

Палеогляциология

УДК 551.324.61:551.33(211)

doi:10.15356/2076-6734-2017-2-241-252

Реконструкция динамики ледника Грөнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене

© 2017 г. О.В. Кокин*, А.В. Кириллова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия

*osip_kokin@mail.ru

Reconstruction of Grønfjordbreen dynamics (West Spitsbergen) in the Holocene

O.V. Kokin*, A.V. Kirillova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*osip_kokin@mail.ru

Received April 18, 2016

Accepted August 31, 2016

Keywords: *geomorphological map, glacier surge, marginal zone, moraine, relief.*

Summary

In the past 80 years, the Grønfjord Glacier front retreated for a distance longer than 2.5 km, and thus, a big part of the proglacial zone became free of ice. The detailed geomorphological survey of this zone made possible to identify the following landforms: exaration-glacial, glacial-accumulative, exaration-extrusive, push-moraine (thrusting), fluvioglacial and limnoglacial ones. Geomorphological analysis of the forms indicating the Grønfjord Glacier movement and degradation allowed establishing its dynamics over the last glacial cycle. The river running from the moraine-dammed lake erodes a great thickness of a push-moraine (up to 20-25 m) which is composed by marine sediments, accumulated on the site of the present-day proglacial zone under a relatively higher sea level than now. Careful investigation of lithology and stratigraphy of the push-moraine together with radiocarbon dating of marine shells resulted in determination of chronology of the main sedimentation stages during the Holocene within area of the present-day proglacial zone. During the reconstruction evidences of only two stages of the significant Grønfjord Glacier advance were revealed: in the early Holocene (9.5-10 thousand years ago) and in the little ice age (before beginning of XX century), with the maximum advance at the last stage. Basing on the results of the reconstruction the suggestion had been made that during the little ice age the Grønfjord Glacier was a surging one.

Citation: Kokin O.V., Kirillova A.V. Reconstruction of Grønfjordbreen dynamics (West Spitsbergen) in the Holocene. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (2): 241–252. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2017-2-241-252.

Поступила 18 апреля 2016 г.

Принята к печати 31 августа 2016 г.

Ключевые слова: *геоморфологическая карта, краевая зона, морена, пульсация ледника.*

Представлены результаты изучения рельефа краевой зоны ледника Грөнфьорд. На основании анализа геоморфологической карты прогляциальной зоны по результатам дешифрирования аэрофотоматериалов и полевой геолого-геоморфологической съёмки реконструирована динамика последнего цикла наступания–отступания ледника в голоцене. Установлены только два этапа значительного продвижения ледника Грөнфьорд: в начале голоцена (9,5–10 тыс. л.н.) и в малом ледниковом периоде (до начала XX в.). Выдвинуто предположение о пульсирующем характере ледника Западный Грөнфьорд в последнюю фазу наступания.

Введение

Ледники — мощный рельефообразующий агент, производящий разрушение, транспортировку и отложение значительных объёмов горных пород, а также сильно воздействующий на субстрат. Движущиеся массы льда способны деформировать неконсолидированные по-

роды ложа с образованием гляциодислокаций. Рельеф и отложения, созданные ледниками, — практически единственные свидетельства гляциодинамики в прошлом (направление и скорость движения, пределы и продолжительность распространения и сокращения льда). Именно поэтому сопряжённый пространственный анализ рельефа и его строения в краевых леднико-

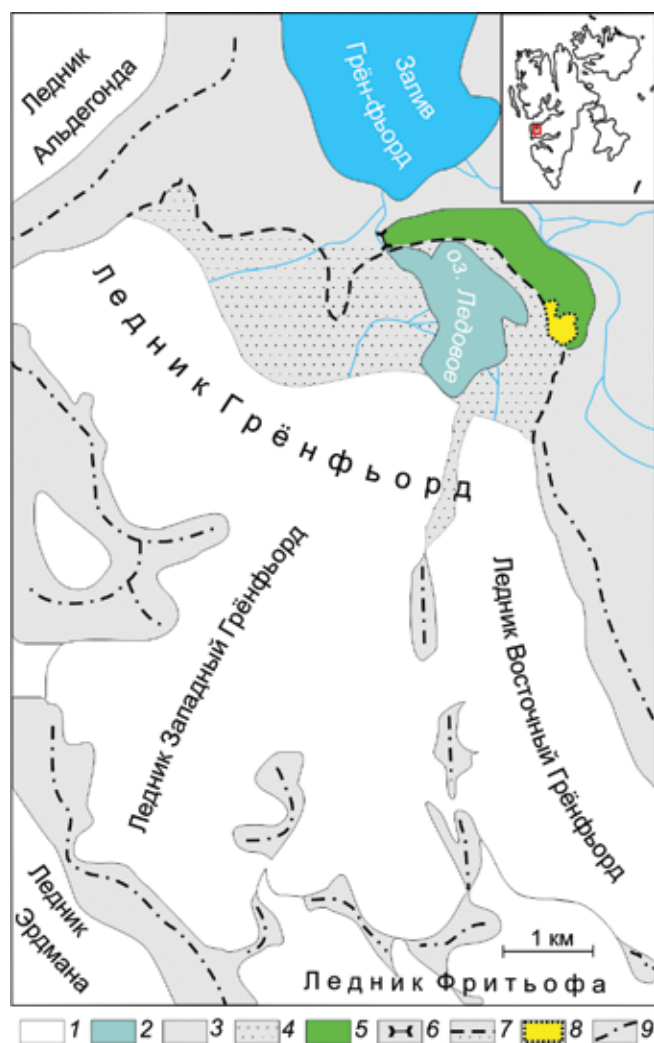


Рис. 1. Местоположение района исследования, по [16]: Объекты показаны в соответствии с топографическими картами Норвежского полярного института масштаба 1:100 000, составленными по материалам аэрофотосъёмки 1936 [18] и 1990 гг. [19]:

1 – ледники в 1990 г.; 2 – оз. Ледовое в 1990 г. (урез воды – 8 м над ур. моря); 3 – суша, свободная ото льда до 1936 г.; 4 – часть суши, освободившаяся в последнюю фазу отступления к 1990 г. (область распространения моренного рельефа); 5 – напорный вал, сформировавшийся в последнюю фазу наступания к 1936 г.; 6 – местоположение разреза напорного вала после 1990 г.; 7 – положение фронта ледника Грөнфьорд в 1936 г.; 8 – положение приледникового озера в 1936 г. (урез воды – 15 м над ур. моря); 9 – гребни водораздельных хребтов

Fig. 1. Location of the study area, after [16]:

Objects have shown in accordance with the topographic maps of the Norwegian Polar Institute (NPI) scale 1:100 000 which drawn from aerial images of survey in 1936 [18] and in 1990 [19]: 1 – glaciers in 1990; 2 – Bretjørna Lake in 1990 (water level is 8 m a.s.l.); 3 – ice-free land before 1936; 4 – part of the land which released from ice in the last phase of glacier retreat to 1990 (an area of the moraine relief); 5 – push moraine ridge, which was formed in the last phase of glacier advance to 1936; 6 – the location of the push moraine section after 1990; 7 – position of the Grønfjord glacier front in 1936; 8 – the proglacial lake in 1936 (water level is 15 m a.s.l.); 9 – crests of a watershed ranges.

вых зонах позволяет реконструировать динамику ледников прошлого.

Несмотря на продолжительную историю изучения ледниковых форм рельефа и отложений остаются открытыми вопросы, касающиеся механизма их формирования под ледниками и перед ними. В рамках этой проблемы в последние годы всё больше внимания уделяется вопросам рельефообразования пульсирующих ледников, а также поиску геоморфологических критериев палеопульсаций [1–3]. Глобальные климатические изменения приводят к деградации ледников, которая сопровождается активным преобразованием рельефа и выносом больших объёмов обломочного материала талыми водами с суши в морские бассейны [4–8]. Изучение этих процессов важно для прогноза рельефообразования и осадконакопления в условиях меняющегося климата. Кроме того, рельеф и отложения краевых

зон ледников дают косвенную информацию о климатических колебаниях и изменениях уровня моря. Цель данной работы – реконструкция динамики движения и фаз наступания и отступления ледника Грөнфьорд в голоцене на основании анализа рельефа и отложений его краевой зоны.

Ледник Грөнфьорд (Западный Шпицберген) образован двумя ледниками – Западный Грөнфьорд и Восточный Грөнфьорд (рис. 1), которые занимают две соседние долины, оканчивающиеся в кутовой части залива Грөн-фьорд – южного притока самого крупного фьорда Западного Шпицбергена. В верховьях ледники Западный и Восточный Грөнфьорд (см. рис. 1) сквозь горные перевалы соединяются с ледником Фритьоф, который спускается в противоположном направлении к заливу Ван-Мейен-фьорд. Таким образом, по морфологическим характеристикам система ледников Грөнфьорд–Фритьофа относится к типу двускат-

ных (перемётных) долинных ледников, занимающих промежуточное положение между горным оледенением и покровным, так как перекрывает и отрицательные, и положительные формы рельефа.

Постановка проблемы

В начале XX в. немецкие исследователи обратили внимание на проблему возраста краевой морены ледника Грэнфьорд и предприняли попытку реконструкции развития рельефа его краевой зоны [9]. Тогда был сделан вывод, что конечно-моренный вал сложен морскими отложениями, которые накопились во второй половине послеледниковья (время *Mytilus*), когда образовались морские террасы Шпицбергена высотой до 60 м. Наступание ледника, произошедшее в конце тёплой эпохи *Mytilus*, привело к деформированию морских осадков и их переотложению в виде напорной морены (вала) [9]. Ко времени немецкой экспедиции 1925 г. край ледника сильно изменился по сравнению с 1896 г., когда фронт «оканчивался крутой, 50 футов (12–15 м — прим. авт.) высотой, стеной, и ... между льдом и мореной вдоль всего фронта ледника протягивался ров шириной около 27 м» [9]. За 30 лет, к 1925 г., край ледника стал пологим, в это время по нему стекали реки поверхностных талых ледниковых вод. На языке ледника немецкими исследователями отмечались вытаивающие моренные гряды, параллельные краю ледника, в некоторых местах на контакте ледника и морены наблюдались процессы таяния погребённого льда (судя по водонасыщенной «грязи») и несколько небольших озёр [9, 10]. В 1960-е годы норвежские исследователи на основании радиоуглеродного датирования раковин морских моллюсков из отложений морских террас центральной части Шпицбергена установили, что эпоха *Mytilus* имела место примерно 2,5 тыс. л.н. [11]. В 1960–70-е годы советскими учёными были получены четыре радиоуглеродных датировки органического материала из морских отложений напорного вала ледника Грэнфьорд: 6530 ± 120 (ГИН-255); 6550 ± 120 (ГИН-225a) [12]; 8000 ± 70 (Тln-172); 3250 ± 60 (Тln-185) [13], которые позволили им заключить, что наступание ледника, способствовавшее формированию напорного вала, произошло 3000–2500 л.н. Это наступание было названо ими стадией *грэнфьорд* [4].

Вслед за предшественниками этой же точки зрения придерживался и один из авторов настоящей работы совместно с коллегами в начале своих исследований краевой зоны ледника Грэнфьорд [14]. Однако по мере получения новых материалов и данных датирования эта точка зрения была пересмотрена — формирование напорного вала (как и фазы наступания ледника) стало соотноситься с малым ледниковым периодом, так как в толще напорной морены были обнаружены раковины морских моллюсков с радиоуглеродным возрастом около 2000 лет [15, 16]. Таким образом, начиная с исследований начала XX в., по мере накопления данных об истории развития ледника Грэнфьорд происходила эволюция взглядов на проблему возраста краевой морены. В то же время отсутствовала детальная палеогляциодинамическая схема развития ледника в голоцене, объясняющая поэтапное формирование всех форм рельефа краевой зоны и слагающих их отложений во взаимосвязи между собой. В настоящей работе предпринята попытка обобщения накопленной к настоящему времени информации о рельефе и отложениях краевой зоны ледника Грэнфьорд, а также её анализа в палеогляциологическом аспекте.

Методика исследований

В основу работы легли результаты полевых геоморфологических исследований, выполненных в ходе весенне-летних береговых экспедиций Мурманского морского биологического института Кольского научного центра РАН (ММБИ КНЦ РАН) на Шпицбергене с 2005 по 2010 г. в районе залива Грэн-фьорд (на берегу которого располагается пос. Баренцбург), а также сведения из литературных источников. В работе использованы три группы методов: геоморфологический анализ, исследование рыхлых отложений, изотопное датирование. В основе всех полевых исследований лежит морфолитогенетический подход, т.е. сопряжённое изучение рельефа и особенностей субстрата [17]. Изучение слагающих рельеф отложений помогает диагностировать происхождение и установить возраст рельефа.

Полевые наблюдения, а также дешифрирование материалов аэрофотосъёмки Норвежского полярного института 22 июля 1990 г. на территорию залива Грэн-фьорд легли в основу геомор-

фологической карты прогляциальной зоны ледника Грэнфьорд. Аэрофотоматериалы (цветные снимки масштаба 1:50 000) были предоставлены Университетским центром Свальбарда (UNIS). Наряду с аэрофотоснимками анализировались разновременные топографические карты, составленные по материалам аэрофотосъёмки Норвежского полярного института 1936 и 1990 гг. [18, 19].

Полевая маршрутная съёмка сопровождалась дешифрированием рельефа на аэрофотоснимках, геолого-геоморфологическим профилированием, а также документированием естественных обнажений. В случаях, когда рельеф и отложения невозможно было наблюдать непосредственно, использовались дополнительные методы: при изучении рельефа — батиметрическая съёмка, при изучении отложений — отбор колонок донных осадков. В работе использованы методы палеогеоморфологического анализа. В качестве методов определения относительного возраста рельефа применялись метод возрастных рубежей и метод коррелятных отложений. Особое место занимал радиоуглеродный метод.

Результаты и обсуждение

Рельеф прогляциальной зоны. По данным Б.Р. Мавлюдова, основанным на сравнении границ и высоты поверхности ледника, показанным на топокарте 1936 г., с их положением в 2004 г. [5], язык ледника Восточный Грэнфьорд с 1936 по 2004 г. отступил на 1200 м (около 18 м в год). Поверхность льда в районе языка за этот период понизилась не менее чем на 130 м (около 2 м в год). Язык ледника Западный Грэнфьорд отступил с 1936 по 2004 г. на 2300–2500 м (34–37 м в год). В районе языка понижение поверхности за этот период составило 140 м. Анализ сведений о характере и положении края ледника и исторических фотографий в публикациях начала XX в. позволяет сделать вывод, что в 1896 [9], 1909 [20], 1925 [9] и 1927 гг. [10] фронт ледника имел близкое положение к состоянию в 1936 г. — на проксимальном склоне краевой морены. Таким образом, большая часть прогляциальной зоны освободилась из-под ледника Грэнфьорд в последние 80 лет. Среди ледникового рельефа в его широком понимании отмечены собственно ледниковый (экзарационный, экзарационно-экструзивный, ледниково-акку-

мулятивный, напорный), флювиогляциальный и лимногляциальный типы рельефа [21, 22]. Геоморфологическая карта прогляциальной зоны ледника Грэнфьорд приведена на рис. 2.

Формы-индикаторы движения ледника. Информацию о движении льда очень наглядно передают ориентированные микрогряды флютинг-морены (см. рис. 2), которые осложняют поверхность основной морены. Ледник Западный Грэнфьорд, двигаясь с юго-юго-запада на северо-северо-восток, обтекал флигтберг с востока, меняя направление движения сначала на север, а потом на северо-северо-запад, т.е. наблюдалось изгибание левого края ледника. На западном склоне направление движения ледника также изменялось: сначала оно было восточно-северо-восточным, а потом постепенно сменилось на северо-северо-восточное (см. рис. 2). Причины таких изгибов ледниковых краёв абсолютно разные. В первом случае (восточный склон флигтберга) ледник был стеснён выступом коренного ложа, и, по мере того, как он выходил за его пределы, лёд растекался в стороны (растяжение), не чувствуя перед собой сопротивления, а край ледника становился вогнутым. Во втором случае (западный склон флигтберга) ледник, наоборот, встречал препятствие на своём пути, испытывал сжатие и продолжал течь туда, где сопротивление было меньше, т.е. вдоль склона флигтберга, поэтому край ледника становился выпуклым. Кроме того, сами ледники могли усиливать подпор друг друга. О векторах течения льда можно судить по конфигурации максимального распространения льда, информацию о которой несут боковые, срединные и краевые морены.

При выходе за скальное обрамление боковая морена правого борта ледника Восточный Грэнфьорд резко изгибается. Это показывает, что правый край ледника изменил направление движения почти на 90°, образовав вогнутый изгиб. На первый взгляд, здесь сказывается отсутствие сопротивления при выходе за скальное обрамление и можно было бы говорить о растекании льда. Однако, как мы увидим далее, левый край ледника также изгибался вправо, т.е. параллельно правому краю, что невозможно при растекании льда. Поэтому здесь есть ещё и другая сторона вопроса — слева существовал подпор (препятствие), который заставлял течь ледник по пути наименьшего сопротивления, практически под прямым углом. Дугообразные очертания в плане краевой морены свидетельствуют

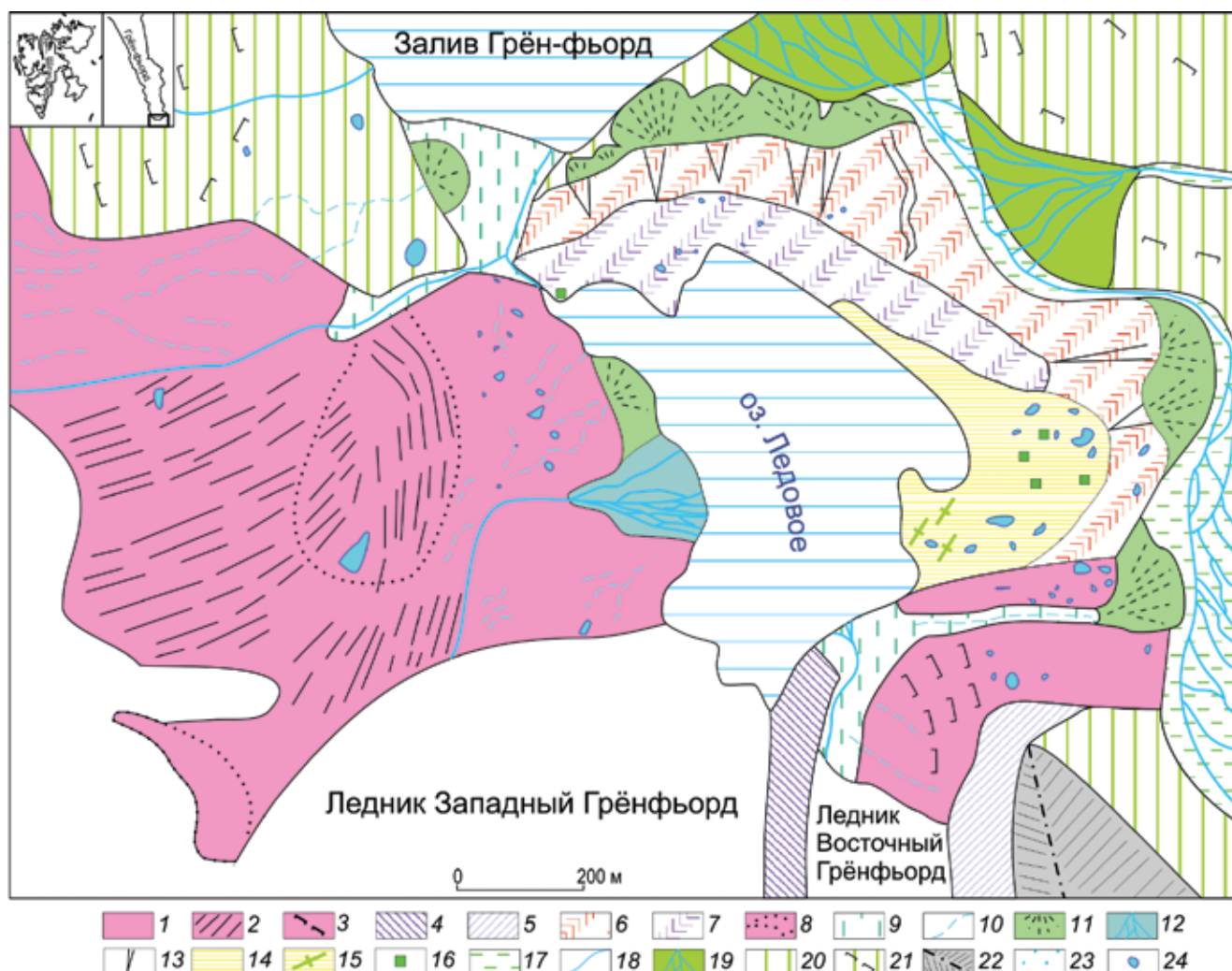


Рис. 2. Геоморфологическая карта прогляциальной зоны ледника Грэнфьорд [22]:

Ледниково-аккумулятивный рельеф: 1 – область распространения основной и абляционной морены (местами с погребёнными мёртвыми льдами); 2 – область распространения и ориентировка флютинг-морены в пределах основной морены; 3 – «террасы оседания»; 4 – гряды срединной морены с ледяным ядром; 5 – гряды боковой (или береговой) морены; 6 – комплекс гряд и валов напорной морены; 7 – насыпной краевой вал, налегающий на проксимальный склон напорной морены. *Ледниково-экзарационный рельеф:* 8 – контуры крупных выступов коренного ложа (ригели, флиггберг). *Флювиогляциальный рельеф:* 9 – зандровые равнины; 10 – палеоканалы стока талых ледниковых вод, временные водотоки талых вод (как ледниковых, так и снеговых) и «пойменные зандры» вдоль их русел; 11 – зандровые конусы; 12 – флювиогляциальная дельта; 13 – эрозионные врезы-овраги в рыхлых породах (на дистальном склоне напорной морены). *Лимногляциальный рельеф:* 14 – камово-западинная равнина; 15 – гряды, сложенные ленточными глинами (озы); 16 – отдельные камы. *Флювиальный рельеф:* 17 – пойма; 18 – «постоянные» летние водотоки; 19 – дельты. *Морской рельеф:* 20 – комплекс морских голоценовых террас; 21 – уступы террас. *Денудационно-тектонический рельеф:* 22 – водораздельный хребет с гребнем, обвальными склонами и коллювиальными шлейфами. 23 – ледники; 24 – малые озера

Fig. 2. Geomorphological map of proglacial zone near Grønford Glacier [22]:

The glacial-accumulative relief: 1 – the area of basal till and ablation moraine (with the buried dead ice); 2 – the area and orientation of the fluting-moraine within the basal till area; 3 – «downwasting terraces»; 4 – middle moraine ice-core ridge; 5 – lateral moraine ridge; 6 – push moraine ridges; 7 – dump moraine on the proximal slope of the push moraine. *The glacial-exaration relief:* 8 – outlines of the major bedrock protrusions (riegels, fliggberg). *Fluvioglacial relief:* 9 – outwash plains; 10 – palaeochannels of melted glacier water flow, temporary streams of melt water (glacier and snow) and «floodplain outwash» along their beds; 11 – outwash fans; 12 – fluvioglacial delta; 13 – the erosion gullies, ravines in the loose rocks (on the distal slope of the push moraine). *Limnoglacial relief:* 14 – kames and sink-holes plain; 15 – varved clays ridge (eskers); 16 – separate kames. *Alluvial relief:* 17 – floodplain; 18 – «permanent» summer water streams; 19 – the deltas. *Marine relief:* 20 – Holocene marine terraces; 21 – terrace scarps. *Denudation and tectonic relief:* 22 – watershed range with a crest, rockfall slopes and taluses. 23 – glaciers; 24 – small lakes

о растекании льда в стороны. Векторы движения льда были направлены перпендикулярно оси краевой морены (т.е. к фронту ледника в максимальном положении последней фазы наступания).

Краевая морена состоит из напорной и насыпной морен. Напорная морена в центральной части достигает максимальной ширины (более 500 м) и высоты (40–45 м), по периферии ширина уменьшается до 100 м, а высота — до 15–20 м. Напорная морена состоит из серии (3–4) валов и гряд второго порядка, параллельных друг другу. Они не всегда хорошо прослеживаются по простиранию, иногда прерываются отдельными холмами [15, 22]. На проксимальный склон напорной морены налегает аккумулятивный краевой вал (насыпная морена). Напорная и насыпная морены имеют сильные внешние различия по крупности слагающего их материала. Напорная морена представляет собой дислоцированную толщу с чешуйчато-скалчатыми и чешуйчато-надвиговыми деформациями. Она состоит из переслаивающихся гравийно-песчаных, гравийных и песчано-глинистых прослоев морских осадков подводного берегового склона, а также флювиогляциальных и гляциально-морских отложений различной мощности (от десятков сантиметров до нескольких метров) и углов падения. Подробное описание строения напорной морены, изученное по обнажению на её западной оконечности (см. рис. 1), представлено в серии более ранних работ [15, 16, 22, 23].

Данные осадки накапливались в условиях одновременного изменения относительного уровня моря и положения края ледника. Об этом косвенно свидетельствуют голоценовые морские террасы восточного берега Грэнфьорда, которые продолжаются в глубь суши более чем на 2 км по правому (восточному) борту долины Грэнфьорд. Следовательно, в голоцене относительный уровень моря был выше современного, а береговая линия кутовой части залива находилась в пределах современной суши, возможно, в районе современного края ледника, а может быть и в его пределах. Поэтому даже при меньшем, чем в начале XXI в. (современном), распространении ледник Грэнфьорд потенциально мог спускаться в море.

В последние годы получены следующие радиоуглеродные датировки раковин моллюсков из толщи напорной морены: 2020 ± 120 (ГИН-13633), 2080 ± 80 (ГИН-13634), 2750 ± 80 (ГИН-14736), 3250 ± 100 (ЛУ-6994), 3460 ± 80 (ЛУ-6995), 9400 ± 100

(ГИН-13831), 9480 ± 100 (ГИН-13830) [16, 22, 23]. Они позволяют расширить временной диапазон морского осадконакопления в кутовой части Грэнфьорда, куда потом в ходе фазы наступания ледника произошло его внедрение в толщу морских осадков и одновременное образование котловины выдавливания и напорного вала, состоящего из деформированных и переотложенных осадков, по крайней мере, с 9500 до 2000 радиоуглеродных л.н.

Таким образом, наступание ледника, в ходе которого были переотложены морские осадки кутовой части залива, произошло не раньше 2000 радиоуглеродных л.н. [16]. В период последних 2000 лет известна только одна стадия наступания ледников на Шпицбергене — стадия трескелен, соответствующая похолоданию малого ледникового периода [4]. Итак, наступание ледника Грэнфьорд, сформировавшее котловину выпихивания и напорную краевую морену, наиболее вероятно соотносится с малым ледниковым периодом. На основании того, что в краевых моренах Шпицбергена не встречаются органические остатки моложе 800 лет, считается, что стадия трескелен началась не ранее 800 л.н. [4, 6]. Завершение этой стадии всеми исследователями относится к концу XIX — началу XX в. [4, 6] — условно можно считать 100 л.н.

Котловина озера Ледового (на норвежских картах — Bretjørna [19]) образовалась в результате последней фазы наступания ледника, скорее всего во время малого ледникового периода (800–100 л.н.) [15]. Объём озера — $17,5$ млн м^3 , площадь — $1,52$ км^2 , максимальная глубина — 26 м [24]. Предпосылкой для формирования такой крупной депрессии было наличие перед ледником мощной толщи неконсолидированных морских отложений (главным образом морских отложений подводного берегового склона и гляциально-морских осадков), часть которых была деформирована и переотложена в виде напорной морены [14, 15, 21, 25]. Таким образом, котловина имеет экзарационно-экструзивное происхождение. Осадконакопление в озере началось не ранее 70 л.н. [24]. Подводный рельеф озера состоит из трёх элементов: крутых (до 10 – 40°) склонов котловины; достаточно плоского дна котловины (средняя глубина 20–25 м); подводной дельты флювиогляциальных потоков. Уклон нижних частей склонов находится в пределах 5 – 15° , т.е. они имеют вогнутый характер, который, скорее всего, обусловлен гравитационными процессами оползания и осыпания. Наибольшая

глубина отмечается в северо-западной части озера и достигает 26 м, что на 18 м ниже современного уровня моря. Можно было бы предположить, что через напорный вал могла происходить фильтрация морской воды в озеро. Но, как показал анализ солёности проб воды из поверхностного и придонного слоя самой глубокой части котловины озера, вода по всей толще — пресная. Вероятно, наличие многолетней мерзлоты под валом препятствует фильтрации морской воды.

Мощность ледниково-озёрных отложений в самом глубоком месте озера (26 м) составляет не менее 77 см. На побережье к востоку от озера распространён лимногляциальный рельеф (камы). Здесь располагалось озеро, когда ледник занимал выпаханную им котловину, в которой сейчас находится современное озеро. В уступах камов вскрываются ленточные глины. Высота камов позволяет судить о возможной минимальной мощности ледниково-озёрных отложений, которая составляет 3–4 м. Даже если считать, что 77 см — максимальная мощность ледниково-озёрных отложений, то получается, что они накопились менее чем за 70 лет. Таким образом, скорость осадконакопления в озере чуть больше 1 м за 100 лет. Известно, что области лавинной седиментации характеризуются скоростью осадконакопления более 100 мм/1000 лет [26], т.е. скорость накопления осадков в оз. Ледовое превышает нижнюю границу скорости лавинной седиментации. На наш взгляд, ледниково-озёрные отложения в оз. Ледовое формируются благодаря турбидитовому процессу высокоплотностных потоков на фоне сезонной изменчивости поступления осадочного материала в бассейн аккумуляции. В таком случае донные отложения оз. Ледовое можно отнести к гляциосуспензитах [27].

Этапы последнего цикла наступания—отступления

Далее в хронологической последовательности рассмотрим реконструированные этапы последнего цикла наступания—отступления ледника Грёнфьорд в голоцене (рис. 3).

1. До 9,5–10 тыс. л.н. (см. рис. 3, а). Относительный уровень моря находился выше современного примерно на 50–60 м [6, 12]. Ледник оканчивался в море. Положение фронта Грёнфьорда было близким к современному. В кутовой части залива предположительно шло ледниково-морское осадконако-

пление. Возраст этапа определяется приблизительно по датировкам раковин из толщи напорного вала. Данный этап соотносится с холодным периодом (12–10,4 тыс. л.н.; аллерёд, поздний дриас; *Mya*, *Saxicava*) палеогеографической схемы Р. Фейлинг—Хансена, разработанной на основе анализа малакофауны [11], и с пребореалом (10,4–9 тыс. л.н.; осоково-злаковые ассоциации; теплее позднего дриаса) палеогеографической схемы, основанной на данных палинологического анализа [28].

2. 9,5–0,8 тыс. л.н. (см. рис. 3, б). Относительный уровень моря постепенно понижался, приближаясь к современному, а на отдельных отрезках времени, возможно, находился ниже современного [23]. В кутовой части море проникало в глубь суши (предположительно до современного края ледника Грёнфьорд). Ледник сократился в размерах и отступил на сушу, возможно, исчезая полностью. В кутовой части залива, в краевой зоне ледника Грёнфьорд, шло морское и дельтовое осадконакопление (вторая пачка напорного вала). Источником поступления материала служили потоки талых ледниковых вод и/или поверхностные неледниковые водотоки. Временные рамки этапа определяются по датировкам раковин морских моллюсков из толщи напорного вала.

Данный этап соотносится: с тёплым периодом (9–2,5 тыс. л.н.; бореал, атлантика, суббореал; *Astarte*, *Mytilus*) палеогеографической схемы Р. Фейлинг—Хансена [11]; с бореалом (9–8 тыс. л.н.; осоковые ассоциации; теплее пребореала); атлантикой (8–5 тыс. л.н.); кустарничковые ассоциации — с максимальным развитием *Betula nana*; теплее современного; 5,6–5 тыс. л.н. — климатический оптимум); суббореалом (5–2,5 тыс. л.н.; осоково-злаковые и осоковые ассоциации, деградация кустарничковых; похолодание) палеогеографической схемы, основанной на данных палинологического анализа [28]. По мнению некоторых исследователей [29], микрофаунистический анализ фораминифер позволяет утверждать, что около 7000 калиброванных л.н. (т.е. примерно 6000 радиоуглеродных лет) на Шпицбергене имело место общее похолодание климата. Существует предположение, что это похолодание приводило к активизации ледников, в результате которой увеличилась активность оползневых процессов на подводных склонах фьордов [30].

В период климатического оптимума 5500–5000 л.н. ледники имели наименьшие размеры

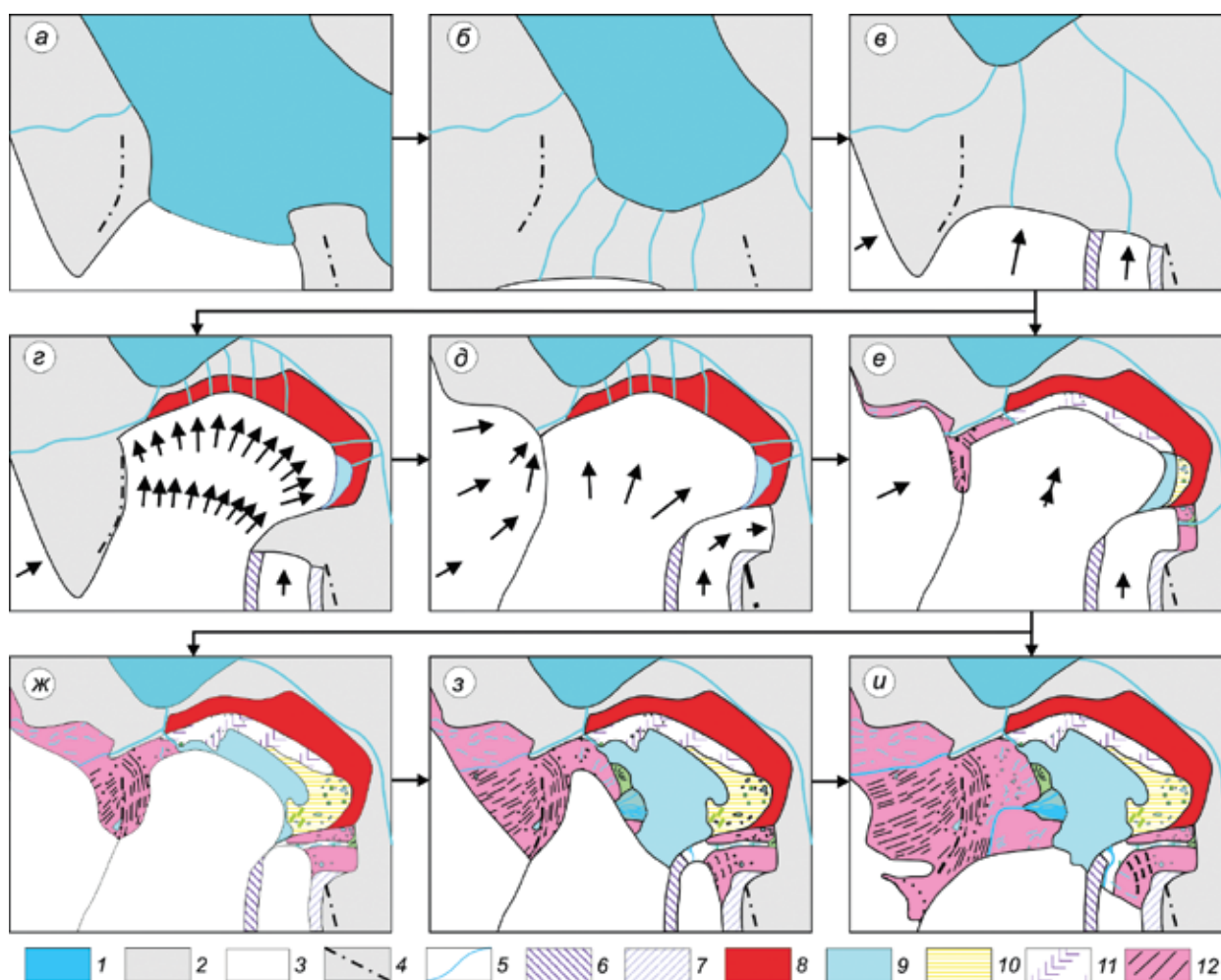


Рис. 3. Реконструкция динамики ледника Грёнфьорд [22]:

Временные срезы: *a* – до 9500 ^{14}C л.н.; *b* – 9500–2000 ^{14}C л.н.; *c–d* – малый ледниковый период (800–100 л.н.): перед подвижкой (*c*), подвижка (*d*), после подвижки (*e*); *e–u* – XX в.: начало деградации, около 1936 г. (*e*), быстрая деградация 1936–1990 гг. (*ж, з*), современное состояние, около 1990 г. (*u*). 1 – море; 2 – суша; 3 – ледник; 4 – водораздельный хребет; 5 – водотоки и реки; 6 – срединная морена; 7 – боковая морена; 8 – напорная морена; 9 – озёра; 10 – лимногляциальная равнина; 11 – насыпная морена; 12 – область дегляциации (основная и абляционная морена) и ориентировка флютинг-морены в пределах основной морены

Fig. 3. Reconstruction of the Grøn fjord glacier dynamics [22]:

The slices of time: *a* – before 9500 ^{14}C BP; *b* – 9500–2000 ^{14}C BP; *c–d* – Little Ice Age (800–100 BP): before the surge (*c*), the surge (*d*), after the surge (*e*); *e–u* – XX century: beginning of deglaciation, about 1936 (*e*), rapid deglaciation of 1936–1990 (*ж, з*), current state, around 1990 (*u*). 1 – sea; 2 – land; 3 – glacier; 4 – watershed range; 5 – streams and rivers; 6 – middle moraine; 7 – lateral moraine; 8 – push moraine; 9 – lakes; 10 – limnoglacial plain; 11 – dump moraine; 12 – the deglaciated area (basal till and ablation moraine) and orientation of the fluting-moraine within the basal till

за весь голоцен. В это время на островах архипелага формируются морские террасы с богатой фауной, содержащие теплолюбивые элементы, которые в настоящее время не обитают в районе Шпицбергена (*Cyprina islandica*, *Mytilus edulis*, *Littorina littorea* и др.) [6, 11, 12]. Сейчас значительная часть поверхности этих террас погребена под ледниками, что указывает на существенно меньшие размеры оледенения архипелага в эпоху

климатического оптимума голоцена. Потепление не привело, вероятно, к полному исчезновению ледников на архипелаге, о чём свидетельствуют довольно крупные валуны в отложениях террас этого времени, принесённые, видимо, айсбергами [6]. Хотя существует и другое мнение, согласно которому некоторые маленькие ледники (например, Линне-бреен) в интервале между 4000 и 5000 лет исчезали совсем [31, 32].

3. 800–100 л.н. (малый ледниковый период; см. рис. 3, в–д). Возраст определяется по наиболее молодым радиоуглеродным датировкам органических остатков из современных морен. Наступание ледников началось не ранее XIII–XIV вв. и достигло своего максимума, вероятно, в XVIII–XIX вв. [6]. Радиоуглеродное датирование органических остатков, заключённых в озёрных отложениях оз. Линне [31] и внутри ледника Лонгйир [33], показывает, что развитие данных ледников началось не позднее 600 л.н. в первом случае и не ранее 1100 л.н. во втором, что в целом не противоречит отнесению начала малого ледникового периода к XIII в. Существование данной стадии бесспорно. Для многих ледников максимальное их продвижение в конце XIX в., совпадающее с положением молодых морен, зафиксировано непосредственно на картах. Однако существуют некоторые разногласия о времени начала наступания ледников, а также о периоде их максимального продвижения [6]. Относительный уровень моря стал близким к современному.

Данный этап делится на три части: перед подвижкой, подвижка, после подвижки ледника. Перед наступанием ледник двигался медленно, формируя прямолинейный отрезок срединной морены между Западным и Восточным Грэнфьордом (см. рис. 3, в). Затем следует резкое ускорение движения (подвижка) ледника Западный Грэнфьорд (образуется котловина выпавания и напорный вал). Ледник достигает своего максимального распространения за весь голоцен (см. рис. 3, г). После подвижки фронт Грэнфьорда становится стационарным (на проксимальном склоне вала формируется насыпная морена; см. рис. 3, д). Данное утверждение основано на теоретических представлениях о том, что по завершении пульсации выдвинувшаяся часть ледникового языка омертвевает и подвергается главным образом ареальной деградации (а не фронтальной). Только спустя некоторое время начинается активная фронтальная деградация языка.

Продолжительность ареальной деградации, когда фронт ледника стационарен, может зависеть от климатических и других локальных условий абляционной зоны, куда выдвигается язык ледника во время подвижки. Так, в высокогорных районах внеполярных областей отмечается значительный перепад абсолютных высот положения фронта ледников в фазу подвижки и фазу стабилизации. У ледников Шпицбергена, фронт

которых в ходе пульсации остаётся на близких абсолютных высотах, что и до подвижки, больше шансов для стационарирования, особенно в конце малого ледникового периода. Однако есть и другая сторона этого вопроса: практически все пульсирующие ледники Шпицбергена, динамика фронта которых хорошо известна, во время своего максимального распространения достигали моря, которое дополнительно способствовало активной фронтальной деградации ледника в результате термоабразии сразу после окончания подвижки. Сведения же о пульсациях, оканчивающихся на суше, очень скудны из-за незаселённости и труднодоступности этих районов для наблюдений, а также редкой повторяемости подвижек.

Непродолжительное стационарирование фронта ледников после завершения пульсации наблюдалось во внеполярных густонаселённых районах на ледниках Иенгутц Хар и Чон Камдан (Каракорум). После остановки ледника Иенгутц Хар его фронт сохранял стационарное положение около 15 лет [34]. Ледник Чон Камдан подпруживал соседнюю долину в ходе каждой своей подвижки в 1839, 1841, 1873, 1884 и 1928–1929 гг., в результате чего сформировалось озеро, которое сохранялось несколько лет, а затем опорожнялось [34], что также косвенно может указывать на стационарное состояние фронта после каждой подвижки.

Пока происходили поверхностное таяние выдвинувшейся части ледника Западный Грэнфьорд и образование насыпной морены, его ледники-соседи с запада и востока продолжали медленное движение, достигая своего максимального распространения. Но их фронты в стационарном положении находятся недолго, поэтому не образуют насыпных морен.

4. С начала XX в. идёт направленная деградация ледников (см. рис. 3, е–и). На ранних стадиях Западный Грэнфьорд отступает очень интенсивно (в среднем 30 м/год). Вероятно, на языке ледника Грэнфьорд сначала образовались проталины, в которых накапливались озёрные осадки, слагающие в настоящее время камы. Затем там, где сейчас можно наблюдать лимногляциальную равнину, появилось маленькое прогляциальное озеро (см. рис. 3, е), которое смещается и расширяется вслед за отступающим фронтом Грэнфьорда, занимая наиболее глубокие части выпаванной котловины (см. рис. 3, ж–з). В озере идёт лавинное осадконакопление (не менее 1 см/год). В настоя-

шее время отступление ледника замедлилось (см. рис. 3, *и*), что связано с окончанием таяния выдвинувшейся во время подвижки части ледника.

Во время дегляциации активно меняются пути и направления стока талых ледниковых вод (перестройка гидросети). Это связано с изменениями топографии (в результате освобождения территории ото льда), а также положения фронта ледника — источника поступления талых вод. Так, судя по топографической карте 1936 г., сток с ледника Восточный Грёнфьорд происходил на восток, в соседнюю долину Грёнфьорддален (см. рис. 3, *е*), сейчас же сток идёт в противоположную сторону, на запад, в оз. Ледовое (см. рис. 3, *и*). Подобная перестройка гидросети наблюдается и в настоящее время в непосредственной близости к краю ледника, но в значительно меньшей степени, так как уже оформились основные каналы стока талых вод. На определённом этапе сток из озера тоже шёл на восток, в долину Грёнфьорддален.

Изменение положения каналов стока талых ледниковых вод связано с миграцией и изменением уровня самого озера, что также было обусловлено изменением топографии местности: по мере отступления ледника освобождалась наиболее глубокая часть котловины выпавивания и воды озера занимали это понижение, приобретая его очертания. В 1936 г. озеро находилось на поверхности льда у восточной оконечности напорного вала. Площадь озера была в несколько раз меньше современной, а абсолютная высота уреза составляла 15 м. К настоящему времени озеро сместилось к западу, стало значительно больше и глубже (сейчас максимальная глубина составляет 26 м), абсолютная высота уреза стала 8 м.

Заключение

В голоценовой истории развития ледника Грёнфьорд выделяют четыре этапа: наступание (до 10 тыс. л.н.); сокращение или полное исчезновение (10–0,8 тыс. л.н.); наступание (800–100 л.н.); деградация (с начала XX в.), что в целом соответствует имеющимся палеогеографическим схемам, построенным по данным малакологического [11] и палинологического анализов [28]. Пространственное расположение форм рельефа в прогляциальной зоне ледника Грёнфьорд даёт возможность предположить, что последняя фаза наступания За-

падного Грёнфьорда носила пульсирующий характер, когда произошло резкое увеличение скорости движения льда. Расстояние от современного края ледника Западный Грёнфьорд до его напорной морены больше, чем расстояние от современного фронта его ледников-соседей (Восточный и Северо-Западный Грёнфьорд) до их максимального распространения. К тому же Западный Грёнфьорд сформировал насыпную морену, что указывает на стационарное положение его фронта на протяжении довольно длительного времени. Напротив, ледники-соседи не имеют конечно-моренных образований. Получается, что ледник Западный Грёнфьорд быстро достиг своего максимального распространения и остался в стационарном положении. В это время ледники-соседи медленно догоняли его и, достигнув максимального положения, почти сразу стали отступать.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00274 мол_а.

За оказанную помощь и содействие на разных этапах работы авторы выражают благодарность Г.А. Тарасову (ММБИ КНЦ РАН); В.И. Мысливцу, Ф.А. Романенко, Г.М. Седаевой (МГУ имени М.В. Ломоносова); Б.Г. Покровскому, М.М. Певзнер, Н.Е. Зарецкой, А.Э. Басилян (ГИН РАН); Б.Р. Мавлюдову (ИГ РАН); В.В. Шарину, А.М. Тебенькову (ПМГРЭ, г. Ломоносов); сотрудникам Норвежского полярного института и Университетского центра на Свальбарде (г. Лонгйир, Шпицберген). Существенную помощь в работе оказал академик Г.Г. Матишов.

Acknowledgments. The reported study was funded by RFBR according to the research project No. 16-35-00274 мол_a.

The authors are grateful to G.A. Tarasov (Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS); V.I. Myslivec, F.A. Romanenko, G.M. Sedaeva (Lomonosov Moscow State University); B.G. Pokrovsky, M.M. Pevzner, N.E. Zaretskaya, A.E. Basyan (GIN RAS); B.R. Mavlyudov (IG RAS); V.V. Sharin, A.M. Tebenkov (PMGE, Lomonosov); employees of the Norwegian Polar Institute and the University Centre in Svalbard (Longyearbyen, Spitsbergen) for their support and assistance at various stages of the work. We received also great help from academician G.G. Matishov.

Литература

References

1. Evans D.J.A., Rea B.R. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach // *Annals of Glaciology*. 1999. V. 28. P. 75–82.
2. Evans D.J.A., Rea B.R. Surging glacier landsystem // *Glacial Landsystems* / Ed. D.J.A. Evans. London: Arnold, 2003. P. 259–288.
3. Knudsen Ó. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type behaviour // *Quaternary Science Reviews*. 1995. V. 14. № 5. P. 487–493.
4. Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. 200 с.
5. Мавлюдов Б.Р. О деградации горно-долинных ледников Шпицбергена // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 4. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2004. С. 207–216.
6. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1975. 276 с.
7. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2006. 482 с.
8. Тарасов Г.А., Кокин О.В. К вопросу изучения потока осадочного вещества в заливе Грэн-фьорд // *Материалы междунар. науч. конф. «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/2008»*. СПб., 2010. С. 84–85.
9. Gripp K., Todtmann E. Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen // *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*. 1926. Bd. 37. P. 43–75.
10. Van der Meer J.J.M. Spitsbergen Push Moraines. Amsterdam: Elsevier, 2004. 212 p.
11. Feyling-Hanssen R.W. Shoreline displacement in Central Spitsbergen // *Medd. Norsk Polarinst.* 1965. № 93. P. 1–6.
12. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.
13. Пуннинг Я.-М.К., Троицкий Л.С. О наступаниях ледников на Шпицбергене в голоцене // *МГИ*. 1977. Вып. 29. С. 211–216.
14. Тарасов Г.А., Кокин О.В., Польшин В.В. К вопросу формирования ледниково-перигляциальных отложений в районе залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 6. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2006. С. 143–151.
15. Тарасов Г.А., Кокин О.В. Новые данные о возрасте напорного вала ледника Гренфьорд // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 7. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2007. С. 85–92.
16. Тарасов Г.А., Кокин О.В. Время последней подвижки и ход последующей деградации ледника Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // *Вестн. Южного научного центра РАН*. 2010. Т. 6. № 3. С. 34–38.
17. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: изд. МГУ, 1972. 251 с.
18. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2000.
19. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2004.
20. Isachsen G. Exploration du Nord-Ouest du Spitzberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen. 1st part. Resultats des Campagnes Scientifiques Prince Albert de Monaco, 1912. 113 p.
1. Evans D.J.A., Rea B.R. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Annals of Glaciology*. 1999, 28: 75–82.
2. Evans D.J.A., Rea B.R. Surging glacier landsystem. In: Evans D.J.A. (Ed.) *Glacial Landsystems*. London: Arnold, 2003: 259–288.
3. Knudsen Ó. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type behavior. *Quaternary Science Reviews*. 1995, 14 (5): 487–493.
4. *Glyaciologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
5. Mavlyudov B.R. About degradation of mountain and valley glaciers of Spitsbergen. *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena*. Complex researches of the nature of Spitsbergen. Issue 4. Apatity: KSC RAS, 2004: 207–216. [In Russian].
6. *Oledenenie Shpitsbergena (Sval'barda)*. Glaciation of Spitsbergen (Svalbard). Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1975: 276 p. [In Russian].
7. *Oledenenie Severnoy i Central'noy Evrazii v sovremennuyu epokhu*. The glaciation of northern and central Eurasia in the modern era. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 2006: 482 p. [In Russian].
8. Tarasov G.A., Kokin O.V. On the issue of studying the flow of sedimentary material in the Grønfjord Bay. *Materialy mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii «Morskie issledovaniya polyarnykh oblastey Zemli v Mezhdunarodnom polyarnom godu 2007/2008»*. Data of the international scientific conference «Marine study of the polar regions of the Earth in the International Polar Year 2007/2008». 2010: 84–85. [In Russian].
9. Gripp K., Todtmann E. Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*. 1926, 37: 43–75.
10. Van der Meer J.J.M. Spitsbergen Push Moraines. Amsterdam: Elsevier, 2004: 212 p.
11. Feyling-Hanssen R.W. Shoreline displacement in Central Spitsbergen. *Medd. Norsk Polarinst.* 1965, 93: 1–6.
12. Lavrushin Yu.A. *Chetvertichnye otlozheniya Shpitsbergena*. Quaternary sediments of Spitsbergen. Moscow: Nauka, 1969: 181 p. [In Russian].
13. Punning YA.-M.K., Troitskiy L.S. About the advanced of glaciers on Spitsbergen in the Holocene. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1977, 29: 211–216. [In Russian].
14. Tarasov G.A., Kokin O.V., Pol'shin V.V. To a question of formation glacial-peri glacial sediments near the gulf Grøn-fjord (West Spitsbergen). *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena*. Complex researches of the nature of Spitsbergen. Issue 6. Apatity: KSC RAS, 2006: 143–151. [In Russian].
15. Tarasov G.A., Kokin O.V. New data on age of a push moraine of Grønfjord glacier. *Kompleksnyye issledovaniya prirody Shpitsbergena*. Complex researches of the nature of Spitsbergen. Issue 7. Apatity: KSC RAS, 2007: 85–92. [In Russian].
16. Tarasov G.A., Kokin O.V. The age of the last advance and the evolution of subsequent deglaciation of Grønfjord Glacier (Spitsbergen). *Vestnik of the Yuzhnyi Nauchnyi Tsentr RAN*. Bulletin of South Scientific Center of RAS. 2010, 6 (3): 34–38. [In Russian].
17. Simonov Yu.G. *Regional'nyy geomorfologicheskij analiz*. Regional geomorphological analysis. Moscow: Moscow State University, 1972: 251 p. [In Russian].
18. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2000.
19. Van Mijenfjorden map, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2004.

21. *Кокин О.В.* Геоморфологическое строение краевой зоны ледника Грэнфьорд (Зап. Шпицберген) // Материалы XXV юбилейной конф. молодых ученых Мурманского морского биологического института (май 2007). Мурманск: изд. ММБИ КНЦ РАН, 2007. С. 117–122.
22. *Кокин О.В.* Рельеф и отложения краевых зон ледников Западного Шпицбергена (на примере ледников Грэнфьорд и Альдегонда): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2010. 24 с.
23. *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) // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 2014. Вып. 1. С. 158–167.
24. *Кокин О.В., Тарасов Г.А.* Подводный рельеф и донные отложения приледникового озера Ледовое (Западный Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 173–177.
25. *Кокин О.В., Тарасов Г.А.* К истории развития ледникового рельефа Западного Шпицбергена в голоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 177–179.
26. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении. М.: Наука, 1988. 309 с.
27. *Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А.* Суспензиты времени последнего позднеледникового на территории Русской равнины и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.
28. *Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К.* Об истории оледенения Шпицбергена в голоцене по данным палеоботанических исследований // МГИ. Хроника. Обсуждения. 1982. Вып. 42. С. 100–106.
29. *Hald M., Ebbesen H., Forwick M., Godtlielsen F., Kholmenco L., Korsun S., Ringstad Olsen L., Vorren T.O.* Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 2075–2088.
30. *Forwick M., Vorren T.O.* Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence // The Holocene. 2007. V. 17. № 6. P. 707–716.
31. *Snyder J.A., Werner A., Miller G.H.* Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard: sediment records from proglacial Linnévatnet // The Holocene. 2000. V. 10. № 5. P. 555–563.
32. *Svendsen J.I., Mangerud J.* Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard // The Holocene. 1997. V. 7. P. 45–57.
33. *Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim K., Hansen O.H., Heinemeierand J.* Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes // The Holocene. 2005. V. 15. № 3. P. 396–407.
34. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
20. *Isachsen G.* Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen. 1st part. Resultats des Campagnes Scientifiques Prince Albert de Monaco. 1912: 113 p.
21. *Kokin O.V.* Geomorphological structure of a marginal zone of Grönfjord glacier (West Spitsbergen). *Materialy XXV konferentsii molodykh uchenykh Murmanskogo morskogo biologicheskogo instituta*. Data of XXV conference of Murmansk marine biological institute young scientists. Murmansk: MMBI KSC RAS, 2007: 117–122. [In Russian].
22. *Kokin O.V.* *Rel'ef i otlozheniya kraevykh zon lednikov Zapadnogo Shpitsbergena (na primere lednikov Grjonford i Al'degonda)*. Landforms and deposits of glaciers marginal zones of the West Spitsbergen (example of Grönfjord and Aldegonda glaciers). PhD thesis. Moscow State University, 2010: 24 p.
23. *Sharin V.V., Kokin O.V., Gusev E.A., Okunev A.S., Arslanov H.A., Maksimov F.E.* New geochronological data of Quaternary deposits of north-western part of the Nordenskiöld Land (Spitsbergen archipelago). *Vestnik SPbGU. Seriya 7: Geologiya. Geografiya*. Bulletin of the St. Petersburg State University. Series 7: Geology. Geography. 2014, 1: 158–167. [In Russian].
24. *Kokin O.V., Tarasov G.A.* Underwater relief and bed sediments of the proglacial lake Bretjørna (West Spitsbergen). *Priroda shelfa i arkhipelagov Yevropeyskoy Arktiki*. The nature of the European Arctic shelf and archipelagoes. Issue 8. Moscow: GEOS, 2008: 173–177. [In Russian].
25. *Kokin O.V., Tarasov G.A.* To the history of the development of a glacial relief of West Spitsbergen in the Holocene. *Materialy V Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniuyu chetvertichnogo perioda*. Data of V All-Russian meeting on studying of the Quaternary. Moscow: GEOS, 2007: 177–179. [In Russian].
26. *Lisitsin A.P.* *Lavinnaya sedimentatsiya i pereryvy v osadkonakoplenii*. Avalanche sedimentation and breaks in sedimentation. Moscow: Nauka, 1988: 309 p. [In Russian].
27. *Chistyakova I.A., Lavrushin Yu.A.* Suspensite of the last Late-glacial time in the territory of East European Plain and adjacent shelves: types, features of a structure and sedimentogenesis. *Byulleten' Komissii po izucheniuyu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission on studying of the Quaternary Period. Issue 65. Moscow: GEOS, 2004: 36–43. [In Russian].
28. *Surova T.G., Troitskiy L.S., Punning Ja.-M.K.* On the history of Spitsbergen glaciation in the Holocene according to palaeobotanical research. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 42: 100–106. [In Russian].
29. *Hald M., Ebbesen H., Forwick M., Godtlielsen F., Kholmenco L., Korsun S., Ringstad Olsen L., Vorren T.O.* Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23: 2075–2088.
30. *Forwick M., Vorren T.O.* Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence. *The Holocene*. 2007, 17 (6): 707–716.
31. *Snyder J.A., Werner A., Miller G.H.* Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard: sediment records from proglacial Linnévatnet. *The Holocene*. 2000, 10 (5): 555–563.
32. *Svendsen J.I., Mangerud J.* Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. 1997, 7: 45–57.
33. *Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim K., Hansen O.H., Heinemeierand J.* Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. *The Holocene*. 2005, 15 (3): 396–407.
34. *Dolgushin L.D., Osipova G.B.* *Pul'siruyushchie ledniki*. Surging glaciers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982: 192 p. [In Russian].