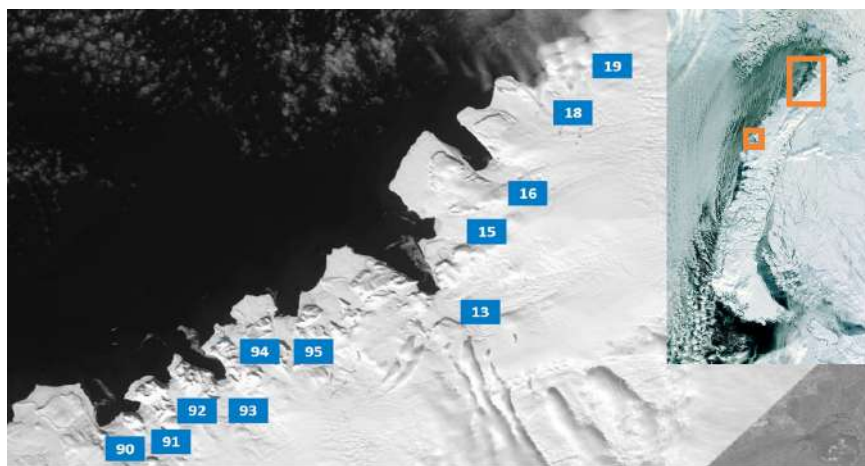


Рис. 1. Районы исследования показаны на врезке цветными прямоугольниками. На спутниковом снимке Landsat-8 напротив исследуемых ледников НП «Русская Арктика» приведены их номера по Каталогу ледников СССР.

Оценка изменения площади выводных ледников за определенные периоды (1952–2001 и 2001–2015) осуществлялась путем ручной векторизации фронтальной части на геопривязанных оптических космоснимках спутников Landsat-5, -7, -8 и Sentinel-2 с пространственным разрешением 30 м, 15 м и 10 м, собранных в веб-ГИС приложении «Геомиксер», и измерения площади между фронтами ледника на разные моменты съемки.

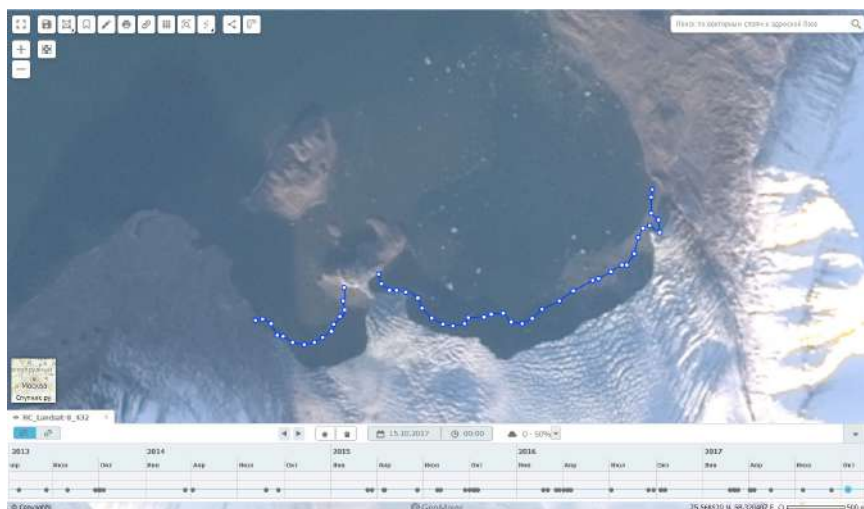


Рис. 2. Оцифровка фронтальной линии ледника Вильицкого в веб-приложении «Геомиксер».

Для определения положения фронтов ледников за 1952 год и 1970-е годы использовались карты 1970-х годов (с обстановкой по данным аэрофотосъемки 1952 года) и рассекреченные космоснимки программы «Кихоул» (США). Среднегодовая скорость отступления или наступания ледника рассчитывалась по относительному изменению площади выводной части ледника за исследуемый период (измерялась в $\text{км}^2/\text{год}$ или $\text{га}/\text{год}$). В целях получения точных оценок годовой динамики ледников использовались космоснимки, сделанные в конце периода абляции до выпадения нового снега (август-сентябрь). В качестве исходных данных использовались также результаты по динамике ледников за 1952–2001, полученные в работе А. Ф. Глазовского [Глазовский А. Ф. Новая Земля. В кн.: Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. Отв. ред. В. М. Котляков. Москва.: Наука, 2006. С. 105–107]. Изменение площади ледников рассчитано по снимкам Landsat-7 (16.06.2001, 25.06.2001, 20.07.2001, 08.08.2001) и Landsat-8 (31.07.2015, 10.09.2016, 19.09.2016, 17.09.2017 и 13.10.2017).

Скорость движения льда определена методом когерентного детектирования сдвига по амплитуде сигналов пары радиолокационных изображений (РЛИ) спутника Sentinel-1 с помощью программы

SNAP (измерялась в м/сутки или км/год). Для сопоставления показателей динамики ледников использовались опубликованные результаты исследований Zeeberg & Forman (2001), А. Глазовского (2006), А. Кураева (2006) и др. [1–4].

ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты измерений по спутниковым изображениям сведены в табл. 1.

Таблица 2. Среднегодовая скорость таяния 11 ледников национального парка «Русская Арктика» в 1952–2017 гг.

Годы	1952–2001	2001–2015	2016	2017
Средняя годовая скорость, км ² /год	-1,59	-3,34	-10	-3,2

Основной тенденцией является ускорение деградации исследованных ледников Новой Земли. Среднегодовая скорость отступания ледников в 2001–2015 гг. выросла в 2 раза по сравнению с периодом 1959–2001 до $-3,34$ км²/год с $-1,59$ км²/год (табл. 2). Динамика таяния ледников неравномерна в разные годы и среди разных ледников.

Выделена группа самых быстротающих ледников с выводной шельфовой частью: в 2016 году — ледники Веры, Мака, Павлова, Визе, в 2017 году — Павлова, Веры, Велькена. Разнонаправленную динамику демонстрируют ледники Анучина, Броунова и Иностранцева. Остальные ледники — отступающие, но относительно стабильные.

Самое быстрое таяние ледников отмечено в 2016 г., который был по данным Всемирной метеорологической организации стал рекордно теплым для северного полушария [5]. В 2016 г. ледники исследуемой группы потеряли в площади -10 км², что в 3 раза больше среднегодовой скорости отступания ($-3,34$ км²/год). Следует отметить, что площадь, потерянная ледниками в 2016 г., составила пятую часть от потерь за предшествующие 14 лет ($-46,8$ км² за 2001–2015 гг.). По полученным данным, динамика ледников НП «Русская Арктика» в 2017 году соответствует примерно среднестатистическим показателям за 2001–2015 гг.

В результате сокращения площади ледника Визе приблизительно в январе 2016 г. в заливе образовался новый остров с координатами

центра $76^{\circ}26'36''$ сш и $65^{\circ}10'37''$ вд (рис. 3). Остров имеет форму неправильного овала площадью около $0,1 \text{ км}^2$, максимальный размер по оси восток-запад — 540 м, по оси юг-север — 240 м. На детальных снимках видны коренные породы. Одной из причин разрушения ледника Визе зимой 2015–2016 гг. могла стать аномально теплая зима в Арктике, в результате чего широкий припай у ледников на западном побережье не устанавливался и наблюдалось отступление ледника даже в зимний период [6, 7].



Рис. 3. Динамика сокращения площади ледника Визе в 1952–2016 гг., в результате чего в 2016 г. в заливе перед фронтальной частью образовался новый остров. Снимок Sentinel-2A, 18.09.2016. ©ESA.

Высокая скорость отступления зафиксирована и у ледников Вилькицкого Южного и Северного, в результате у Южного ледника в декабре 2017 г. образовался новый остров площадью около $0,19 \text{ км}^2$, сложной формы размером 780 м на 410 м в районе с координатами центра $75,568582$ сш, $58,298478$ вд. (рис. 4–5).

Рядом с новым островом находятся ещё два, освободившиеся из-под льда в 2001–2010 гг. Следует отметить, что анализ теней на леднике позволил выявить нанутак, который в последующие годы после разрушения ледника также может стать новым островом. В ходе исследования на космоснимках зафиксировано изменение береговой черты полуострова из-за отступления и таяния ледника.



Рис 4. Динамика сокращения площади ледника Вилькицкого в 1952–2016 гг. Снимок Sentinel-2A, 18.09.2016. ©ESA.



Рис. 5. Появление нового острова у ледника Вилькицкий Южный в 2017 г. Слева—13.10.2017. Landsat-8; справа—08.03.2018, Sentinel-2A. ©USGS, ESA.

Изменение длины и формы мыса можно объяснить эрозионным действием волн залива и припайных льдов, а также тем, что мыс был сформирован из относительно мягких пород, вынесенных ледниками, которые после таяния и отступления обнажили борта мыса.

Проведена оценка максимальной скорости движения покровного льда на поверхности выводных ледников по парам РЛИ в 2017 г. с помощью процедуры офсетного детектирования сдвига по амплитуде сигналов (offset tracking), реализованной в программном комплексе SNAP. Полученные результаты приведены в таблице. Самая высокая скорость движения льда отмечена на леднике Иностранцева (2 м/сутки), на ледниках Велькена, Мака, Вера и Визе лед движется с максимальными скоростями от 1 до 1,4 м/сутки.

ВЫВОДЫ

Покровное оледенение исследованных ледников национального парка «Русская Арктика» архипелага Новая Земля продолжают быстро деградировать. Среднегодовая скорость отступления ледников в 2001–2015 гг. выросла в 2 раза по сравнению с периодом 1959–2001 (–3,34 км²/год и –1,59 км²/год). Динамика таяния ледников неравномерна в разные годы и среди разных ледников.

В 2016 году (рекордно теплом для северного полушария) зафиксировано аномально быстрое таяние ледников. Ледники исследуемой группы потеряли в площади –10 км², что в 3 раза больше среднегодовой скорости отступления (–3,34 км²/год). Площадь, потерянная ледниками в 2016 году, составила пятую часть от потерь за предшествующие 14 лет (–46,8 км² за 2001–2015).

В 2017 г. динамика ледников НП «Русская Арктика» в 2017 г. соответствует среднегодовым показателям за 2001–2015 гг. Наибольшие площади потери обнаружены у ледников Вера, Павлова и Велькена.

Быстрое таяние и отступление ледников способствовали образованию новых островов и мысов. В январе 2016 г в результате постепенного разрушения и отступления ледника Визе образовался новый остров. Площадь нового острова, которому дали временное название Хрустальный, составила 0,1 км², а размеры—240×540 м². В декабре 2017 года у ледника Вилькицкого Южного зафиксировано образование нового острова площадью около 0,19 км², сложной формы размером 410×780 м².

Максимальная скорость движения покровного льда различных ледников по данным анализа пар радиолокационных изображений Sentinel-1В в 2017 г. составили от 0,5 до 2 м/сутки. Самая высокая скорость, равная 2 м/сутки, зафиксирована на леднике Иностран-

цева; скорости более 1 м/сутки наблюдались на ледниках Велькена, Мака, Визе и Вера, а также Вилькицкого.

Результаты исследований представлены на Королевских молодежных чтениях в Самаре и в МДЦ «Артек» в 2016–2017 гг. [6–7].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Кравцовой В.И. доктору географических наук, ведущему научному сотруднику географического факультета МГУ им. М.С. Ломоносова, и Глазовскому А.Ф., кандидату географических наук, ведущему научному сотруднику Института географии РАН, за оказанную помощь при написании статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Zeeberg J., Forman S. Changes in glaciers extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century. *The Holocene* 2001. N11, pp. 161–175.
- [2] Kouraev A. Northern Novaya Zemlya outlet glaciers: 1990–2000 changes. // *LEGOS*, 2006.
- [3] Carr J., Stokes C., Vieli A., Recent retreat of major outlet glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic, influenced by fjord geometry and sea-ice conditions. // *J. Glaciology*, 2014. V.60- N. 219.
- [4] Глазовский А.Ф. Новая Земля. В кн.: Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. Отв. ред. В.М. Котляков. Москва.: Наука, 2006. С. 105–107.
- [5] WMO confirms 2016 as hottest year on record, about 1.1 °C above pre-industrial era. NASA, NOAA Data Show 2016 Warmest Year on Record Globally.
- [6] Саенко В.С., Кучейко А.А. Изучение динамики таяния ледника Визе на Новой Земле по данным оперативной космосъемки и исследование нового острова. Ялта, МДЦ «Артек», 5–26 апреля 2016 г.
- [7] http://new.risksat.ru/docs/%D0%90%D1%80%D1%82%D0%B5%D0%BA_%D0%9E%D1%81%D1%82%D1%80%D0%BE%D0%B2.pdf
- [8] А. Кучейко, А.В. Макаренко, Д.К. Ильин, В.С. Саенко. Оценка динамики ледников национального парка «Русская

Арктика» архипелага Новая Земля по спутниковым снимкам. // Земля из космоса—наиболее эффективные решения. 2017. № 8(24) с. 73–78. http://www.zikj.ru/images/no_24/ZIK24_73–79_kucheiko.pdf

- [9] Корнис А. В. Доклад «Северный флот и географические открытия современности. Имена на карте». Мурманск, 2017.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АНАБАРО-ХАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ

И. Е. Мисайлов, А. Р. Кириллин

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия
ventura-83@mail.ru

АННОТАЦИЯ

На основе геотермических исследований в глубоких скважинах дана характеристика геотемпературного поля и определена мощность толщи многолетнемерзлых пород в пределах Анабаро-Хатангской седловины. В лабораторных условиях были определены теплофизические параметры основных типов горных пород и оценена величина внутриземного теплового потока в мерзлой толще и подмерзлотном горизонте.

Ключевые слова: температура горных пород, геотермический градиент, мощность толщи мерзлых пород, внутриземной тепловой поток, теплофизические свойства.

GEOTHERMAL MEASUREMENTS OF THE ANABAR- KHATANGA SADDLE

I. E. Misaylov, A. R. Kirillin

Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia
ventura-83@mail.ru

ABSTRACT

Based on the geothermal measurements in deep boreholes, this study provides the first characterization of the subsurface temperature field and permafrost thickness inside of the Anabar- Khatanga saddle. The laboratory determinations of thermophysical properties for the main types of rocks, as well as the estimations of geothermal heat fluxes in and below the permafrost are presented.

Keywords: ground temperature, geothermal gradient, permafrost thickness, geothermal heat flux, thermophysical properties.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение особенностей распространения многолетнемерзлых толщ (ММТ) и её параметров является необходимым условием для оценки инженерно-геологических условий при разработке месторождений полезных ископаемых.

Основной целью исследований являлось получение данных о геотемпературном поле и оценке мощности многолетнемерзлой толщи

в пределах участка Хара-Тумус, расположенного на севере Красноярского края. В 2017 году проведены мерзлотно-геотермические исследования, в результате которых дана оценка мощности многолетнемерзлой толщи (ММТ); изучен температурный режим до глубины 1000 м; охарактеризованы теплофизические свойства основных типов горных пород и определена величина внутриземного теплового потока.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Район исследований расположен в пределах Анабаро-Хатангской седловины и административно относится к Таймырскому Долгано-Ненецкому муниципальному району в составе Красноярского края (рис. 1).



Рис. 1 Обзорная схема района работ

Климат района арктический. Среднегодовая температура воздуха $15\text{--}17^{\circ}$ ниже нуля. Общее количество осадков за год достигает $350\text{--}400$ мм. Зима наступает во второй половине сентября и длится до середины мая. В зимний период воздух охлаждается до $35\text{--}45^{\circ}\text{C}$. Лето короткое— $1,5\text{--}2$ месяца со среднемесячной температурой $3\text{--}5^{\circ}$ выше нуля, максимальной $16\text{--}18^{\circ}$ выше нуля. В течение лета оттаивает лишь незначительный почвенный горизонт, на котором господствуют тундровые мхово-лишайниковые растительные ассоциации с редкими мелкими кустарниками карликовой берёзки и полярной ивы, распространёнными в основном по долинам рек и ручьёв.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно геокриологической карте (Кондратьева К. А. и др., 1996) и монографии Геокриология СССР (Геокриология СССР, 1989) в районе исследований многолетнемерзлые породы развиты повсеместно и характеризуются сплошным распространением по территории. В целом по району предполагаемая мощность ММТ оценивается от 500 до 700 м, а среднегодовая температура пород составляет $-9\text{--}10^{\circ}$.

В процессе проведения полевых работ в 2017 г., для характеристики температурного поля проведены мерзлотно- геотермические исследования до глубины 1000 м, которые позволили оценить глубину залегания нулевой изотермы (мощность многолетнемерзлой толщи) (рис. 2).

Температура горных пород на глубинах 100 , 300 , 500 и 1000 метров соответственно равна $-10,2$; $-7,2$; $-1,7$ и $13,8^{\circ}\text{C}$.

В мерзлой толще в интервале глубин от 10 м до 110 м наблюдается отрицательная слабо градиентная зона (до $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{м}$), далее со 120 м до 360 м отмечено повышение градиента температуры до $1,8^{\circ}\text{C}/100$ м и с глубины 360 м до 570 м геотермический градиент составляет $2,9^{\circ}\text{C}/100$ м.

В подмерзлотном горизонте величина геотермического градиента варьирует от $2,9$ до $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{м}$, а в интервале глубин $590\text{--}1000$ м имеет среднее значение $3,2^{\circ}\text{C}/100\text{м}$.

По данным полученным температурных измерений мощность многолетнемерзлой толщи составляет 575 м.

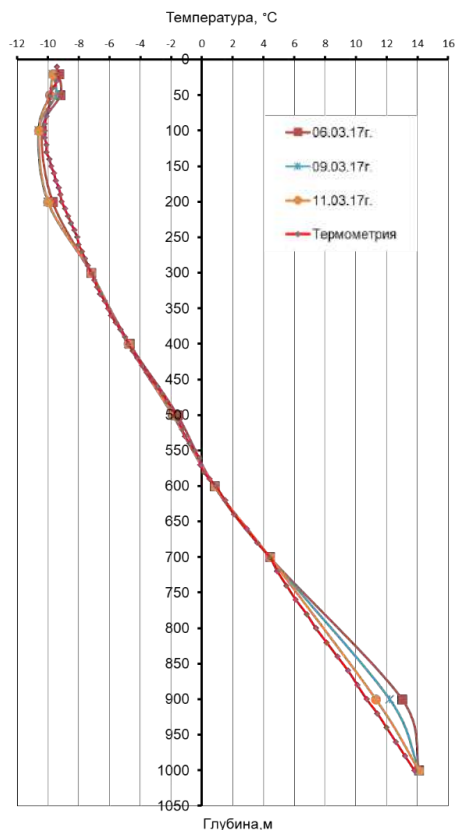


Рис. 2 Процесс восстановления температуры горных пород

Теплофизические свойства горных пород.

При изучении закономерностей промерзания пород в верхних горизонтах земной коры и проведении расчетов по тепловому взаимодействию инженерных сооружений с мерзлыми грунтами требуются знания теплофизических характеристик горных пород: теплопроводность λ [Вт/(м·К)], объемная теплоемкость c_v [кДж/(м³·К)] и температуропроводность a [м²/с]. Между ними существует связь, которая может быть выражена формулой:

$$\lambda = c_v \cdot a$$

Экспериментальные определения теплофизических свойств пород в пределах рассматриваемого участка осуществлялись на установке TCS и KD-2 для 42 образцов, отобранных с различных глубинных интервалов по 4 разновидностям горных пород.

Теплофизические свойства исследованных образцов характеризуются широким диапазоном их изменений (табл. 1). Так, коэффициент теплопроводности варьирует от 0,33 до 2,23 Вт/(м·К), а объёмный вес скелета — от 1615 до 2797 кг/м³, что связано со сложным вещественным составом отдельных метаморфических или метасоматических пород.

Таблица 1. Предельные (числитель) и осредненные (знаменатель) значения теплофизических свойств и плотности скелета горных пород участка Хара-Тумус

№	Типы пород	$\gamma_{ск}$, кг/м ³	λ , Вт/(м·К)	c_{γ} , кДж/(м ³ ·К)	$\alpha \cdot 10^{-6}$, м ² /с
1	Песчаники	$\frac{1983 \div 2641}{2387(22)}$	$\frac{0,50 \div 2,23}{1,46(22)}$	$\frac{1032 \div 1932}{1414(22)}$	$\frac{0,38 \div 2,16}{1,07(22)}$
2	Алевролиты	$\frac{2015 \div 2633}{2379(13)}$		$\frac{914 \div 2563}{1656(13)}$	$\frac{0,41 \div 1,67}{1,01(13)}$
3	Аргиллиты	$\frac{2026 \div 2797}{2282(5)}$	$\frac{1,05 \div 1,60}{1,30(5)}$	$\frac{1163 \div 1897}{1634(5)}$	$\frac{0,58 \div 1,29}{0,83(5)}$
4	Уголь	1615	0,33	917	0,36

Примечание — в скобках отражено количество образцов при осреднении.

В табл. 1 приведены предельные и осреднённые значения теплопроводности и объёмного веса скелета образцов по наиболее характерным разновидностям пород. Песчаники характеризуется широкими пределами значений теплофизических свойств и объёмным весом скелета, что обусловлено их переменчивым вещественным составом. Низкая теплопроводность песчаников для данной геологической структуры определяется полевошпатовым составом частиц и преобладанием глинистого материала в цементе. Область изменения теплопроводности и плотности скелета аргиллитов более узкая и составляет 1,05–1,60 Вт/(м·К) и 2026–22797 кг/м³. Среди измеренных образцов пород максимальной теплопроводностью обладают алевролиты, это объясняется вещественным составом, в на-

личии которого известняк, который имеет теплопроводность $1,7 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. Осредненные значения проведенных замеров для алевролитов соответствуют параметрам значений, полученных ранее для Енисей-Хатангского прогиба, $\gamma_{\text{ск}}$ и λ составляют порядка $2379 \text{ кг}/\text{м}^3$ и $1,61 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ (Гаврильев, 1998, 2004, 2013).

По полученным данным рассчитана величина внутриземного теплового потока в подмерзлотном горизонте, которая составляет $46,5 \text{ мВт}/\text{м}^2$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате геотермических исследований установлено, что:

1. Мощность многолетнемерзлой толщи составляет 575 м ;
2. Температура пород на глубинах: $100, 300, 500$ и 1000 м соответственно равна $-10,2; -7,2; -1,7$ и $13,8 \text{ }^\circ\text{C}$;
3. В подмерзлотном горизонте величина геотермического градиента имеет среднее значение $3,2 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{м}$.
4. Определенные теплофизические свойства 42 образцов характеризуются широким диапазоном их изменений. Так, коэффициент теплопроводности варьирует от $0,33$ до $2,23 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, а объёмный вес скелета — от 1615 до $2797 \text{ кг}/\text{м}^3$.
5. Величина внутриземного теплового потока составляет $46,5 \text{ мВт}/\text{м}^2$.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1998, 280 с.
- [2] Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справ. пособие. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 146 с
- [3] Гаврильев Р. И. Каталог теплофизических свойств горных пород Северо-Востока России.—Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2013. 174 с.
- [4] Геокриология СССР, / Под ред. Э.Д. Ершова.—М.: Недра, 1989.— 414с.

- [5] Кондратьева К.А., Афанасенко В.Е., Гаврилов А.В., Дунаева Е.Н., Замолотчикова С.А., Труш Н.И., Лисицына О.М., М. Трофимов В.Т. и др., Геокриологическая карта СССР, масштаб 1:2 500 000. Винницкая картографическая фабрика Винница, 1996.

MODELING OF HYDROLOGICAL PROCESSES AT THE VARIOUS LANDSCAPES OF THE PERMAFROST ZONE OF RUSSIA IN CONDITIONS OF POOR INFORMATION

N. Nesterova^{1,2}, O. Makarieva^{1,3,4}, T. Vinogradova¹, L. Lebedeva⁴

¹St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia,
nnesterova1994@gmail.com

²State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

³Gidrotehproekt Ltd, St. Petersburg, Russia

⁴Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia

ABSTRACT

Mountainous areas of Eastern Siberia are characterized by a variety of landscapes, relief, climatic conditions and, as a consequence, the dominant hydrological processes. In the northern regions, where climate change is more pronounced than in other parts of the world and the standard hydrological network is shrinking, the assessment of the hydrological characteristics, the water balance, and its future change is important. Therefore, it is necessary to improve research methods that can be used in the conditions of extreme poorly and lack of the observational data, for example, methods of the deterministic modeling.

The main aim of this study was the development of a database of landscape, soil and other features for modeling the runoff formation processes at the Russian permafrost area. Parameters are based on the data at special observations at the high-altitude Suntar-Hayata station (Indigirca river basin) in 1957–1959, the Kolyma water balance station (Kolyma river basin) in 1948–1997 and the “Mogot” station (the upstreams of the Amur River basin) in 1976–1983 where hydrological, geomorphological and geocryological observations were carried out.

The developed parameters were tested using the “Hydrograph” model at the Suntar river (7680 km²) and the Nelka river (30.8 km²) and its three tributaries with watersheds area from 2 to 5.8 km². After that the parameters were transferred to unexplored catchments of different scales. The results of modeling were considered satisfactory. Thus, process based model parameterizations that are confirmed and refined in basins with unique observations can be applied in watershed at the permafrost area.

Keywords: hydrological modeling, Hydrograph model, parameterization, special observation, permafrost

INTRODUCTION

East Siberian mountain regions are specifically characterized by their unique diversity of landscapes, terrain, climatic conditions and subsequently by predominant hydrological processes. At present, the most important task is the large-scale development of the social and economic infrastructure that allows extracting, process and transporting the natural resources of Siberia.

Considering the high cost of construction projects and engineering surveys in hard to reach areas of Siberia, as well as the rapid reduction of observations hydrological network in Russia [10], the development of the regions depend on the task of developing scientific methods for calculating, forecasting and assessing the risk of floods and hydrological regime for the projected and already operating industrial and social infrastructure. This task is especially relevant in the context of climate change [7, 9], since this region undergoes the most pronounced climatic changes that affect all components of the environment, including aquatic ecosystems, the water balance of river basins, cryogenic processes, etc.

Thus, the main objective of the research is to develop and test methods for modeling of hydrological processes in different mountain landscapes in permafrost region, taking into account explicit influence of variable states and water-and-thermal regime of active layer on the runoff formation processes, which can be used in the face of extreme lack of observation data. While modeling characteristics of subsurface permafrost and runoff formation processes, the role of landscapes is often being ignored, though various studies have proven it as determining [1]. The lack information of the landscape and the conditions of the runoff formation sets the task of systematizing the observational data for the possibility of obtaining hydrological characteristics for unexplored catchments.

The research and modeling based on using the *Hydrograph* hydrological model [12]. Analysis and quantitative evaluation of the frozen ground water-and-thermal regime and runoff formation processes are suggested to be performed at scale, comparable to the scale of a process. Parametrization of the Hydrograph model performed based on joint analysis of soil hydrothermal regime and consistent patterns of runoff formation in typical landscapes [6]. The each catchment divides into runoff forming complexes (RFC), or primary types of landscapes. Properties of the model characterize RFC in general, are fixed within its bounds and change steeply at its borders. A single soil column is examined, then the result is spread over an elementary slope or a typical landscape, after that—modeling for a small catchment and transferring parameters onto medium and large basins. At each of the stages modeling results are verified against corresponding observation data, received, for example, at observation network and experimental sites. It allows to track adequacy of the estimated values in comparison

with natural environment, as well as to transfer parameters estimations from the studied catchments to unstudied ones, which have similar characteristics.

SUBJECT OF THE RESEARCH

The research of the runoff formation and the systematization of data for using the “Hydrograph” model, was carried out at two different area of Siberia: for the Yana and Indigirka river basins and for the upper Amur river basin at the Baikal-Amur Mainline (BAM) area (Table 1). In the study were used the reports on the comprehensive observations at detected basins.

The first main basin of the study was the Suntar river (7680 km²) at the mouth of the Sakharyniya river heads from the Suntar-Hayata Range at the Indigirka basin. The presence of special observation data conditions this choice: in the Suntar river basin during 1957–1959 period, under the program of the International Geophysical Year, the high-altitude Suntar-Hayata station was operating, where glaciological, geomorphological, geocryological and hydrological observations were carried out [4]. The observations at this station are unique for the high-mountain areas of the Eastern Siberia and North-East of Russia.

The second basin was the Nelka river (30.8 km²) and its three tributaries with watersheds area from 2 to 5.8 km² related to the hydrological polygon “Mogot” (State Hydrological Institute, 1976–1985), existing for studying the processes of runoff formation and other elements of water and heat balance.

To verify the results of the assessment of developed hydrological model parameters, the basins at the selected areas were taken. There are the Sukharynya river basin at the Indigirka river; Unakha and Tynda basins at the upper Amur river (Table 2).

PARAMETRIZATION OF THE HYDROLOGICAL MODEL AND SYSTEMATIZATION THE PAREMETERS

1. The Suntar river basin

The observations at the Suntar-Hayata station are unique for the high-mountain areas of the Eastern Siberia and North-east of Russia. In the developing parameters and research the hydrological processes were used the reports on the comprehensive observations at the

Table 1. The results of modeling for the watersheds with spatial observation

Basin	River	Area, km ²	Simulated flow, mm	Observed flow, mm	Maximum simulated dis-charge, m ³ /s	Maximum observed dis-charge, m ³ /s	Precipitation, mm	Total evapora-tion, mm	NS
Indigirca	Suntar river 1957–1964	7680	199	180	1200	1659	344	143	From 0.2 to 0.9
Indigirca	Suntar river 1968–1984	7680	218	190	1275	785	396	178	From –0.7 to 0.9
Indigirca	Suntar river 1985–2012	7680	194	177	926	629	360	166	From –0.5 to 0.8
Upper Amur	Nelka river 1976–1985	30.8	323	295	15.2	9.73	658	327	From 0.6 to 0.9
Upper Amur	Filiper river 1976–1985	4.5	346	255	3.02	1.37	634	285	From –0.1 to 0.8
Upper Amur	Zakharenok river 1976–1985	5.8	363	216	2.88	1.51	628	260	From 0.4 to 0.8
Upper Amur	Onix river 1976–1985	3	342	243	1.20	0.66	607	259	From 0.3 to 0.8

Table 2. The results of modeling for the unexplored watersheds

Basin	River	Area, km ²	Simulated flow, mm	Observed flow, mm	Maximum simulated dis-charge, m ³ /s	Maximum observed dis-charge, m ³ /s	Precipitation, mm	Total evap-oration, mm	NS
Indi-girca	Saharynya river 1975–2012	84.4	113	93	12	14	294	181	From –0.8 to 0.7
Upper Amur	Unakha river 1966–1994	1950	342	327	456	875	640	300	From –0.4 to 0.7
Upper Amur	Tynda river 1966–2012	4060	293	286	2500	1450	645	354	From –2.3 to 0.7

high-altitude Suntar-Khayata station under the program of the International Geophysical Year from the archive of the SB RAS Melnikov Permafrost Institute in Yakutsk [3, 4, 5].

The climate of the region is extremely continental with altitudinal zonation and temperature inversions. The studied territory is situated in the region of continuous permafrost, its thickness within the mountain ranges is about 400–600 m, and under stream valleys—200–300 m [2]. The rivers of this region have the Eastern Siberian type of run-off which is characterized by spring freshet and rain summer-autumn floods. In winter both studied rivers freeze completely. Maximum run-off occurs in summer months.

According to altitudinal zonation the catchment of the Suntar river is schematized into 4 RFCs: goltsy complex, mountain tundra, sparse larch forest and riparian forest at waterlogged soils. For each RFC, a schematization of the vegetation-ground profile is developed that considers soil composition and its hydro-thermal regime, vegetation type, snow accumulation characteristics [8].

Goltsy complex is located at the altitude range 1900 to 2700 m a.s.l. (average height is 2040 m). Soil profile of this complex consists of macro fragmental argillite broken stone (specific density 2920 kg/m^3) with admixed loam materials, cemented together with ice and with layers of clean ice up to 2 m depth. Vegetation is absent.

Alpine tundra belt is located within the altitudes of 1450–1900 m a.s.l. (1630 m on average). It is characterized by distribution of a tight and depressed layer of grass and moss with bushes. Upper 10 cm layer of the alpine tundra profile consists of moss cover, under which there is rock formation with some ice with admixtures. The seasonal thaw depth in alpine tundra is 80–90 cm.

Taiga (1100–1450 m a.s.l., 1310 m on average) consists of thin larch wood on the north slopes and dense larch forest on the south slopes.

Swamped sparse forest and meadow moors are typically situated within rivers valleys and floodplains (828–1100 m a.s.l., 1060 m on average). A distinguishing feature of larch taiga and floodplain on boggy soils is the presence of peat layer, which is located under the moss cover and is spread as deep as 20 and 40 cm deep correspondingly. This layer is characterized by low heat-conducting, increased porosity and

water retaining capacity. Seasonal thaw depth changes within 85–150 cm in taiga and 30–115 cm in rivers valleys and floodplains.

One of the most important sets of the model parameters presents physical properties of soil column. In general they can be divided into three main groups: thermal properties of soil layers (density, heat capacity and conductivity), water-related properties (porosity, maximum water-holding capacity, wilting point, infiltration coefficient) and parameters of soil runoff elements. These parameters were classified for the purpose of using data on unexplored catchments.

Various measurements were carried out at the station, including soil temperature measurements at different depths, snow cover and evaporation observations. According to these measurements, the model was verified. Mean absolute deviations of the calculated monthly temperatures accounted for 1,4 °C, 1,5 °C, 1,1 °C and 0,6 °C, and their maximum values—+3,8 °C (June), +4,0 °C (November), +3,2 °C (June) and –1,6 °C (January) at 5, 50, 100 and 200 cm depths correspondingly. Overall, calculated and observed soil temperature values at different depths fit together. Comparison of the calculated and observed values of snow depth and storage during winter seasons 1958–1959 proves the model adequacy. Results of modeling variable states can be considered satisfactory, which indicates the possibility of using the developed parameters.

2. The Nelka river basin

The complex hydrological, geomorphological and other research was conducted by the State Hydrological Institute expedition at the Mogot experimental polygon in the BAM area. During this work we used the monograph [11] with the general results of this expedition.

The natural conditions of the territory are typical for low-mountain landscapes of the southern slope of the Stanovoi Range. The area is located in the continuous and discontinuous permafrost zone, its thickness is about 100–250 m with temperatures 1–3 °C. The mean annual air temperature is 7.5 °C. In the warm period (April–September), more than 80% of the annual precipitation falls at a rate of about 560 mm. The rivers of this territory refer to the rivers of Far Eastern type with high spring flood and rain floods.

The diversity of the soil and vegetation cover, combined with the relief, creates conditions for the runoff formation. The Nelka River watershed

was divided into four RFC.

The tops of the watersheds are located at altitudes of more than 850 m and are characterized by well drained soil. Vegetation is represented by sparse larch. The soil layer has a thickness of 100–120 cm. The upper layer is represented by a dry layer of lichens, passing into loam and sandy loam.

The slopes of the shadow exposure, which are within the altitude range of 650–850 m, have a soil layer formed by forest litter. The thickness of the organic soil-soil layer is more than 20 cm, the depth of the seasonally thawed layer reaches 120 cm.

The slopes of the light exposure, also altitude ranges from 650 to 850 m, are characterized by the arrival of more solar radiation. This RFC has the greatest depth of thawing reaching 160 cm, as well as the least developed vegetation consisting of larch forests and secondary birch forests. The thickness of the organic layer is 15–20 cm, most of the sandy loam column distributed at depths of 40–160 cm.

The river valleys are distributed at altitudes of less than 650 m. They have waterlogged blueberry larch forests, sphagnum mosses and the blueberry-sedge vegetation. The depth of the seasonally thawed layer reaches the smallest values about 30–40 cm. A distinctive feature of this complex is the presence of a peaty horizon and a thick moss cover. For each KAC the typical soil profile of the underlying surface was developed.

The verification of the developed RFC parameters was carried out on the basis of data of snow cover, depth of thawing/freezing, soil temperature and evaporation from the surface of different landscapes.

The results of modeling snow cover show that with satisfactory modeling of snowmelt periods the calculated value of the maximum SWE in some years (1981–1982, 1983–1984) is much lower than observed. The authors attribute this discrepancy to the insufficient accuracy of the input information about the winter precipitation due to the considerable remoteness of the meteorological station. The dynamics of depth of thawing/freezing, and also the value of soil temperature at depths of 50, 100, 150 cm, is described adequately by the model. In general, the results of the state variables modeling show that the model and the set of parameters satisfactorily reproduce the processes at the catchment area.

RESULTS OF MODELING THE RUNOFF FORMATION PROCESSES

Continuous runoff modeling with daily temporal resolution was carried for the Suntar river basin for 1957–2012, using data from four weather stations for the different period.

The hydrological characteristics were simulated for the watersheds of the Mogot polygon for 1976–1985 with data of the Mogot meteorological station. Key water balance components are presented in Table 1.

At the Suntar river, during the function the Suntar-Hayata station, the calculated annual precipitation depth for the Suntar river basin is 344 mm on average, the calculated runoff depth—199 mm, which is on average 10% higher than observed value of the runoff depth (180 mm). Evaporation from the catchment equaled 143 mm. The average Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency of calculating hydrographs for the main-stream outlet was 0,75. Overall, despite minor overvaluation of the runoff during flood period, the calculated runoff hydrographs match the observed ones quite well, both in phases and absolute discharge values.

At the Nelka river for 1976–1985 the values of precipitation reach to 658 mm and total evaporation to 327 mm. The difference between the annual simulated and observed values of the annual water balance did not exceed 10%. The average Nash-Sutcliffe was 0.70. Thus, the results of modeling the water balance, and hydrographs are satisfactory. For small tributaries the difference between the observed and simulated flow may exceed 100 mm (for example, the Zakharenok River). The authors attribute this to the low quality of flow accounting at small streams.

According to the altitude location, orientation, local conditions all additional catchments were divided into runoff formation complexes in accordance with the area and developed parameters were assigned. After that the modeling the hydrological processes at the three watershed without the spatial observation was carried out (Table 2).

Although the results have the small NS value, the modeling of the water balance is satisfactory and the simulated and observed hydrographs have good convergence. Despite the extreme inadequacy of meteorological information (only one meteorological station in the each basin) in the basins of the Unakha and Tynda rivers, the results of

modeling on them can also be considered satisfactory. The maximum NS values for these watersheds are 0.73 and 0.69 for the Tynda and Unakha rivers, respectively.

CONCLUSION

Based on the observation data at the high altitude Suntar-Khayata station under the program of the International Geophysical Year in 1957–1959 and “Mogot” hydrological polygon under the State Hydrological Institute program in 1976–1985 parameters for the Hydrograph hydrological model were developed, which describe the runoff formation processes in the different area of permafrost zone. Various states of snow cover, heath dynamics in soil profile at the landscapes and other were modeled, as well as runoff formation process at the research river. Modeling results are considered acceptable.

The area of the unexplored watersheds was divided into the corresponding RFC and modeling was performed with systematized parameters. The results of modeling were considered satisfactory. Thus, process based model parameterizations that are confirmed and refined in basins with unique observations can be applied in watershed at the permafrost area.

Nowadays, in the permafrost area at the Siberia there isn't any research station left to perform a comprehensive study of runoff formation processes in different landscapes. Therefore, systematization of the parameters and data of spatial observation, development and verification of methods for hydrological processes modeling that are used while data is extremely scarce, become more of great current interest. The study presented has demonstrated that the Hydrograph hydrological model can become a foundation for solving scientific and practical issues in the research region.

REFERENCES

- [1] Antipov A. N., Gagarinova O. V., and Fedorov V. N. 2007 Landscape hydrology: theory, methods, and implementation. Geography and natural resources, 3, p.56–67.
- [2] Geocryology of the USSR: Eastern Siberia and the Far East 1989. N. N. Romanovsky, A. V. Gavrilov, V. N. Zaitsev et. al. — P. 515.
- [3] Grave N. A., Koreisha M. M. 1957 Interim scientific report on the work of the mountainous Suntar- Khayata glaciological and geocryological

- Station (program 3 IHY), 1957, V.A. Obruchev Institute for Permafrost Studies of the Academy of Sciences, North-West branch, Yakutsk.
- [4] Grave N.A., Koreisha M.M. 1960 Report on the research of the Suntar-Khayata station, 1959. Part II, Yakutsk—NWB of the Institute for Permafrost Studies, Moscow, Institute for Permafrost Studies, Yakutsk.
- [5] Koreisha M.M. 1963 Materials of Glaciological Investigation. Suntar-Khayata, Institute for Permafrost Studies of the Academy of Sciences, USSR, The International Geophysical Year, 1957–1958–1959.
- [6] Lebedeva L. S., Semenova O. M., Vinogradova T. A. 2015 Hydrological modeling: seasonal thaw depths in different landscapes of the Kolyma water balance station (Part 2). *Earth's Cryosphere*, Vol. XIX, 2, pp. 32–39.
- [7] Madsen et al. 2013. A review of applied methods in Europe for flood-frequency analysis in a changing environment. NERC/Centre for Ecology & Hydrology on behalf of COST.
- [8] Semenova, O., Y. Vinogradov, T. Vinogradova, and L. Lebedeva. 2014. Simulation of soil profile heat dynamics and their integration into hydrologic modelling in a permafrost zone. *Permafrost Periglacial Process*. 25:257–269 doi:10.1002/ppp.1820
- [9] Shevnina E. V. Long-term estimation of statistical characteristics of the maximum runoff at the territory of the Russian Arctic: the thesis of the Doctor of Technical Sciences:—St. Petersburg, 2015.— 358 p. (in Russian).
- [10] Shiklomanov A. I., Lammers R. B., Vorosmarty C. J. Widespread decline in hydrological monitoring threatens Pan-Arctic research // *EOS Transactions, American Geophysical Union*. 2002. V. 83. № 2. P. 13–17.
- [11] Vasilenko N. Hydrology of the BAM Zone Rivers: Field Studies—SPb.: Nestor-Historia, 2013.— 672 p.
- [12] Vinogradov Yu. B., Vinogradova T. A. 2010 Mathematical modeling in hydrology, Pub. «Academia», p. 298.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ДУНДЕРБУХТЫ, ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН

К.В. Полещук^{1,2}, С.Р. Веркулич², З.В. Пушина^{2,3},
А.С. Окунев⁴

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Россия

² Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии
и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика
И. С. Грамберга, Россия

⁴ Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Россия

АННОТАЦИЯ

В ходе экспедиции 2016 года объединенным отрядом геоморфологов ПМГРЭ и ФГБУ «ААНИИ» изучались залегание и строение четвертичных отложений террас долины реки Дундер в районе Дундербухты (Западный Шпицберген). Из разрезов отложений были отобраны образцы на диатомовый, радиоуглеродный и другие анализы. Наиболее информативным из изученных стал разрез Sd-40 общей мощностью 2 м, который формирует часть восьмиметровой террасы и представлен морскими осадками. В соответствии с радиоуглеродным датированием, возраст нижней пачки осадков разреза составляет 8380 ± 150 ¹⁴C л.н. Диатомовая флора представлена здесь четырьмя экологическими группами, а динамика их соотношения по разрезу позволяет выделить три экозоны. Эти экозоны отражают изменения условий природной среды в районе в раннем — среднем голоцене, позволяя охарактеризовать этапы снижения уровня моря и перехода от относительно теплых к относительно холодным условиям осадконакопления.

Ключевые слова: Шпицберген, голоцен, уровень моря, диатомовый анализ, палеогеография

ВВЕДЕНИЕ

В июле-августе 2016 года членами экспедиции, включающей специалистов ПМГРЭ и ФГБУ «ААНИИ», проводились комплексные геологические, геоморфологические и палеогеографические исследования в районе Дундербухты (Земля Уэделя-Ярлсберга, западном побережье о. Западный Шпицберген). Работы геоморфологического отряда были направлены на сбор материала для формирования представлений об изменениях природной среды в районе в позднем неоплейстоцене — голоцене. В ходе маршрутов выполнялась геоморфологическая съемка территории с описани-

ем точек наблюдений, выделялись преобладающие генетические типы и формы рельефа, устанавливались высотные уровни этих форм. В маршрутах также проводились поиск и изучение естественных разрезов четвертичных отложений с отбором образцов на диатомовый, фораминиферовый, спорово-пыльцевой, макрофаунистический и радиоуглеродный анализы (положение ключевых разрезов показано на рис. 1).

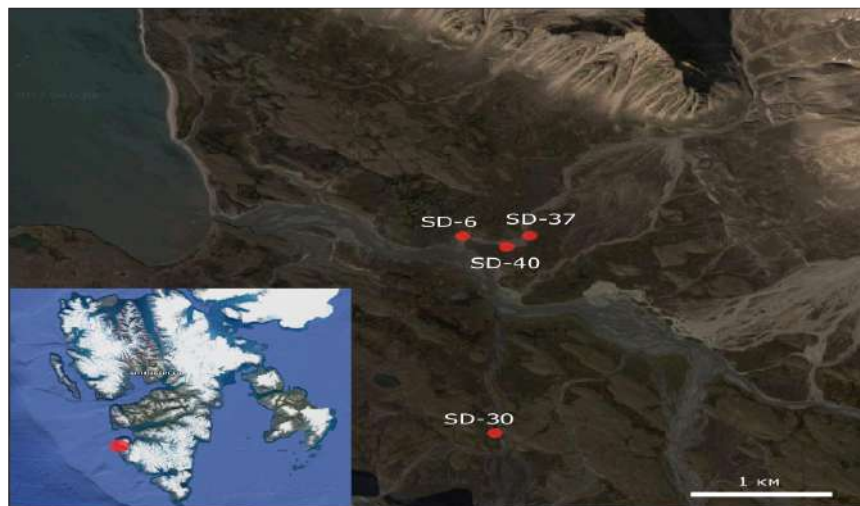


Рис. 1. Район исследования и расположение ключевых разрезов на снимке.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Четвертичные отложения в рассматриваемом районе были изучены в пределах интервала высот 2–52 м над уровнем моря. В целом местные естественные обнажения характеризуются небольшой мощностью, что связано с особенностями формирования рельефа территории, а именно с активным действием водных, водно-ледниковых и солифлюкционно-денудационных процессов. Всего было описано 7 разрезов, из них наиболее представительными (ключевыми) являются 4 разреза (рис. 2). Описание включало выделение однородных горизонтов, фиксирование значимых характеристик (цвет, состав, характер залегания, контакт с перекрывающими и подстилающими горизонтами, высотные отметки границ горизонтов и места отбора образцов). исследованных разрезов. Отбор

образцов проводился через каждые 5–20 см в зависимости от значимости материала. Наиболее детально были изучены и отобраны отложения морских алевритовых песков серого цвета с раковинами *in situ* (*Mya truncata*, *Astarta* sp, *Hiatella arctica*), встреченных в высотном диапазоне от 3 до 13 м над уровнем моря. Этот материал в основном составляет вторую аккумулятивно-абразионную террасу (8–10 м над уровнем моря). Кроме того, распространение серого песчаного материала хорошо видно на снимке (см. рис. 1), что делает его индикатором пространственного положения зоны преимущественно морского генезиса.

Диатомовый анализ отобранных из разрезов 43-х образцов показал, что диатомовые комплексы сохранились только в разрезе Sd-40 общей мощностью 2,5 м. Этот разрез располагается в стенке, обнаженной одним из рукавов реки Дундер. Его верхняя граница соответствует поверхности второй террасы. Разрез сложен преимущественно средне-, тонкозернистыми песками и алевритами. Наибольший интерес представляют горизонты морских алевритовых песков серого и темно-серого цвета с раковинами морских моллюсков *in situ*, в которых сохранился полноценный диатомовый комплекс. Этим горизонтам соответствуют глубины с 0,95 м по 2,4 м (см. рис. 2.) от поверхности террасы. В нижней части на глубине около 2 м от поверхности разреза был отобран органический материал (раковины моллюсков), датирование определило его возраст в 8380 ± 150 ¹⁴C л.н. Это позволяет предполагать формирование толщи морских алевритовых песков серого и темно-серого цвета в конце раннего — среднем голоцене.

Отбор образцов на диатомовый анализ из разреза Sd-40 проводился через 5–10 см, начиная с глубины 0,45 м до 2,4 м; всего было отобрано 22 образца. Подготовка проб выполнялась по стандартной методике [1] в лаборатории ФГБУ «ААНИИ» в Баренцбурге. Анализ показал, что среди 22 образцов 15 содержат диатомовые водоросли. Всего в образцах было обнаружено 80 различных видов диатомей.

В установленных комплексах представлены 4 экологические группы: сублиторальные солоноватоводно-морские, сублиторальные морские, неритические морские и неритические ледово-морские (см. рис. 3). Количественно преобладают виды сублиторальной морской экологической группы (60%) — *Cocconeis costata* W. Gregory, *Grammatophora angulosa* Ehrenberg, *Pleurosigma angulatum*

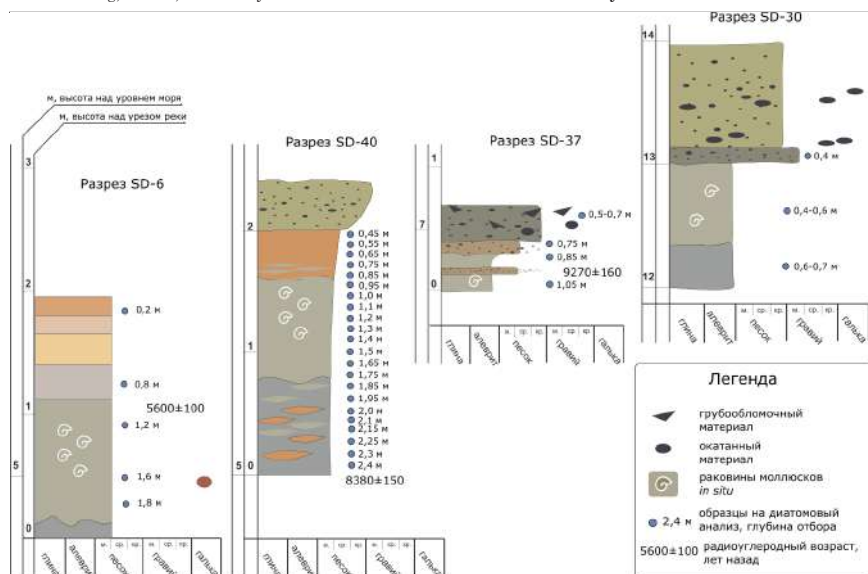


Рис. 2. Литостратиграфические схемы ключевых разрезов четвертичных отложений в долине Дундер. Радиоуглеродное датирование образцов выполнено в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ.

(J.T. Quekett) W. Smith, *Odontella aurita* (Lyngbye) C. Agardh, *Fragilaria investiens* (W. Smith) A. Cleve-Euler, *Rhabdonema arcuatum* (Lyngbye) Kützing и др. Наличие в значимом количестве морских неритических видов (*Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran, *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschowski и др.), а также их распределение по колонке, может свидетельствовать о трансгрессивных периодах. Важную роль играет присутствие ледово-морских видов (*Bacretosira fragilis* (Gran) Gran и *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle). Велико разнообразие сублиторальных солоноватоводно-морских видов (*Tabularia fasciculata* (C. Agardh) D.M. Williams and Round, *Rhoicosphenia abbreviata* (C. Agardh) Lange-Bertalot, *Navicula cf. perminuta* Grunow, *Scolipleura tumida* (Brébisson ex Kützing) Rabenhorst и др.), что говорит о вероятном распреснении прибрежной зоны, в которой формировался данный комплекс [2,3].

На основе изменения процентного соотношения видов экологических групп по разрезу были выделены 4 зоны (рис. 3).

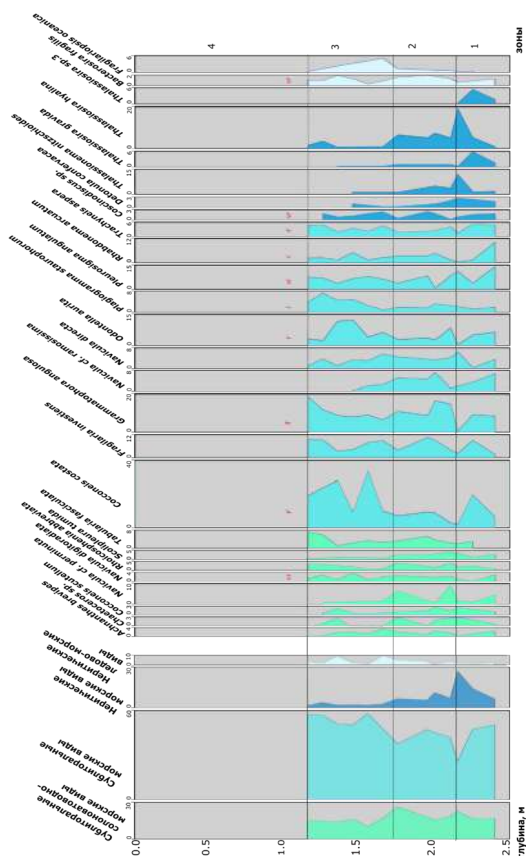


Рис. 3. Диаграмма распределения диатомовых водорослей в разрезе Sd-40.

Зона 1 соответствует началу формирования отложений, расположена на глубинах 2,4–2,2 м. Для этой зоны характерно относительно высокое количество сублиторальных морских видов с постепенным уменьшением концентрации вверх по разрезу. Такое распределение подтверждается соотношением видов *Cocconeis costata*, *Odontella aurita*, *Rhabdonema arcuatum* и др. (см. рис. 3). Также зоне 1 соответствуют максимальные значения количества неритических морских видов, в особенности это справедливо для рода *Thalassiosira* (до 25% от общего количества створок). При этом отмечается незначительное количество ледово-морских видов и от-

носителем высокое — сублиторальных солоноватоводно-морских видов. Этот период характеризуется относительно тепловодными условиями и небольшой глубиной прибрежной зоны, в которой происходит некоторое опреснение, но также есть приток морских вод, о чем свидетельствует процент неритических видов.

Зона 2 расположена на глубинах 2,2–1,75 м. На фоне стабильно доминирующей группы сублиторальных морских видов заметно уменьшение доли неритических морских и увеличение доли сублиторальных солоноватоводно-морских видов (*Tabularia fasciculata*, виды рода *Navicula*, *Chaetoceros* sp.). Кроме того, увеличение количества створок *Chaetoceros* sp. может указывать на рост биологической продуктивности водоема. В то же время отмечается некоторое увеличение доли *Bacretosira fragilis*, относящейся к неритической ледово-морской экологической группе. Таким образом, относительно предыдущего данный период характеризуется возможной тенденцией к похолоданию и большому опреснению водоема, а также уменьшением влияния открыто-морских вод, что может указывать на понижение относительного уровня моря.

Зона 3 соответствует глубинам 1,75–1,2 м. На этом отрезке доля доминирующих сублиторальных морских видов достигает своего максимума, особенно велико количество вида *Cocconeis costata*. При этом значительно уменьшается процент неритических морских видов, а доля неритических ледово-морских, напротив, увеличивается. Также несколько понижается общий процент сублиторальных солоновато-водных видов, тогда как количество створок отдельных видов может достигать своего максимума (*Tabularia fasciculata*). В целом, этот отрезок времени характеризуется более холодноводными условиями, чем в начале разреза, а также понижением уровня моря и формированием на небольшой глубине прибрежного водоема сублиторального морского комплекса с постоянным небольшим распреснением.

В **зоне 4** диатомовые водоросли представлены единично или отсутствуют.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные четвертичные отложения, слагающие вторую морскую аккумулятивно-абразионную террасу долины, формировались

в конце раннего—среднем голоцене. Отложения представляют собой морские алевритовые пески, включают раковины морских моллюсков и содержат богатый диатомовый комплекс.

Диатомовый анализ образцов четвертичных отложений показал, что доминируют виды сублиторальной морской экологической группы. При этом, соотношение остальных трех групп по разрезу отражает динамику водоема.

Представленный диатомовый комплекс формировался в условиях неглубокого водоема, вероятно в прибрежно-морской зоне на глубине нескольких метров. С конца раннего голоцена уровень воды находился в регрессивной фазе за исключением небольшого подъема в начале описываемого периода. Также прослеживается тенденция к похолоданию на фоне уменьшения опреснения и снижения роли открыто-морских вод. Предположительно, большее опреснение и относительно теплые условия в первой половине описываемого периода свидетельствуют о таянии ледников в оптимум голоцена. Этому отрезку времени также соответствует относительно высокий уровень моря. Последующее увеличение холодолюбивых видов, а также уменьшение опреснения и понижение уровня, вероятно, говорят о возможном похолодании.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят сотрудников Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «ААНИИ» и сотрудников химико-аналитической лаборатории РАЭ-Ш в пос. Баренцбург за помощь в организации экспедиционных исследований и обработке образцов четвертичных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Том 1, Наука, Ленинград, 1974, 403 с.
- [2] Witkowski, A., Lange-Bertalot, H., Metzeltin, D., «Diatom flora of marine coasts», Germany, 2000, 895 p.
- [3] Campeau, S., Pienitz, R., Hequette, A., «Diatom from the Beaufort Sea coast, southern Arctic Ocean (Canada): modern analogues for reconstructing Late Quaternary environments and sea levels», Canada, 1999, 244 p.

DEBRIS FLOW PHENOMENA IN LOVOZERSKIYE TUNDRA, KOLA PENINSULA, NORTHWESTERN RUSSIA

A. I. Rudinskaya¹, Yu. R. Belyaev¹, A. L. Gurinov¹,
E. V. Garankina¹, V. R. Belyaev¹,

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

ABSTRACT

Lovozerskiye Tundra is a plateau-like mountainous massif located in the central part of Kola Peninsula 10 km eastward from the Khibiny Mountains. Slushflows—one of the main processes of valley development there—are a specific subtype of debris flow. Geomorphic interpretation of high-resolution satellite imagery from public services and topographic maps displayed widespread distribution of geomorphic evidences of debris flow phenomena within the massif. Detailed field survey conducted in 2017 generally confirmed these results. Particular landforms and deposits specific for active slushflow origination, transit and deposition zones were observed in 23 out of 30 investigated valleys longer than 3 km. Apparently, at the Lovozerskiye Tundra most of slushflows initiate in narrow deep channels at the larger basins upper reaches by rapid snowmelt, possibly added by rainfall. In addition, gravitational slushflows usually localize in steep avalanche tracks starting as wet snow slab failures similar to wet snow avalanches. Typical granular debris flows—with low content of fine material—are possible, at least, in four basins due to periodical extreme water discharges triggered by avalanches and/or rockfalls into moraine-dammed lakes in their headwaters. It was also established that granular debris flows in the lower valley reaches could start as slushflows in their upper parts. Thus, during the 2017 field campaign initial stages and consequences of such a complex event were observed on July 3 in the Sengisjok valley. The following field survey has established the limits of all morphodynamic zones and maximum splash levels of the event.

Keywords: debris flows, slushflows, Lovozerskiye Tundra, mountain valley, morphodynamic zone

INTRODUCTION

Lovozerskiye Tundra is a compact low mountainous massif in the central part of Kola Peninsula located 10 km eastward from the Khibiny Mountains. The massif is referred to the Subarctic zone of debris flow formation [1], where slushflows are the most widespread type of the phenomena.

Slushflows, according to the V.F. Perov's genetic classification, belong to snow debris flows [2]. Slushflow mass consists of mixed snow grains, water and clastic material with a density of 900–1199 kg / m³. Fresh de-

posits consist of compressed wet snow with a lumpy structure or a mineral-firn mass with inclusions of gravel and boulders; clastic material accounts for 5–10% of the volume [3]. Slushflows occur during the spring snowmelt period due to fast thaws caused by a sharp rise in air temperature; in rare cases, they appear in connection with heavy rainfalls [4,5].

MATERIALS AND METHODS

Currently, Khibiny is the most studied area of debris flow phenomena among the Subarctic mountains. Detailed studies of slushflow activity conducted by the Faculty of Geography, MSU [6] provided thorough mapping of its basins within the massif. Initial data on the debris flow phenomena in the Lovozerskiye Tundry was accomplished by following research of the Department of Geomorphology of Palaeogeography, MSU [7]. However, there are no debris flow basins schemes of the Lovozerskiye Mountains or reliable published data on the activity and intensity of debris flows, at least, for the specific basins. The inventory of such basins is necessary as a basis for further natural risk assessments in the region. To obtain the reliable result, the inventory procedure was divided into the following steps (Fig.1):

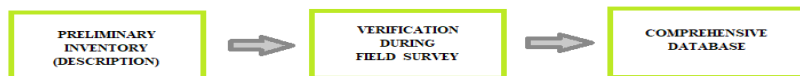


Fig.1 The inventory procedure

We compiled a list of criteria to identify traces of debris flow phenomena using remote sensing data and large-scale topographic maps (Table 1). Geomorphic interpretation of the high-resolution satellite imagery from public services and 1: 50000 topographic maps processed by QGIS software established wide distribution of these phenomena within the massif. Debris flow landforms and active slushflow apparatus were traced in almost all relatively large valleys (with the exception of Il'ma and Tavajok valleys). Field inspection has verified the preliminary scheme of debris flow basins. Detailed descriptions of the valleys with modern or ancient traces of the debris flow phenomena were fixed by the portable GPS receivers.

The Sengisjok valley became a case study basin to understand the consequences of debris flow occurred on July 3, 2017. The post-event field

Table 1. The list of criteria to identify traces of debris flow phenomena using high-resolution remote sensing data

Debris flow zone	Definition	Display of the terrain	Deciphering signs	
			for satellite imageries	for topographic maps
Potential starting zone	Part of the basin, generally in its upper reaches, where the initiation and formation of a debris flow take place	Avalanche apparatus or rockfall slopes surrounding lakes in the bottom of glacial cirques, kars and trough valleys and tectonic canyons	Strips of darker and lighter shades on slopes, white-colored strips of snow	Signs of cliffs in the upper part of slopes; signs of colluvial fans
		Avalanche apparatus or rockfall slopes in bottle-necks of river valleys	Strips of darker and lighter shades on slopes, white-colored strips of snow, gray and green-colored strips (if covered by vegetation)	Denser isohypses or signs of cliffs on the valley sides
		Rocky convex bends in the longitudinal profile of thalwegs and beds	-	Transition from sparse isohypses to denser ones in the valley bottoms
		Catchment funnels with traces of talus and/or rock outcrops in the upper part of talweg	Striped pattern of surface, the strips are stretched towards the top of thalweg	Semi-concentric out-lines of isohypses
Track	Part of the basin, where watercourse flows without any significant changes in its structure and operation	Rock embedded channels or V-shaped cuts in loose deposits	Gray-colored strips along the channel	Signs of cliffs or denser isohypses along the channel
		Terraces on the sides of valley bottoms	Gray-colored ledges (without vegetation) adjoining smooth surfaces along the channel	-
		Boulder levees on the edges of cuts devoid of vegetation and covered with fresh debris flow deposits or relatively younger tree species	Gray-colored surfaces of paddle-shaped outlines with a fine-grained texture	-
Run-out zone	Part of the basin represented by fans. Main discharge of debris flows during the withdrawal from narrow tributaries to foothills or larger terraces	Modern fans with scattered ridges in the channel extensions or fan-shaped cones, without vegetation or occupied by younger growths than on adjacent areas	Gray-colored surfaces with a fine-grained texture	-
		Ancient fans with triangular shape, alternating ridges and troughs, forested and covered with grass	Light green-colored surfaces against darker vegetated background	Isohypses curving downstream
		Run-out zones formed in confined conditions, represent areas of low-level floodplains	Gray-colored surfaces, mostly without vegetation, with a fine-grained texture and spindle-shaped outlines in the widenings of the river valley floors	Relatively sparse isohypses in the valley bottoms, furcating channels

survey and remote sensing data analysis have established the limits of starting, track and run-out zones of the later flow and its maximum splash levels by the debris traces and large plant remnants. Detailed sketches of valley floor morphology and vegetation change patterns and lithological map for the runout zone were compiled. Additionally, sampling of fresh debris flow deposits and large-scale aerial photography of four key sections of its floor using the unmanned aerial vehicle DJ Phantom 3 were accomplished for further monitoring.

RESULTS

Detailed field survey of the Lovozerskiye Tundry generally confirmed the results of preliminary remote sensing data interpretation. 22 out of 30 investigated valleys of constant watercourses longer than 3 km had traces of debris flow phenomena. In general, valleys have certain structure: starting zone, track and run-out zones successively follow each other downstream from headwaters. In some cases, local accumulation zones also exist in the inner expansions of valley floor (Fig.2). In addition, run-out zone may not be expressed in the lower reaches where debris flow sediments are destroyed by erosion).

Track zone where sedimentary transport prevails is usually a V-shaped bottom cut or box-shaped channel with boulder ridges along the valley stream first tens of meters in length and 0.5–1 m in height. Channels cut not only bedrock or moraine valley bottoms but also older debris flow deposits—densely packed pebble-boulder strata with basal aggregate. In the latter case, debris flow terraces appear as gently sloping (up to 3–5°) towards the channel surfaces up to 10 m wide and tens of meters long.

Run-out zone is fan-shaped and is composed by deposits of different-age debris flows of various magnitude those were able to transport different volumes of clastic material. As a result, the granulometric composition of sediments is quite diverse. There are variously sized boulders, pebbles, gravel and a sandy-gravel mixture lying in the form of ridges or stripes. Within these fans, ridges could either be covered with grass or forested or undeveloped by vegetation. As a rule, younger landforms are superimposed or incised in older ones. There are often traces of stream channel transformations within run-out zones. Channels meander, divide into sleeves and furcate; they have a lot of dry ducts and dams caused by logs or large clastic blocks. Occasionally, run-out zones occur in the internal expansions of valleys where debris

ridges are found on the channel sides, low terraces or large islands composed by debris flow deposits.

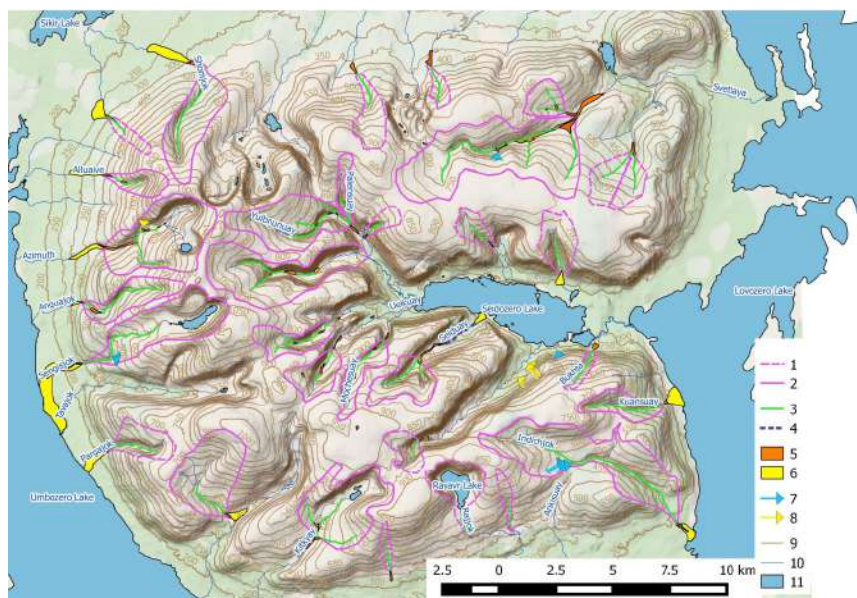


Fig. 2 Debris flow basins structure of the Lovozerskiye Tundry (1—borders of simply arranged debris flow basins (first-order basins), 2—borders of basins consisting of several debris flow apparatuses, 3—modern tracks, 4—ancient tracks, 5—run-out zones (modern fans), 6—run-out zones (ancient fans), 7—small slushflow apparatuses, 8—both avalanche and slushflow apparatuses, 9—isohipses, 10—watercourses, 11—lakes).

In addition, we have detected debris flow traces in the valleys of smaller watercourses, 1–2 km in length. The structure of such basins is always simple; they lack intermediate accumulation zones. Such small basins (tributaries of Kuftuay and Kitkuay) are located on the western slope of the massif, and within the outer southern slope and inner part of the Lovozerskiye Tundry (Bukhta and right Chivruay's tributary valleys).

Tracks of valleys opening to the piedmont areas usually have a length from 1 to 5–7 km and a fan area from 0.2 to 0.6 km² with the only exception of Sengisjok fan of about 4 km². Basins of relatively large watercourses are localized between 400 to 800–900 m (at the inner slopes)

above the sea level. Their tracks have length of about 1–2 km, and fan area is 0,2 to 0.8 km².

Most of slushflows in the Lovozerskiye Tundry initiates in narrow deep channels in the larger basins upper reaches by rapid snowmelt, possibly added by rainfall. Moreover, gravitational slushflows usually localize in steep avalanche tracks starting as wet snow slab failures similar to wet snow avalanches. Typical granular debris flows—with low content of fine material—are possible, at least, in four basins (Sengisjok, Azimuth, Kitkuay and Rayjok) due to periodical extreme water discharges triggered by avalanches and/or rockfalls into moraine-dammed lakes in the headwaters.

It was also established that granular debris flows in the lower valley reaches could start as slushflows in their upper parts. Thus, during the 2017 field campaign initial stages and consequences of such a complex event were observed on July 3 in the Sengisjok valley. The valley has rather complex structure. Potential starting zone lies both in the moraine-dammed Sengisjavr lake surrounded by rockfall slopes and narrow deep channel downstream where snow may dam the stream. Distinct V-shaped cuts into moraine and debris flow deposits and accumulative terraces are widespread in the modern track zone. Run-out zone is a fresh narrow fan up to 200 m in width and a length of 1 km. It is a part of larger ancient fan of a triangular shape up to 500–800 m wide and 5 km long. Additionally, two small slushflow apparatuses function on the left valley side.

The post-event field survey and remote sensing data analysis have established the limits of all morphodynamic zones of the flow (Fig. 3) and helped identifying some specifics of its origin. Later debris flow occurred presumably to rapid melting of snow concentrated in the narrow deep channel in upper part of the basin. Apparently, it started on a steep step of the stream channel profile, immediately downstream of the vast flattened surface of the glacial cirque. Downstream it transformed into a typical granular debris flow, which maximum splash levels were determined as about 3 m for the track zone and 2 m above the channel for the deposition zone. In the track zone, the flow resulted in deep cuts up to 1–1.2 m. In the run-out zone (Fig.4), channel structure underwent serious reorganization. Numerous dry channel sleeves were revived due to the rise of water table by 1.5–2 m.

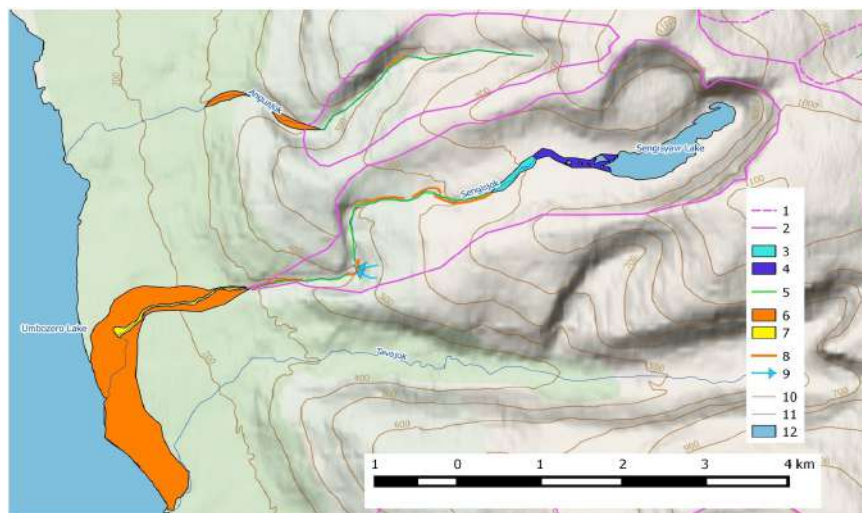


Fig 3 Morphodynamic structure of the Sengisjok debris flow basin (1—borders of simply arranged debris flow basins (first-order basins), 2—borders basins consisting of several debris flow apparatuses, 3—narrow deep channels where snow dams may form, 4—lake splash zone, 5—tracks, 5—run-out zone (ancient fan), 6—run-out zone (modern fan), 8—terraces, 9—small slushflow apparatuses,, 10—iso-hypsies, 11—watercourses, 12—lakes).



Fig.4 Derivative channels at the forested piedmont run-out zone of the Sengisjok valley: dry before (left) and discharging during the debris flow episode on July 32017 (right).

CONCLUSION

Thereby, information on morphological features of the debris flow landscapes has been collected, basins with traces of active debris flow

transformation at the Lovozerskiye Mountains are identified, the limits of debris flow morphodynamic zones are determined.

Debris flow phenomena develop in the basins of watercourses of the first to third order. There are debris flow basins of various structures and genetic types. Most of them is originated by rapid snowmelt, in narrow deep channels in upper reaches of larger basins. There are also gravitational slushflows localized in steep avalanche tracks. Typical granular debris flows are possible in basins with moraine-dammed lakes in headwaters.

Since debris flow phenomena are widely spread in the Lovozerskiye Tundry, it is advisable to organize monitoring system for these processes in the light of further economic development of the region (as for industrial infrastructure as for recreational activities). We have compiled the map of debris flow basins of the Lovozerskiye Tundry; at present, we are also underway to create a comprehensive database with a set of morphometric parameters of the basins (containing information on the catchment area, type of starting zone, track's length, fan areas etc.)

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was funded by the RFBR project № 17–05–00630 and GM AAAA-A16–11632810089–5. The authors are very grateful for the fieldwork accomplished due to the assistance of student group of the Department of Geomorphology and Palaeogeography, Faculty of Geography, Moscow State University and especially to Dr. Fedor A. Romanenko, Dr. Maxim M. Ivanov and Egor D. Tulyakov for the help in organization and carrying out of the field survey.

REFERENCES

- [1] Fleishman, S.M., Debris flows. Leningrad: Hydrometeoizdat, USSR, 1978, 159 pp.
- [2] Sapunov, V.N., Slushflows and their position in the classification of similar catastrophic phenomena. MSU Bulletin, Series 5, Geography, 6, Soviet Union, 1985, pp 31–37
- [3] Perov, V.F., Debris flow phenomena: terminological dictionary, Russia, 1996, 34 pp.
- [4] Perov, V.F., 2012. Debris flow studying, Russia, 2012, 271 pp.
- [5] Hestens, E., Slushflow hazard—where, why and when? 25

- years of experience with slushflow consulting and research. *Annals of Glaciology*, UK, vol. 26, pp. 370–376, 1998
- [6] Bozhinsky, A.N., Perov, V.F., Yevteev, A.O, et al. Slushflows in the Khibiny Mountains, Russia, 2001, 67 pp.
- [7] Romanenko, F.A., Scientific Report of RFBR project 08–05–00932, Russia, 2009, 32 pp.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА БАРЕНЦБУРГ (ОСТРОВ ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)

Д. А. Соловьева ¹, Л. А. Савельева ¹, С. Р. Веркулич ²,
Э. П. Зазовская ³

¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет

² Отдел географии полярных стран, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Россия

³ Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии, Институт географии РАН, Россия

ABSTRACT

В 2015 г. в приустьевой части долины Грендален (остров Западный Шпицберген, вблизи поселка Баренцбург) был обнаружен и изучен разрез четвертичных отложений GD-1 мощностью 3.7 м, приуроченный к склону речной террасы высотой около 16 м над уровнем моря. Во время полевых работ было выполнено подробное литологическое описание и отбор образцов на микропалеонтологические анализы и радиоуглеродное датирование. Вскрытые в разрезе толщи представлены переслаивающимся суглинистым, супесчаным и галечно-гравийным материалом со значительной примесью органики, в том числе растительных остатков. Особенности литологического состава, текстур, результаты спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования позволили предположить, что осадконакопление вскрытой толщи отложений происходило в течение последних ~14500 лет в условиях неоднократного изменения природной среды. Предварительно можно выделить два основных этапа накопления отложений в приустьевой части долины Грендален: в морских условиях в ходе непрерывного падения уровня моря (~14500–5000 л.н.); и в континентальных условиях или в условиях частично изолированного пресноводного водоема (последние ~5000 лет). По результатам спорово-пыльцевого анализа было выделено 4 этапа развития растительности в районе исследований. Почти полное отсутствие микрофоссилий на этапе от ~14500 до 5000 л.н., вероятно, свидетельствует о динамичной среде, высокой скорости осадконакопления и скудной растительности; приблизительно в среднем и позднем голоцене преобладали осоково-злаковые растительные сообщества; на следующем этапе, вероятно, высшие цветковые растения не были представлены в растительном покрове, что связывается нами с похолоданием, предположительно, малого ледникового периода. Растительность современной травяно-ивковой тундры сформировалась на заключительном этапе в последние несколько сотен лет.

Ключевые слова: архипелаг Шпицберген, четвертичные отложения, голоцен, радиоуглеродное датирование, спорово-пыльцевой анализ.

ВВЕДЕНИЕ

Приполярные регионы наиболее чувствительны к колебаниям климата на планете. Необходимость в прогнозировании будущих

изменений природной среды обусловила актуальность палеогеографических исследований. При этом большое внимание уделяется изучению эволюции природной среды в послеледниковье — период становления современных климатических условий.

Несмотря на значительный массив накопленных знаний о палеогеографии Шпицбергена, существует ряд дискуссионных вопросов, касающихся развития природной среды архипелага в голоцене. Реконструкции эволюции ландшафтов различных регионов Шпицбергена также не отличаются детальностью, охватывают большие этапы истории.

Выполнение детальной реконструкции развития ландшафтов для всего архипелага Шпицберген на данный момент не представляется возможным вследствие большой разнородности условий природной среды в разных частях архипелага, причиной которой являются климатические особенности каждого района, разная скорость тектонических движений, различная плотность ледниковых покровов и др..

В данной работе рассматривается район залива Гренфьорд (рис.1), расположенного в северо-западной части земли Норденшельда (о. Западный Шпицберген). Сам залив является приустьевым ответвлением залива Исфьорд. Общая длина залива около 17 км при ширине до 4 км, фьорд имеет северо-северо-западное простирание.



Рис. 1. Залив Гренфьорд, остров Западный Шпицберген. Местоположение изученного разреза – GD-1.

На микроклимат Гренфьорда большое влияние оказывает близость к океану, частично ослабленное преграждающими системами хребтов на западном и восточном побережье (высотой до 700 м). Близле-

жащие ледники, самые крупные из которых Западный, Восточный Гренфьордбреен и ледник Альдегонда, а также реки, берущие свое начало от ледниковых систем, и значительно опресняющие воды залива, также определяют природные условия региона. Самые крупные реки, впадающие в залив — Грен и Гренфьордда.

На восточном побережье залива Гренфьорд располагается второй населенный пункт на архипелаге Шпицберген — поселок Баренцбург.

Изучение палеогеографии этого района ведется еще с середины прошлого столетия. Большое внимание в ходе исследований уделялось голоценовым изменениям уровня моря [7, 11, 12, 13, 14], что напрямую связано с широким распространением морских отложений, позволяющих наиболее детально изучить именно этот аспект изменения природной среды.

По результатам палеогеографических изысканий в районе залива Гренфьорд были выявлены следующие существенные изменения природной среды региона в позднем плейстоцене — голоцене.

Уровень моря вдоль западного побережья острова Западный Шпицберген установился после дегляциации окружающих пространств 13000–10500 л.н. [11,14] и был значительно выше современного (до 70 м). Сам залив глубоко вдавался в сушу [7]. Последующее изостатическое поднятие было быстрым и продолжалось до 10600–10000 л.н. [14]. Данные изучения голоценовых отложений к западу от Гренфьорда также свидетельствуют о существовании колебаний уровня моря в пределах высотных отметок 50–64 м 11000–10000 л.н. [12].

После 10000 л.н. продолжилась регрессия океана. Отсутствие свидетельств о значительном продвижении ледников во время позднего дриаса может означать, что похолодание в этот период, повлиявшее на развитие природной среды в умеренных широтах, не повлияло на Шпицберген в значительной мере. Однако предполагаемая остановка деградации ледников в этот период указывает на более прохладные условия, по сравнению с нынешними [9].

Около 9600 л.н. отмечается климатический оптимум, во время которого накапливаются отложения морских террас на южном и западном побережье залива Исфьорд, а также в кутовой части залива Гренфьорд [7].

8000–4000 л.н преобладает голоценовая трансгрессия. Предполагается, что максимум трансгрессии наступил около 5550 л.н. [7,12].

В позднем голоцене (4000–1000 л.н.) уровень моря был ниже современного. Это обусловило формирование вдоль побережья Гренфьорда и южного побережья Исфьорда морских абразионных террас, ныне расположенных на глубинах до –10 м; в кутовой части залива Гренфьорд накапливались мощные толщи прибрежно-морских отложений, ледники в этот период сокращались в размерах, возможно, исчезая полностью [7].

В малом ледниковом периоде (800–100 л.н.) относительный уровень моря был близок к современному, ледники Гренфьорд и Альдегонда характеризовались наибольшим распространением, формируя напорный вал и котловину выпахивания в кутовой части залива (ледник Гренфьорд) и валы конечно-моренных гряд (ледник Альдегонда) [7].

После малого ледникового периода началась стремительная деградация ледниковых систем. Такая тенденция наблюдается и в наши дни.

Применение палеоботанических методов при изучении четвертичных отложений данного района, как и всего архипелага, затруднено, вследствие ограниченности числа объектов, пригодных для изучения. Так, в исследуемом районе ранее была изучена колонка донных отложений озера Скардьерна, при этом спорово-пыльцевой анализ озерных отложений позволил выделить благоприятные условия для развития растительности в период между 8000 и 4000 [9]. На основе изучения макроостатков растений в отложениях были выявлены следующие показатели: климатические условия были значительно теплее (до +1.5 °С к средне июльским температурам) 8000–4000 л.н. Отсутствие макрофоссилий в период с 4000 до 2500 л.н. может свидетельствовать о неблагоприятных природных условиях. С 2500 л. н климатические условия совпадают с современной растительностью в районе Скардьерны [8].

В 2015 году в ходе работ палеогеографической партии Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген ФГБУ «АНИИ» (РАЭ-Ш) был найден и описан разрез четвертичных отложений в приустьевой части долины Грендален, являющейся крупнейшей долиной, выходящей в залив Гренфьорд (см. рис. 1). Разрез приурочен к террасе на правом борту долины реки

Грен на высоте около 16 м над уровнем моря. Мощность вскрытых четвертичных образований составила 3,7 м.

В ходе полевых работ было проведено подробное литологическое описание вскрытых толщ, представленных в основном суглинстым, супесчаными галечно-гравийным материалом со значительной примесью органики, в том числе, растительных остатков. На спорово-пыльцевой анализ было отобрано 20 проб из каждого горизонта. Кроме того, по всей мощности четвертичных образований были отобраны пробы на радиоуглеродное датирование, на диатомовый и геохимический анализы.

К настоящему моменту получено 4 радиоуглеродные датировки (табл. 1), позволившие отнести описанные четвертичные образования к позднему плейстоцену — голоцену. Радиоуглеродный анализ выполнен в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» под руководством Э. П. Зазовской.

Таблица 1. Результаты определения абсолютного возраста отложений из разреза GD-1 (Грендален-1)

Глубина отбора образца (от дневной поверхности), см	14С, л.н. (некалиброванный)
66–67	4160±160
110–115	4600±60
315–320	13995±40
320–345	14520±40

Лабораторные исследования проб на спорово-пыльцевой анализ выполнены в научной лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» им. В. П. Кеппена, СПбГУ. Предварительная обработка проб проведена по стандартной методике с применением тяжелой жидкости с удельным весом 2, 29 г/см³ [1] и последующей очистки от пеллиновых частиц при помощи ультразвуковой ванны [10]. Определение и подсчет микрофоссилий выполнены с использованием микроскопа Микромед 3 с увеличением 400.

По результатам спорово-пыльцевого анализа построена диаграмма (рис.2). Процентное содержание каждого таксона рассчитано от общей суммы пыльцы наземных растений.

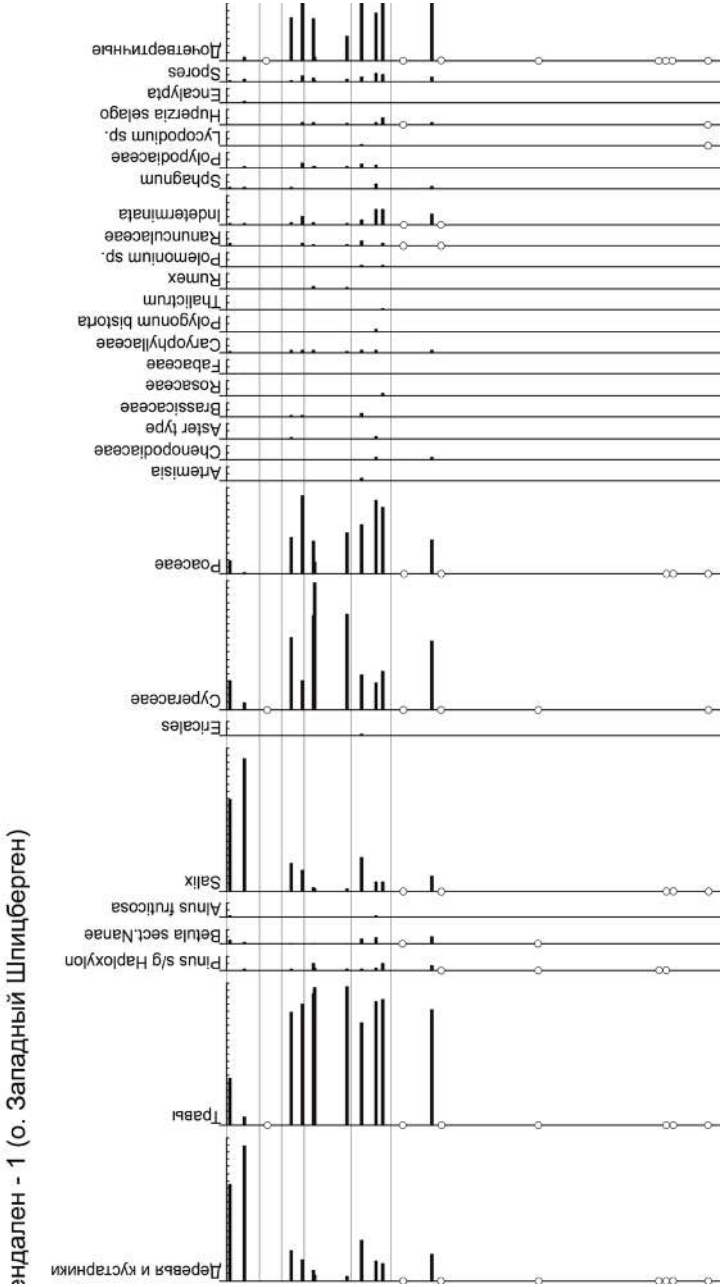


Рис. 2 Спорно-пыльцевая диаграмма разреза Грендаген-1 (ГД-1)

Насыщенность препаратов микрофоссилиями низкая. В полученных спорово-пыльцевых спектрах присутствует пыльца как местных растений (*Betula sect. Nanae*, *Salix*, Cyperaceae, Poaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, *Polemonium* sp., *Rumex* sp. и др.), так и дальнезаносная (*Pinus*, *Alnus fruticosa*). В группе трав было определено всего 14 типов пыльцы, среди которой постоянно доминировали только 2 таксона — Cyperaceae и Poaceae. В подавляющем большинстве проб содержатся углистые частицы, дочетвертичные микрофоссилии плохой сохранности и динофлагеллаты.

Количество дочетвертичных микрофоссилий вычислено от общей суммы четвертичной пыльцы и спор.

Спорово-пыльцевой анализ вскрытых четвертичных образований позволил выделить несколько этапов развития растительности и выявить некоторые особенности условий осадконакопления в нижнем течении р. Грен в верхнем плейстоцене — голоцене.

Почти полное отсутствие пыльцы и спор четвертичного возраста в интервале от 370 до 150 см (палинозона 1) может быть связано как со скудным растительным покровом, низкой продуктивной способностью растений и преобладанием вегетативного размножения в условиях крайне сурового климата, так и с высокой скоростью осадконакопления, например, в условиях морского бассейна. Последнее предположение коррелируется с литературными данными о высоких отметках уровня моря в период с 13000 л.н. до 5000 л.н. Наличие переотложенных микрофоссилий и углистых частиц по всему разрезу свидетельствуют о размыве древних дочетвертичных отложений и привносом аллохтонного материала на протяжении формирования всей вскрытой толщи отложений. Исключение составляют верхние 17 см отложений, которые формировались в современных условиях.

Палинозона 2а отражает развитие осоково-злаковых тундр с участием кустарничковых ив и берез, которое сменяется монодоминантными сообществами из представителей семейства осоковых, отдельные участки были заняты сообществами с участием злаковых (палинозона 2b). Выше по разрезу (палинозона 2с) в составе травянистых осоково-злаковых растительных сообществ вновь появляются кустарничковые виды ив и берез.

Малое содержание пыльцы и спор в толще отложений, выделенных в палинозону 3, а также обилие дочетвертичных микрофоссилий свидетельствует о неблагоприятных условиях для накопления

пыльцы и спор на этом этапе и, возможно, отсутствии цветковых растений в составе растительного покрова. Можно предположить, что данная палинозона отражает холодные условия малого ледникового периода.

Обилие пыльцы ивы и трав в верхних образцах (палинозона 4) отражает современную растительность — травяно-ивковую тундру.

В процессе проведения спорово-пыльцевого анализа были обнаружены водные палиноморфы, представленные нитчатыми пресноводными водорослями типа *Zygnema* и цистами динофлагеллят (рис.2). Присутствие водорослей в верхней части разреза (35–58 см) свидетельствует о пресноводных условиях осадконакопления. Наличие ископаемых динофлагеллят в нижних слоях, напротив, может говорить о морском генезисе [3,4,15].

ВЫВОДЫ

Изученный разрез четвертичных образований содержит информацию об особенностях развития природной среды в приустьевой части долины Грендален, охватывая временной интервал за последние ~14500 лет. Литологические особенности отложений и предварительные результаты аналитических исследований в совокупности с имеющимися литературными данными позволили сделать следующие выводы:

- отложения формировались в условиях неоднократного изменения условий осадконакопления и динамики среды, что обуславливает специфику литологического состава, текстур и различие в общем содержании пыльцы и спор в отложениях;
- можно выделить два значительных этапа осадконакопления в приустьевой части долины Грендален: морское осадконакопление (до 5000 л.н) при непрерывном падении уровня моря и континентального или частично изолированного водоема;
- спорово-пыльцевой анализ позволил выделить 4 этапа развития растительных сообществ в рассматриваемой долине, связанных как с изменениями климатических условий, так и с уровнем моря;
- палинозона 3 с низким содержанием микрофоссилий, по-ви-

димому, отражает ухудшение климатических условий и может соответствовать малому ледниковому периоду.

Представленные результаты являются предварительными, получение новых данных позволит уточнить и дополнить сведения о развитии природной среды в долине Грендален, Шпицберген.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Гричук В. П., Заклинская Е. А. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., 1948. 223 с.
- [2] Зеликсон Э. М. Палинологическое исследование голоценового торфяника на Шпицбергене // Палинология голоцена. М., 1971. С. 199–212.
- [3] Клювиткина Т. С., Новичкова Е. А., Полякова Е. И., Маттиссен Й. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых)—В кн.: «Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития». М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 448–465.
- [4] Околотков Ю. Б. Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики: Автореф. дис. д-ра биол. наук. СПб., 2000. 363 с.
- [5] Семевский Д. В., Шкатов Е. П. Геоморфология Земли Норденшельда (Западный Шпицберген). Материалы по геологии Шпицбергена. Л., 1965. с. 232–240.
- [6] Троицкий Л. С., Пуннинг Я.—М. К., Сурова Т. Г. Оледенение архипелага в плейстоцене и голоцене // Гляциология Шпицбергена. 1985. С. 160–175.
- [7] Шарин В. В., Кокин О. В., Гусев Е. А., Окунев А. С., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. Новые геохронологические данные четвертичных отложений северо-западной части земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген)// Вестник Санкт-Петербургского университета. 2014. № 7. С. 159–168.
- [8] Birks H. H. Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen—plant macrofossils from Skardtjorna//The Holocene, 1991. Vol. 1. pp. 209–218.

- [9] Birks H. H., Paus, Aa., Svendsen, J. I., Alm, T., Mangerud, J. and Landvik, J. Y. Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard//*Journal of Quaternary Science*. 1994. Vol. 9, pp. 133–145.
- [10] Cwynar L. C., Burden E., McAndrews J. H. An inexpensive sieving methods for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments//*Canadian journal of Earth Sciences*, 1979. Vol. 16. pp. 1115–1120.
- [11] Forman S. L. Post-glacial relative sea-level history of north-western Spitsbergen, Svalbard//*Geological Society of America Bulletin*. 1990. pp. 1580–1590.
- [12] Landvik J. Y., Mangerud J., Salvigsen O. (1987) The late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard. *Polar Res* 5:29–44.
- [13] Mangerud J., Svendsen J. I. Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard// *Boreas*, 1990. Vol. 19. pp. 249–22.
- [14] Svendsen J. I., Landvik J. Y., Mangerud J., Miller G. H. Post-glacial marine and lacustrine sediments in Lake Linnevatnet// *Svalbard Polar Res*. 1987. Vol 5.281–283.
- [15] [15] Taylor F. J. R. The biology of dinoflagellates // *Botanical monographs*. Vol. 21. 1987.

INFLUENCE OF BOTTOM WATER TEMPERATURE VARIABILITY ON THE RESULTS OF GEOTHERMAL MEASUREMENTS IN THE KVITØYA TROUGH (BARENTS SEA)

E. Sukhikh¹

¹ Geological Institute of the Russian Academy of Science, Russia

ABSTRACT

Strong positive heat flow (HF) anomaly was indicated by the geothermal investigations in the Kvitøya trough (northern part of the Barents Sea), done in 25th (2007) and 27th (2010) cruises of the RV Akademik Nikolaj Strakhov. In this study the geothermal data quality was checked on the example of stations from the northern part of the trough with a range of measured HF values 407–484 mW/m². The thermal state of the near-bottom layer, which is influenced by the Fram Strait branch of Atlantic water with pronounced intra- and interannual variability of the thermohaline properties, was also taken into account. After the intra-annual variations of near-bottom temperature were applied as the upper boundary conditions for simulation of the temperature distribution in sediments, the actual endogenous HF values for the investigated group of geothermal stations are in the range of 250–330 mW/m². The calculated contribution of exogenous thermal fluctuations to the in-situ HF values is 30–37% for the northern part of the trough.

Keywords: water temperature, geothermal gradient, heat flow, marine geothermics, Barents Sea

INTRODUCTION

According to the geological and geophysical survey data of the RV Akademik Nikolaj Strakhov 25th cruise (September 2007) complex topography and acoustic basement structure in the Kvitøya trough were detected, as well as the abnormally high values of the bottom heat flow density (HF). Presence of all these features indicates neotectonic processes in the research area [1]. This strong HF anomaly, discovered in the 25th cruise, was confirmed by the geothermal measurements results of the RV Akademik Nikolaj Strakhov 27th cruise (September 2010) [2].

Geothermal measurements in the trough were carried out with a bottom isothermal layer condition, demonstrating the «linearity» of the temperature distribution in sediments. These thermal features can serve as an indicator of the exogenous effects absence on the measurements results [3]. However, the available hydrological data [4, 5, 6] indicate that the study area is in zone of the Atlantic water

(AW) influence, which is characterized by significant seasonal and interannual variability of thermohaline (*TS*) properties. Fram Strait Branch of AW enters the troughs of the Barents-Kara continental margin from the north during the circulation through the Nansen Basin as a cyclonic boundary current [5, 7], and the average depths of the troughs corresponds to the depths of the AW core (temperature and salinity distribution maximums). Thus, the thermal state of the AW is the main factor in thermal regime formation for the bottom water and consequently for the upper sediments layers of troughs in the northern part of the Barents Sea.

Hydrological stations were selected from the PANGAEA database [8] according to the spatial criteria (Fig. 1) for the time and spatial temperature variations evaluation. The areas (I, II, III) dedicated by the dotted lines on figure 1 unite geothermal and hydrological stations with geographically close location for the possible joint analysis of water column and upper sediments thermal conditions. According to the temperature distribution curves comparison for stations within the selected areas (Fig. 2) the temperature in the near-bottom layer varies quite significantly: the difference is up to 2 °C, depending on the trough site. To evaluate this exogenous temperature effect on the upper sediments layer thermal state, the data of area I (one) were used, since the thermal state of the near-bottom water layer for this trough site is most dependent on the temperature fluctuations within the AW core over the continental slope.

The M4 station (NABOS project) moored on the Nansen Basin slope (Fig. 1) had been measuring temperatures on depths 214 m and 466 m twice a day from IX.2004 to VI.2008 [9]. The analysis of the mean monthly temperatures allowed us to distinguish the following features of the intra-annual AW temperature variability for the depth of 466 m (a value close to the depths of the trough mouth and the area I) during the period before 25th cruise geothermal measurements. A long warm period (XI.2006–II.2007) with a few maximum temperature values (for the four-year M4 measurements time) was abruptly replaced by a long cold period (III–VI.2007), followed by a slight temperature increase.

Calculation of the exogenous temperature fluctuations influence on measured HF values was carried out using the finite element method. The one-dimensional vertical temperature distribution in the bottom sediments was calculated with a step of 20 cm. The depth of the simulation interval was 10 m, since below this level the influence of exog-

enous factor on the background geothermal gradient is less than the error of its measurement $\pm 0,001 \text{ mK / m}$.



Fig. 1: Study area with the points of hydrological and geothermal stations done in the Kvitøya trough in different years.

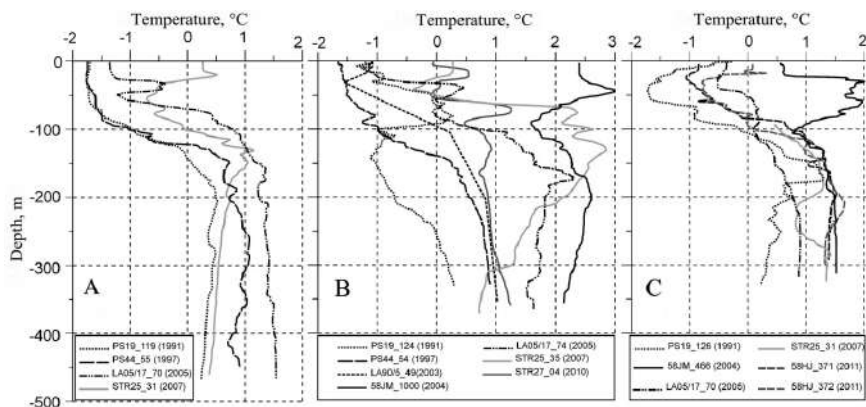


Fig. 2: The water temperature distribution for stations with a close geographical location: A) the northern part of the trough (area I); B) the central part (area II); C) the southern part of the trough (area III).

The used thermophysical properties of bottom sediments were: thermal conductivity (k) $1 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$; heat capacity (c) $1000 \text{ J}/(\text{K} \cdot \text{kg})$; density (ρ) $2400 \text{ kg}/\text{m}^3$, thermal diffusivity ($a = k \cdot (c \cdot \rho)^{-1}$) $4.2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$.

Setting the initial conditions an assumption was made that at the time $\tau = 0$ the geothermal gradient was not affected by exogenous disturbing factors. Note that this is non-critical, since the time delay for reaching a depth of 10 m in the temperature front is much shorter than the time until the moment of measurement. Therefore, the effect of the initial conditions on the temperature regime at the time of measurement can be considered insignificant.

At the lower boundary, a constant HF was set from 150 to $350 \text{ mW}/\text{m}^2$ in $50 \text{ mW}/\text{m}^2$ increments. As the upper boundary condition, the intra-annual temperature variability at the surface of the bottom sediments was taken (Fig. 3), determined taking into account the comparative analysis of the temperature measurements data at the M4 mooring station of the NABOS project and the temperature distribution data in the trough.

Fig. 4 shows the distribution of temperature in sediments for various values of the HF ($150\text{--}350 \text{ mW}/\text{m}^2$) taking into account the temperature fluctuations at the upper simulation boundary (Fig. 3). For comparison, the distribution of temperature in sediments, observed *in situ* at station STR25_31, was introduced on the graphs.

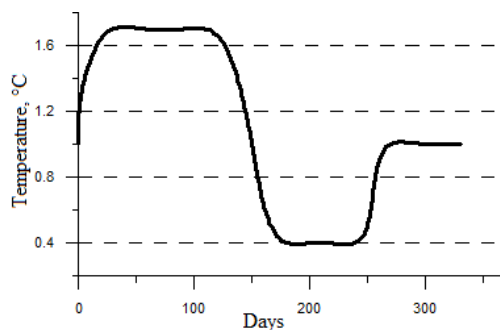


Fig. 3: Temperature variability at the upper boundary of the simulation.

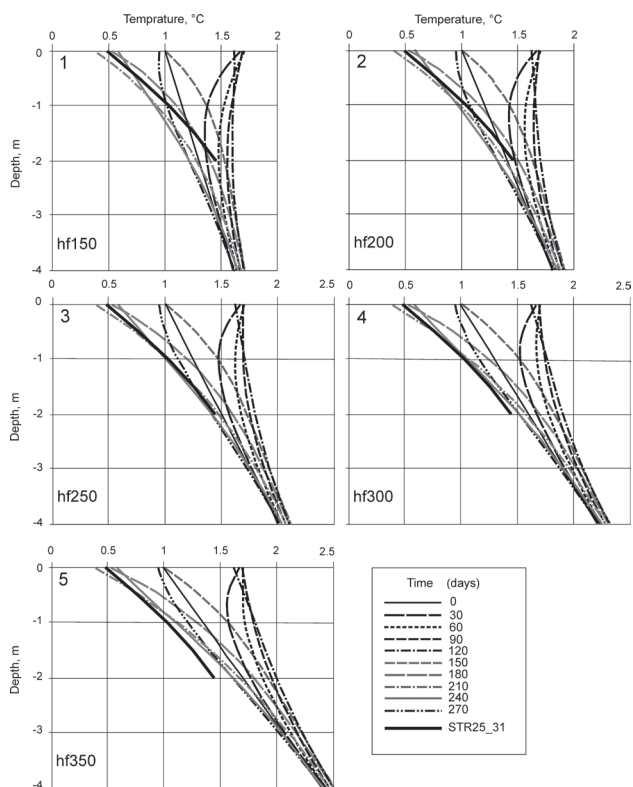


Fig. 4: Results of the simulating bottom sediments temperature distribution in time with the given temperature fluctuations at the water / seabed boundary and with different values of the endogenous heat flow on the lower boundary.

The temperature distribution to a depth of 4 m in bottom sediments is presented. It is the layer, where the maximum temperature fluctuations are observed. The convergence of the curves occurs only at a depth of 10 m.

The curve of the *in situ* temperature distribution in sediments demonstrates the greatest overlap with the simulation results with the endogenous $HF = 250 \text{ mW/m}^2$ and the duration of simulating situation of 220–230 days, which is 3.5 months of cooling on the water-sediments boundary: in September, in the bottom layer of the trough, the «cold» phase (observed over continental slope from March to July according to M4 data) was finishing. Therefore, «the linearity» of the temperature distribution in the bottom sediments was observed.

The simulating curves react immediately to the temperature increase on the upper boundary (temperature distribution for 270 days), so calculations are presented only up to this point, since simulation results became out of interest zone moving away from observed «linear» distribution with high geothermal gradients to «zero» position.

The value of the HF for the STR25_31 station calculated direct from *in situ* measurements was 407 mW/m^2 , and the maximum value for the area I was 484 mW/m^2 . There is no sense in the simulation up to the observed values, because with the endogenous $HF = 350 \text{ mW/m}^2$ the simulating gradients have already been much higher than the *in situ* observed gradient (Fig. 4).

CONCLUSION

The study shows importance of the bottom temperature variability investigation on an intra-annual scale for interpretation of geothermal measurements and calculating the actual endogenous HF values. Even in the presence of a sufficiently pronounced near-bottom isothermal layer during the measurement period, the temperature fluctuations, that occurred a few months earlier, made a definite contribution to the observed temperature distribution in the sediments.

Based on the simulation results, the contribution of exogenous temperature fluctuations to the formation of the geothermal gradient curve was 30–37%. The values of the actual endogenous HF for the geothermal stations group of area I range from 250 to 330 mW/m^2 , that is also significant not only for the Barents Sea (mean HF values are near 50 mW/m^2), but also for the Arctic Ocean, and indicates active neotectonic processes in the Kvitøya trough.

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was carried out with the financial support of the state budget theme No. 0135–2015–0021.

REFERENCES

- [1] Khutorskoi M.D., Leonov Yu.G., Ermakov A.V. et al., Abnormal Heat Flow and the Trough's Nature in the Northern Svalbard Plate, *Doklady Earth Sciences, Russia*, vol. 424/issue 1, pp 29–35, 2009.
- [2] Зайончек А. В., Соколов С. Ю., Мазарович А. О. и др., Строе-ние зоны перехода от хребта Ховгард к плато Шпицберген (по данным 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»), *ДАН, Россия*, т. 439/№ 4, с. 514–519, 2011.
- [3] Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др, Гео-термия Арктических морей. // М.: ГЕОС, Россия, 232 с., 2013.
- [4] Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrød T., The Northern Bar-ents Sea: Water Mass Distribution and Modification. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environ-ment*. AGU, USA, pp. 77–94, 1994.
- [5] Ivanov V.V., Polyakov I.V., Dmitrenko I.A. et al., Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen, *Deep Sea Re- search Part I: Oceanographic Research Papers*, vol. 56/issue 1, pp. 1–14, 2009.
- [6] Lind S., Ingvaldsen R.B., Variability and impacts of Atlan- tic Water entering the Barents Sea from the north, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, vol. 62, pp. 70–88, 2012.
- [7] Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Ivanov V.V. et al., Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Deep-Sea Research I*, vol. 101, pp. 80–97, 2015.
- [8] <https://www.pangaea.de>—Data Publisher for Earth & Envi-ronmental Science
- [9] <http://nabos.iarc.uaf.edu/data/>—Nansen and Amundsen Ba- sins Observational System.

ОПЫТ ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ЛЕДНИКАХ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

**А. Терехов¹, М.В. Сыромятина², П. Любичкий²,
К.В. Чистяков²**

¹ Институт озероведения Российской академии наук, Россия

² Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Россия

АННОТАЦИЯ

В статье описан опыт геодезического обеспечения гляциологических исследований в рамках комплексных географических экспедиций СПбГУ на ледниках монгольской части горного массива Табын-Богдо-Ола в 2014–2015 годах. При помощи наземной топографической съемки и дифференциальных измерений с применением глобальных навигационных спутниковых систем ГЛОНАСС и GPS выполнено развитие съемочного обоснования, съемка ситуации и рельефа, а также определение векторов перемещений абляционных рек за летний период. Приведены цифровая модель рельефа поверхности языка ледника Козлова, составленная по материалам топогеодезических съемок, а также поле поверхностных горизонтальных скоростей движения отдельных участков ледников Потанина и Александры, полученное путём интерполяции перемещений абляционных рек. Подобные данные, полученные комплексом наземных методов, могут быть использованы для дальнейшего мониторинга динамики ледников, а также для верификации результатов дистанционного зондирования.

Ключевые слова: горные ледники, GNSS, спутниковые методы, дифференциальные определения, цифровая модель местности

ВВЕДЕНИЕ

Горный массив Табын-Богдо-Ола, расположенный в юго-восточной части Алтае-Саянской горной страны на стыке государственных границ России, Монголии и Китая, является одним из центров современного горного оледенения в Центральной Азии. Ледники Козлова, Потанина и Александры, входящие в число наиболее крупных ледников массива, являются объектом исследования коллектива Института наук о Земле СПбГУ с 2013 г. [6, 10]. Здесь берут начало реки Цаган-Ус (верховья р. Ховд) и Цаган-Гол, крупнейший левый приток р. Ховд, являющейся важнейшим источником пресной воды для предгорных опустыненных равнин Западной Монголии.

Исследования, проводимые в горных ледниковых бассейнах, требуют наличия координатной привязки, планово-высотное обоснова-

ние для которой, с одной стороны, выполняется известными геодезическими методами, но, с другой стороны, имеет свою специфику, как из-за динамично меняющейся обстановки (таяние и движение ледника, движение боковых морен и осыпание, криогенные процессы), так и из-за повышенного внимания к обеспечению безопасности при проведении работ. Внутриконтинентальное физико-географическое положение района и относительно малая антропогенная нагрузка по сравнению с более освоенными равнинными территориями, является как помехой для геодезического обеспечения работ, с точки зрения недостатка развитой сети государственных геодезических пунктов, так и преимуществом, ввиду отсутствия древесной растительности, радиолокаторов, УКВ-передатчиков, ЛЭП, являющихся потенциальными помехами при производстве спутниковых наблюдений [1].

Ниже рассмотрен опыт применения геодезических методов для решения следующих задач: (1) для топографической съёмки с последующим построением цифровой модели поверхности ледника (для ледника Козлова) и (2) для наблюдения за смещениями абляционных рек с последующим построением полей скоростей горизонтального движения льда (для ледников Потанина и Александры).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В распоряжении экспедиции находилось и было использовано следующее геодезическое оборудование производства фирмы Trimble: многоканальные двухчастотные приёмники R8 и R6, полевой контроллер TSC3, а также электронный тахеометр M3DR5.

Технология подготовки работ с использованием спутниковых измерений включает в себя, в том числе, решение таких вопросов, как выбор методов позиционирования и выбор «срока предоставления данных» (то есть работы в «реальном времени» или с «пост-обработкой») [1]. Методы измерений оговорены в нормативных документах [3], но их окончательный выбор зависел и от иных факторов: легкости доступа к пунктам наблюдений, удобства расположения аппаратуры на пунктах и безопасности членов экспедиции. Но главным фактором остаётся потенциально достижимая точность метода. На Рис. 1 показаны диапазоны точности большинства используемых методов позиционирования [7].

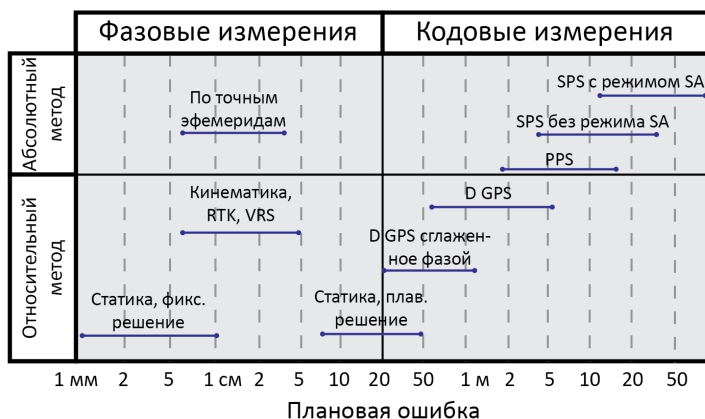


Рис. 1. Точность методов GNSS-измерений (по [7], с изменениями)

В вопросе выбора получения данных в реальном времени или с пост-обработкой, пост-обработка обнаруживает значительное преимущество, позволяя получить точные эфемериды спутников, а также произвести в камеральных условиях уравнивание сети, совместное с пунктами ITRF.

Ледник Козлова

Основной целью геодезического сопровождения работ на леднике Козлова являлось обеспечение топографической съёмки поверхности языка ледника и построения цифровой модели с целью дальнейшего мониторинга его динамики. Топографическую съёмку выполняют с точек местности, положение которых в принятой системе координат известно. Такими точками обычно служат пункты опорных государственных и инженерно-геодезических сетей, однако в условиях малообжитой высокогорной территории их количества, приходящегося на район снимаемого ледника, недостаточно. Следовательно, для начала производства съёмки необходимо было обеспечить сгущение геодезической основы.

Для создания съёмочного обоснования было решено произвести определение координат одной «базовой» точки спутниковыми продолжительными абсолютными наблюдениями методом статики, а затем с большей точностью определить координаты прочих пикетов относительно «базового».

Ледники Потанина и Александры

Главной целью геодезического обеспечения экспедиционных работ на ледниках Потанина и Александры в 2015 году являлось определение пространственного положения абляционных рек, проводимое дважды: в конце июня (начало сезона абляции) сразу после забуривания рек в поверхность ледника, и в конце августа (в конце сезона). По результатам сравнения двух облаков точек предполагалось получить вектора перемещения рек, а на их основе — поле скоростей горизонтального движения ледников.

Съёмка положений рек проводилась методом быстрой статики относительно базовой станции, установленной на пологом склоне за пределами ледника и боковой морены, вблизи лагеря. Продолжительность сеансов быстрой статики определена по эмпирической формуле для двухчастотных приёмников: $10 \text{ мин} + 1 \text{ мин/км}$ [8]. Для достижения максимальной точности, координаты базового пункта были вычислены при пост-обработке не на основе передаваемых в навигационном сообщении параметров, а с использованием апостериорного определения эфемерид на основе данных из банка национальной геодезической службы США (NGS). Точность этих эфемерид выше прогнозных почти на порядок, что существенно влияет на итоговую точность определяемых координат [2, 5]. Кроме того, был загружен архив данных спутниковых наблюдений SOPAC (The Scripps Orbit and Permanent Array Center) и уравнена сеть статических наблюдений на определяемом пункте и на ближайших станциях сети ITRF.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ледник Козлова

Базовая станция была установлена на удалении около 3 км от края ледника Козлова на ровном стабильном грунте в непосредственной близости от лагеря. Для работы выбрана система координат UTM зона 45N (датум WGS84), высоты ортометрические по модели геоида EGM2008. Координаты «базы» определены абсолютным методом в режиме статики (время наблюдений 13 часов).

Сеть временных геодезических пунктов создавалась на левой и правой боковых моренах языка ледника (Рис. 2). Закладка пунктов на морене связана с необходимостью обеспечить прямую видимость между пунктами и поверхностью ледника для дальнейшего

выполнения тахеометрической съёмки. В качестве материала для пикетов в морену забивались кувалдой отрезки стальной арматуры диаметром 10 мм и длиной 1 м, таким образом, чтобы на поверхности оставалось 3–10 см их длины. Вокруг забитых стержней выложены камни в форме круга диаметром около 1 м, нанесены опознавательные знаки аэрозольной краской для визуального обнаружения пунктов на местности. Наблюдение сети временных пунктов производилось в режиме статике относительным методом. В Табл. 1 приведены полученные координаты пунктов и точность определения координат относительно базовой станции.



Рис. 2. Схема расположения пунктов временного съёмочного обоснования вокруг языка ледника Козлова.

Таблица 1. Ведомость координат опорных пунктов в окрестностях ледника Козлова

№	Northing (м)	Easting (м)	Высота (EGM08, м)	Точность в плане (м)	Точность по высоте (м)
2	5433466,842	564652,798	2669,709	0,008	0,013
3	5433592,147	564643,318	2695,790	0,008	0,013
4	5433940,744	564593,659	2757,223	0,005	0,009
5	5434250,461	564578,436	2814,303	0,005	0,010
6	5434634,777	564596,473	2879,843	0,006	0,009
7	5434901,695	563974,749	2894,665	0,008	0,011
8	5434518,992	563955,613	2883,934	0,005	0,009
9	5434016,927	564084,343	2799,466	0,012	0,021
10	5433460,028	564249,433	2736,940	0,005	0,007

Несмотря на потенциальную подвижность боковой морены, которая может приводить к сдвигам относительно друг друга съёмки,

произведенных в разные дни, специфика работ в условиях пересечённого высокогорья определяет необходимость обеспечить максимальную доступность мест установки пунктов, удовлетворение ими основным условиям безопасности при проведении полевых работ, а также их хорошее опознание на местности. Всё это приводит к необходимости соблюдения баланса между точностью работ и перечисленными выше условиями.

С временных съёмочных пунктов была выполнена тахеометрическая съёмка практически всей поверхности ледника в соответствии с [4]. После выполнения тахеометрической съёмки были досняты при помощи ГНСС-оборудования точки в «мёртвых зонах», не видимые ни с одного из пунктов на боковой морене. ГНСС-съёмка проводилась подвижным приёмником в режиме кинематики с пост-обработкой.

На основе материалов тахеометрической и спутниковой съёмок при помощи программы ArcGIS была выполнена трёхмерная TIN-модель поверхности ледника методом триангуляции Делоне. На основе TIN-модели выполнено построение горизонталей поверхности ледника с сечением 5 метров (для топографического плана, Рис. 3), а также трёхмерная визуализация цифровой модели (Рис. 4).

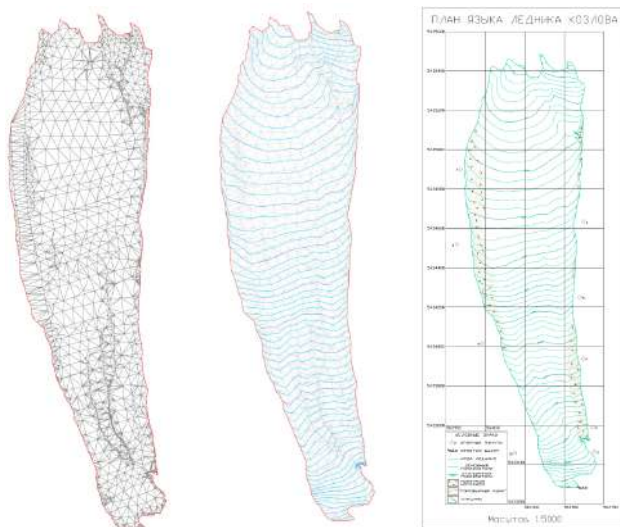


Рис. 3. Рельеф поверхности языка ледника Козлова: TIN-модель (слева), изолинии (в центре) и топографический план по состоянию на август 2014 г. (справа).

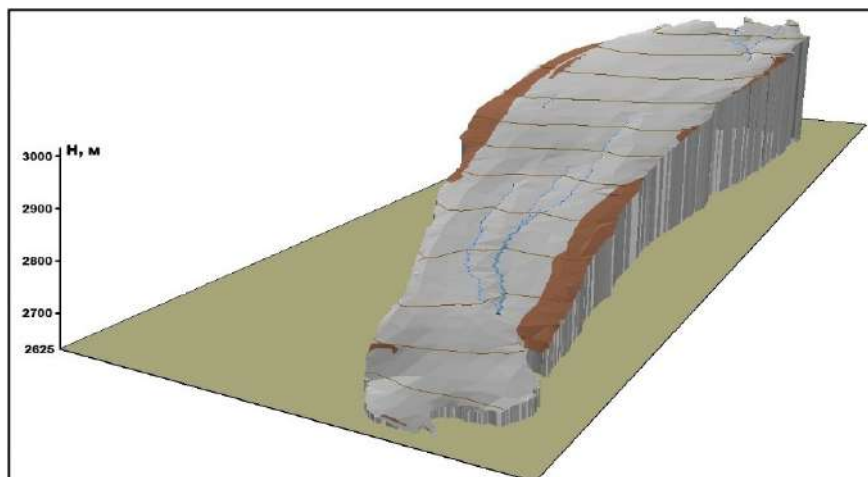


Рис. 4. Трёхмерная визуализация цифровой модели поверхности языка ледника Козлова (по состоянию на август 2014 года)

Ледники Потанина и Александры

Абляционные рейки были забурены в конце июня 2015 года (в начале сезона абляции) в нескольких условно выделенных высотно-морфологических зонах. Принимая во внимание характер поверхности ледника, погодные условия и прочие факторы, удалось забурить 17 реек на леднике Потанина в высотном диапазоне от 2920 до 3374 м и 16 реек на леднике Александры в высотном диапазоне от 2873 до 3380 м. В конце августа 2015 г. были повторно сняты отсчеты. К сожалению, из-за более значительных скоростей абляции в 2015 году по сравнению с предыдущими годами, некоторые рейки вытаяли, поэтому по результатам повторных измерений положений реек были получены вектора их перемещения лишь на отдельные участки ледников. На основе проекции векторов на поверхность эллипсоида была проведена интерполяция и получено поле горизонтальных скоростей движения ледника (Рис. 5). При этом средняя величина слоя стаивания за весь период наблюдений (около двух месяцев) составила около 180 см на леднике Потанина и около 200 см на леднике Александры, что даёт средние скорости стаивания около 3 см/сут.

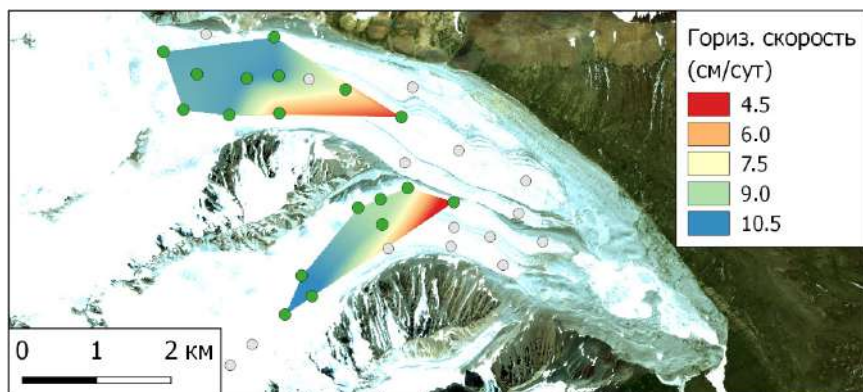


Рис. 5. Схема расположения абляционных рек и поле горизонтальных скоростей движения (серым—утраченные за сезон рейки). Спутниковая съёмка GeoEye © 2010 DigitalGlobe, Inc.

На рис. 5 видно, что горизонтальные скорости в средних частях языков ледников по результатам исследований за летний сезон 2015 года составляют от 4 см/сут (14.6 м/год) до 12.5 см/сут (45.6 м/год). Аналогичное исследование на леднике Потанина за 2003–2009 гг. [9] показало скорости до 17–31 м/год в средней части ледника (и 0.8–2.6 м/год на языке). Таким образом, значения скоростей имеют один порядок; полученное в 2015 году превышение максимальной скорости практически в полтора раза можно объяснить тем, что измерения проводились только в летний сезон, когда скорости движения в целом выше, в то время как цифры за 2003–2009 год являются осредненным результатом за весь год [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При геодезическом сопровождении экспедиционных работ в горных ледниковых бассейнах наилучшие результаты достигаются комплексом наземных и спутниковых методов, позволяющим соблюсти баланс между точностью, производительностью и безопасностью работ. Работа непосредственно на поверхности ледника имеет некоторые особенности: работы по топографической съёмке в сезон абляции должны производиться в максимально сжатые сроки для минимизации эффектов, связанных с таянием ледника. Кроме того, возникают технические проблемы: например, при установке штатива на продолжительное время (как при работе в режи-

ме быстрой статике), протаивание льда под штативом происходит неравномерно, в результате чего смещается центрирование и нарушается горизонтальность установки прибора.

В условиях контрастного рельефа, спутниковые наблюдения, не требующие прямой видимости между определяемыми пунктами, демонстрируют превосходство. Однако, несмотря на то, что в общем случае дифференциальная ГНСС-съёмка может быть более высокопроизводительной, нежели тахеометрическая [2, 7], при работе на леднике значительное время затрачивается на переход человека с вехой или с подвижным приёмником от одной точки к другой, поэтому это преимущество нивелируется.

Обоснование для топографической съёмки следует считать временным, так как его пункты закладываются в окрестностях ледника в динамичной геолого-геоморфологической обстановке, и, следовательно, подвержены смещениям. Для использования такого обоснования в разные сезоны (или месяцы одного сезона) необходимо проводить контроль неподвижности пунктов перед началом съёмочных работ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Экспедиционные работы 2014–2015 гг. выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13–05–41075 РГО_а, № 14–05–10089_к, № 15–05–10186_к), камеральная обработка материала и подготовка публикации выполнена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» (грант № 08/2017-И «Отклик природы и хозяйства гор Внутренней и Центральной Азии на региональные и глобальные изменения»). Коллектив авторов выражает благодарность сотрудникам Ховдского государственного университета и Монгольского государственного университета образования за помощь в организации и проведении полевых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Антонович, К.М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. В 2 т. Т. 2. Монография / К.М. Антонович; ГОУ ВПО «Сибирская государственная геодезическая академия». — М.: ФГУП «Картгеоцентр», 2006. — 360 с.: ил. ISBN5–86066–077–4 Т. 2

- [2] Генике А. А., Побединский Г. Г. Глобальные спутниковые системы определения местоположения и их применение в геодезии. Изд. 2-е, перераб. и доп.—М.: Картгеоцентр, 2004.— 355 с.: ил. ISBN5-86066-063-4
- [3] Инструкция по развитию съемочного обоснования и съемке ситуации и рельефа с применением глобальных навигационных спутниковых систем GPS и ГЛОНАСС. Геодезические, картографические инструкции нормы и правила: ГКИНП (ОНТА)-02-262-02; введ. 01.03.02.—М.: ЦНИИГАиК, 2004.— 70 с.
- [4] Инструкция по топографической съемке в масштабах 1:5000, 1:2000, 1:1000 и 1:500. Геодезические, картографические инструкции нормы и правила: ГКИНП-02-033-82; введ. 01.01.83.—М.: Недра, 1982. 98 с.
- [5] Куприянов А. О., Корчагин А. С. Глобальные навигационные спутниковые системы и их применение в геодезии и картографии»: учебно-методическое пособие.—М.: МИИГАиК, 2017.—32 с.
- [6] Сыромятина М. В., Курочкин Ю. Н., Чистяков К. В., Аюурзана Ч. Современное состояние и изменения ледников горного массива Табын-Богдо-Ола (Монголия) // Лёд и Снег, 2014, Вып. 3, С. 31–38.
- [7] Hein, G. W. From GPS and GLONASS via EGNOS to Galileo positioning and navigation in the third millennium / G. W. Hein // GPS Solutions.— 2000.—Vol. 3, No. 4.—P. 39–47.
- [8] Hofmann-Wellenhof, B. Global Positioning System. Theory and practice.—Fifth, revised edition [Text] / B. Hofmann-Wellenhof, H. Lichtenegger and J. Collins—Wienn, New-York: Springer.— 2001.— 384 p.
- [9] Kadota, T., Gombo, D., Kalsan, P., Namgur, D., Ohata, T. Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009 // Bulletin of Glaciological Research —2011.—Vol. 29.—P. 41–50
- [10] Syromyatina, M. V., Kurochkin, Y. N., Bliakharskii, D. P., K. V. Chistyakov Current dynamics of glaciers in the Tavan Bogd Mountains (Northwest Mongolia) // Environ Earth Sci (2015) Vol. 74, Issue 3: P. 1905–1914. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4606-1>

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ КОМПОНЕНТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОГО ЛЕДНИКА ДЖАНКУАТ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)

П. А. Торопов^{1,2} А. А. Шестакова³, А. М. Смирнов¹,
В. В. Поповнин¹

¹ Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
Географический факультет, Россия

² Институт Географии РАН, лаборатория климатологии, Россия

³ Институт Физики атмосферы РАН, лаборатория взаимодействия океана и атмосферы
Россия

АНОТАЦИЯ

Ледник Джанкуат входит в мировую службу мониторинга ледников WGMS и считается репрезентативным для Центрального Кавказа. Ежегодные наблюдения за компонентами баланса массы ведутся здесь с 1969 года. Анализ данных масс-балансовых наблюдений на леднике показал, что резкая деградация ледника в последние 20 лет связана с аномалиями абляции. На основе результатов метеорологических измерений проанализированы основные компоненты теплового баланса для сезона абляции с 2007 по 2015 гг. Получены количественные оценки точности расчета турбулентных потоков тепла с помощью различных методов. Показано, что в качестве «эталонного» можно использовать прямой пульсационный метод, основанный на расчетах турбулентных пульсаций скорости ветра и температуры воздуха, измеренные с помощью трехкомпонентного акустического анемометра с частотой 10 Гц. Среди расчетных методов наиболее точным является метод аэродинамических формул. Выполнена оценка временной изменчивости основных компонентов теплового баланса и вклада различных факторов в формирование слоя стаивания: радиационного баланса на уровне 50–80%, турбулентного теплообмена 20–40%.

Ключевые слова: горная метеорология, гляциоклиматология, тепловой баланс горных ледников

ВВЕДЕНИЕ

В основе большинства алгоритмов оценки абляции горных ледников лежит оценка компонентов теплового баланса, которая некоторыми исследователями выполняется на основе данных наблюдений, [10, 2]. В других работах предпринимаются попытки параметризации потоков прямой и рассеянной радиации и уровня шероховатости на поверхности ледника с учетом особенностей

микрорельефа, рассеянной радиации, альбедо в зависимости от температуры и промежутков времени между снегопадами в сезон абляции, и т.д. [8]. Также используются модели, опирающиеся на статистически значимую связь между суммами температур за сезон абляции и таяния [9]. Однако эти модели не позволяют выявить физические механизмы аномалий таяния.

Обширная программа метеорологических и гидрологических наблюдений проводилась на стационаре Джанкуат в 70-х гг. [2]. Однако, начиная с 2007 г. появилась возможность измерений посредством современного метеорологического оборудования, с помощью которого можно получать высоко дискретные ряды метеорологических данных на леднике Джанкуат [11]. Одной из важнейших проблем, связанных с оценкой слоя абляции горных ледников, являются методические проблемы расчетов турбулентного теплообмена, которые, как правило, базируются на упрощенных аэродинамических формулах или теории Монина-Обухова. В данной работе на основе данных измерений на леднике Джанкуат оценивается точность расчетов турбулентного теплообмена с помощью различных методов. Также рассматриваются методические аспекты проблемы невязок между измеренным и рассчитанным слоями стаивания.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Ледник Джанкуат входит в мировую службу мониторинга ледников WGMS и считается репрезентативным для Центрального Кавказа (рис.1.) [3]. Ежегодные наблюдения за компонентами баланса массы ведутся здесь с 1969 г.; проводятся измерения максимальной толщины снежного покрова перед началом сезона абляции с точностью 3–7%, плотности снежного покрова в опорных шурфах, а также слоя стаивания снега и льда по опорным рейкам в период с последней декады мая по последнюю декаду сентября включительно [6]. Средняя точность оценки суточной абляции по опорным рейкам составляет 7%, сезонного таяния 3% [5].

Метеорологические измерения проводятся с середины июня до середины сентября, охватывая большую часть сезона абляции. В некоторые годы из-за сложных погодных условий или в связи с напряженной политической обстановкой в регионе период наблюдений оказывается существенно короче. В данной работе используются метеорологические данные, полученные авторами на леднике

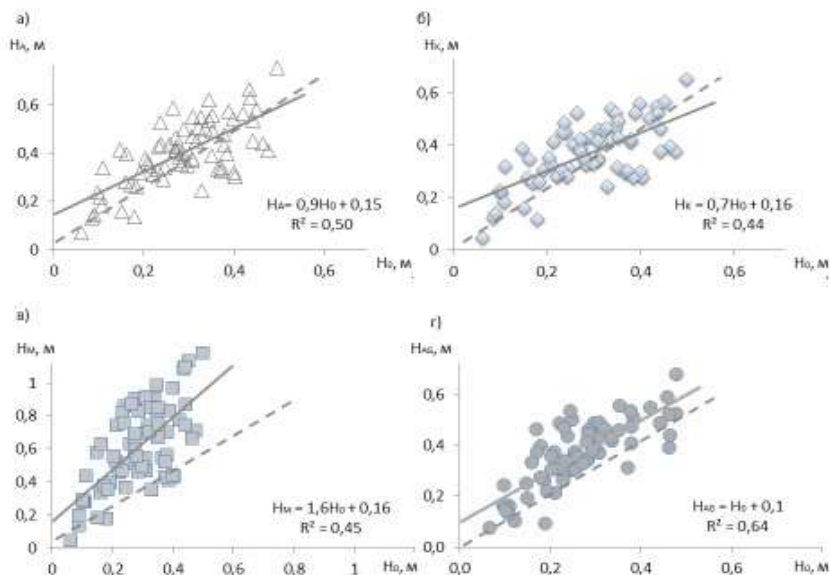


Рис. 1. Диаграммы рассеяния, показывающие сравнение измеренной толщины пятидневного слоя абляции (H_0) с вычисленной по уравнению теплового баланса (3) с использованием различных схем расчета турбулентного теплообмена: а) метода аэродинамических формул H_A , б) метода Кузьмина H_K , в) метода Мони́на-Обухова H_M , г) прямого метода H_{AG} . Пунктирными линиями показаны биссектрисы, соответствующие идеальному совпадению измеренных значений с рассчитанными.

Джанкуат в сезоны абляций в 2007–2015 гг. Среди них температура воздуха, относительная влажность, скорость и направление ветра на уровне 2 метра, слой стаивания, компоненты радиационного баланса, турбулентные пульсации скорости ветра и температуры с помощью трехкомпонентного акустического анемометра GILL.

Если величину $L_i \rho_i \frac{dh}{dt}$ обозначить, как Q_{melt} (затраты тепла на таяние льда), а выражение $SW^+(1-A)-(LW^+-LW^-)$ — как R (радиационный баланс), то уравнение 3 можно записать в еще более общей форме:

$$Q_{\text{melt}} = R + H + LE \quad (1)$$

Рассмотрим основные методы оценок турбулентного тепло- и влагообмена ледника с атмосферой, которые использовались в данной работе.

Метод теплового баланса основан на анализе членов уравнения 3. При этом величина радиационного баланса R известна из измерений. Затраты тепла на таяние Q_{melt} за определенный промежуток времени (часы, сутки) оценивается, как произведение измеренного с помощью датчика Sonic Ranger слоя стаивания Δh на величину $L \cdot \rho_i$. Для оценки турбулентных потоков тепла и затрат тепла на испарение введем отношение Боуэна:

$$Bo = \frac{H}{LE} = \frac{c_p}{L} \frac{\Delta T}{\Delta q} \quad (2)$$

которое определяется по измеренным вертикальным градиентам температуры и массовой доли водяного пара над льдом. Используя отношение Боуэна, можем из преобразованного уравнения (4) определить турбулентные потоки тепла и водяного пара:

$$H = LE \cdot Bo \quad (3)$$

Метод Монино-Обухова один из наиболее развитых в геофизической гидродинамике, в частности— в физике атмосферы, основанный на теории размерностей и подобия [4]. Суть метода состоит в строгом выражении турбулентных потоков тепла, влаги и импульса через универсальные безразмерные функции, зависящие прежде всего от температурной стратификации. Данный метод работает при условии горизонтальной однородности подстилающей поверхности, в предположении о стационарности метеорологических условий в течение заданного промежутка времени (в нашем случае, 15 минут), а также о неизменности турбулентных потоков по высоте в приземном слое.

Аэродинамический метод. В общем виде формулы для расчета турбулентных потоков тепла и водяного пара в рамках аэродинамического метода представляются в следующем виде:

$$H = C_p k \rho (T_2 - T_0); \quad LE = L k \rho (q_2 - q_0) \quad (4)$$

Поскольку в рамках метода температура T и влагосодержание q измеряется на двух уровнях (2 метра и вблизи поверхности), единственным неизвестным членом является коэффициент турбулентного обмена k , который обычно определяется следующим образом:

$$k = \frac{\kappa^2 u}{\left(\ln \frac{z_2}{z_0}\right)^2} f(Ri_b) \quad (5)$$

где z_0 — параметр шероховатости, для различных ледников он колеблется от 0,5 до 3 мм, в нашем случае $z_0 = 1$ мм; функция объемного числа Ричардсона, учитывающая стратификацию в приземном слое атмосферы:

Метод турбулентных пульсаций (или прямой метод) предполагает измерения пульсаций трех компонент скорости ветра (вертикальной и двух горизонтальных), температуры, удельной влажности в слое постоянных потоков (приземном слое) с помощью высокочувствительных акустических анемометров, основанных на эффекте Доплера. Потоки тепла и водяного пара вычисляются по ковариациям между ними, подробно с методикой расчетов можно ознакомиться, например, в [7].

$$H = c_p \rho_0 \overline{w' T'}; \quad LE = \rho_0 \overline{L w' q'} \quad (6)$$

Оптимальная частота измерений соответствует частоте наиболее мелких турбулентных пульсаций в атмосфере и составляет 10–20 Гц. Время осреднения полученных данных выбирается так, чтобы оно обеспечивало статистическую устойчивость результатов. Как показали специальные исследования, опубликованные еще в [1], оптимальное время осреднения составляет 30 минут.

ОЦЕНКА МЕТОДОВ РАСЧЕТА СЛОЯ АБЛЯЦИИ

Прямые измерения слоя стаивания датчиком Sonic Ranger, позволившие оценить величину Q_{melt} в уравнении 3, в сочетании с достаточно точными измерениями радиационного баланса R дали возможность подобрать оптимальный метод расчета турбулентных потоков. Иными словами, суточная сумма радиационного баланса R в уравнении 4 задавалась по данным измерений и оставалась неизменной, в то время, как величины H и LE менялись в зависимости от используемой методики расчета. Итоговая рассчитанная величина слоя стаивания сравнивалась с измеренной. В целях исключения случайных погрешностей, шума и статистических «выбросов» были выполнены пентадные (пятидневные) оценки.

На рис. 1 хорошо видно, что точность оценки слоя абляции существенно зависит от выбора метода расчета турбулентных потоков

тепла. Коэффициент детерминации R^2 показывает точность аппроксимации полученных линейных зависимостей. Однако точность самих методов следует оценивать по полученным уравнениям регрессии, которые для всех четырех используемых методов имеют вид прямых $Y = kX + b$. Примечательно, что для всех случаев величина b , характеризующая систематическое завышение слоя стаивания, составила 0,1–0,16 м за 5 суток. Можно предполагать, что ошибка связана с возможным занижением потока отраженной радиации в конкретной точке измерений: альбедо элементарной площадки ледника площадью 100х100 м, выбранной в зоне абляции, весьма изменчивая величина, и, как показали натурные измерения, может меняться от 0,2 до 0,4. Другой причиной завышения общего слоя стаивания по сравнению с измеренным может быть допущение равенства температуры на поверхности ледника и в слое шероховатости 0 °С. В реальности это значение может быть выше 0 °С, поскольку поверхность ледника представляет собой смесь тающего льда с мелкими частицами моренного материала и водой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Коэффициент k в рассматриваемых линейных связях (рис. 1г) между рассчитанным и измеренным слоем стаивания меняется от 0,7 до 1,6. Для метода турбулентных пульсаций его величина равна 1 (рис. 1г). Это означает, что расчет турбулентного потока на основе данных акустического анемометра GILL можно считать эталонным. Погрешность метода связана только с общим завышением слоя стаивания, речь о котором шла выше. Наименее точным оказывается метод Монина-Обухова (рис. 2в): его применение для оценки турбулентного потока тепла приводит к завышению рассчитанного пятидневного слоя стаивания по сравнению с измеренным в 2–2,5 раза, то есть на 100–150%. Не слишком успешно зарекомендовал себя и метод Кузьмина, для которого характерна максимальная (по сравнению с другими методами) дисперсия ошибок, определившая самый низкий коэффициент детерминации (0,44). В среднем, метод занижает значения потоков на 30% (рис. 1б). Наиболее успешным оказался метод аэродинамических формул: средняя ошибка без учета систематического завышения составляет –10%.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Волков Ю.А. Анализ спектров морского волнения, развивающегося под действием турбулентного ветра. // Известия

- Академии Наук СССР: Физика атмосферы и океана, 1968, Т. 4, с. 957–968.
- [2] Волошина А. П. Метеорология горных ледников // МГИ, 2001, Вып. 92, с. 3–138.
- [3] Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б., Маркин В. А., Бари Л. Б., и др. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Л.: «Гидрометеоиздат», 1978, 184 с.
- [4] Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, 290 с.
- [5] Ледник Джанкуат (под ред. Боярского). Л.: «Гидрометеоиздат», 1978, 183 с.
- [6] Поповнин В. В. Бюджетная эволюция репрезентативного ледника Джанкуат // Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М., МГУ, 1989, 309 с.
- [7] Andreas E. L., Jordan R. E., Makshtas A. P. Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results // *Boundary-Layer Meteorology*, 2005, Vol. 114, pp. 439–460
- [8] Anslow, F. S., S. Hostetler, W. R. Bidlake, and P. U. Clark,; Distributed energy balance modeling of South Cascade Glacier, Washington and assessment of model uncertainty. *J. Geophys. Res* 2008. 113, F02019, doi:10.1029/2007JF000850.
- [9] Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas. // *Journal of Hydrology*, 2003, Vol. 282, pp. 104–115.
- [10] Mölg T., [Cullen](#) N. J., Hardy D. R., Kaser G. and Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // *International Journal of Climatology*. 2008, T. 28, № . 7, pp. 881–892.
- [11] Toropov P. A., Shestakova A. A., Smirnov A. M. Methodological aspects of heat balance components estimation on mountain glaciers. // *Russian Journal of Earth Sciences*, V. 17, 2017

CREVASSE DETECTION BY GEOMORPHOMETRIC MODELLING OF DATA FROM UNMANNED AERIAL SURVEY

I. V. Florinsky¹, D. P. Bliakharskii^{2, 1}

¹Institute of Mathematical Problems of Biology, Keldysh Institute of Applied Mathematics, Russian Academy of Sciences, Russia

²Institute of Earth Sciences, St. Petersburg University, Russia

ABSTRACT

For Antarctic research, one of the most important support tasks is a monitoring of sledge routes, airfields, and other visited areas for detection of open crevasses and revealing of hidden, snow-covered ones. We present a novel approach for revealing hidden crevasses, which is based on geomorphometric treatment of high-resolution, glacier digital elevation models (DEMs) produced from aerial imagery captured by unmanned aerial systems (UASs). The study was conducted in East Antarctica. The surveyed territory included an initial section of a sledge route from the Progress to Vostok Stations. The survey performed by Geoscan 201, a flying-wing UAS, resulted in a set of aerial photographs with the resolution of 6 cm. Handling these images, we produce several high-resolution glacier DEMs for a typical area of the sledge route with snow-covered crevasses examined in the field. The glacier DEMs with the resolutions of 25 cm, 50 cm, and 1 m were then treated by methods of geomorphometry. We derived models of 16 morphometric variables including horizontal, vertical, minimal, and maximal curvatures, catchment area, etc. For the 1-m resolution DEM, mapping of some variables allowed us to reveal one of the hidden crevasses. The developed approach is functional, at least, for hidden crevasses with a width of 1.5 m and wider.

Keywords: unmanned aerial system, geomorphometry, digital elevation model.

INTRODUCTION

Crevasses constantly form on the surface and in the near-surface layer of glaciers and ice sheets [1]. These features pose a significant danger to polar explorers. Thus, for Antarctic research, one of the most important support tasks is a rapid and safe monitoring of sledge routes, airfields, and other visited areas for detection of open crevasses and revealing of hidden (snow-covered) ones.

For real-time detection and revealing of crevasses, ground penetration radars are usually applied, with antennas mounted in front of the moving vehicle [1]. Although aerial imagery may be utilized to monitor crevasses, a rapid aerial survey from manned aircrafts is not always possible due to its high cost as well as weather and lighting conditions. Moreover, aerial photographs of glacier surfaces cannot always be interpreted because of specific conditions for image formation, such as low contrast of scenes, as well as glare from snow and ice surfaces.

Unmanned aerial systems (UASs) introduce a low-cost alternative to manned aerial survey [2]. The use of UASs may facilitate the work of researchers in severe conditions of high mountain glaciers and ice sheets [3]. In particular, UAS-derived images can be utilized for producing high-resolution digital elevation models (DEMs) [4], which are initial data for further digital terrain analysis and geomorphometric modelling [5].

Crevasse formation and propagation are reflected in the geometry of a glacier surface. To reveal crevasses, it is, therefore, reasonable to analyse glacier DEMs. In this paper, we present a novel geomorphometric approach for revealing hidden crevasses based on treatment of UAS-derived glacier DEMs.

DATA AND METHODS

During the austral summer 2016/2017, an unmanned aerial survey was conducted in East Antarctica within the frameworks of the 62nd Russian Antarctic Expedition (RAE) in cooperation with Geoscan Ltd [6, 7]. The surveying was performed by Geoscan 201, a flying-wing UAS (its description can be found elsewhere [7]). In particular, the unmanned aerial survey was conducted along an initial section of a sledge route from the Progress to Vostok Stations (the survey is described in details elsewhere [7]). The surveyed strip has a length of about 30 km and a width of around 3 km (Fig. 1). Within the surveyed strip, we selected a typical area measuring 1300 m $\times$ 770 m, which includes two, long and short, snow-covered crevasses (Fig. 2). The long one was examined in the field (Fig. 3a). The crevasse had a width of 1.5 m and an observed depth of at least 2 m. It was covered by a snow layer with a thickness of 25 cm. Visually, it is difficult to detect the crevasses in the field and aerial images (Fig. 2).

To explore geomorphometric techniques in terms of revealing hidden crevasses, we carried out the following procedures: First, we obtained several glacier DEMs for the selected area. The glacier DEMs with resolutions of 25 cm, 50 cm, and 1 m (Fig. 4) were photogrammetrically produced using software Agisoft PhotoScan from a set of 133 aerial images (7 flight stripes $\times$ 19 photographs) with forward and side overlaps of about 70% and 50%, correspondingly. Aerial images have the average resolution of 6 cm. The photogrammetric procedure is described elsewhere [4, 7]. Second, to suppress high-frequency noise and artefacts, the glacier DEMs were smoothed 1–3 times by a weighted aver-

age filter. Finally, applying software LandLord, we derived models of 16 morphometric variables from the smoothed DEMs including horizontal (k_h), vertical (k_v), minimal (k_{min}), and maximal (k_{max}) curvatures, slope (G), catchment area (CA), etc. (Fig. 5). For formulae, definitions, and interpretations of the variables, see [5].

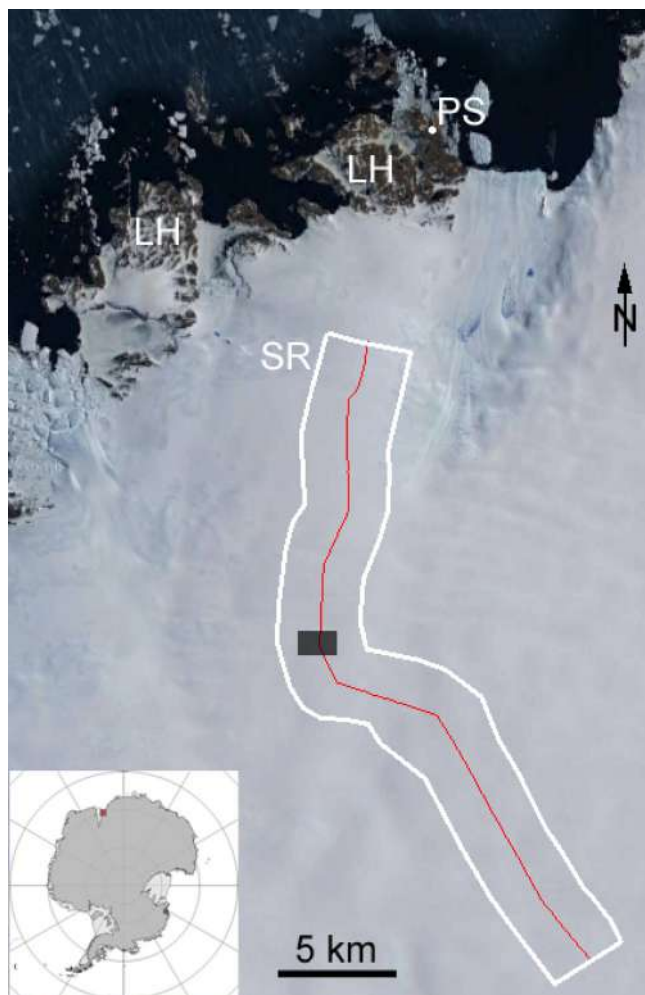


Fig. 1. Location of the study area: LH — Larsemann Hills; PS — Progress Station; white frame SR — the surveyed strip along the initial section of the sledge route (red line) from the Progress to Vostok Stations; grey rectangle — the study area.

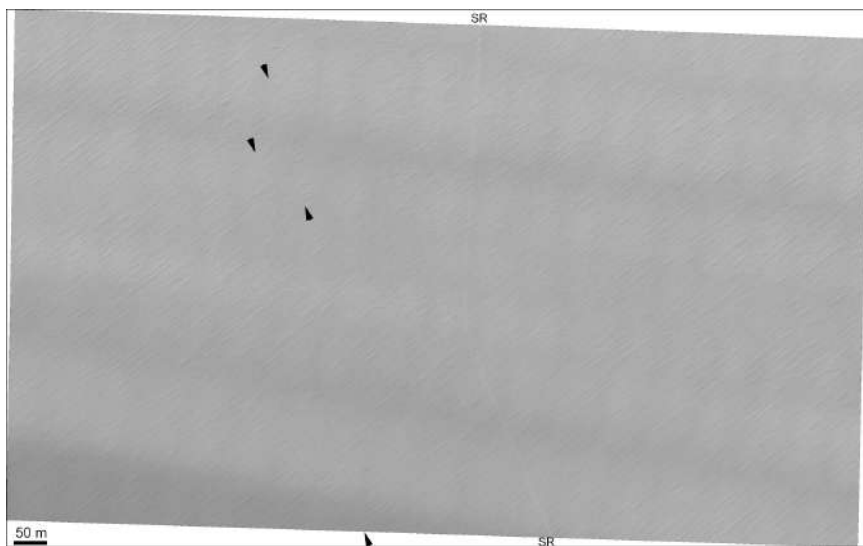


Fig. 2. Orthomosaic for the study area (the central point: $69^{\circ}33'48.33''$ S, $76^{\circ}15'52.85''$ E; see Fig. 1). Arrows — snow-covered crevasses; SR — the sledge route.

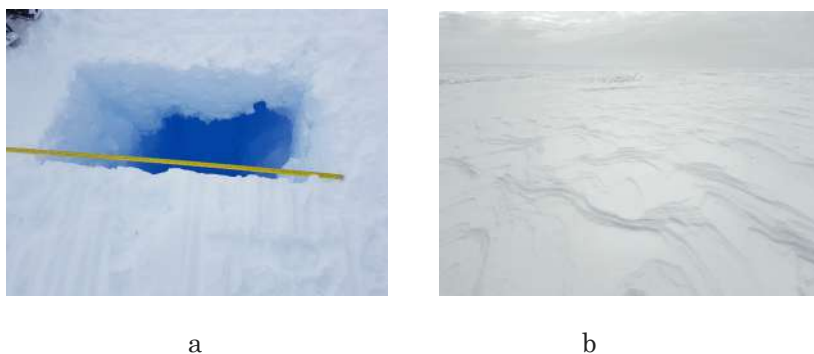


Fig. 3. (a) A cleared portion of the long crevasse. (b) Snow microtopographic patterns.

RESULTS AND DISCUSSION

The orthomosaic of the study area (Fig. 2) displays many snow elongated patterns of aeolian origin (apparently, little sastrugi), which are stretched from southwest to northeast, perpendicular to the local

katabatic wind direction. Aeolian snow microtopographic patterns (Fig. 3b) can also be seen on the maps of k_h , k_v , and CA (Fig. 5a, b, f). The k_v map demonstrates a system of snow microterraces stretched from southwest to northeast (Fig. 5b), also perpendicular to the local katabatic wind. The k_h and CA maps (Fig. 5a and f) show a system of snow micro-“flows” stretched from southeast to northwest, from up- to downhill, parallel to the local katabatic wind.

Visually, the both snow-covered crevasses cannot be easily found in the orthomosaic (Fig. 2). At the same time, morphometric variables derived from the 1-m resolution DEM revealed the long crevasse as a lineament (Fig. 5). Maps of all variables somehow display this crevasse, because it is reflected in the geometry of the glacier surface. However, different variables have different ability to reveal the crevasse, because a particular morphometric variable describes topographic features according to its physical and mathematical meaning [5]. The crevasse is best detected by k_h and k_{min} (Fig. 5a, c). Although the measured width of the crevasse is 1.5 m (Fig. 3a), the width of its trench manifested in the snow microtopography is 5–6 m. Otherwise it would not be revealed by the 1-m resolution models due to consequences of the sampling theorem.

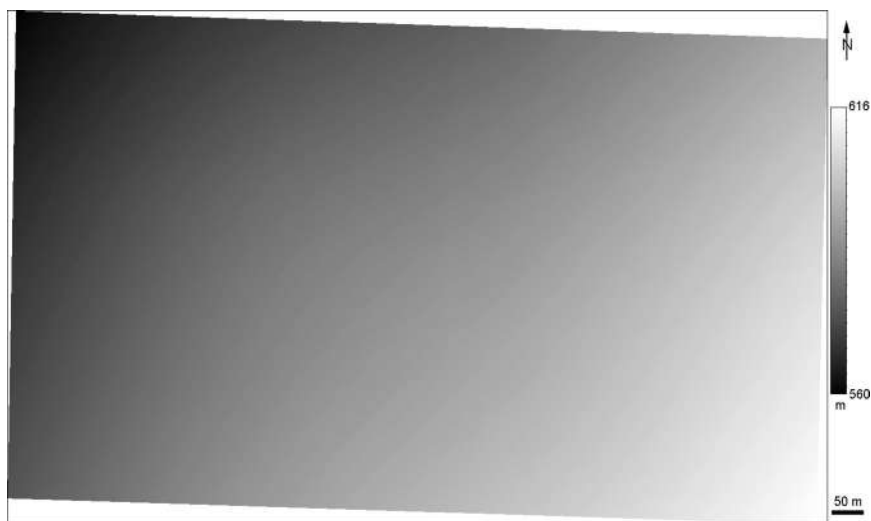


Fig. 4. Elevations of the study area (the 1-m resolution DEM).

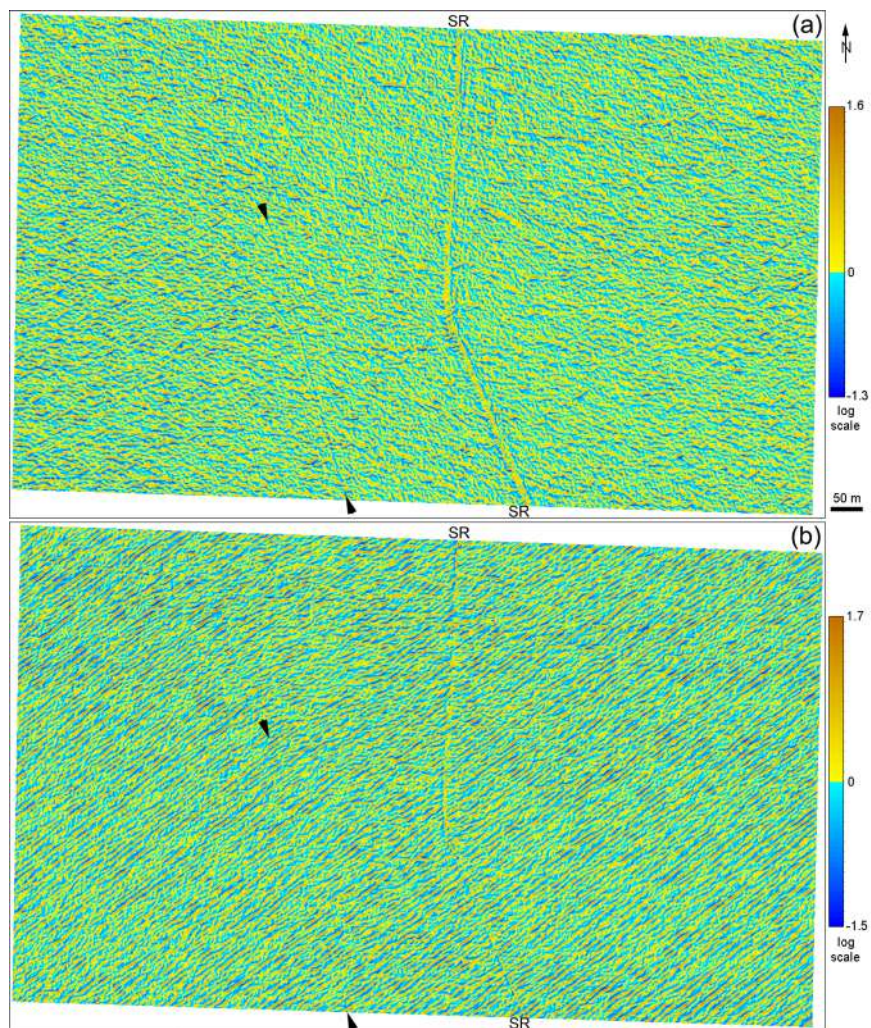


Fig. 5. Geomorphometric maps of the study area derived from the thrice-smoothed 1-m resolution glacier DEM: (a) horizontal curvature; (b) vertical curvature. Arrows — the revealed long crevasse; SR — the sledge route.

The short crevasse is not detected on the 1-m resolution morphometric maps (Fig. 5) because it is narrower than the long crevasse. The 25-cm and 50-cm resolution glacier DEMs include high-frequency noise and artefacts, which are associated with specificities of the formation of

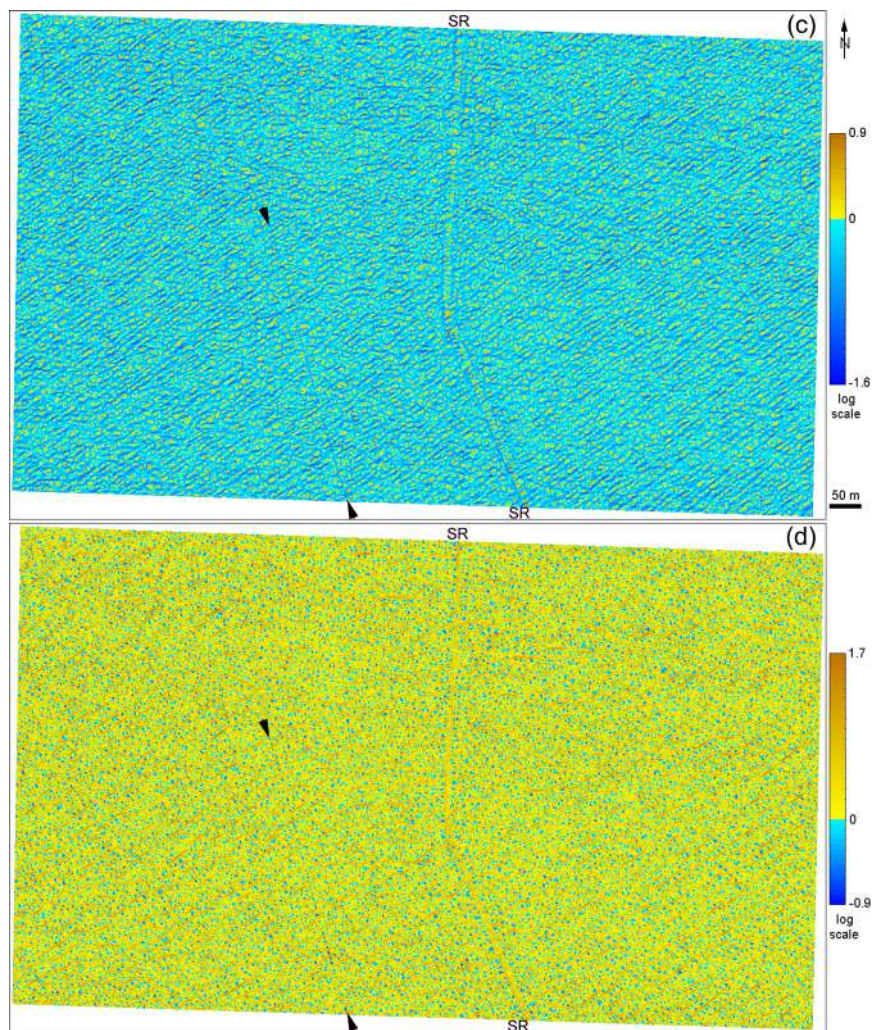


Fig. 5. Cont'd: (c) minimal curvature; (d) maximal curvature.

glacier aerial images and their photogrammetric processing. We were unable to suppress adequately the noise and artefacts. Thus, geomorphometric treatment of these two DEMs did not allow us to reveal the crevasses.

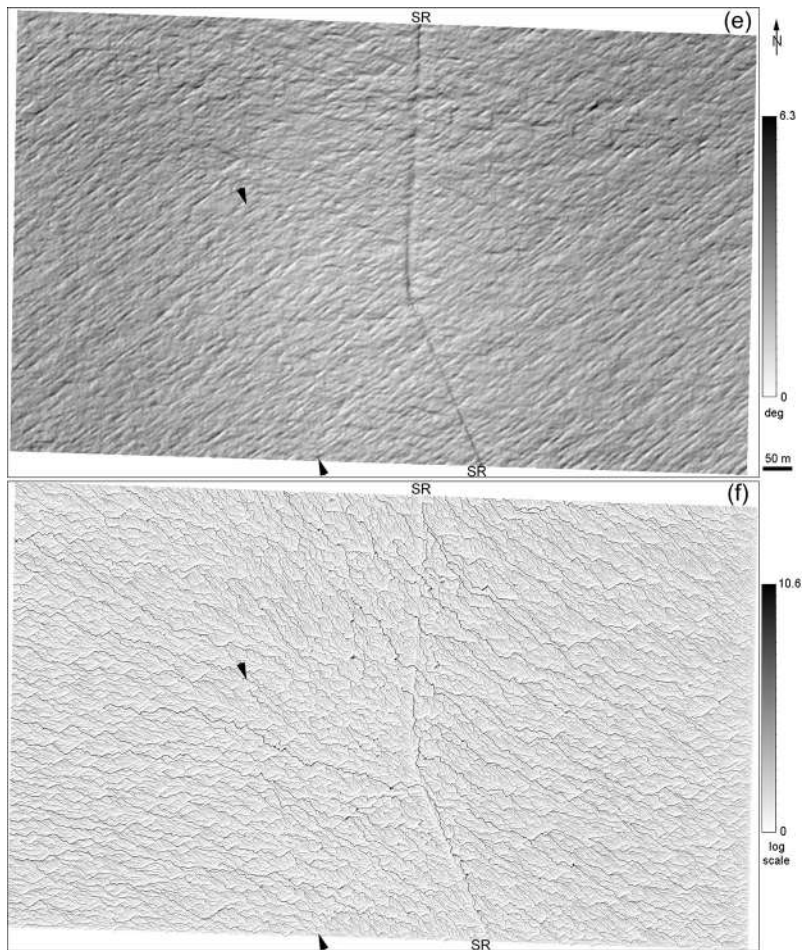


Fig. 5. Cont'd: (e) slope; (f) catchment area.

CONCLUSION

We described a novel approach for revealing hidden crevasses, which is based on geomorphometric treatment of UAS-derived glacier DEMs. The field test demonstrated that the approach is functional, at least, for the case of snow-covered crevasses with a width of 1.5 m and wider. It can be used as an alternative or complement to existing methods of crevasse detection. To provide revealing narrower crevasses, further

studies will be focused on suppressing of noise and artefacts in high-resolution glacier DEMs.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the participants of the 61st and 62nd RAE for their assistance. The study is supported by the Russian Foundation for Basic Research, grant 17–37–50011.

REFERENCES

- [1] Colgan W., Rajaram H., Abdalati W., McCutchan C., Mottram R., Moussavi M.S., Grigsby S. Glacier crevasses: observations, models, and mass balance implications. *Reviews of Geophysics*, vol. 54, no. 1, pp 119–161, 2016.
- [2] Colomina I., Molina P. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: a review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 92, pp 79–97, 2014.
- [3] Bhardwaj A., Sam L., Akanksha, Martín-Torres F.J., Kumar R. UAVs as remote sensing platform in glaciology: present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment*, vol. 175, pp 196–204, 2016.
- [4] Florinsky I.V., Kurkov V.M., Bliakharskii D.P. Geomorphometry from unmanned aerial surveys. *Transactions in GIS*, vol. 22, no. 1, pp 58–81, 2018.
- [5] Florinsky I.V. An illustrated introduction to general geomorphometry. *Progress in Physical Geography*, vol. 41, no. 6, pp. 723–752, 2017.
- [6] Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Belkov A.D., Kuznetsov V.L., Kashkevich M.P., Tyurin S.V. Main results of the engineering survey in the area of stations Mirny and Progress and field base Molodezhnaya, East Antarctica, in the field season of 62 RAE (2016/17). *Problems of Arctic and Antarctica*, no. 4, pp 86–97, 2017.
- [7] Bliakharskii D., Florinsky I. Unmanned aerial survey for modelling glacier topography in Antarctica: first results. In: *Proceedings of the 4th Int. Conf. on Geographical Information Systems Theory, Applications and Management (GISTAM 2018)*, 17–19 March, 2018, Funchal, Portugal. Setúbal: Scitepress, pp 319–326, 2018.

БОРА В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ АРКТИКИ (НОВАЯ ЗЕМЛЯ, ПЕВЕК, ШПИЦБЕРГЕН)

А. А. Шестакова

Институт физики атмосферы имени А. М. Обухова, Россия

АННОТАЦИЯ

Эффект резкого усиления скорости на подветренных склонах протяженных гор при боре, фёне и других местных ветрах наблюдается во многих районах мира. Такие явления не только представляют угрозу для человека, но также сильно влияют на теплообмен атмосферы с морской поверхностью и на климатическую систему (например, ускорение таяния ледников при фёне на Шпицбергене). В российской Арктике к наиболее известным подветренным бурям (“downslope windstorms”) относятся новоземельская бора, певекский южак, фён на Шпицбергене. Для данных ветров проводится анализ подветренных возмущений (скорости, температуры, давления) и натекающего потока, определяющего режим обтекания хребтов.

Ключевые слова: подветренные бури, бора, фён, мезометеорология, численное моделирование

ВВЕДЕНИЕ

Ветры типа боры и фёнов, которые имеют одинаковую природу и различаются лишь изменением температуры на подветренной стороне гор, называют подветренными бурями (“downslope windstorms”). Несмотря на значительное количество работ, посвященное этому явлению (преимущественно, чинуку в США, альпийским фёнам, адриатической боре, новороссийской боре), однозначного мнения о роли тех или иных физических механизмов в формировании подветренных бурь нет. С одной стороны, существует волновой механизм, связанный с образованием, распространением и обрушением над горами внутренних гравитационных волн (далее — ВГВ), а также их резонансом [11]. Другой подход — гидравлический, при котором натекающий поток аппроксимируется однослойной нестратифицированной жидкостью, а решение получается из уравнений мелкой воды [6]. Многие исследователи отмечают, что сильные подветренные бури, связанные с волновым обрушением, схожи с реакцией гидравлического подветренного потока.

Подветренные бури в Арктике изучены слабо, что связано с малой плотностью населения, а также с относительно небольшим количеством станций наблюдений. Новоземельская бора (сильный восточный ветер, возникающий на западных склонах архипелага Новая Земля) освещена в работах [1, 3, 8]. Сильный юго-восточный ветер в Певеке, называемый

«южаком», дующий на подветренной стороне певекского хребта, изучен значительно лучше, чем новоземельская бора. Певекскому «южаку» посвящена монография П. И. Зимича [2]. Подветренная буря на Шпицбергене, которая часто выражается в виде фёна при восточных ветрах (далее для простоты будем употреблять термин «шпицбергенский фён»), упоминается в работах [4,5,7]). Численному моделированию обтекания Шпицбергена воздушным потоком посвящены работы [9, 10].

В данном исследовании реализуется комплексный подход к изучению подветренных бурь на Новой Земле, Шпицбергене и в Певеке, используются одинаковые методы обработки данных и результатов моделирования. Проводится сравнительный анализ трех ветров, возникающих в различных регионах Арктики и в условиях разного рельефа, с использованием доступных данных наземных метеорологических наблюдений и численного мезомасштабного моделирования с помощью модели WRF-ARW. Особое внимание уделяется изучению натекающего потока, так как он играет определяющую роль при формировании режима обтекания гор, а значит и подветренных возмущений скорости ветра.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Данные наземных измерений метеорологических параметров во время новоземельской боры получены со станции Малые Кармакулы, во время певекского южака — со станции Певек (Рис.1а, б). На Шпицбергене отсутствуют станции наблюдений, расположенные непосредственно у подножия склона, вдоль которого дует бора, как на Новой Земле и в Певеке (или, по крайней мере, их данные отсутствуют в открытом доступе). Наиболее близко по сравнению с другими станциями отражают метеопараметры при подветренной буре автоматические метеостанции в районе Лонгйира (Рис.1г), установленные Университетским центром Свальбада (UNIS) и доступные на сайте <https://www.unis.no/resources/weather-stations/>. Для исследования было отобрано по 12 наиболее сильных эпизодов подветренных бурь в районе Новой Земли и Певека за последние 40 лет (когда доступны данные натурных наблюдений и реанализа). Скорость ветра (средняя за 10 мин) в этих эпизодах превышала 30 м/с. Для Шпицбергена было выбрано 10 наиболее сильных подветренных бурь за период 2010–2017 гг., когда доступны данные АМС в районе Лонгйира.

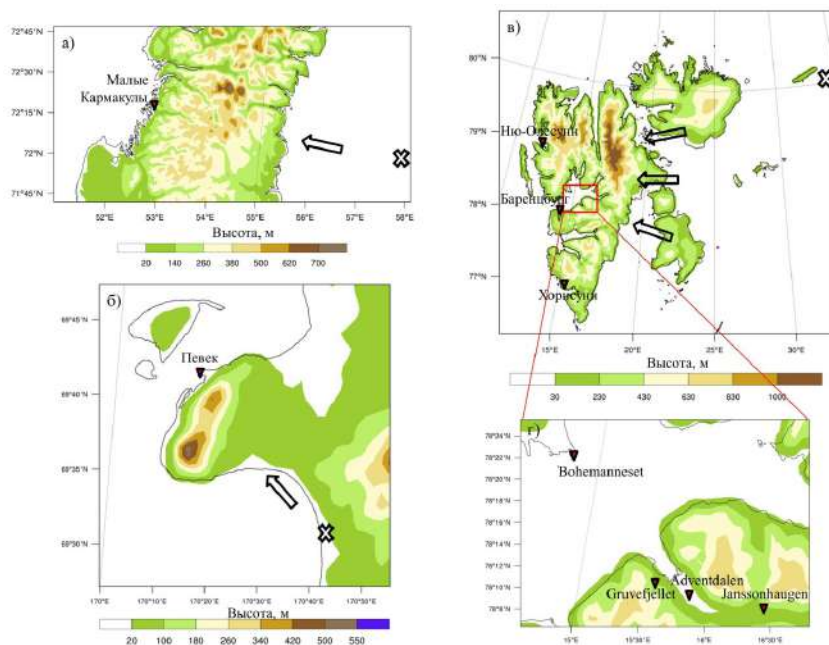


Рис. 1 Карты районов исследования а) новоземельской боры, б) певекского южака и в-г) шпицбергенского фёна. Цветом показана высота рельефа, треугольниками — расположение подветренных метеостанций, крестами — положение узлов реанализа, в которых анализировался натекающий поток, стрелками — направление натекающего потока

Для исследования натекающего потока в рамках данной работы использовались профили ветра и температуры из реанализа MERRA с пространственным разрешением $2/3^\circ$ по долготе и $1/2^\circ$ по широте с наветренной стороны хребтов. Расположение узлов реанализа, в которых анализировался натекающий поток, показано на Рис. 1. В качестве дополнительного инструмента использовалась мезомасштабная модель WRF-ARW 3.4.1, хорошо зарекомендовавшая себя при моделировании подветренных бурь по всему миру, в том числе новороссийской и новоземельской боры.

Хребет в районе Певека — наименьший среди изучаемых. Новоземельский хребет имеет схожую высоту (600 м), но намного шире певекского. Рельеф Шпицбергена — наиболее сложный, с большим количеством фьордов, которые осложняют анализ подветренной

бури. Максимальная высота основного хребта на Шпицбергене — 1700 м, типичная высота — около 1000 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Несмотря на различия крупномасштабной циркуляции атмосферы, на фоне которой развиваются изучаемые орографические ветры, натекающий поток для трех районов имеет схожие черты. Так, характерно наличие трех термических слоев в тропосфере — нижний слой со стратификацией, близкой к нейтральной, слабоустойчивой или слабонеустойчивой, слой приподнятой инверсии (высота H_{inv} , толщина Dh_{inv} и перепад температуры γ_{inv} в которой сильно разнятся не только для разных районов, но и для разных эпизодов одного и того же ветра), а также вышележащий слой со стратификацией, близкой к таковой для стандартной атмосферы. Очень важно, что инверсия в среднем располагается на высотах, близких к высотам хребтов (Табл. 1). Наличие такой инверсии позволяет, например, использовать для описания явления гидравлическую модель [13]. Однако при этом верхняя граница инверсии должна располагаться выше хребтов, что часто нарушается при шпицбергенском фёне. Также прослеживается локальный максимум скорости ветра в нижнем 1–2-км слое на высоте H_{max} — низкотропосферное струйное течение (НСТ) — с типичными скоростями U_{max} 10–20 м/с (Табл. 1). Направление ветра с высотой чаще всего меняется (в 70–90% случаев), в результате чего компонента скорости, перпендикулярная хребту, обнуляется. Высота обращения ветра H_0 наблюдается чаще всего в средней тропосфере. В некоторых случаях ветер, перпендикулярный хребту, дует по всей тропосфере, что благоприятно для распространения ВГВ.

В течение всех рассматриваемых эпизодов новоземельской боры, певекского южака и шпицбергенского фёна может наблюдаться частичное блокирование потока хребтами, которое приводит к стагнации потока с наветренной стороны и росту перепада потенциальной температуры между наветренной и подветренной стороной хребта. Однако в моменты кульминации характерно уменьшение величины блокирования, которое было выявлено на основании уменьшения безразмерного числа Бюргера и обратного внутреннего числа Фруда:

$$Bu = \frac{Nh_m}{fL_m}, \quad Fr_m^{-1} = \frac{Nh_m}{U}$$

где U —скорость натекающего потока, N —частота Брента-Вайся, f —параметр Кориолиса, L_m —длина препятствия вдоль потока, h_m —высота препятствия. Согласно этим критериям, блокирование возникает при $Bu > 1$ и $Fr_m^{-1} > 1$. Результаты моделирования подтвердили наличие частичного блокирования потока. Толщина слоя блокирования Z_b , вычисленная по высоте изотермы в натекающем потоке, соответствующей потенциальной температуре у земли с подветренной стороны хребта, сильно различается для разных подветренных бурь (Табл. 1). Безразмерные числа и толщина блокирования свидетельствуют о значительно большем блокировании потока (а значит, большем обтекании хребтов с боков, а не сверху) в случае шпицбергенского фёна. В большинстве случаев при шпицбергенском фёне весь слой натекающего воздуха ниже высоты хребтов блокируется горами, а на подветренную сторону опускается воздух с высоты 1.5–2 км. В сочетании с преобладающей юго-восточной адвекцией воздуха, адиабатический нагрев воздуха при опускании (т.н. фёновый эффект) приводит к резкому и значительному повышению температуры у земли.

Таблица 1 Средние значения характеристик натекающего потока (см. пояснения в тексте) во время кульминационной фазы новоземельской бory, певекского южака и шпицбергенского фёна

	$H_{inv} (м)$	$Dh_{inv} (м)$	$\gamma_{inv} (K/100м)$	$U_{max} (м/с)$	$H_{max} (м)$	$H_0^* (м)$	Fr_m^{-1}	Bu	$Z_b (м)$
Новая Земля	430	940	1.0	16	420	5440	0.5	1.3	220
Певек	260	725	1.4	14.1	285	6600	0.9	29	320
Шпиц берген	1015	485	0.6	10.8	775	6500	2.5	1.0	1730

* Средняя высота обращения ветра с высотой рассчитывалась для случаев, когда оно наблюдалось в нижнем 16-километровом слое. Более высокие слои атмосферы не рассматривались.

Интересно, что из 10 рассматриваемых случаев подветренных бурь на Шпицбергене в 2 наблюдалось понижение, а не повышение температуры, то есть бора. Такие ситуации наблюдались при преобладании северо-восточных потоков воздуха в нижней тропосфере. На Новой Земле в зависимости от знака адвекции, температура воздуха на подветренном склоне также может как повышаться, так

и понижаться. В Певеке такой изменчивости поведения температуры не наблюдается в силу субширотного расположения хребтов и преобладания одного направления адвекции, что и приводит к повышению температуры. Как показало сравнение наблюдений на станциях, окружающих Певек, повышение температуры происходит повсеместно за счет адвекции тепла, а фёновый эффект, как и ожидалось при таких небольших высотах хребта, крайне мал. Результаты моделирования показывают, что адиабатический нагрев на Новой Земле и в Певеке примерно одинаковый и чуть больше — на Шпицбергене, за счет больших высот хребта.

Поток на подветренном склоне отличается сильной турбулентностью. Амплитуда изменения скорости ветра за 3 часа может достигать 25 м/с. Для примера на Рис. 2 приведены ход скорости ветра, давления, температуры и относительной влажности при шпицбергенском фёне по данным АМС Adventdalen (Рис.1г) с временным разрешением 1 с. Хорошо видно, что резкие пульсации характерны для всех метеорологических величин.

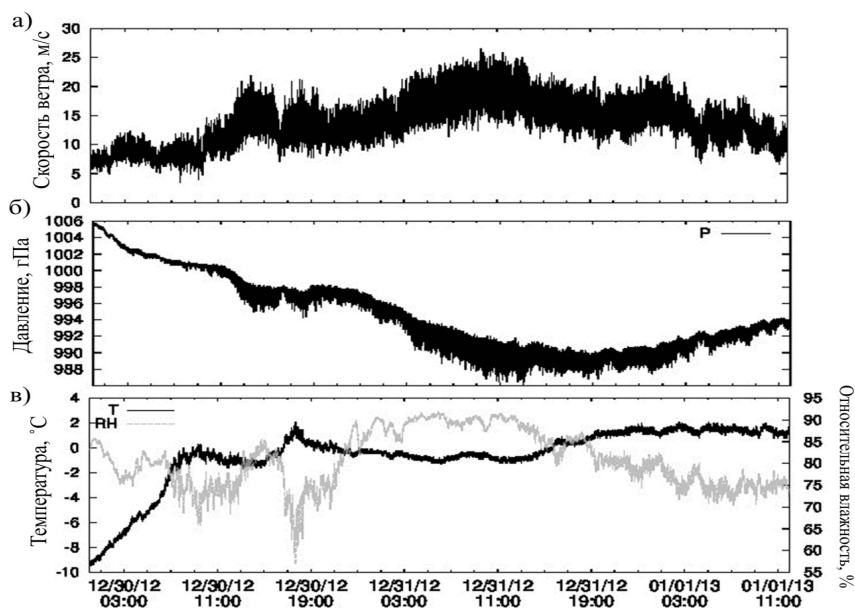


Рис. 2 Ход скорости ветра (а), давления (б), температуры и относительной влажности (в) во время шпицбергенского фёна 30 декабря 2012–1 января 2013 г.

Все рассматриваемые бури характеризуются резким падением атмосферного давления на подветренной стороне. По проведенным оценкам, перепад давления между подветренным и наветренным склоном в значительной степени может создаваться мезомасштабными процессами (вклад мезомасштабных процессов при певекском южаке в отдельные сроки может достигать 90–100%, при новоземельской боре и шпицбергенском фёне—60–70%). Среди наиболее вероятных источников мезомасштабных возмущений давления при подветренных бурях обычно выделяют волновые процессы [12], то есть волновое сопротивление (суммарная сила, возникающая в атмосфере за счет генерации внутренних гравитационных волн при обтекании препятствия).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для всех изучаемых ветров очевидно сходство натекающего потока и подветренных возмущений. Получены количественные оценки структуры натекающего потока, выявлены основные различия между рассматриваемыми подветренными бурями. При этом характерные черты подветренной бури—то есть высокая скорость ветра, турбулизированность потока (порывистость), падение давления на подветренной стороне—по всей видимости не зависят от изменений температуры на подветренной стороне, что и позволяет отнести все рассматриваемые системы циркуляций к одному классу явлений. Данные черты присущи и другим подветренным бурям по всему миру, что позволяет предполагать единые механизмы для их формирования.

В зависимости от условий натекающего потока можно предполагать реализацию как гидравлического, так и волнового механизма при формировании этих явлений. Слой приподнятой инверсии может служить верхней границей в гидравлической задаче обтекания хребтов, по аналогии со свободной границей между водой и воздухом. В то же время, результаты моделирования показывают наличие внутренних гравитационных волн в тропосфере над горами при подветренных бурях.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 18–35–00250.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Ефимов В. В., Комаровская О. И. Формирование Новоземельской боры, Морской гидрофизический журнал, № 2, с. 3–11, 2017

- [2] Зимич П. И. Певекский южак (под ред. А. А. Дмитриева), Л.: Гидрометеиздат, 1991, 120 с.
- [3] Шестакова А. А. Новоземельская бора: подветренные характеристики и структура натекающего потока, Арктика и Антарктика, № 2, с. 11–22, 2016 DOI: 10.7256/2453–8922.2016.2.21479
- [4] Esau I., Repina I. Wind climate in Kongsfjorden, Svalbard, and attribution of leading wind driving mechanisms through turbulence-resolving simulations, *Advances in Meteorology*, vol.2012, 16 p., 2012
- [5] Láska K., Chládková Z., Hošek J. High-resolution numerical simulation of summer wind field comparing WRF boundary-layer parametrizations over complex Arctic topography: case study from central Spitsbergen, *Meteorologische Zeitschrift*, vol. 26, pp. 391–408, 2017
- [6] Long R. R. Some aspects of the flow of stratified fluids: II. Experiments with a two-fluid system, *Tellus*, Vol. 6, pp. 97–115, 1954
- [7] Maciejowski W., Michniewski A. Variations in weather on the east and west coasts of South Spitsbergen, Svalbard, *Polish Polar Research*, vol. 28, issue 2, pp. 123–136, 2007
- [8] Moore G. W. K. The Novaya Zemlya Bora and its impact on Barents Sea air-sea interaction, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 40, pp. 3462–3467, 2013
- [9] Reeve M. A., Kolstad E. W. The spitsbergen south cape tip jet, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 137, issue 660, 1739–1748, 2011
- [10] Skeie P., Grønaås S. Strongly stratified easterly flows across Spitsbergen, *Tellus A*, vol. 52, issue 5, pp. 473–486, 2000
- [11] Peltier W. R., Clark T. L. Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions, *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, Vol.109, pp. 527–548, 1983
- [12] Smith R. B. A measurement of mountain drag, *J. Atmos. Sci.*, Vol.35, pp. 1644–1654, 1978
- [13] Vucetic V. Severe bora on the mid-Adriatic, *Hrvatski Meteoroloski casopis*, Vol.28, pp.19–36, 1993

ACCESS TO DRINKING WATER IN THE ARCTIC ZONE OF THE RUSSIAN FEDERATION: PROBLEMS AND PROSPECTS

E. Shestakova^{1,2}

¹ Arctic and Antarctic Research Institute, Russia

² St. Petersburg State University, Russia

ABSTRACT

Free equal access to safe drinking water is one of the 17 sustainable development goals identified by the United Nations until 2030. The need in solving problems related to this goal is also relevant for the Arctic countries. The Working Group on Sustainable Development in the Arctic Council conducted a study on the basis of the WASH project aimed at analysis of access to water and sanitation. It was found the data to be inadequate in Russian Arctic. According to modern strategy of the development of the Arctic zone of the Russian Federation (AZRF), the water demand will increase in nearest future due to renewal of industrial development and increasing of population. In this way the objective was to identify problems and prospects of access to drinking water in the AZRF. The materials of this study were regional and federal reports on the sanitary-epidemiological situation and protection of the environment, schemes for the integrated use and protection of water bodies, as well as water supply and sanitation schemes for settlements located in the AZRF. Although, it was found the quality of drinking water in some areas does not meet the standards, the situation changes for the better every year. However, it is noted that due to local development of nature management in the Arctic, the problem of availability and accessibility of drinking water should be considered within the main settlement areas.

Keywords: water resources, drinking water, sustainable development, Russian Arctic

INTRODUCTION

The importance of drinking water in everyday life is difficult to overestimate. Understanding of this fact exists both at the household level and at the level of scientific organizations, economic communities and political structures.

According to “The 2030 Agenda for Sustainable Development” [1], ensuring the rational use of water resources is one of 17 goals of sustainable development. A number of objectives are set to achieve this goal. These objectives are to ensure universal and equitable access to drinking water, improve the quality of water, improve the efficiency of water use and ensure the supply of fresh water to reduce the number of people suffering from water shortages and others by 2030.

The solution of these issues is relevant not only to the arid and semi-arid areas, but also to the northern regions. It is noted in various reviews and analytical reports, including the Arctic Human Development Report [2, 3], the Arctic Social Indicators [4] and the Survey of Living Conditions in the Arctic [5]. International scientific community have developed indicators for assessing the health of the Arctic population, including water availability per capita, water availability, the number of waterborne diseases, drinking water pollutants, water quality control and water safety plans [6].

The regional report [3] indicates that there are trends in the Arctic in reducing food security, including water security, as the basis for livelihoods of the population. The reasons for such negative trends are considered as changes in the social and economic development of the northern regions, as well as changes in the environment. Other results were obtained within the framework of the project "Improving Health in the Arctic Communities through Safe and Affordable Access to Household Running Water and Sewer: Water, Sanitation and Health" (WASH), held by the Working Group on Sustainable Development in the Arctic Council. This project includes a large-scale survey aimed at assessing access to drinking water and sanitation. It was found that in most Arctic countries there are positive trends in the quantitative reflection of the studied indicators. Since respondents' answers were not received from Russia, it is difficult to reliably estimate the modern state of this question in the Arctic zone of the Russian Federation (AZRF) [5, 7].

The situation in the Russian Arctic is most fully covered in the works of A.A. Dudarev and co-authors [8]. The analysis of water consumption, chemical and biological contamination of water supply sources and quantitative characteristics of specific chemical and biological pollutants in drinking water has been carried out using official statistic data. As a result, it was found that the sources of water supply in the northern regions of Russia are characterized by a high level of chemical and biological pollution.

The purpose of this work is to identify problems of access to clean drinking water in the Arctic zone of the Russian Federation (AZRF).

MATERIALS AND METHODS

The study is based on regional and federal reports on the sanitary-epidemiological situation and environmental protection, schemes for

the integrated use and protection of water resources, as well as water supply and sanitation schemes for the settlements of the Russian Arctic.

The main methods of research are general scientific methods of analysis and synthesis of information.

RESULTS AND DISCUSSION

Analysis of reports on the sanitary and epidemiological situation of the regions belonging to the Russian Arctic according to the Presidential Decree [9] showed that in addition to direct contamination of water supply sources noted in previous works, there are a number of challenges that the local population faces.

Despite the fact that the Arctic is considered to be a region with high water availability, in some areas there is limited access to water resources, which in case of emergency creates challenges for public utilities. A clear example is the situation in the port town Pevek. A dam was built on the Pevek creek for water supply of the town, both technical and household. However an emergency accident developed on it in 2012, entailing major repairs. In this regard, the town's water supply is carried out using a desalination plant of sea water, as well as by the delivery of water by road tankers [10].

Another issue is the access to drinking water in permafrost areas, where the rate of water supply sources may be limited, which is why they are sometimes seasonal. Up to 23% of the population receives imported water in Yakutia.

Inadequate water treatment systems are also quite relevant to the regions of the Russian Arctic. Thus, in the Chukotka Autonomous Okrug there is not water treatment in most settlements, including Egvekinot village, which is the regional center of the Iultinsky district with a population of more than 5 thousand people [11]. There is not also water treatment system in town of Labytnangi in the Yamal-Nenets Autonomous Okrug. The preparation of drinking water on wastewater treatment plants has been found ineffective in the towns of Salekhard, Tarko-Sale and Noyabrsk [12]. 73.4% of aqueducts from surface sources in Yakutia in 2016 did not meet the requirements of sanitary legislation. It is because of the lack of a necessary set of treatment plants and decontamination facilities [14].

Also, the actual problem is secondary pollution of water due to pollution from water supply networks. From 40 to 80% of the water pipelines need to be replaced in the Chukotka Autonomous Okrug [11].

Non-compliance with sanitary protection regimes varies by region. In the Yamal-Nenets Autonomous Okrug, this indicator is below the national average, and it is 40% [12].

Thus, for example only 12.3% of the population of the Republic of Sakha is provided with high-quality water, and 74.8% of the population is provided with conditionally qualitative water [13]. These indicators differ in the Arkhangelsk region. The proportion of the population provided with high-quality drinking water reaches 25%, and with conditionally qualitative water reaches up to 52% [14]. 17.6% of the population was provided with good quality drinking water in the Murmansk region [15].

It is worth noting that the analysis of all of the above challenges within the regions is significantly hampered by the local spread of economic activity. This makes it necessary to develop a comprehensive methodology for assessing access to drinking water based on the data of specific settlements in order to avoid interpolation of the characteristics under study within the heterogeneous administrative areas.

CONCLUSION

The present paper formulates and illustrates the main challenges of access to clean drinking water in the Arctic zone of the Russian Federation. These may include the limited access to water resources and the limited flow rate of water supply sources in permafrost areas, the underdevelopment of water supply systems and the unsatisfactory condition of water supply networks.

It is proposed to develop a comprehensive methodology for assessing access to drinking water based on the data of settlements with a view to further spatial classification outside the administrative and territorial boundaries.

REFERENCES

- [1] Transforming our world: the 2030 Agenda for Sustainable Development. Resolution adopted by the General Assembly on 25 September 2015. Available at: http://www.un.org/ga/search/view_doc.asp?symbol=A/RES/70/1&Lang=R (accessed 1 March 2018).

- [2] Arctic Human Development Report, Iceland, Akureyri, 242 pp, 2004.
- [3] Arctic Human Development Report. Regional Processes and Global Linkages, Danmark, Copenhagen, 500 pp, 2014.
- [4] ASI. Arctic Social Indicators II: Implementation, Denmark, Copenhagen, 328 pp, 2015. <http://dx.doi.org/10.6027/TN2014-568>.
- [5] Poppel B., Kruse J., Duhaime G., Abryutina L., Survey of Living Conditions in the Arctic: SLiCA Results, USA, Anchorage, 2007. Available at: <http://www.arcticlivingconditions.org/> (accessed 1 March 2017).
- [6] Nilsson L. M., Berner J., Dudarev A., Mulvad G., Odland J. O., Rautio A., Parkinson A., Tikhonov C., Evengård B., Selecting indicators of food and water security in the Arctic health context—results from an international workshop discussion, *International Journal of Circumpolar Health*, № 72, 21530, 2013. <http://dx.doi.org/10.3402/ijch.v72i0.21530>.
- [7] Results of an Arctic Council Survey on Water and Sanitation Services in the Arctic. 11, 2017.
- [8] Dudarev, A. A., Dushkina, E. V., Sladkova, Y. N., Alloyarov, P. R., Chupakhin, V. S., Dorofeyev, V. M., Kolesnikova T. A., Fridman K. B., Evengård B., Nilsson L. M., Food and water security issues in Russia II: water security in general population of Russian Arctic, Siberia and Far East, 2000–2011, *International journal of circumpolar health*, 72 (1), 22646, 2013. DOI: 10.3402/ijch.v72i0.22646.
- [9] On land territories of the Arctic zone of the Russian Federation. The Decree of the President of the Russian Federation from May 2, 2014. No. 296. Available at: <http://www.kremlin.ru/acts/bank/38377> (accessed 1 March 2017) (in Russian)
- [10] On the approval of schemes for water supply and sanitation in the city of Pevek of the Pevek urban district of the Chukotka Autonomous Okrug until 2030, Decree of the Administration of the town district of Pevek from 12.08.2016 № 476 (in Russian).
- [11] On the state of sanitary and epidemiological welfare of the population in the Chukotka Autonomous Okrug in 2016, Materials of the state report, Russia, Anadyr, 122 pp., 2017 (in Russian).
- [12] On the state of sanitary and epidemiological welfare of the population in the Yamal-Nenets Autonomous Okrug in 2016, Report. Russia, Salekhard, 237 pp., 2017 (in Russian).
- [13] On the state of sanitary and epidemiological welfare of the population in

- the Republic of Sakha (Yakutia) in 2016, State report. Russia, Yakutsk, 232 pp., 2017 (in Russian).
- [14] On the state of sanitary and epidemiological welfare of the population in the Arkhangelsk region in 2016, State report, Russia, Arkhangelsk, 150 p., 2017 (in Russian).
- [15] On the state of sanitary and epidemiological welfare of the population in the Murmansk region in 2016, Materials for the state report, Russia, Murmansk, 233 pp., 233 (in Russian).

ASSESSMENT OF EXTREME RIVER RUNOFF IN NORILSK INDUSTRIAL AREA

E. Shestakova^{1,2}, E. Rumiantseva¹

¹ Arctic and Antarctic Research Institute, Russia

² St. Petersburg State University, Russia

ABSTRACT

Many hydrologists state hydrological cycle to become more intense in the conditions of climate change. In previous studies, changes in seasonal river runoff for northern Siberia were established, but still there are not evaluations of changes in extreme runoff. The minimum values of the Norilka River discharge were observed in 2013, which led to negative consequences for the water supply of the Norilsk industrial region. This article has the following goal to evaluate the changes in the maximum runoff of high water period and the minimum runoff of the winter and summer low water periods. We analyzed time series using statistical and graphical methods, including homogeneity analysis, decomposition of time series into trend and random components, analysis of the significance of the trends, and visual analysis of smoothed curves. Data include extreme river runoff for high-water and low-water periods from 12 hydrological stations. The findings of the research illustrate that there are not significant trends for summer river runoff both for the whole period of observations and modern climate period since 1981. The trends for high-water period have negative sign, when the trends for summer low-water period are positive. The winter runoff undergoes the greatest changes. There is a disruption in the homogeneity of the samples of the general dataset. Values increase over time. The number of years with extremely low amounts of water decreases. In general, the results are consistent with the trends observed throughout the country. The identification of the causes of local and regional differences remains an open question.

Keywords: extreme river runoff, Norilsk industrial area, climate change, long-term variability

ОЦЕНКА ЭКСТРЕМАЛЬНОГО РЕЧНОГО СТОКА В НОРИЛЬСКОМ ПРОМЫШЛЕННОМ РАЙОНЕ

Е. Н. Шестакова^{1,2}, Е. В. Румянцева¹

¹ Arctic and Antarctic Research Institute, Russia

² St. Petersburg State University, Russia

АННОТАЦИЯ

Многими учёными-гидрологами утверждается, что происходит интенсификация гидрологического цикла в условиях изменения климата. В предыдущих исследованиях были установлены изменения в сезонном речном стоке для северной Сибири, но до сих пор нет количественных оценок изменений экстремального речного стока. В 2013 году на реке Норилка наблю-

дались минимальные значения водного стока, что привело к негативным последствиям для Норильского промышленного района. Цель настоящей статьи — оценить изменения максимальных расходов рек в половодье и минимальных меженных расходов в зимний и летне-осенний периоды. В результате проанализированы временные ряды с использованием статистических и графических методов, включая анализ на однородность, разложение временных рядов на трендовую и случайную компоненту, проведён анализ значимости тренда и визуальный анализ сглаженных кривых. Исходные данные включают в себя данные об экстремальном речном стоке половодья и межени на 12 гидрологических станциях. Результаты исследования показали, что для временных рядов летнего стока за весь период и современный климатический период с 1981 года отсутствуют значимые тренды. В период половодья тенденции имеют негативный характер, тогда когда тенденции в летнюю межень — положительный. Зимний сток претерпевает наибольшие изменения. Для данных о зимнем стоке характерно нарушение однородности. Минимальные значения зимнего стока со временем увеличиваются, а количество лет с чрезвычайно низким количеством воды уменьшается. Результаты соответствуют тенденциям, наблюдаемым в целом по стране. Однако выявление причин локальных и региональных различий остаётся открытым вопросом.

Ключевые слова: экстремальный речной сток, Норильский промышленный район, изменения климата, многолетняя изменчивость

ВВЕДЕНИЕ

Водные ресурсы играют определяющую роль в жизнедеятельности человека, однако их качественные и количественные характеристики подвержены как внутригодовой, так и межгодовой изменчивости, поэтому оценка прошлых и прогноз будущих трансформаций становится актуальной задачей.

К настоящему моменту вопрос динамики речного стока, как одной из неотъемлемых составляющих водных ресурсов, достаточно широко изучен для крупных рек Евразии и для ряда средних рек Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ). Первые систематические исследования этой проблематики показали, что для суммарного стока арктических рек за предыдущие несколько десятилетий характерны положительные тенденции [1, 2]. В дальнейшем этот тезис получил развитие в работах, направленных на поиск ключевых факторов увеличения притока пресных вод в Северный Ледовитый океан. Наибольшее внимание уделяется влиянию процессов макроциркуляции [3], изменений режима осадков и оттаивания вечной мерзлоты [1, 4], а также влиянию водохранилищ [5]. Закономерным продолжением анализа среднегодовых величин расходов рек являются работы по исследованию сезонного

[6], минимального и максимального стока [7; 8]. Анализ многолетней динамики стока средних рек Арктической Зоны РФ проводился Шевниной Е. В. с применением статистических методов на основе официальных опубликованных данных изданий государственного Водного кадастра [9]. В результате была выявлена нестационарность рядов слоя стока с 1980-х гг.

По-прежнему слабоизученной является многолетняя динамика рек севера Красноярского края, относящихся к бассейну реки Пясины в пределах АЗРФ, где расположен Норильский промышленный район. Результаты исследования годового и сезонного стока этих рек представлены в работах [10, 11, 12].

Норильский промышленный район, расположенный на севере Красноярского края и включающий целый ряд населённых пунктов, является густонаселённой территорией по меркам АЗРФ, что связано с интенсивным хозяйственным освоением. Сейчас ядро промышленного района — Норильск, — является вторым по численности населения городом за Северным полярным кругом, а кроме того это один из крупнейших в мире металлургических центров. Условия хозяйствования, как и неравномерность распределения населения, а также природные условия определяют характер водоснабжения Норильска. Четыре из семи водозаборов района относятся к поверхностным источникам, в том числе водозаборы из реки Норилка, озёр Подкаменное и Алыкель. Забранная вода используется как для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения, так и для технического [13].

В 2012–2013 гидрологическом году на Таймыре, в том числе в бассейнах рассматриваемых рек, наблюдался аномально низкий годовой и меженный сток, а также низкий сток весеннего половодья.

Таким образом, цель данного исследования заключается в выявлении пространственно-временных закономерностей изменения экстремального водного стока рек Норильского промышленного района.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исходными материалами исследования послужили данные наблюдений на гидрологических постах государственной сети Росгидромета. Сбор данных осуществлялся по изданиям Государственного водного кадастра.

Выбор пунктов наблюдений связан с наличием данных наблюдений за расходами воды в предшествующих и в современный климатический период с 1981 г. Для анализа использовалась информация по средней реке Норилка и малым рекам бассейна реки Пясины.

На основании описанных критериев отбора рек и гидрологических постов сформирован массив данных максимальных и минимальных летних и зимних расходов воды по 12 гидрологическим постам, расположенным в границах Норильского промышленного района. В табл. 1 приведен список гидрологических постов, по которым проведено данное исследование.

Таблица 1. Гидрологические посты на исследуемых реках Норильского промышленного района

№ п/п	Код поста	Наименование водного объекта и пункта наблюдений	Площадь водосбора, км ²	Период (количество лет)
1	09495	р. Амбарная — 19 км от устья (2,4 км ниже руч. Кайеркан)	243	1947–1953, 1956, 1957, 1965–1970, 1976–1984 (68)
2	09585	р. Амбарная –33 км от устья	176	2006 (1)
3	09587	р. Кайеркан — 2,8 км от устья	14,8	2006, 2010–2013 (5)
4	09496	р. Долдыкан — рзд. Далдыкан (2 км от устья)	97	1945–1947, 1968–1980 (16)
5	09586	р. Долдыкан — 10,7 км от устья	52,3	2006, 2010–2013 (5)
6	09494	р. Купец –свх. «Норильский»	26,7	1968–1969 (2)
7	09553	р. Купец — пос. Купец	26,6	1983–1984, 2003, 2007, 2010–2014 (9)
8	09455	р. Норилка — пос. Валек в 2,3 км ниже устья р. Валек	19800	1938–1982, 1988–2005, 2009–2014 (68)
9	09475	р. Талнах — 21,1 км от устья	34,1	1963–1968, 1972, 1976–1982, 1984–1986, 1989, 1999–2014 (33)
10	09476	р. Талнах — 18,1 км от устья	38,2	1969–1972, 1976–1982, 1999–2014 (25)

11	09486	р. Томулах — 120 м выше устья р. Ма- лый Томулах	14,5	1968–1969 (2)
12	09580	р. Томулах — 6,0 км от устья	23,2	2002, 2009–2014 (6)

Анализ данных и выявление пространственно-временных закономерностей осуществлялись графическим методом сглаженных кривых, а также статистическими методами оценки линейных трендов временных рядов и их значимости. Математическая обработка данных наблюдений выполнялась с применением специализированного программного обеспечения для гидрологических расчетов.

Заметим, что река Норилка отличается высокой естественной зарегулированностью. Это обусловлено тем, что реку питает целый каскад озёр—Мелкое, Лама, Кета, Глубокое и Собачье. В летний период роль озёр в питании имеет ключевое значение, поскольку грунтовое питание затруднено распространением многолетнемерзлых пород. При недостаточном заполнении озёр в меженный период речной сток закономерно уменьшается.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате обработки исходной информации водного стока реки Норилка выявлена динамика за многолетний период. Рассчитаны основные характеристики: среднемноголетнее, наименьшее и наибольшее значения, коэффициенты вариации (C_v) и асимметрии (C_s). Результаты расчетов представлены в табл. 2.

Норилка является наиболее полноводной рекой среди исследуемых водотоков. Изменчивость меженного стока и в особенности летнего выше, чем изменчивость максимального стока половодья, для которого коэффициент вариации не превышает 0,3.

Для ряда максимальных расходов воды характерна неоднородность по критериям Фишера и Стьюдента. Тренд для всего периода наблюдения носит положительный знак, а для современного климатического—отрицательный (Рис. 1а). Отсутствие данных наблюдений с 1983 по 1987 год не позволяет достоверно судить о закономерностях колебаний максимальных расходов, но анализ сглаженных кривых показывает возможное существование определённой цикличности в многолетнем ходе этой характеристики. Ми-

нимум 2013 года превысил по модулю минимум 1999 года. За всю историю наблюдений самый низкий расход половодья имел место в 1960 году (Рис. 1а).

Таблица 2. Основные статистические характеристики многолетних рядов расходов воды р. Норилка — пос. Валек

Характеристика	Период	$Q_{\max}$	$Q_{\text{лет.мин}}$	$Q_{\text{зим.мин}}$
Среднее, м ³ /с	1938–2014	2254	509	48
	1938–1980	2143	495	44
	1981–2014	2444	524	55
Минимум, м ³ /с	1938–1980	932 (1960 г.)	219 (1960 г.)	16 (1941 г.)
	1981–2014	1310 (2013 г.)	190 (2013 г.)	35 (1991 г.)
Максимум, м ³ /с	1938–1980	4050 (1968 г.)	850 (1944 г.)	66 (1948 г.)
	1981–2014	4040 (1992 г.)	1110 (1989 г.)	101 (2012 г.)
СКО	1938–2014	602	178	15
	1938–1980	515	166	12
	1981–2014	690	198	19
Cv	1938–2014	0,27	0,35	0,32
	1938–1980	0,24	0,34	0,27
	1981–2014	0,28	0,36	0,35
Cs/Cv	1938–2014	2,90	2,60	3,50
	1938–1980	3,60	2,50	-0,90
	1981–2014	1,50	2,60	3,30

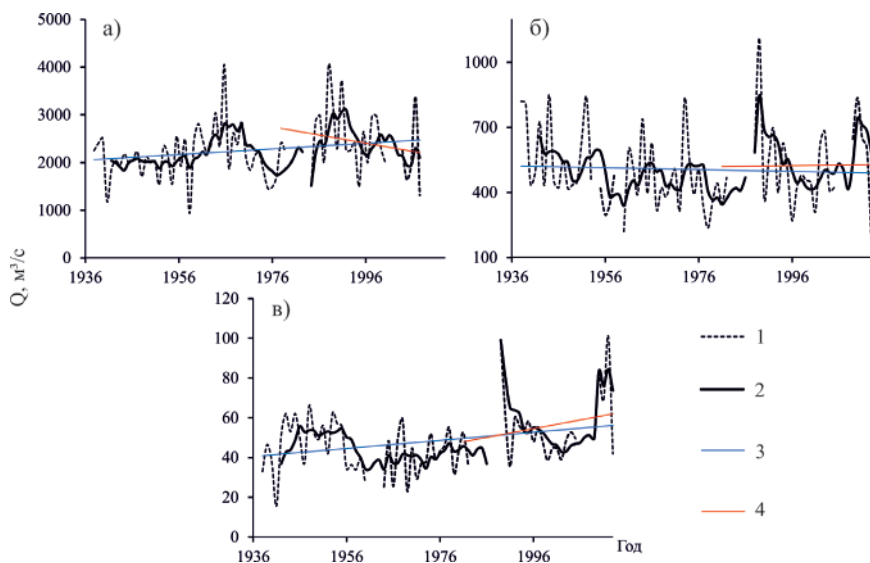


Рис. 1. Характерные расходы воды р. Норилка для периода с 1938 по 2013 годы: а) максимальный летний, $\text{м}^3/\text{с}$; б) минимальный летний, $\text{м}^3/\text{с}$; в) минимальный зимний, $\text{м}^3/\text{с}$, где 1—хронологическая кривая, 2—сглаженная кривая, 3—линейный тренд за весь период наблюдений, 4—линейный тренд за 1981–2013 годы.

Летние меженные расходы воды реки Норилка имеют отрицательные тенденции (Рис. 1б). Однородность ряда подтверждена по статистическим критериям Стьюдента и Фишера. Минимум 2013 года стал рекордом за весь период наблюдений (Табл. 2).

Для многолетнего ряда зимних меженных расходов характерна неоднородность по критериям Фишера и Стьюдента. Линейный тренд как для всего периода наблюдений, так и для современного периода имеет положительный знак, однако только первый статистически значим. Это хорошо прослеживается по рисунку 1в. Очевидно, что в 90-е годы наблюдалось уменьшение значений экстремальных зимних расходов. В 2000-е гг. ряд имеет обратную тенденцию, но в нём выделяется минимум 2013 г. Впрочем, минимум 1991 года имел более низкое значение — $35 \text{ м}^3/\text{с}$ (Таблица 2).

Анализ совместной динамики стока малых рек Норильского промышленного района и реки Норилка показал, что коэффициенты корреляции между рядами колеблются в диапазоне от 0,3 до 0,4,

что не позволяет говорить о единстве тенденций. Однако минимум 2013 года был выявлен для всех исследуемых водотоков. Для реки Талнах на расстоянии 21,1 км от устья максимальный расход половодья составил 36%, зимний меженный расход — 132% от среднесноголетнего значения за 33 года наблюдений в период с 1963 по 2014 гг. Причинами такого разброса могут быть не только естественные причины, но и причины другого рода, а именно качество исходных данных.

В первую очередь, для рассматриваемых рек характерно наличие продолжительных пропусков в наблюдениях и отсутствие возможности восстановления их по рядам-аналогам ввиду низких коэффициентов корреляции. Во-вторых, данные для многих рек, в том числе Талнах, зачастую приближенные в связи с тем, что они подсчитаны по необеспеченной измерениями расхода воды части кривой в период половодья, когда формируется наибольшая часть стока. В связи с этим наблюдается невязка стока между измерениями на створах выше и ниже по течению. Всё это не позволяет достоверно судить об изменчивости исследуемых характеристик на водосборах малых рек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрена динамика характерных расходов реки Норилка и малых рек Норильского промышленного района.

Установлено, что для временных рядов летнего стока за весь период и современный климатический период с 1981 года отсутствуют значимые тренды. Наблюдается определённая закономерность в смене периодов с высокими и низкими значениями максимальных расходов. Если в период половодья тенденции имеют негативный характер, то тенденции в летнюю межень — положительный. Для минимума меженного летнего стока 2013 год стал рекордно аномальным, но этот год не является экстремальным за всю историю наблюдений для стока половодья и зимних меженных расходов. Однако именно зимний сток претерпевает наибольшие изменения. Для данных о зимнем стоке характерно нарушение однородности. Минимальные значения зимнего стока со временем увеличиваются, а количество лет с чрезвычайно низким количеством воды уменьшается. Результаты соответствуют тенденциям, наблюдаемым в целом по стране. Выявление причин локальных и региональных различий остаётся открытым вопросом.

Анализ динамики стока малых рек не дал однозначных результатов в связи с низким качеством исходных данных, обусловленным пропусками в наблюдениях и приближёнными пересчётами по кривой связи уровней и расходов.

В заключение стоит отметить, что аномально низкий меженный сток в Норильском промышленном районе несёт в себе угрозу не только недостаточного обеспечения водозаборов, но также и экстремального загрязнения водной среды при сохранении объёмов образования сточных вод в соответствии с действующими нормативами предельно допустимого сброса при малых объёмах речного стока.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Berezovskaya S., Yang D., Kane D.L., Compatibility analysis of precipitation and runoff trends over the large Siberian watersheds, *Geophysical Research Letters*, vol. 31, pp. 1–4, 2004. doi:10.1029/2004GL021277.
- [2] Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vorosmarty C.J., Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Shiklomanov I.A., Rahmstorf S., Increasing river discharge to the Arctic Ocean, *Science*, vol. 298, pp. 2171–2173, 2002. doi:10.1126/science.1077445
- [3] Бабкин В.И., Воробьев В.Н., Смирнов Н.П., Колебания стока Оби, Енисея и Лены и динамика циркуляции атмосферы в Северном полушарии, *Метеорология и гидрология*, № 1, с. 74–80, 2004.
- [4] McClelland J. W., Holmes R.M., Peterson B.J., Stieglitz M., Increasing river discharge in the Eurasian Arctic: Consideration of dams, permafrost thaw, and fires as potential agents of change, *Journal of Geophysical Research*, 109, D18102, 2004. doi:10.1029/2004JD004583.
- [5] Шикломанов А.И., Влияние антропогенных изменений глобального климата на сток в бассейне Енисея, *Метеорология и гидрология*, № 2, с. 84–93, 1994.
- [6] Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Vörösmarty C.J., Fekete B.M., Peterson B.J. Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records, *Journal of Geophysical Research*, 106(D4), pp. 3321–3334, 2001. doi:10.1029/2000JD900444.

- [7] Shiklomanov A. I., Lammers R. B., Rawlins M. A., Smith L. C., Pavelsky T. M., Temporal and spatial variations in maximum river discharge from a new Russian data set, *Journal of Geophysical Research*, 112, G04S53, 2007. doi:10.1029/2006JG000352.
- [8] Smith L. C., Pavelsky T. M., MacDonald G. M., Shiklomanov A. I., Lammers R. B., Rising minimum daily flows in northern Eurasian rivers: A growing influence of groundwater in the high-latitude hydrologic cycle, *Journal of Geophysical Research*, 112, G04S47, 2007. doi:10.1029/2006JG000327.
- [9] Шевнина Е. В., Анализ стационарности многолетних рядов слоя стока весеннего половодья на водосборах Российской Арктики, *Проблемы Арктики и Антарктики*, № 1 (87), с. 56–64, 2011.
- [10] Болгов М. В., Коробкина Е. А., Закономерности многолетних колебаний годового стока рек Сибири и Дальнего Востока, *География и природные ресурсы*, № 2, с. 5–11, 2011.
- [11] Прысов Д. А., Мусохранова В. А., Влияние климатических факторов на годовой сток рек криолитозоны Средней Сибири, *Вестник КрасГУ*, № 1, с. 39–45, 2016.
- [12] Румянцева Е. В., Анализ многолетней изменчивости водных ресурсов Норило-Пясинской озерно-речной системы в условиях антропогенного воздействия: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Россия, Санкт-Петербург, 2012, 24 с.
- [13] Схема водоснабжения и водоотведения муниципального образования город Норильск на период с 2015 года до 2024 года. Пояснительная записка (Актуализация на 2018 год). Исполнитель: ООО «Корпус». [Электронный ресурс]. Новосибирск, 2017, 218 с. URL: http://norilsk-city.ru/files/17419/29195/sxema_viv_2018.pdf (дата обращения: 11.03.2018)

Научное издание

**Theory and Methods of Polar Science:
International Youth Scientific Conference
on the Polar Geodesy, Glaciology,
Hydrology and Geophysics**

St. Petersburg, Russia, 17–19 May 2018

Подписано в печать 18.06.2018. Формат $60 \times 84^{1/16}$.
Бумага офсетная. Гарнитура Century Schoolbook. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 16,33. Тираж 300 экз. Заказ № 578.

Отпечатано в Издательстве ВВМ .
198095, Санкт-Петербург, ул. Швецова, 41.