

## РЕКОНСТРУКЦИЯ MIS 2-3 ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

<sup>1</sup>Кашдан А.И., <sup>2</sup>Шейнкман В.С.

<sup>1</sup>Группа палеогляциологических исследований, Межвузовский научно-исследовательский и учебный центр в области наук о Земле, Монреаль, Канада; research@circucity.com

<sup>2</sup>Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

Проведено палеогляциологическое моделирование в западном секторе Арктики и выявлено, что по сравнению с прежними моделями древний ледник в районе Шпицбергена и севера Скандинавского полуострова был вдвое меньших размеров, и его толщина составляла около 1 км. Его воздействие на Баренцево море было очень ограниченным, а в Карском море могли только локально существовать отдельные ледники на его островах. Соответственно ограниченным было и влияние ледниковой нагрузки на земную кору и в сибирском секторе Арктики оно не было существенным фактором неотектоники.

Ключевые слова: *поздний плейстоцен, Арктика, палеогляциологическое моделирование, неотектоника*

Поверхность дна Баренцева моря представляют собой сложно построенный ансамбль положительных и отрицательных макроформ рельефа с незавершенными тектоническими комплексами [Мусатов, 1996]. Предыдущие реконструкции [Denton, Hughes, 1981, Grosswald, 1988, Patton et al., 2017] в районе Шпицберген – Баренцево море показали полное покрытие ледниковым льдом Баренцевоморского шельфа толщиной 2,5 км. Теоретическое обоснование этого ледникового щита основано на двух предположениях о ледниковой среде. Во-первых, Баренцево море было покрыто постоянным морским льдом, который утолщался из-за относительно низкой скорости таяния, образуя шельфовый ледник [Hughes, 1987], и, как следствие, этот плавучий лед опускался на дно Баренцева моря. Во-вторых, ранее 20-18 тыс. л. н. было достаточное количество твердых осадков во время ледникового цикла для образования мощного покровного оледенения наподобие Гренландского ледникового щита [Denton, Hughes, 1981]. Эти предположения не верны: по данным [Шейнкман, Плюснин, 2016] восточная часть Арктического бассейна не могла полностью промерзнуть, а в работе [Siebert, Dowdeswell, 1995] на основе палеогляциологического моделирования показано, что над северо-западной частью Баренцева моря в MIS2-3 ледниковый щит имел значительно меньшие размеры. Сегодня не имеется репрезентативных данных для оценки обоснованности этих двух предположений для позднего квартала. Следовательно, чтобы определить максимально возможные размеры ледникового покрова, с учетом шельфовых ледников и прилегающего морского льда, необходимо повторное моделирование на основе новых данных, таких, например, как база данных DATED-1 [Hughes et al., 2016] и согласованное аналитическое решение Meltwater Pulse 1A [Lin et al., 2021].

**Материалы и методы исследования.** Авторы использовали в данной работе продольно-связанную интегрированную по глубине одномерную модель ледяного потока [Schoof, 2007, Mann et al., 2021], и на данном этапе моделирование проведено по профилям в центральной и восточной части Баренцева моря и на юге архипелага Новая Земля в Печорском море. Эта модель позволяет вычислить скорость изменения толщины льда соответствии с законом сохранения массы [Кашдан, Шейнкман, 2021]. Для создания динамической равновесной геометрии льда и полей скорости модель ледяного потока была запущена по режиму ритмики событий Хайнриха (цикличность 5.000-10.000 лет) и осцилляций Дансгора-Эшгера ( $\approx 1470 \pm 500$  лет циклы Бонда в эпоху голоцена). Модель была инициализирована с использованием современной геометрии льда и условий климата со среднегодовой температурой  $-15^{\circ}\text{C}$  в районе шельфа ледника и  $-17^{\circ}\text{C}$  в районе ледниковых куполов со среднегодовыми осадками

300 мм на ледниковых шельфах и 200 мм в зоне питания ледникового щита [Pelto et al., 1990]. Наша модель является пока предварительной и построена с постоянными входными данными, представляющими условия максимума толщины ледникового щита, характеризующими климатическую обстановку на поверхности ледника и геологическую ситуацию на ложе ледника. Прогон модели заканчивается, когда достигается равновесие в отношении баланса массы ледникового щита и квазистабильное состояние ледникового шельфа [Sergienko, Wingham, 2019].

**Результаты и их обсуждение.** Предыдущие реконструкции, предсказывающие полное оледенение Баренцево-мурского шельфа, показывают [Denton, Hughes, 1981, Grosswald, Hughes, 1995], что центр оледенения находился над центральной частью Баренцева моря [Schytt et al., 1968]. В нашей реконструкции, центр определялся с учётом изостатического поднятия и направлений движений ледниковых потоков, полученных на основе петрографического и морфологического анализа псефитового материала, геофизических и гидроакустических данных [Lubinski et al., 1996, Миронюк, Иванова, 2018, Крылов и др., 2020, Чикирёв и др., 2021].

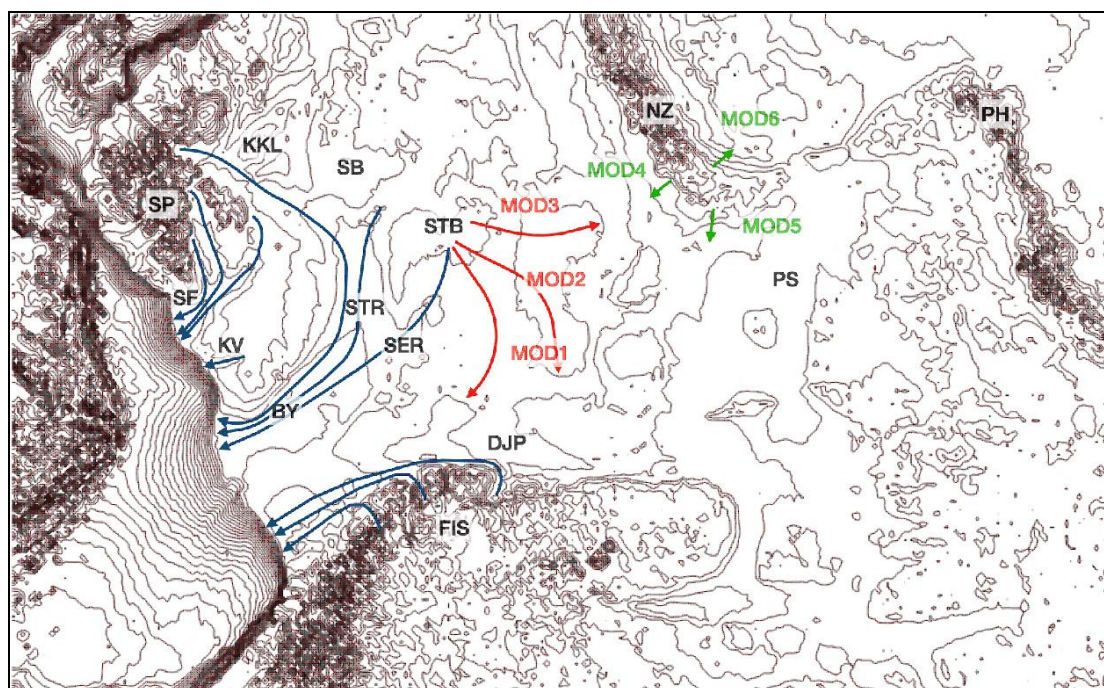


Рис. 1. Основные линии ледниковых потоков при моделировании MOD1-6 в МИС-2.

Изолинии нанесены каждые 100 м [Jakobsson et al., 2020], Скандинавский полуостров (FIS), Шпицберген (SP), Пай-Хой (PK), Новая Земля (NZ), Печорское море (PS), Медвежий желоб (BY), Зюйдкапский желоб (SF), впадина Джупренна (DJP), впадина Квейтехол (KV), впадина Центральная Банкрена (SER), впадина Стор Банкрена (SB), Земля Конга Карла (KKL), поднятие Стор Банки (SB), поднятие Центральной Банки (STB).

Высота прошлых береговых линий над нынешним уровнем моря является важным ограничением для объемов прошлых ледниковых щитов, и имеет решающее значение для ограничения местоположения максимальной изостатической нагрузки, а также относительного времени дегляциации. На сегодня имеется достаточное количество данных абсолютного возраста и высоты береговой линии на Шпицбергене, Земле Конга Карла, Земле Франца-Иосифа и Новой Земле. На основе этих данных был определен район относительно максимальной нагрузки ледникового щита на подстилающую поверхность в позднем плейстоцене. И этот район распространяется над северной частью Баренцева моря и восточной частью Шпицбергена [Forman et al., 2004].

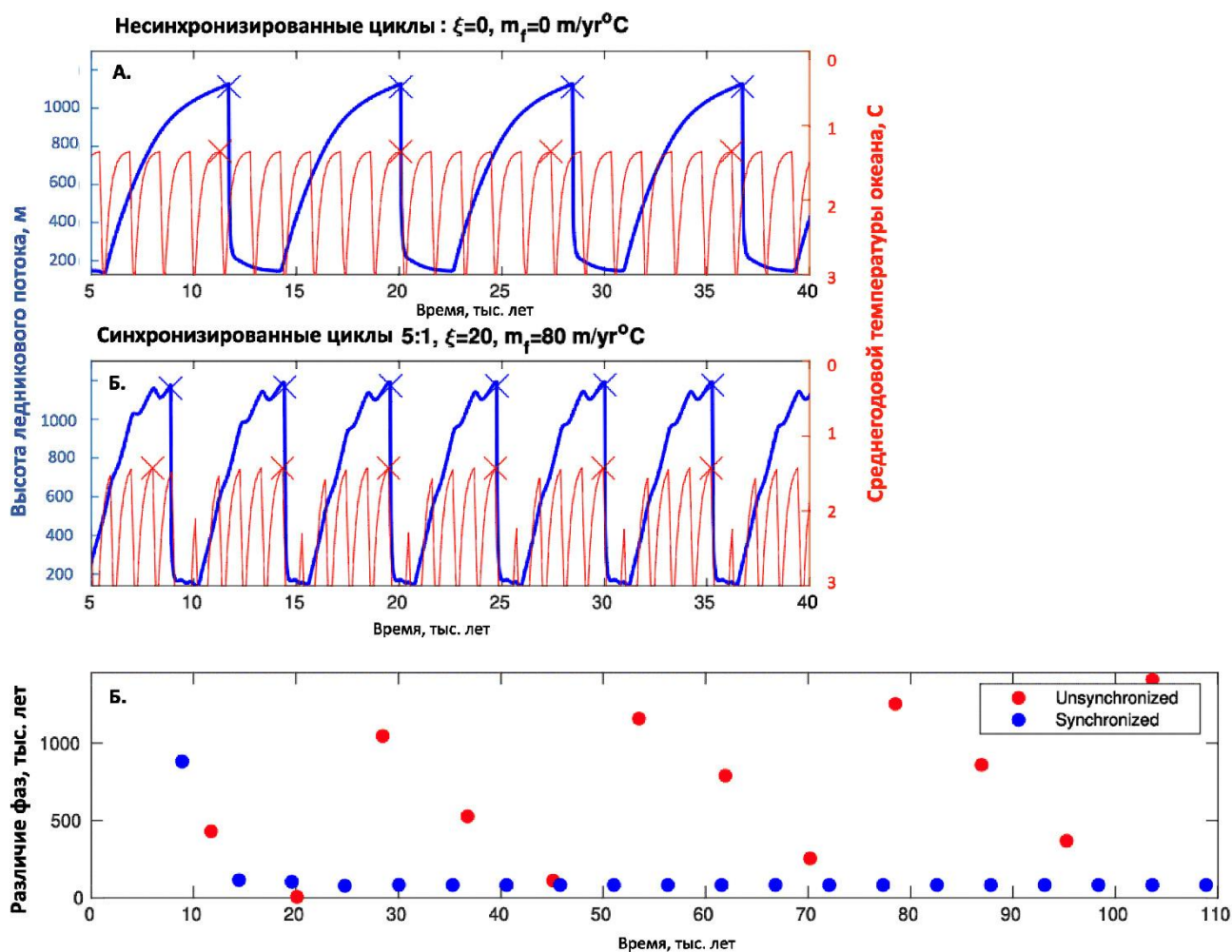


Рис. 2. Результаты моделирования. А.) Модели ледяного потока и океана не связаны.

Маркировка  $x$  обозначает начало событий Хайнриха и пики потепления Дансгора-Эшгера по пикам высоты ледникового потока и среднегодовой температуры океана. Здесь эти пики расходятся, поскольку модели не влияют друг на друга. Б.) Модели ледяного потока и океана не связаны. Разность фаз этих колебаний остается почти постоянной после нескольких циклов Хайнриха. В.) График разности фаз во времени для каждого цикла Хайнриха. В несинхронизированном случае разности фаз имеют высокую степень дисперсии. В синхронизированном случае разности фаз имеют низкую дисперсию после небольшого числа циклов Хайнриха.

Модель ледникового щита с покрытым им шельфом и откалывающимися айсбергами изначально инициировалась и запускалась с помощью методов стохастического моделирования [Каждан, Шейнкман, 2021] при определенных палеоклиматических и геологических граничных условиях, указывающих на условия максимума ледникового покрова. Прокрутка модели шла до тех пор, пока не достигалась квазистабильность в отношении баланса массы (Рис.1).

Ледниковый щит достигал квазистойчивого состояния на разных этапах с определенным подводным рельефом Баренцева моря в течение времени, заданного при моделировании ледниковых потоков. Временной интервал для компьютерного моделирования составлял от интерстадиала на рубеже ~45 тыс. л. н. ~ 18 тыс. л. н. – начала фазы нестабильности ледника (рис.2). Ледниковый щит имел центральный купол ближе к архипелагу Шпицберген в верховьях Зюйдкапского желоба и небольшие ледниковые купола как ледораздел в верховьях Медвежинский желоба.

В предыдущих работах [Siebert, Dowdeswell, 1995], на основе палеогляциологического моделирования, мощность льда была оценена в 1,9-2,2 км. Наше моделирование предварительно показало что, когда субэаральная поверхность использовалась в качестве начального входа данных поверхности дна ледника, образовавшийся ледниковый щит 20-18

тыс. л. н. имел простой параболический профиль с максимальной толщиной 0,9-1,2 км. Ледяной щит тек от центрального купола основными ледниковыми потоками в пределах желобов Медвежинский и Зюйдкапский, и относительно небольшими потоками на северной и восточной окраине Баренцева моря и локальными быстрыми потоками на западе, по типу потока по впадине Квейтехол вблизи о. Медвежий. Также было определено, что на юге архипелага Новая Земля и в Печорском заливе ледники были небольшие с длиной на шельфе около 50 км и с зоной распространения айсберговых осадков шириной около 150 км, что подтверждается геологическими данными [Чикирёв и др., 2021].

**Выводы.** Применение неправильной концепции палеокриологической обстановки дна морей Баренцева и Карского ведет к ошибочным оценкам рисков геологических опасностей. Текущие и предстоящие сейсмические и литологические исследования в районе морей Баренцева и Карского, в их северной части рядом с Землей Франца-Иосифа и в районе островов Белый – Виктория, в южных областях Северной Земли дадут возможность анализировать ситуацию более точно. Несмотря на это, авторское предварительное палеогляциологическое моделирование уже показывает, что Баренцевский ледниковый щит был небольшой, а Карский был приурочен к локальным островам. Объемы и режим дегляциации ледникового щита отражаются на времени формирования четвертичных горных пород, продолжительности и скорости седиментации на протяжении четвертичного периода, наличия ледниковых и айсберговых отложений, горных пород с разрывами и дислокациями под воздействием ледовой экзарацией с бороздами айсбергового выпаживания, которые формировались не только в голоцене, но и в позднем плейстоцене, наличия подводных оползней и их обстановок формирования.

Работа выполнена при поддержке ресурсов по госзаданию 0296-2021-0012.

#### ЛИТЕРАТУРА:

Каждан А. И., Шейнкман В.С. Моделирование МИС2 ледового потока Евразийского ледникового щита в секторе Баренцева моря: первое сравнение результатов численной модели и геологических данных // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя в бореальных регионах: Материалы научной онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. / Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. С. 286-290. doi:10.18303/B978-5-4262-0104-0-286.

Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 381-395. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-381-395.

Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро-и мезорельеф гляциального шельфа Баренцева и Карского морей в свете новых данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. 76. С. 41-58.

Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря - современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика. 2007. Выпуск 5(39). С. 72-79.

Мусатов Е.Е. Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72-78.

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 103–120. doi: 10.15356/IS.2015.01.09.

Чикирёв И. В., Толстобров Д. С., Сорохтин Н. О., Никифоров С. Л., Мелузов А. А., Ананьев Р. А., Дмитриевский Н. Н. Литологическая характеристика современных осадков юго-западной части шельфа Карского моря // Вестник МГТУ. 2021. Т. 24, № 1. С. 131–141. doi:10.21443/1560-9278-2021-24-1-131-141.

Hughes T.J. The marine ice transgression hypothesis // Geogr. Ann. 1987. Vol. 69. Is. 2. P. 237-250. doi: 10.2307/521185

Denton G.H., Hughes T.J. The Last Great Ice Sheets. New York: Wiley, 1981. P. 484.

Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson, O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23 Is. 11-13. P. 1391-1434. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.007

Grosswald M.G. An Antarctic-style ice sheet in the northern hemisphere: toward a new glacial theory // Polar Geogr. Geol. 1988. Vol. 12. Is. 4. P. 239-267. doi: 10.1080/10889378809377369

Grosswald M.G., Hughes T.J. Paleoglaciology's grand unsolved problem // Journal of Glaciology. 1995. Vol. 41. Is. 138. P. 313-332. doi: 10.3189/S0022143000016208

Hughes A. L., Gyllencreutz R., Lohne Ø. S., Mangerud J., Svendsen, J. I. The Last Eurasian ice sheets—a chronological database and time- slice reconstruction, DATED- 1 // Boreas. 2016. Vol. 45. Is. 1. P. 1-45. doi: 10.1111/bor.12142

Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C., Castro C.F., Mohammad R., Johnson, P., et al. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean version 4.0 // Scientific data. 2020. 7(1), P. 1-14. doi: 10.6084/m9.figshare.12369314

Kurjanski B., Rea B.R., Spagnolo M., Winsborrow M., Cornwell D. G., Andreassen K., Howell J. Morphological evidence for marine ice stream shutdown, central Barents Sea // Marine Geology. 2019. Vol. 414. P. 64-76.

Lin Y., Hibbert F. D., Whitehouse P. L., Woodroffe S. A., Purcell A., Shennan I., Bradley S. L. A reconciled solution of Meltwater Pulse 1A sources using sea-level fingerprinting // Nature communications. 2021. Vol. 12, 2015. doi: 10.1038/s41467-021-21990-y

Lubinski D.J., Korsun S., Polyak L., Forman S. L., Lehman S. J., Herlihy F. A., Miller G. H. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // Boreas. 1996. Vol. 25. P. 89-100. doi: 10.1111/j.1502-3885.1996.tb00838.x

Mann L.E., Robel A.A., Meyer C.R. Synchronization of Heinrich and Dansgaard-Oeschger Events through Ice-Ocean Interactions // Paleoceanography and Paleoclimatology, 2021, e2021PA004334, P. 1-16. doi: 10.1029/2021PA004334

Patton H., Hubbard A., Andreassen K., Auriac A., Whitehouse P.L., Stroeven A.P., Shackleton C., Winsborrow M., Heyman J., Hall A.M. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 169. P. 148-172. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.05.019

Pelto M. S., Higgins S. M., Hughes T. J., Fastook J. L. Modeling mass-balance changes during a glaciation cycle // Annals of Glaciology. 1990. Vol. 14. P. 238-241. doi: 10.3189/S0260305500008661

Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Modelling ice sheet sensitivity to Late Weichselian environments in the Svalbard-Barents Sea region // J. Quat. Sci. 1995. Vol. 10. P. 33-43. doi:10.1002/jqs.3390100105

Sergienko O., Wingham D. Grounding line stability in a regime of low driving and basal stresses // Journal of Glaciology. 2019. 65(253), 833-849. doi:10.1017/jog.2019.53

Schytt V., Hoppe G., Blake Jr. W., Grosswald M.G. The extent of the Würm glaciation in the European Arctic: A preliminary report about the Stockholm University Svalbard Expedition 1966 // International Association of Scientific Hydrology, General Assembly in Bern 1967, 1968. No 79, P. 207–216.

Schoof C. Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2007. Vol. 112. Is. F3. P. 1-19. doi: 10.1029/2006JF000664

## **RECONSTRUCTION OF THE ICE-FLOWS OF BARENTS ICE SHEET DURING MIS 2-3 BASED PALEOGLACIOLOGY MODELLING**

<sup>1</sup>*Kashdan A.Y.*, <sup>2</sup>*Sheinkman V.S.*

<sup>1</sup> Paleoglaciology Research Group, Interuniversity research, and training center in the field of geosciences, Montreal, Canada; research@circucity.com

<sup>2</sup> Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia

Paleoglaciological simulations were carried out for the western sector of the Arctic. It was revealed that, compared to previous models in the Svalbard-Fennoscandia region, the paleo ice sheet was half the size, and its thickness was about 1 km. The impact of the ice sheets on the Barents Sea was minimal, and in the Kara Sea, individual glaciers on its islands could only locally exist. Accordingly, the influence of the glacial load on the earth's crust was also limited, and in the Siberian sector of the Arctic, it was not a significant factor of neotectonics.

Keywords: *Late Pleistocene, Arctic, paleoglaciological modeling, neotectonics*