

Палеогляциология

УДК [550.3:56(119):551.462.32] (99)

doi:10.31857/S2076673421040109

Позднеплейстоценовое оледенение и отступление ледникового покрова на шельфе Южно-Оркнейского плато, Западная Антарктика

© 2021 г. Г.Л. Лейченков^{1,2}, Е.А. Баженова³

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия; ²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; ³Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия
*german_l@mail.ru

Late Pleistocene glaciation and retreat of ice sheet on the shelf of the South Orkney Plateau, West Antarctica

G.L. Leitchenkov^{1,2}, E.A. Bazhenova³

¹Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, Russia; ²Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ³Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia
*german_l@mail.ru

Received August 2, 2021 / Revised September 22, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *Antarctic, South-Orkney Plateau, shelf, multibeam survey, seismic profiling, bathymetry, subglacial land forms, glaciation, ice retreat.*

Summary

The research aims to provide insight into reconstruction of the Late Pleistocene glaciations and ice retreat that followed the Last Glacial Maximum. The study is based on multi-channel seismic profiling and multibeam survey conducted on the shelf during the 63-rd Russian Antarctic Expedition (2018) on RV «Akademik Alexander Karpinsky». The 560-channel, 7000-m-long streamer and the Atlas Hydrosweep MD-3/30 multibeam echo-sounder were used for seismic and multibeam survey, respectively. In addition, previously collected seismic data available from the Antarctic Seismic Data Library System and bathymetry data from the «International Bathymetry Chart of the Southern Ocean» (IBCSO) Project were involved for interpretation. The multibeam survey was carried out within the Signy Trough and its flanks with depths ranging from 180 to 400 m, and covered the area of about 1500 km². The data were collected along 43 profiles spaced at 750 m to ensure enough overlap between swaths. Variety of submarine glacial landforms formed by grounded ice was identified on shelf of the South Orkney Plateau with use of seismic and multibeam data. The most prominent of these features is the large terminal moraine at the middle shelf (previously described as the mid-shelf break) marking the greatest ice extent at the LGM. Oceanward of the large terminal moraine, the plateau-like feature (delineated by 350 and 425 m isobaths) with relatively steep outer slope is recognized from seismic data and interpreted as the distal terminal moraine formed during the pre-LGM Pleistocene glaciation. Within the Signy Trough, submarine glacial landforms mapped by multibeam survey, reflect ice retreat after the LGM; these landforms include: subglacial lineation at the western flank of the northern Signy Trough indicating fast flowing grounded ice, transverse recessional moraine ridges, lateral shear moraine on the western flank and lateral marginal moraine on the eastern flank of the Trough, two grounding zone wedges, streamlined features (drumlins) and an ice-proximal fan (presumably). The end moraine was also identified in the eastern flank of Signy Trough. It is thought to be formed due to ice (outlet glacier) re-advance during the Antarctic Cold Reversal. Numerous iceberg plough-marks were observed at least down to 370 m water depths.

Citation: Leitchenkov G.L., Bazhenova E.A. Late Pleistocene glaciation and retreat of ice sheet on the shelf of the South Orkney Plateau, West Antarctica. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2021, 61 (4): 571–586. [In Russian]. doi:10.31857/S2076673421040109.

Поступила 2 августа 2021 г. / После доработки 22 сентября 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *Антарктика, Южно-Оркнейское плато, шельф, многолучевое эхолотирование, сейсморазведка, батиметрия, морена, плейстоцен, оледенение, дегляциация.*

По данным сейсмического профилирования и детальной съёмки с помощью многолучевого эхолота на шельфе Южно-Оркнейского плато идентифицированы подводные ледниковые формы рельефа, которые маркируют распространение ледникового покрова в периоды четвертичных оледенений и этапы его отступления в позднем плейстоцене. Предполагается, что максимальное распространение ледника с его налеганием на дно произошло в один из периодов похолодания плейстоцена. Во время последнего ледникового максимума ледник достигал среднего шельфа и сформировал крупную конечную морену. После этого началось его отступление, которое происходило неравномерно. В период Антарктического холодного реверса в районе долины Сигню установлено повторное наступание ледника.

Введение

В настоящее время исследования морфологии морского дна для полярных регионов – важная часть комплексных морских геолого-геофизических работ. Наиболее актуальны съёмка с помощью многолучевого эхолота и высокоразрешающая сейсморазведка в комплексе с отбором проб донных осадков. В Арктике и Антарктике такие работы относятся к приоритетным для изучения изменений природной среды последних тысячелетий, реконструкции палеодинамики ледников и оценки устойчивости ледниковых покровов.

На полярных шельфах сохранились следы наступания ледников во время позднеплейстоценового гляциального максимума и их отступления в позднем плейстоцене – раннем голоцене. Они проявлены в различных, весьма разнообразных подводных формах рельефа, образованных в основании и на краях ледниковых покровов [1]. Анализ строения и пространственного развития этих форм позволяет установить направление течения и границы распространения льда, относительную скорость его движения, механиз-

мы и темпы дегляциации, условия в подошве ледников, характеристики базальной гидрологической системы и в конечном счёте – климатические обстановки прошлого. Подводные формы рельефа полярных регионов, находившихся под действием наступания и отступления ранее существовавших ледников, формируются в субгляциальных, окраинно-ледниковых, ледниково-морских и морских природных обстановках [1]. Одни из них по структуре и природе образования аналогичны распространённым на суше, другие имеют свою специфику и характерны только для морских условий.

К основным формам рельефа субгляциальных обстановок относятся: ледниковые долины (часто пересекающие весь шельф) и фьорды; гляциофлювиальные туннельные долины и каналы; эскеры, друмлины, борозды и протяжённые линейные структуры ледникового выпаживания; латеральные (боковые) сдвиговые и окраинные морены (рис. 1). Большая часть этих форм создаётся подлёдной эрозией подстилающих осадков в основании быстро текущих ледниковых потоков и указывает направление их движения [1].

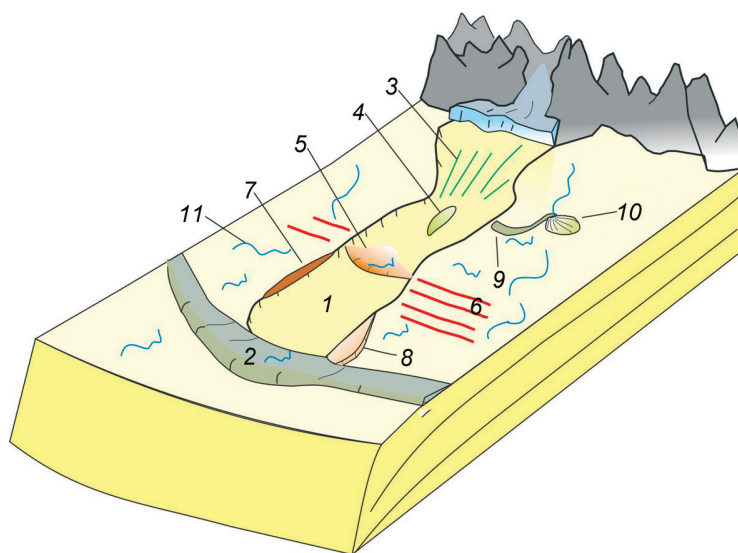


Рис. 1. Ледниковые формы рельефа морского дна шельфов:

1 – долина, образованная ледниковой эрозией; 2 – конечная морена, маркирующая максимальное распространение ледника; 3 – линейные формы выпаживания; 4 – друмлины; 5 – морена клиновидной формы, образованная в зоне налегания ледового потока на дно; 6 – моренные гряды, возникшие при отступании ледника; 7 – боковая сдвиговая морена; 8 – боковая окраинная морена; 9 – конечная морена; 10 – конус выноса, сформированный в результате подлёдного стока; 11 – следы айсбергового выпаживания

Fig. 1. Schematic diagram of the assemblages of submarine glacial landforms:

1 – cross-shelf glacial troughs; 2 – terminal moraine, marking the maximum extent of an ice sheet; 3 – glacial lineation; 4 – drumline; 5 – grounding-zone wedge; 6 – retreat moraines; 7 – lateral shear moraine; 8 – lateral marginal moraine; 9 – end moraine; 10 – ice-proximal fan; 11 – iceberg plough marks

Формы рельефа окраинно-ледниковых обстановок образуются в зоне налегания всплывающих шельфовых ледников и обычно ориентированы поперечно к направлению течения льда. Они содержат конечные и стадийные морены (моренные гряды, связанные с отступанием ледника), моренные клинья зоны налегания («grounding-zone wedges»), конусы выноса осадков, сформированные на шельфах за счёт талых подледниковых вод или на континентальных склонах в устьях ледниковых долин [1, 2] (см. рис. 1). Наиболее протяжённые и морфологически выраженные формы подводного рельефа – конечные моренные гряды, которые маркируют границу максимального распространения ледниковых покровов в периоды гляциальных максимумов. В ледниково-морских обстановках доминируют следы айсбергового или ледового (для мелких морей) выпадения и осадочные наносы, отлагавшиеся из осадочных плюмов талых вод [1].

В Антарктике детальное изучение шельфов с применением многолучевого эхолотирования началось в первой декаде 2000-х годов в рамках национальных проектов Германии, Великобритании, США и других стран под эгидой приоритетной научно-исследовательской программы Научного комитета по изучению Антарктики (SCAR) «Эволюция антарктического климата» (Antarctic Climate Evolution, ACE; 2003–2011 гг.), а затем «Динамика антарктического ледникового покрова в прошлом» (Past Antarctic Ice Sheet Dynamics, PAIS; 2012–2020 гг.). На шельфе Южно-Оркнейского плато съёмка с многолучевым эхолотом впервые была выполнена в 2011 г. экспедицией Великобритании и сопровождалась отбором донных осадков и высокочастотным (до 200 Гц) сейсмическим исследованием [3–5].

Научно-экспедиционные суда Российской антарктической экспедиции (РАЭ) «Академик Фёдоров» и «Академик Трёшников», а также научно-исследовательское судно Полярной морской геологоразведочной экспедиции «Академик Александр Карпинский», регулярно выполняющие геофизические исследования в Антарктике, были оснащены многолучевыми эхолотами в 2010, 2012 и 2015 г. соответственно, но регулярные исследования морского дна на этих судах не проводились. Только в 2017 г. в проект исследований на судне «Академик Александр Карпинский», которые финансируются Федеральным

агентством по недропользованию (Роснедра) Минприроды России, удалось включить задачи по проведению съёмки с многолучевым эхолотом. В 2018 г., в рамках 63-й РАЭ, такие работы были выполнены на шельфе Южно-Оркнейского плато, существенно дополнив имеющиеся в этом районе батиметрические данные.

К задачам настоящих исследований относятся:

1) анализ форм рельефа шельфа Южно-Оркнейского плато в пределах района выполненной съёмки, а также на более обширной акватории с использованием базы данных Международного проекта СКАР «Международная батиметрическая карта Южного океана (International Bathymetric Chart of the Southern Ocean, IBCSO) и сейсмических данных, полученных зарубежными и отечественными экспедициями в этой части Антарктики, включая материалы 63-й РАЭ;

2) реконструкция оледенения Южно-Оркнейского плато в период последнего ледникового максимума и более ранних периодов оледенения, а также характера отступления ледника (дегляциация) в позднем плейстоцене.

Морфология и геологическое строение шельфа Южно-Оркнейского плато: изученность и существующие представления

Южно-Оркнейское плато находится вблизи географической границ Антарктики и расположено в 600 км к востоку от северной оконечности Антарктического полуострова. Плато включает в себя континентальный шельф с глубинами от 100 до 500 м площадью около 48 тыс. км² и архипелаг Южных Оркнейских островов (рис. 2), сложенных мезозойскими метаморфизованными и неметаморфизованными осадочными породами Андского складчатого пояса [6]. Большая часть островов перекрыта горными ледниками. В тектоническом отношении Южно-Оркнейское плато представляет собой континентальный блок (микроконтинент), который отделился от Антарктического полуострова за счёт океанического спрединга 30–23 млн лет назад (л.н.) [7]. Сведения о строении осадочного чехла Южно-Оркнейского плато получены по сейсмическим данным и результатам бурения в рамках программы глубоководного бурения (Ocean Drilling Project, ODP). Уста-

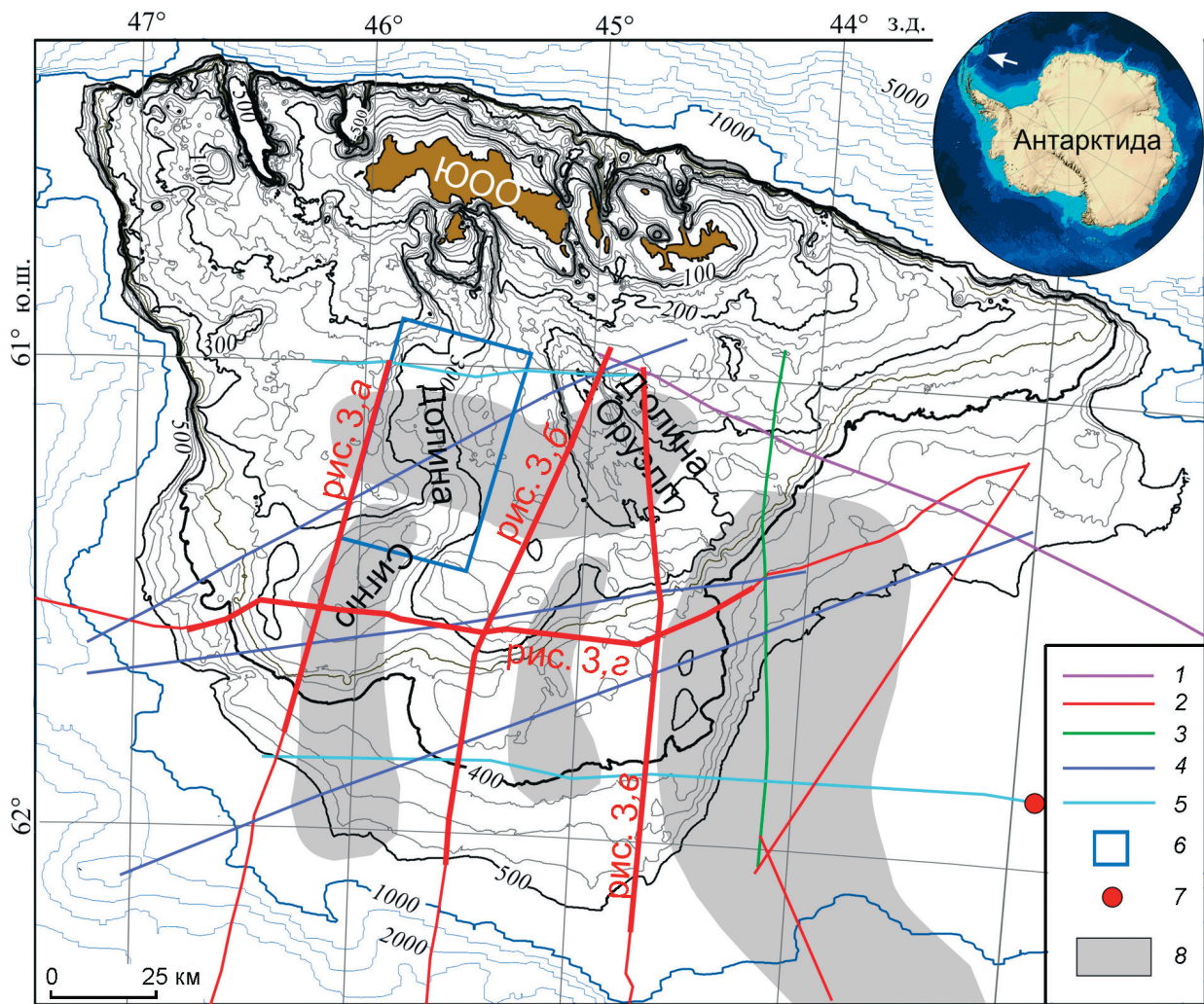


Рис. 2. Рельеф морского дна шельфа Южно-Оркнейского плато (составлен на основе базы данных проекта СКАР «Международная батиметрическая карта Южного океана», IBCSO) и профили многоканальных сейсмических наблюдений, используемые в настоящем исследовании.

Сечение изобат 25 м на шельфе до глубины 500 м и 500 м за пределами шельфа в диапазоне глубин от 500 до 5000 м. 1–5 – положение профилей: 1 – России, 1990 г.; 2 – России, 2018 г. (утолщённые линии – фрагменты профилей, показанные на рис. 4); 3 – Великобритании, 1988 г.; 4 – Италии, 1991 и 1993 гг.; 5 – Японии, 1988 г.; 6 – площадь съёмки с многолучевым эхолотом 2018 г.; 7 – скважина глубоководного бурения по программе ODP; 8 – осадочные бассейны (границы бассейнов уточнены в рамках настоящего исследования); на врезке белой стрелкой показано положение Южно-Оркнейского плато в Антарктике; ЮОО – Южно-Оркнейские острова

Fig. 2. Bathymetry of the South Orkney Plateau (compiled with use of IBCSO database) and multichannel seismic lines used in this study:

Isobaths are drawn at 100-m intervals on the shelf until 500 m and 500 m out of the shelf between depths 500 and 5000 m. 1–5 – location of seismic lines: 1 – Russia, 1990; 2 – Russia, 2018 (thickened are seismic sections shown on Fig. 4); 3 – Great Britain, 1988; 4 – Italy, 1991 and 1993; 5 – Japan, 1988; 6 – area of multibeam survey; 7 – Site 696 of the ODP Drilling; 8 – sedimentary basins. Inset shows Antarctica and white arrow indicates the South Orkney Plateau; ЮОО – South Orkney Islands

новлено, что осадочный чехол имеет мощность от 0,5 до 2,5 км и подстилается мезозойским складчатым комплексом (фундамент осадочного чехла), обнажающимся на Южных Оркнейских островах. Начало формирования осадков датируется поздним эоценом [7, 8]. В поверхности

фундамента развиты депрессии широтного и меридионального простирания (см. рис. 2), образованные в результате позднеэоценового растяжения и прогибания земной коры [7].

Согласно данным бурения, на шельфе Южно-Оркнейского плато в позднем миоцене уси-

лилось физическое выветривание горных пород, а в осадках континентальных окраин появились обломки ледового разноса [9]. Оба этих фактора свидетельствуют о похолодании и оледенении в Западной Антарктике [9]. Возможно, что с этого же времени ледниковый покров развивался и на шельфе Южно-Оркнейского плато, хотя прямых доказательств этого пока нет. На сейсмических разрезах, которые привязаны к скважинам на шельфе, начало позднемиоценового оледенения проявлено отчётливой отражающей границей [10], образование которой, вероятнее всего, связано с изменением состава морских осадков. По результатам бурения скважины ODP-696, расположенной на относительно глубоководной террасе шельфа (см. рис. 2), установлено, что в течение плиоцена темпы осадконакопления резко (более чем на порядок) снизились, что, видимо, указывает на развитие относительно стабильного ледникового покрова в позднем плиоцене [9]. Более определённая информация о распространении льда на шельфе Южно-Оркнейского плато получена для позднего плейстоцена – раннего голоцена на основании опробования донных осадков и геофизических, в том числе батиметрических, исследований шельфа.

Рельеф шельфа Южно-Оркнейского плато изучают с середины XX в. [11], но детальные исследования с анализом форм рельефа морского дна выполнены здесь относительно недавно путём исследований с многолучевым эхолотом, интеграции всех полученных за многие годы данных и составления цифрового макета батиметрической карты [3]. По результатам этих работ установлены основные морфоструктуры Южно-Оркнейского плато и область максимального распространения льда в период последнего ледникового максимума [3]. К северу от Южных Шетландских островов шельф достаточно узкий – 20–25 км – и ограничен крутым и линейно-ориентированным континентальным склоном, который сформировался в условиях сдвига между литосферными плитами. Эту часть шельфа пересекают пять коротких экзарационных долин шириной 5–10 км и длиной 20–30 км. К югу от островов шельф достигает ширины 100–150 км и пересекается двумя долинами – Сигню и Оруэлл (см. рис. 2). Первая имеет длину 125 км и среднюю ширину 30 км, а вторая – 57 и 25 км соответственно. Долина

Сигню отличается извилистой формой с тремя сегментами различного простирания – от СЗ–ЮВ до СВ–ЮЗ (см. рис. 2). Морфология шельфа в значительной степени формировалась под влиянием оледенений [3]. Образование долин связано с существованием быстротекущих выводящих ледников, которые дренировали менее подвижный ледниковый купол, перекрывавший шельф в периоды ледниковых максимумов.

По мере накопления геофизической и геологической информации масштабы развития последнего оледенения на шельфе Южно-Оркнейского плато уточнялись. Д.Е. Сугден и К.М. Клаппертон [11] на основании анализа батиметрических данных предположили, что ледник распространялся от островов до глубины моря около 200 м – примерно на 30–50 км от побережья Южно-Оркнейских островов. После изучения донных осадков в западной части шельфа Южно-Оркнейского плато М.Дж. Херрон и Дж.Б. Андерсон [12] пришли к выводу о более широком развитии ледника в период последнего ледникового максимума. Во всех осадочных колонках до глубины моря 250–300 м они установили развитие диамиктона, представляющего собой базальный тиль, свидетельствующий о подледниковом осадконакоплении. Геологические данные подтверждены высокочастотными сейсмическими разрезами, на которых обнаружена поверхность ледниковой эрозии. Кроме того, изучение материала ледового разноса из колонок на западном континентальном склоне Южно-Оркнейского плато показало присутствие шельфового ледника в период ледникового максимума.

В результате анализа батиметрических данных В.А. Дикенс с соавторами [3] выявили на среднем шельфе (между изобатами 250–300 м) структуру морского дна клиновидной или более сложной формы с уступом на внешней её части амплитудой до 100 м и более (см. рис. 2). Эта структура, по их мнению, представляет собой депозит ледникового осадконакопления и маркирует границу наибольшего распространения налегавшего на морское дно льда в период последнего и, возможно, предшествующих ледниковых максимумов (т.е. является конечной мореной). По материалам сейсмических исследований с высоким разрешением она состоит из четырёх проградационных клинообразных толщ с максимальной мощностью от 40 до 65 м, кото-

рые формировались в субгляциальных условиях, и двух положозалегающих маломощных внутренних прослоев, отлагавшихся в ледниково-морской или открыто-морской обстановке [5].

Отступление ледника после оледенения в позднем плейстоцене – раннем голоцене практически не изучено. В устье долины Оруэлл по сейсмическим и эхолотным данным обнаружены моренные клинья (морены), сформировавшиеся на раннем этапе дегляциации при отступании и временной стабилизации линии налегания ледника [4, 5]. К северу от них, в средней части долины и на её флангах, установлена серия дугообразных (вогнутых внутрь) моренных гряд, которые указывают на неравномерное отступление линии налегания ледника (и, вероятно, ледникового барьера) с образованием вдающейся в шельф свободной ото льда бухты [4, 5]. В верховьях долины Оруэлл, на наклонной в сторону моря поверхности дна, установлена морена Де Геера, маркирующая сезонные отступления ледника [5].

По данным радиоуглеродного датирования ледниково-морских осадков в западной части шельфа Южно-Оркнейского плато и в верховьях долины Сигню (см. рис. 2) установлено, что дегляциация произошла здесь в интервале 13,9–9,5 тыс. л.н. [12, 13]. Исследования в долине Оруэлл показали, что линия налегания ледового потока отступала от средней к внутренним частям долины в интервале от 14,6 до 12,95 тыс. л.н. [5]. Развитие диатомовых илов в донных осадках с возрастом около 8,6 тыс. лет вблизи западного побережья Южно-Оркнейского плато указывает на существование здесь открыто-морских условий, т.е. о полном освобождении шельфа Южно-Оркнейского плато от ледникового покрова к этому времени [14].

Методы исследований

Для исследований использованы сейсмические разрезы и данные многолучевого эхолотирования, полученные в ходе 63-й РАЭ (см. рис. 2). Сейсмическое профилирование выполнено методом общей глубинной точки (ОГТ) с приёмной расстановкой длиной 7 км и группой пневмоисточников общим объёмом 37 л. Используемые технические средства и методика работ позволяют получать информацию о строении осадочных

бассейнов до больших глубин, но их возможности в изучении верхней части осадочного чехла ограничены, так как генерируемый акустический сигнал имеет относительно низкие частоты. Сейсмические данные обрабатывали с помощью программного пакета «ProMAX». Для улучшения разрешающей записи верхней части осадочного чехла применяли дополнительные (по сравнению со стандартным графом обработки) процедуры высокочастотной фильтрации, деконволюции и автоматической регулировки усиления с короткой длиной оператора. Для анализа форм рельефа использовали также суммированные сейсмические разрезы других экспедиций (Великобритании, Италии, и Японии), доступные из Международной библиотеки сейсмических данных по Антарктике (Seismic Data Library System, SDLS), но их качество по сравнению с разрезами 63-й РАЭ было заметно ниже.

Многолучевое эхолотирование выполняли вдоль сейсмических профилей и на отдельном прямоугольном участке шельфа площадью 1760 км² (55 × 32 км) в районе долины Сигню с диапазоном глубин от 170 до 430 м (см. рис. 2). Профили располагали на расстоянии 750 м друг от друга для обеспечения горизонтального перекрытия, равного не менее двух значений максимально допустимой горизонтальной ошибки для данных глубин при оптимальном угле развёртки ±65° от центрального луча. Ширина полосы обзора по двум бортам составляла 730–1840 м в зависимости от глубины моря. Общая длина батиметрических профилей – 2765 км. Для съёмки использовали многолучевую эхолот Atlas HYDROSWEEP MD/30, датчики крена, дифферента, рыскания и вертикального перемещения судна Teledyne TSS MAHRS, а также навигационный приёмник GPS/GLONASS Transas T-701. Значения промеров глубины корректировали путём введения поправок на скорость звука в воде, измеренную по вертикальным профилям в пяти пунктах на краях и в центре площади съёмки.

Обработку данных многолучевого эхолотирования вели с помощью программного обеспечения «QPS Qomega». Она предусматривала проверку временных рядов (учёт показаний датчиков ориентации судна – крена, дифферента, вертикального перемещения и показаний датчика скорости звука; введение географических координат) и учёт функции скорости в водной

толще. Воздействие приливов на шельфе Южно-Оркнейского плато не учитывалось из-за отсутствия данных в период съёмки, но по имеющейся информации [15] их амплитуда в этом регионе Мирового океана невелика, поэтому влияние на измерение глубин можно считать незначительным. Батиметрическая карта на участок съёмки с многолучевым эхолотом строилась по сетке 20×20 м. В процессе обработки не удалось избежать природных помех – параллельных полос по центральному лучу профилей с многолучевым эхолотом. Они проявлены, главным образом, в глубоких частях дна (более 300 м) и связаны с наличием дополнительных отражающих слоёв на границе дна и водной толщи, которые возникли за счёт распространения рыхлых водонасыщенных донных отложений на поверхности более твёрдого осадочного слоя.

Результаты исследований. Интерпретация сейсмических и батиметрических данных

Сейсмическая граница позднемиоценового возраста, образование которой обусловлено изменением обстановки осадконакопления и состава осадков на шельфе в связи с началом оледенения Западной Антарктиды, достаточно надёжно выделяется на сейсмических разрезах 63-й РАЭ (рис. 3). Над этой границей, на глубинах до 350 м ниже поверхности дна, прослежена ещё одна граница (см. рис. 3). Она не везде одинаково хорошо проявлена в сейсмической записи, но развита в пределах всего шельфа и может соответствовать резкому изменению темпов седиментации в плиоцене, выявленному в скважине ODP-696, и развитию более стабильного ледникового покрова в позднем плиоцене [9]. В самой верхней части осадочного чехла установлена непрерывная контрастная отражающая граница с признаками углового несогласия (см. рис. 3). Её образование, вероятно, уже связано с устойчивым разрастанием льда и эрозией подстилающих отложений в позднем плиоцене – плейстоцене. В перекрывающей эту границу толще наблюдаются внутренние отражения, типичные для ледниковых форм со структурами бокового наращивания, хотя в её формировании участвовали и морские осадки, отлагавшиеся в периоды межледниковий [5].

На западном фланге долины Сигню в плиоценовой толще, залегающей между двумя верхними границами (см. рис. 3, а), наблюдается ассиметричная линзовидная структура мощностью около 80 м с проградационными внутренними отражениями. Она интерпретируется нами как моренная гряда, образованная в зоне налегания ледника на морское дно. Эта структура, вероятно, свидетельствует о самом раннем наступании ледникового покрова на шельф Южно-Оркнейского плато.

Наиболее отчётливые следы ледниковой деятельности на шельфе Южно-Оркнейского плато сохранились в современном морском ложе (рис. 4, 5). В большей мере они связаны с динамикой льда последнего ледникового максимума и последовавшей за ним дегляциации, хотя крупные формы рельефа могли начать формироваться в предшествующие ледниковые периоды плейстоцена. Анализ данных, полученных в ходе детальной съёмки с многолучевым эхолотом и сейсмического профилирования 2018 г. (63-й РАЭ), существенно расширяет имевшиеся представления об эволюции природной среды Южно-Оркнейского плато.

Сейсмические данные позволяют уточнить структуру конечной морены среднего шельфа, установленную ранее по батиметрическим данным [3]. Она протягивается с востока на запад на 160 км (см. рис. 5), имеет ширину 15–25 км и достигает высоты (от подножия до вершины) 110–130 м (см. рис. 3). В устье долины Сигню конечная морена приобретает в плане дугообразную, выпуклую в южном направлении форму (см. рис. 5), а по профилю отличается ассиметричной клинообразной структурой с относительно крутым склоном, направленным в сторону моря, и пологим противоположным. В сейсмической записи здесь наблюдаются проградационные внутренние отражения, демонстрирующие её вертикальный и горизонтальный рост за счёт поступления подледниковых осадков (см. рис. 3, а). Сейсмические исследования с высоким разрешением записи, выполненные на продолжении долины Оруэлл, позволили более детально расчленить конечную морену и установить, что она формировалась на протяжении нескольких циклов наступания ледника [3–5]. На поднятии дна между долинами конечная морена остаётся значительной по

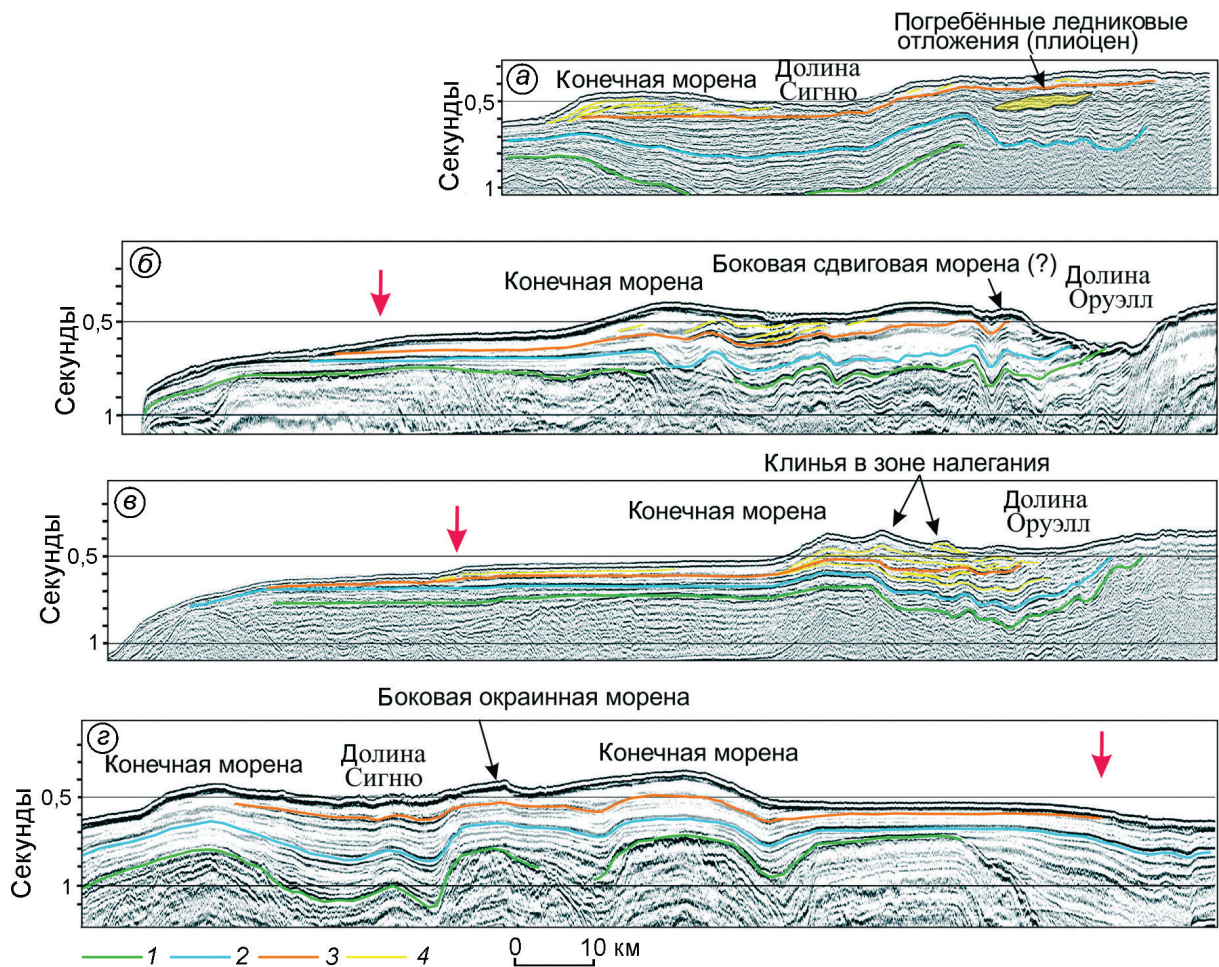


Рис. 3. Сейсмические разрезы 63-й РАЭ (2018 г.), демонстрирующие строение осадочного чехла и отдельных ледниковых форм рельефа.

1–3 – главные сейсмические границы: 1 – поздний миоцен (начало оледенения в Западной Антарктике); 2 – поздний плиоцен; 3 – поздний плиоцен – плейстоцен; 4 – внутренние границы верхнеплиоценовой – четвертичной толщи. Красной стрелкой на разрезах отмечена фронтальная часть дистальной конечной морены. Положение профилей показано на рис. 2

Fig. 3. Seismic sections showing acoustic pattern of the sedimentary cover and submarine glacial landforms.

1–3 – major seismic horizons: 1 – Late Miocene (onset of West Antarctic glaciation); 2 – Late Pliocene; 3 – Late Pliocene – Pleistocene; 4 – internal seismic horizons. Red arrow on sections shows the age of distal terminal moraine. See Fig. 2 for the location of sections.

мощности, но становится более симметричной, а далее к востоку приобретает сложную морфологию и уменьшается по высоте до 80–100 м (см. рис. 3, б, в и рис. 5). Конечная морена среднего шельфа Южно-Оркнейского плато сопоставима по размерам с конечной мореной норвежского шельфа Скъёлдринген – крупнейшей из известных ледниковых форм [16].

Кроме крупной конечной морены среднего шельфа, южнее мы впервые выделили ещё одну осадочную структуру, которая расположена между изобатами 350 и 425 м и образует плоскую террасу овальной формы размером 30 × 70 км с

субгоризонтальной поверхностью дна и краевым уступом высотой 30–40 м (см. рис. 3, б–г и рис. 5). Эта структура интерпретируется как самая ранняя по времени накопления и наиболее удалённая от Южно-Оркнейских островов (дистальная) конечная морена, образовавшаяся во фронтальной части выводного ледника. Её плоская поверхность с уклоном в южном направлении может свидетельствовать о частичном захоронении морены в период более позднего оледенения (или нескольких оледенений) с накоплением осадков под шельфовым ледником, линия налегания которого находилась на рас-

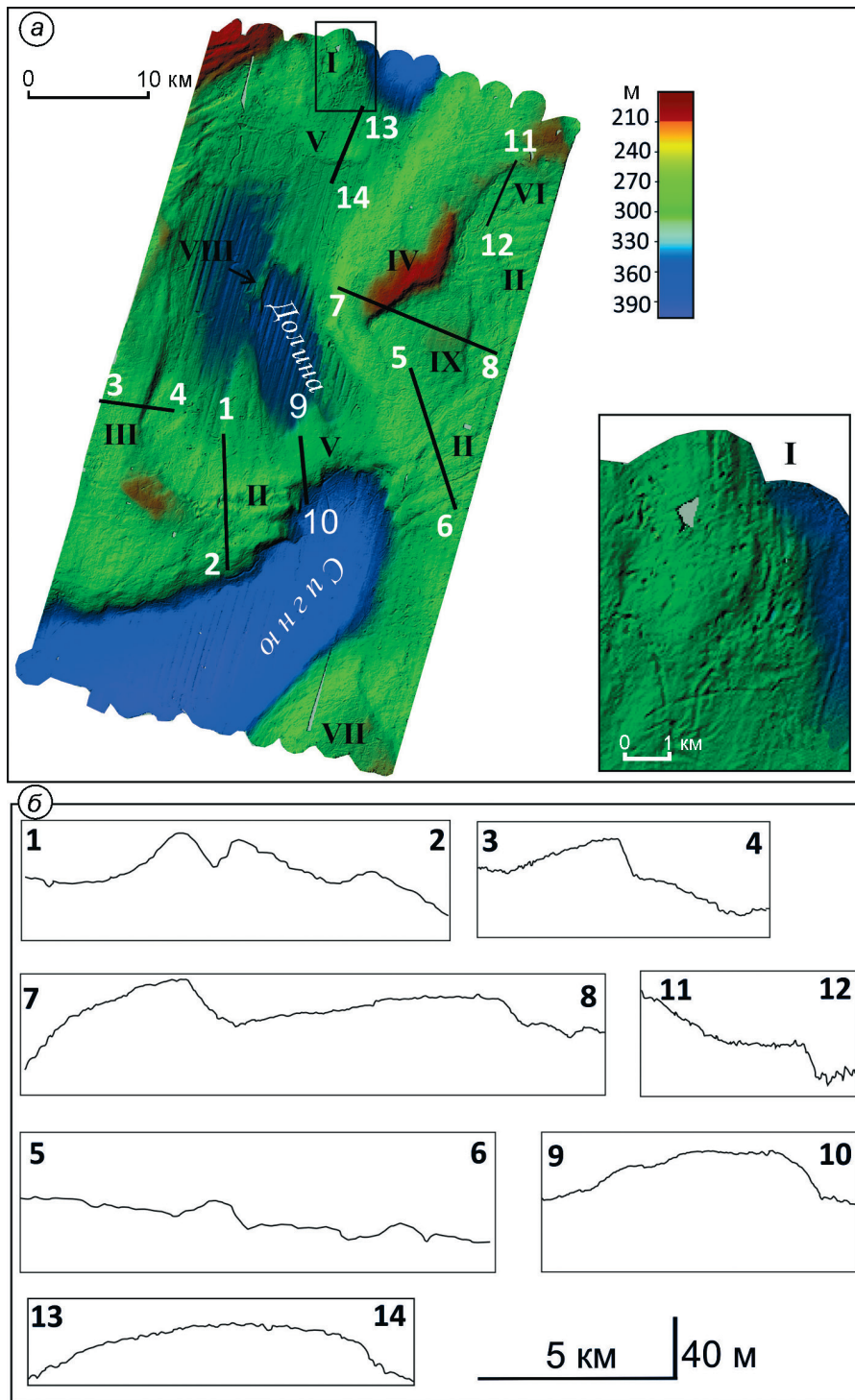


Рис. 4. Рельеф морского дна района долины Сигню по данным съёмки с использованием многолучевого эхолота (а) и батиметрические профили морского дна, демонстрирующие морфологию морских ледниковых форм (б).

Римскими цифрами обозначены типы ледниковых и ледниково-морских форм рельефа: I – ледниковая линейность, образованная в результате действия быстротекущего ледника (на врезке показан увеличенный фрагмент карты); II – поперечные моренные гряды, сформированные при отступании ледника; III – боковая сдвиговая морена; IV – конечная морена; V – клинья на линии налегания; VI – конус выноса подледникового стока; VII – боковая окраинная морена; VIII – друмлины; IX – форма рельефа с неясным генезисом

Fig. 4. Submarine glacial landforms of the Signy Island area with position of bathymetric profiles (а) and bathymetric profiles across different landforms derived from multibeam survey (б).

Roman numerals denote types of submarine glacial landforms: I – streamlined subglacial lineation indicating fast flowing grounded ice (inset shows enlarge part of the map); II – transverse recessional moraine ridges; III – lateral shear moraine; IV – end moraine; V – grounding zone wedges; VI – ice-proximal fan; VII – lateral marginal moraine; VIII – drumline; IX – landform with unclear genesis

положенной севернее моренной гряде среднего шельфа. Центральная часть дистальной конечной морены совпадает с депрессией в фундаменте осадочного чехла (см. рис. 2), которая наследуется и в верхних ледниковых отложениях (см. рис. 3, г). Возможно, течение ледника, сформировавшего относительно древнюю морену,

подчинялось существовавшему в то время тектонически обусловленному палеорельефу дна.

Детальная съёмка с применением многолучевого эхолота позволила установить несколько типов ледниковых форм рельефа, которые связаны с деятельностью и динамикой ледяного потока в долине Сигню во время общей дегля-

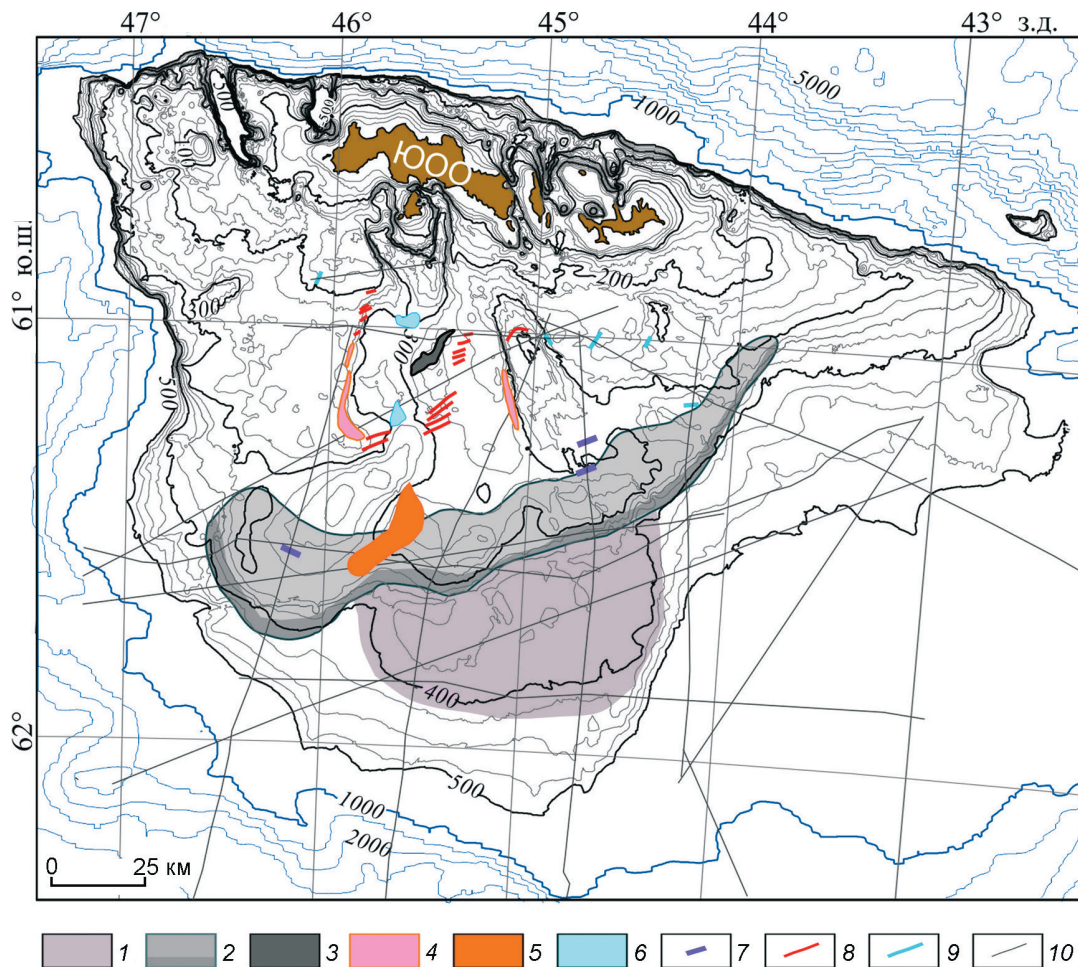


Рис. 5. Ледниковые формы рельефа шельфа Южно-Оркнейского плато:

1 – дистальная конечная морена, маркирующая наибольшее распространение ледникового покрова налегающего на морское дно; 2 – конечная морена среднего шельфа, образование которой завершилось в период последнего ледникового максимума (более тёмным цветом показан крутой склон в краевой части); 3 – конечная морена, образовавшаяся при повторном наступании ледника в период Антарктического холодного реверса; 4 – боковая сдвиговая морена; 5 – боковая окраинная морена; 6 – клинья в зоне налегания быстротекущего ледника; 7 – фронтальные фрагменты (депоцентры) клиньев в зоне налегания быстротекущих ледников, выявленные по сейсмическим данным; 8 – поперечные морены отступления; 9 – гребни (депоцентры) ледниковых форм неясной природы; 10 – сейсмические профили, используемые в настоящем исследовании (см. рис. 2)

Fig. 5. Submarine glacial landforms on the shelf of the South Orkney Plateau:

1 – distal terminal moraine (darker color shows the steep slope at the outer rim); 2 – mid-shelf terminal moraine formed due to re-advance of ice during the Antarctic Cold Reversal; 3 – end moraine formed due to re-advance of ice during the Antarctic Cold Reversal; 4 – lateral shear moraine; 5 – lateral marginal moraine; 6 – grounding zone wedge; 7 – edges (depocenters) of grounding zone wedges; 8 – transverse recessional moraines; 9 – depocenters of non-identified submarine glacial landforms; 10 – seismic lines used in this study

циации шельфа после последнего ледникового максимума. В бортах долины Сигню наблюдаются серии параллельных гряд СВ–ЮЗ простирающихся шириной 0,5–1 км, высотой 10–20 м и расстоянием друг от друга 1–1,5 км (см. рис. 4, а, II; рис. 4, б и рис. 5). Такие гряды – характерная особенность гляциальных окраин. Они представляют собой стадиальные морены, формирующиеся в условиях достаточно быстрого отступ-

пания налегающего на дно ледника в периоды его временной стабилизации.

Западный край долины занимает протяжённая (более 40 км) гряда шириной 3–5 км и высотой 10–30 м (см. рис. 4, а, III и рис. 4, б). Эта гряда представляет собой типичную боковую сдвиговую морену, которая формировалась в подлёдной обстановке в зоне сдвига между относительно быстро текущим ледяным потоком и менее под-

вижным ледниковым куполом [17]. В месте разворота долины боковая морена увеличивается по ширине и мощности. На основании анализа нескольких сейсмических профилей и детальных батиметрических данных развитие аналогичной морены предполагается в западном борту долины Оруэлл (см. рис. 3, б). В юго-восточном углу съёмки доминирует асимметричное поднятие с более крутым склоном высотой около 30 м, направленным в сторону от долины (см. рис. 4, а, VII). Это поднятие продолжается южнее за пределы съёмки, где выявлено сейсмическим профилем (см. рис. 2 и рис. 3, з) и представляет собой достаточно крупный осадочный депоцентр (10 × 30 км), втянутый в сторону общего направления движения льда. По расположению, размеру и морфологическому облику эту структуру можно интерпретировать как боковую крайнюю морену. Такой тип морен был установлен и изучен относительно недавно [17, 18], и его образование связывается с отложениями терригенного материала на боковой границе налегающего на дно ледяного потока.

Внутри долины, в месте её разворота и в тыловой части, выявлены формы рельефа морского дна, известные как «клинья в зоне налегания ледника» («grounding zone wedges», GZWs) [1, 19] (см. рис. 4, а, V). Они имеют ассиметричную структуру в разрезе с крутым фронтальным склоном, обращённым в сторону движения ледника, и пологим противоположным склоном. Такие клинья образуются при отступании быстротекущих ледяных потоков в периоды относительной стабилизации положения линии налегания, но в условиях продолжающегося движения ледниковой массы с отколом льда и формированием айсбергов. Стабилизация может занимать десятки – сотни лет и приводит к активному осадконакоплению на линии его налегания и в некоторой части под ледником за счёт непрерывного поступления базального обломочного материала [19]. В полярных регионах мощность ледниковых осадков, слагающих клин, при длительной задержке в отступании ледников и быстром движении потока может достигать 100 м. Длина этих клиньев в долине Сигню составляет 5–8 км (соответствуя её поперечным размерам), ширина – 5–6 км, а высота (мощность осадков) – 15–30 м (см. рис. 4, а, V и рис. 4, б).

Кроме клиньев в зоне налегания, в долине Сигню наблюдаются линейные формы рельефа,

образовавшиеся под действием течения ледника. К ним относятся желоба ледового выпаживания и структуры, вероятнее всего, представляющие собой друмлины. Из-за небольших размеров и расположения, практически совпадающего с поперечными помехами записи, они проявлены недостаточно контрастно, но всё же надёжно распознаются в полученном изображении морского дна (см. рис. 4, а, I, VIII). Желоба расположены в верховье долины на её западном склоне. Они имеют ширину около 100 м, длину – 1,0–2,5 км и высоту – первые метры и указывают направление движения быстротекущего ледника в период его существования (см. рис. 4, а, I). Друмлины (или близкие к ним формы рельефа) находятся в средней углублённой части русла и имеют длину 1–2 км и ширину от 200 до 600 м. Самые южные из них немного изменяются по простиранию, маркируя разворот ледотока (см. рис. 4, а, VIII).

На поднятии между долинами в северо-восточной части площади съёмки расположена крупная и наиболее выразительная в представленном изображении форма рельефа морского дна длиной 25 км, шириной 4–5 км и высотой (мощность осадков в депоцентре) 30–35 м (см. рис. 4, а, IV и рис. 4, б). Центральный сегмент этой формы в плане имеет дугообразный изгиб, к тыловой части которого примыкает небольшая долина шириной около 2 км и глубиной 6 м (см. рис. 4, а, IV). Указанные особенности морфологии позволяют сделать вывод, что она представляет собой конечную морену поздней стадии дегляциации шельфа, а долина маркирует направление течения льда. В северо-восточной части уже вырождающейся конечной морены выделяется овальная структура размером 2 × 3 км и высотой 20 м (см. рис. 4, а, VI и рис. 4, б), которая может быть интерпретирована как конус выноса подледникового стока талых вод. Подобные конусы выноса образуются за линией налегания в местах, где поток талых вод из-под ледника входит в море, теряя энергию движения, и взвешенные осадки оседают на дно [1].

Ещё одна аккумуляционная форма рельефа расположена юго-восточнее предполагаемой конечной морены. Она имеет ассиметричную клинообразную структуру с крутым восточным склоном меридионального простирания (практически параллельно долине Сигню) высотой 15–20 м и длиной около 15 км. Морфология формы сви-

детельствует об её образовании в зоне налегания ледника, но динамика ледового потока, которая обеспечивала накопление осадков, остаётся неясной. В пределах шельфа широко распространены следы айсбергового выпаживания с врезами в морское дно до 4–5 м (см. рис. 4, *a*). Они имеют хаотическую конфигурацию и развиты до глубин 350–370 м. Местами также наблюдаются айсберговые ямы изометрической формы. Айсберги, днище которых достигало наибольших глубин, должны были иметь толщину не менее 400 м. Вероятно, это – продукты разрушения крупных шельфовых ледников Ронне и Фильхнера, расположенных в южной части моря Уэдделла, которые достигали шельфа Южно-Оркнейского плато благодаря действию водоворота Уэдделла – течения,двигающегося по часовой стрелке [20].

Обсуждение результатов

Полученные данные о развитии донных форм рельефа, а также информация о возрасте донных отложений [12–14] и изменении климата в Антарктике позволяют сделать выводы о характере оледенения и динамике ледникового покрова шельфа Южно-Оркнейского плато. Во время последнего ледникового максимума (и, вероятно, в предшествующие оледенения четвертичного периода) практически во всей Антарктике ледниковый покров распространялся до края континентального шельфа. Согласно результатам моделирования и геологических исследований, ледниковый покров Южно-Оркнейского плато оставался изолированным, не соединяясь с Антарктическим полуостровом [21]. При этом с налеганием на дно он перекрывал только часть шельфа, но, возможно, за линией отрыва распространялся в качестве шельфового ледника.

Дистальная конечная морена в южной части Южно-Оркнейского плато, которая оконтуривается изобатой 400 м и расположена за пределами развития крупной конечной морены среднего шельфа (см. рис. 3, *b*, *в* и рис. 5), могла сформироваться в один из циклов последнего ледникового периода или в предшествующие ледниковые периоды плейстоцена. Локальное развитие дистальной конечной морены, видимо, связано с деятельностью выводного ледника, существовавшего в пределах ледникового покрова. Вер-

хотьё этого выводного ледника могло располагаться в северных частях долин Сигню и Оруэлл и состоять из двух отдельных потоков, которые сливались в общий, образовавший дистальную конечную морену (рис. 6, *a*). В дальнейшем ледяные потоки разделились, образовав две эрозионные долины (см. рис. 6, *b*).

Время и продолжительность формирования крупной конечной морены среднего шельфа остаются неясными. Возможно, она начала накапливаться ещё в период существования объединённого ледяного потока, так как иначе трудно объяснить сходную (до 120–130 м) мощность морены в устье долины Сигню, образованной быстротекущим ледником, и на поднятии дна между долинами, где ледниковый покров был менее подвижным. Внутреннее строение конечной морены среднего шельфа с переслаивающимися ледниковыми (проградационными) и морскими (пологозалегающими) толщами указывает на не менее чем трёхкратное наступание ледника до своего крайнего положения в период гляциальных максимумов плейстоцена [5]. На самом деле, таких наступаний могло быть больше, но связанные с ними отложения эродированы или не распознаются в сейсмической записи. В период последнего оледенения, возможно, сформировались и боковые морены, выделяемые на западных флангах долин Сигню и Оруэлл (см. рис. 4, *a*, III и рис. 5).

История и динамика отступления ледника в позднем плейстоцене, после последнего ледникового максимума, проявлена в формах рельефа морского дна, установленных по результатам съёмки с многолучевым эхолотом и сейсмическим данным. Согласно данным изучения донных осадков, дегляциация шельфа Южно-Оркнейского плато началась не позже 16,7 тыс. л.н. (информация получена только по северной части, к северу от Южно-Оркнейских островов) [5]. На западном фланге и в верховьях долины Сигню отступление ледника происходило в период 13,9–9,5 тыс. л.н. [12], а в пределах долины Оруэлл ледниковый поток отступил от среднего до внутреннего шельфа от 14,6 тыс. л.н. до 12 959 л.н. с возможным повторным наступанием в этот промежуток времени [5]. Выявленные интервалы времени соответствует общему освобождению шельфа Антарктического полуострова ото льда от 15 до 10 тыс. л.н. [22].

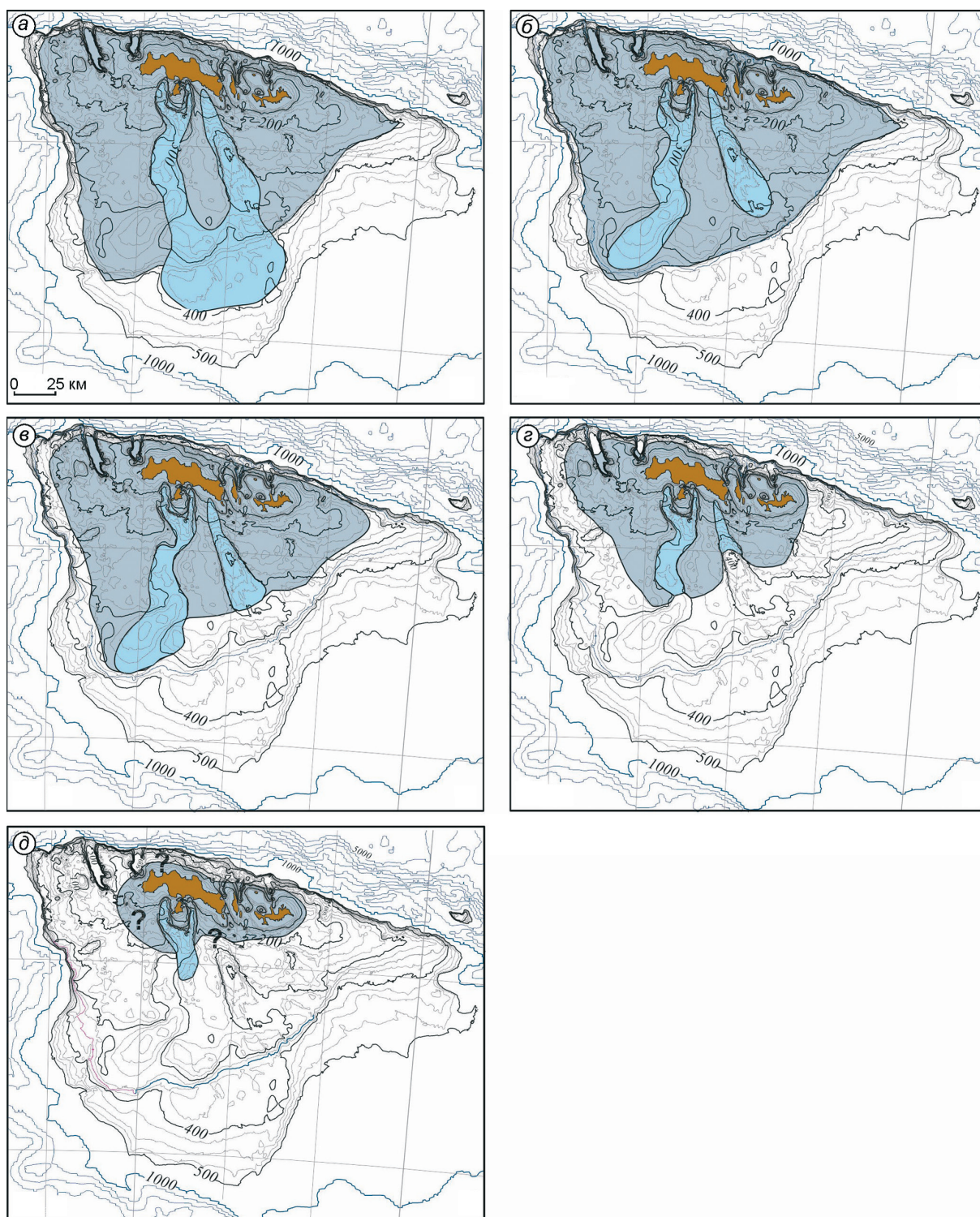


Рис. 6. Гипотетические модели распространения ледника.

a – оледенение, предшествующее последнему ледниковому максимуму; *б* – последний ледниковый максимум; *в* – начальная стадия отступления ледника; *г* – стадия отступления ледника на рубеже около 14,5 тыс. л.н.; *д* – повторное наступание ледника в период Антарктического холодного реверса 14,5–13 тыс. л.н. Светло-голубым цветом показан ледниковый покров, голубым – выводные ледники, коричневым – Южно-Оркнейские острова

Fig. 6. Schematic models of ice distribution on the shelf of the South Orkney Plateau during the Late Pleistocene. *a* – Pre-LGM glaciation; *б* – LGM; *в* – Early stage of ice retreat; *г* – Ice retreat stage at about 14 500 yrs. BP; *д* – Ice re-advance within the Antarctic Cold Reversal between 14 500–13 000 yrs. BP. Light blue – ice sheep/cap, dark blue – ice streams, brown – South Orkney Islands

С ранним этапом дегляциации шельфа связано накопление боковой окраинной морены (см. рис. 4, а, VII и рис. 5), которая маркирует границу налегающего на дно быстротекущего ледяного потока со свободной ото льда частью шельфа. Наличие этой морены позволяет предположить, что налегающий на дно ледниковый поток долины Сигню всё ещё достигал среднего шельфа в районе конечной морены, в то время как к востоку от него ледник отступил не менее чем на 20 км (см. рис. 6, в). В устье долины Оруэлл отступление проявлено в виде морен, сформировавшихся в зоне налегания ледника [5] (см. рис. 3, в). Дальнейшее убывание ледникового покрова Южно-Оркнейского плато проявлено в формах рельефа дна, выявленных съёмками с многолучевым эхолотом. Моренные клинья в долине Сигню формировались при временной стабилизации линии налегания ледяного потока на дно (см. рис. 4, V и рис. 5), а регулярно выстроенные параллельные моренные гряды, которые лучше проявлены на восточном фланге долины, отложились на границе отступающего ледникового купола (см. рис. 4, а, II и рис. 5).

Самые южные моренные гряды района долины Сигню по времени образования, вероятно, соответствуют серии дугообразных гряд такого же типа, выявленных в средней части долины Оруэлл. Их общее положение указывает на неравномерное отступление ледника в определённый период позднего плейстоцена (около 14,6 тыс. л.н. [5]): большем – внутри долины Оруэлл и меньшем – на поднятых участках дна (см. рис. 6, г). Моренные клинья долины Сигню (см. рис. 4, а, V и рис. 4, б) имеют высоту крутой части 40–50 м, заметно превышая по высоте клинья в зоне налегания внешней части долины Оруэлл (см. рис. 3, в). Время и продолжительность образования клиньев в зоне налегания ледника в долинах, а также хронологическое взаимоотношение с другими формами морского дна остаются неизвестными. Паузы в отступании быстротекущих ледниковых потоков, которые приводят к накоплению клиньев в зоне налегания, могут достигать десятков и сотен лет [2]. Можно предположить, что эти паузы были синхронны в обеих долинах и клинья начали формироваться одновременно, но в долине Оруэлл длительность накопления была меньше и ледник быстро отступил в среднюю её

часть. Это произошло из-за того, что днище долины обращено внутрь и имеет достаточно крутой наклон (около 3 м/км; см. рис. 2), что способствует быстрому разрушению ледника [23].

После значительного сокращения ледникового покрова произошёл эпизод его повторного наступания. Он достаточно отчётливо проявлен в формировании конечной морены на восточном фланге долины Сигню (см. рис. 4, IV). Выдвижение ледника, вероятно, началось в северной части самой долины и продолжилось по её простирацию (см. рис. 6, д). Это событие могло произойти в период Антарктического холодного реверса (Antarctic cold reversal, ACR), которое надёжно выявлено в Антарктике по результатам изучения ледовых кернов, наземных отложений и морских осадков и представляет собой локальное похолодание в период между 14,7 и 13 тыс. л.н. на фоне общего устойчивого потепления климата позднего плейстоцена [24]. На антарктических шельфах локальная экспансия ледникового покрова холодного реверса на фоне общей дегляциации, в большей мере, определяется по косвенным признакам [25], и ледниковые формы рельефа морского дна, связанные с этим явлением, до сих пор были обнаружены только в Субантарктике (шельф острова Южная Георгия) [26].

Образование асимметричной формы рельефа с уступом меридионального простирания, отлагавшейся южнее конечной морены (см. рис. 4, а, IX), остаётся неясным. По своему местоположению и морфологическому облику она похожа на боковую окраинную морену, которая сформировалась на границе ледникового потока, налегающего на дно, и открытого моря. Если это предположение правильное, то в период холодного реверса наступание ледника на фланге долины Сигню было двукратным и привело к накоплению боковой и конечной морен. Окончательное отступление ледника (линии его налегания на морское дно) произошло около 11,7 тыс. л.н. [12].

Заключение

Анализ сейсмических разрезов и батиметрических данных, полученных в результате исследований с многолучевым эхолотом, позволил установить важные элементы рельефа морского дна на шельфе Южно-Оркнейского плато, свя-

занные с ледниковой деятельностью — наступанием ледникового покрова на шельф в период ледниковых максимумов плейстоцена и его последующем отступанием в конце плейстоцена. Максимальное распространение льда маркируется непрерывной моренной грядой (конечной мореной), расположенной вдоль среднего шельфа Южно-Оркнейского плато между изобатами 300 и 400 м и образовавшейся в зоне налегания ледника на морское дно преимущественно в период последнего ледникового максимума. В результате интерпретации сейсмических данных впервые удалось установить самую удалённую от Южно-Оркнейских островов моренную гряду (дистальную конечную морену) высотой 30–40 м, которая расположена на внешней части шельфа, имеет протяжённость около 100 км и могла образоваться в один из периодов оледенения, предшествующий последнему ледниковому максимуму. В конце плейстоцена, не позднее 16,7 тыс. лет назад, началось неравномерное отступление ледника, сопровождавшееся периодами стабилизации линии его налегания и образованием моренных гряд и клиньев в зоне налегания быстротекущих выводных ледников в

ледниковых долинах. После дегляциации шельфа, в период Антарктического холодного реверса (14,7–13 тыс. л.н.) произошло наступание ледника, который сформировал конечную морену на восточном фланге долины Сигню.

Благодарности. Полевые работы на шельфе Южно-Оркнейского плато проводились в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию № 049-00018-19-00 от 11 января 2019 г. на 2019 г. и плановый период 2020 и 2021 гг. Интерпретация полученных данных и подготовка публикации выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00858 «Изменение природной среды северо-западной части моря Уэдделла (Антарктика) в позднем кайнозое».

Acknowledgments. Field survey on the South Orkney Plateau was carried out within the Federal Project of the Agency Federal Agency for Mineral Resources № 049-00018-19-00. Scientific interpretation and preparation of paper were performed with the support of the Russian Foundation for Basic Research, Project № 19-05-00858 «Late Cenozoic Environmental Changes in the north-western Weddell Sea (Antarctica)».

References

1. Dowdeswell J.A., Canals M., Jakobsson M., Todd B.J., Dowdeswell E.K., Hogan K.A. The variety and distribution of submarine glacial landforms and implications for ice-sheet reconstruction. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society. London, Memoirs, 2016, 46: 519–552.
2. Dowdeswell J.A., Fugelli E.M.G. The seismic architecture and geometry of grounding-zone wedges formed at the marine margins of past ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*. 2012, 124 (11–12): 1750–1761.
3. Dickens W.A., Graham A.G.C., Smith J.A. A new bathymetric compilation for the South Orkney Islands, Antarctic Peninsula: Insights into glacial development of the continental shelf. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014, 15: 2494–2514.
4. Dickens W.A., Graham A.G.C., Smith J.A., Dowdeswell J.A. Large, buried glacial moraines revealed by TOPAS sub-bottom profiling, South Orkney Islands, South Atlantic Ocean. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society. London, Memoirs, 2016, 46: 251–252.
5. Dickens W.A. Reconstructing glacial and environmental change on the South Orkney Plateau, sub-Antarctica. Doctoral Thesis. 2016: 225 p.
6. Grikurov G.E., Leychenkov G. Tectonic Map of Antarctica (Scale 1:10 M). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris, 2012.
7. Eagles G., Livermore R. Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula. *Marine Geology*. 2002, 185: 195–205.
8. King E.C., Barker P.F. The margins of the South Orkney microcontinent. *Journ. of the Geological Society*. 1988, 145: 317–331. doi: 10.1144/gsjgs.145.2.0317.
9. Barker P.F., Kennett J.P., O'Connell S., Piasias N.O. and shipboard scientific party. Proc. of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Ocean Drilling Program. Texas A&M University. 1990, 113: 1033 p.
10. Busetti M., Zanolla C., Marchetti A. Geological structure of the South Orkney microcontinent. *Terra Antarctica*. 2000, 8 (2): 1–8.
11. Sugden D.E., Clapperton C.M. Maximum ice extent on island groups in Scotia Sea, Antarctica. *Quaternary Research*. 1977, 7 (2): 268–282. doi: 10.1016/0033-5894(77)90041-2.
12. Herron M.J., Anderson J.B. Late quaternary glacial history of the South Orkney Plateau, Antarctica. *Quaternary Research*. 1990, 33 (3): 265–275. doi: 10.1016/0033-5894(90)90055-P.
13. Hodgson D.A., Graham G.C., Graham G.C., Roberts S.J., Bentley M.J., Cofaigh C.O., Verleyen E., Vyver-

- man W., Jomelli V., Favier V., Brunstein D., Verfaillie D., Colhoun E.A., Saunders K.M., Selkirk P.M., Mackintosh A., Hedding D.W., Nel W., Hall N., Smith J.A. Terrestrial and submarine evidence for the extent and timing of the Last Glacial Maximum and the onset of deglaciation on the maritime Antarctic and sub-Antarctic islands. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 100: 137–158.
14. Lee J.I., Bak Y.-S., Yoo K.-C., Lim H.S., Yoon H.I., Yoon S. Climate changes in the South Orkney Plateau during the last 8600 years. *The Holocene*. 2010, 20: 395–404.
 15. Vidal J., Berrocoso M., Fernandez-Ros A. Study of tides and sea levels at Deception and Livingston islands, Antarctica. *Antarctic Science*. 2012, 24 (2): 193–201.
 16. Dowdeswell J.A., Ottesen D., Rise L. Skjoldryggen terminal moraine on the mid-Norwegian Shelf. *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society, London, Memoirs. 2016, 46: 249–250.
 17. Batchelor C.L., Dowdeswell J.A. Lateral shear-moraines and lateral marginal-moraines of palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*. 2016, 151: 1–26.
 18. Rydningen T.A., Vorren T.O., Laberg J.S., Kolstad V. The marine-based NW Fennoscandian ice sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 68: 126–141. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.013.
 19. Batchelor C.L., Dowdeswell J.A. Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*. 2015, 363: 65–92.
 20. Collaresa L.L., Mata M.M., Kerr R., Arigony-Neto J., Barbat M.M. Iceberg drift and ocean circulation in the northwestern Weddell Sea, Antarctica. *Deep-Sea Research. Part II*. 2018, 149: 10–24. doi.org/10.1016/j.dsr2.2018.02.014.
 21. Golledge N.R., Levy R.H., McKay R.M., Fogwill C.J., White D.A., Graham A.G.C., Smith J.A., Hillenbrand C.-D., Licht K.J., Denton G.H., Ackert R.P.Jr., Maas S.M., Hall B.L. Glaciology and geological signature of the Last Glacial Maximum Antarctic ice sheet. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 78: 225–247. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.011.
 22. Cofaigh C.O., Davies B.J., Livingstone S.J., Smith J.A., Johnson J.S., Hocking E.P., Hodgson D.A., Anderson J.B., Bentley M.J., Canals M., Domack E., Dowdeswell J.A., Evans J., Glasser N. F., Hillenbrand C.D., Larter R.D., Roberts S.J., Simms A.R. Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 100: 87–110.
 23. Schoof C. Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. *Journ. of Geophys. Research. Earth Surface*. 2007, 112 (F3). doi: 10.1029/2006JF000664.
 24. Pedro J.B., Bostock H.C., Bitz C.M., He F., Vander-goes M.J., Steig E.J., Chase B.M., Krause C.E., Rasmussen S.O., Markle B.R., Cortese G. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*. 2016, 9: 51–56.
 25. Lamping N., Müller J., Esper O., Hillenbrand C.-D., Smith J.A., Kuhn G. Highly branched isoprenoids reveal onset of deglaciation followed by dynamic sea-ice conditions in the western Amundsen Sea, Antarctica. *Quaternary Science Reviews*. 2020, 228. doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106103.
 26. Graham A.G.C., Kuhn G., Meisel O., Hillenbrand C.-D., Hodgson D.A., Ehrmann W., Wacker L., Wintersteller P., dos Santos Ferreira C., Romer M., White, D., Bohrmann G. Major advance of South Georgia glaciers during the Antarctic Cold Reversal following extensive sub-Antarctic glaciation. *Nature Commun.* 2017, 8: 14798. https://doi.org/10.1038/ncomms14798.