

doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-116-122



РАЗЛИЧИЕ В ПОДВИЖКАХ ДРЕВНИХ ЛЕДНИКОВ В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЕ

✉ *Кашдан А.И.¹, Шейнкман В.С.²*

¹ Политехнический институт Монреаля, Монреаль, Квебек, Канада

² Институт криосферы Земли ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

✉ adamykashdan@gmail.com

Проведено палеогляциологическое моделирование для сектора западной Арктики. Запущены серии симуляционных моделей с различными параметрами для решения проблемы, которая может возникнуть при экстремальных подвижках древних ледников (сёрджей). Было выделено два типа подвижек древних ледников в Баренцево-Карском бассейне. Первый, Баренцевоморский, тип характеризуется ледниками, которые могут оставаться на пиках неровностей ложа неопределенное время (т.е. стабилизироваться), или начать отступление, спустя потенциально долгое время после начала климатического форсинга. При этом сама подвижка может происходить после разрушения ледника, вышедшего на шельф. Второй, Карский, тип, выделяется, когда ледники постепенно отступают на пологих вершинах неровностей ложа под воздействием климатического фактора, и подвижка происходит из-за суперпозиции синхронного воздействия потепления и эпихронного воздействия иных климатических факторов.

Ключевые слова: *поздний плейстоцен, Арктика, палеогляциология, ледниковая геоморфология, подвижки ледника*

Постановка задачи. В данной работе поставлена задача решить проблему, которая может возникнуть при экстремальных подвижках ледников (сёрджей) в Западной Арктики [Гросвальд, Лантева, 2001; Бушуева и др., 2018; Wytiahłowsky et al., 2023] при воздействии теплового переключателя с изменением энтальпии [Benn et al., 2019], связанного с состоянием ложа. Мы рассматриваем только подвижки ледников, связанные с топографической впадиной на ложе ледника, выявляя различие в подвижках древних ледников в Баренцевом и Карском море.

Материалы и методы исследования. Поскольку топографическая впадина задает ширину потока ледникового щита и ограничивает латеральный дренаж талых вод, проблема попадает в сферу действия модели недrenированного пластического слоя (undrained plastic bed – UPB [Tulaczyk, 2000]) на ложе ледника. Используя эту модель, мы исследовали внешние регуляторы поведения ледников (как то: внешний масс баланс, пики неровностей рельефа ложа) и проверили их на соответствие данным по современным наблюдениям на ледниках Антарктики, Гренландии, Канадской и Российской Арктики. С помощью теоретической схемы безразмерности, разработанной Сянь-Ванг Оу [Ou, 2021], мы построили двумерную диаграмму режимов, которая позволяет сделать реконструкцию динамики ледников во всем диапазоне внешних условий, как климатических, так и связанных с их размерами.

В первом блоке моделирования мы рассматривали ледяной поток, заключенный в идеализированную топографическую впадину постоянной глубины (пунктирная линия на рис. 1). Большая глубина ледника в этой впадине в русле основного потока вызывает дополнительный стресс, а следовательно и более быстрое течение льда, которое ограничено сбоку малоподвижным ледниковым покровом. Поскольку пик напряжения приходится в основном на область между зоной накопления льда и зоной увеличения скорости течения, где, вероятно, и начинается сама подвижка [Bindshadler et al., 2001], переменные в нашей математической модели относятся к этой средней части, где термический переход с изменением энтальпии наиболее активен. При этом мы не рассматривали в ходе исследований продольные изменения, связанные с кинематической

волной [Clarke et al., 1984]. Продольный размер, как параметр, определялся только через половину длины ледника, которую мы принимаем за правильный масштаб для нашего моделирования и нахождения расстояния от верхнего ледосбора и определения наклона поверхности. В этот параметр можно включить ледосборный вклад притоков или внутреннее увлечение потока льда за счет резкого изменения наклона поверхности [Войтковский, 1974]. Именно такая пространственная “кусковая модель” (lumped model – LM) обычно используется при оценке поведения подвижек ледников [Benn et al., 2019]. В основе данной модели лежит предположение о том, что зарождение подвижек происходит в зоне аккумуляции ледника, где масс-балансовый приход превышает чистую абляцию, в то время как некоторые сёрджи зарождаются в зоне абляции ледника [Abe et al., 2016], но это характерно для горных ледников.

Чтобы понять, как неровности ложа ледника влияют на его динамическую устойчивость и неустойчивость, в втором блоке моделирования мы сначала рассмотрели их влияние на устойчивое положение линии налегания ледника на ложе, а затем – их влияние на устойчивость ледникового шельфа. Для моделирования ледника на морском ложе, на завершающей стадии его продвижения, вблизи отмеченных неровностей ложа использована одномерная модель такого ледника, которая решает приближенную задачу продвижения шельфового ледника на мелководье (shallow stream/shelf approximation – SSA) [MacAyeal, 1989, Schoof, 2007; Рыбак, 2008; Tsai et al., 2015] и уравнения сохранения массы ледника для определения изменений его толщины, скорости и конечного положения. Предполагается, что ложе ледника заканчивалось там, где он погружается в морскую воду, и в случаях, которые мы рассматриваем в данном исследовании, ледяной поток в основном двигался по дну в умеренно скользящем режиме до периода подвижки. Мы смоделировали скорость движения ледника, его толщину и конечное положение для предписанного баланса поверхностной массы (с учетом годового снежного питания и поверхностного таяния), который мы предполагаем равномерным по поверхности ледника. Конечное положение ледника точно моделируется с помощью уточненной подвижной сетки, а его устойчивые состояния определяются путем численного решения для различных состояний ледового потока. Мы также воспроизвели суть результатов, в устойчивых и неустойчивых режимах ледника, используя моделирование с высоким разрешением численной модели ледника.

Результаты и их обсуждение. Для подвижки ледника характерны относительно длительные периоды накопления и медленного течения льда перед внезапным выбросом массы и кратковременным периодом гораздо более быстрого (иногда на три порядка быстрее) течения льда [Clarke et al., 1984; Raymond, 1987]. Подвижки в значительной степени обусловлены внутренними процессами и иногда не связаны напрямую с климатическими факторами [Meier, Post, 1969; Sharp, 1988]. Однако, как правило, такие ледники находятся в пределах благоприятных для внешнего баланса массы условиях [Sevestre, Benn, 2015]. На суше максимальная граница подвижки древнего ледника отмечается моренами [Evans, Rea, 1999, 2014], но на морском дне эти границы не всегда определены [Kurjanski et al., 2019].

Нами были проведены исследования чувствительности математических моделей SSA по отдельным параметрам, которые были подчинены нашей режимной 2D диаграмме с учетом более широкого охвата внешних морфологические и климатические условий. Авторы [Robel et al., 2013], например, считают, что более высокая температура и геотермальный поток благоприятствуют устойчивому скользящему режиму, тогда как в [Kurke-Smith et al., 2013] обнаруживается та же тенденция при увеличении среднегодовых твердых осадков в зоне аккумуляции. Оба эти случая мы можем увидеть на нашей 2D диаграмме режимов, поскольку уменьшение безразмерной толщины и/или увеличение безразмерного расстояния от линии налегания на ложе приводит к увеличению эффективной площади ледника с низкой энтальпией и способствует режиму устойчивого скольжения без подвижки. В работе [Calov et al., 2002] отмечается, что ускорение

скольжения (за счет изменения параметров скольжения) приводит к выявлению событий Хайнриха и удлинению их периодов в исследованных геологических колонках, что также видно из нашей режимной диаграммы – ведь выявление индикаторов расширения оледенения отражается в нашей модели как увеличение безразмерной ширины ледника и/или безразмерной толщины и, соответственно, удлинению периодов событий Хайнриха. Хотя подвижки ледника больше связаны с периодом дегляциации [Бушуева и др., 2018; Wytiahlowsky et al., 2023] и с большей вероятностью изменением энтальпии, т.е. по времени это конец событий Хайнриха или пик в осцилляции Дансгора-Эшгера.

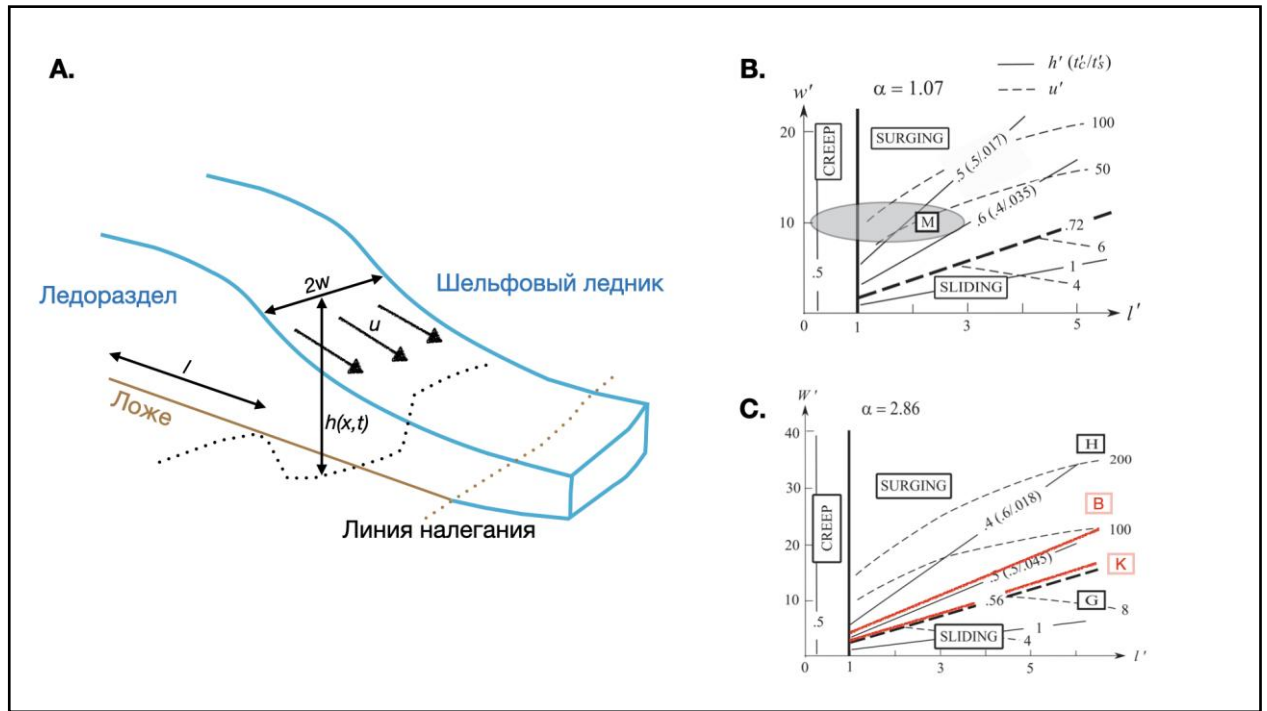


Рис. 1. Двумерная диаграмма режимов палеоледников построенная с помощью теоретической схемы безразмерности, разработанной Сянь-Ванг Оу [Ou, 2021], где h - толщина ледника, h' - безразмерная величина, w - половина ширины ледника, w' - безразмерная величина, l - полудлина ледника, l' - безразмерная величина длины ледника, u - скорость движения льда, u' - безразмерная величина скорости движения льда, \square - тепловой параметр, t_c - продолжительность ползучести, t_s - продолжительность скольжения; бокс К - палеопоток по желобу Короля Карла, В - палеопоток по Медвежинского желобу, М - Монакобрин [Oerlemans, 2018], заштрихованный овал - ледники Шпицбергена, G - Северо-восточный гренландский ледниковый поток, Н - ледниковый поток Гудзонова пролива.

В данной работе мы рассмотрели только динамику и неустойчивость ледников, ограниченных топографической впадиной. Такой тип сёрджей фиксирован шириной ледового потока и сдерживает боковой отвод талых вод из-под ледника. В таком случае эта проблема попадает в сферу действия модели UPB, которая не содержит ни одного свободного параметра и, поэтому, может быть проверена на достоверность по результатам современных наблюдений на пульсирующих ледниках, например на леднике Монакобрин на северном Шпицбергене [Oerlemans, 2018]. Используя схему безразмерности Сянь-Ванг Оу [Ou, 2021], мы построили двумерную диаграмму, изображающую ледниковые режимы устойчивой ползучести, подвижки (или циклической пульсации) и устойчивого скольжения, по которой можно прогнозировать динамические свойства ледников в диапазоне внешних условий - таких как климатический форсинг и пики ложа ледника.

Выводы. В наших исследованиях, связанных с палеогляциологическими реконструкциями на основе математического моделирования, мы выделили два типа подвижек древних ледников в Баренцевом и Карском море. Первый Баренцевоморский тип характеризуется ледниками, которые могут оставаться на пиках неровностей ложа неопределенное время (т.е. стабилизироваться) или начать отступление, спустя потенциально долгое время после начала климатического форсинга, и при этом сама подвижка может происходить после разрушения ледникового шельфа. Второй, Карский тип, выделяется, когда ледники постепенно отступают на пологих вершинах ложа под воздействием климатического фактора, и подвижка происходит, по мнению В.Н. Голубева [Голубев, 1988], из-за суперпозиции синхронного воздействия потепления и эпихронного воздействия иных климатических событий, которые проявляются в динамике фронта ледника через интервал времени, близкий к периоду обмена массы. Для современных ледников Шпицбергена наша модель апробирована для минимальной длины 20 км для пульсирующих ледников с подвижкой примерно 6 км, а для ледников более холодной и сухой Арктической Канады эта пороговая длина увеличивается до 60 км: ледники продвинулись примерно на 4,5, 5 и 7 км – по данным современных наблюдений [Lauzon et al., 2023]. Для ледового палеопотока по желобу Короля Карла мы видим, что большая часть длины потока, выходящего из зоны аккумуляции ледника, может обеспечить скользящий по ложу поток в квазиустойчивом состоянии. С другой стороны, при большей ширине потока по верховью Медвежьего желоба сильно возрастает скорость скользящего потока, который уже не может быть полностью принят из зоны аккумуляции, что приводит к возникновению подвижек, которые синхронизируются с событиями Хайнриха и осцилляциями Дансгора-Эшгера.

Работа выполнена при поддержке ресурсов по госзаданию 121042000078-9, 121041600042-7.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко, Г.А. Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг // Лёд и снег. 2018. 58(3). с. 293-306. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-293-306
- Голубев В.Н. Современные колебания ледникового купола Вавилова на Северной Земле // Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 85. с. 196–204.
- Гросвальд М.Г., Лантева А.М. Кольский полуостров: следы раннеголоценовых сёрджей и потоков, вызванных коллапсом Карского ледникового щита // Материалы гляциологических исследований. 2001, Вып.90, с. 20- 29.
- Рыбак О.О. Математические модели континентальных ледниковых щитов: 1. Архитектура моделей // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 1. С. 12-23.
- Abe T., Furuya M., Sakakibara D. Brief communication: twelve-year cyclic surging episodes at Donjek Glacier in Yukon, Canada // Cryosphere. 2016. Vol. 10. Is. 4. P. 1427–1432. doi: 10.5194/tc-10-1427-2016
- Benn D.I., Fowler A.C., Hewitt I., Sevestre H. A general theory of glacier surges // Journal of Glaciology. 2019. Vol. 65. Is. 253. P. 701-716. doi: 10.1017/jog.2019.62
- Bindschadler R.A., Bamber J.L., Anandakrishnan S. Onset of streaming flow in the Siple Coast Region, West Antarctica. In Alley R.B. and Bindschadler R.A. (eds), The West Antarctic Ice Sheet: Behaviour and Environment. Antarctic Research Series. 2001. vol. 77. Washington, DC: AGU, pp. 123–136. doi: 10.1029/ar077p0123
- Calov R., Ganopolski A., Petoukhov V., Claussen M., Greve R. Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model // Geophysical Research Letters. 2002. Vol. 29. Is. 24, 2216. doi:10.1029/2002GL016078
- Clarke G.K.C., Collins S.G. and Thompson D.E. Flow, thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier // Canadian Journal of Earth Sciences. 1984. Vol. 21. Is. 2. P. 232–240. doi:10.1139/e84-024

Evans D.J.A., Rea B.R. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a landsystems approach // *Annals of Glaciology*. 1999. Vol. 28. P. 75-82. doi: 10.3189/172756499781821823

Evans D. J., Rea B. R. Surging glacier landsystem. In *Glacial landsystems*. Routledge. 2014. pp. 259-288.

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. doi: 10.1016/j.margeo.2019.05.001

Kyrke-Smith T.M., Katz R.F., Fowler A.C. Stress balances of ice streams in a vertically integrated, higher-order formulation // *Journal of Glaciology*. 2013. Vol. 59. Is. 215. P. 449–466. doi:10.3189/2013JoG12J140

Lauzon B., Copland L., Van Wychen W., Kochtitzky W., McNabb R., Dahl-Jensen D. Dynamics throughout a complete surge of Iceberg Glacier on western Axel Heiberg Island, Canadian High Arctic // *Journal of Glaciology*. 2023. Vol. 69. Is. 277. P. 1333-1350. doi: 10.1017/jog.2023.20

Meier M.F., Post A. What are glacier surges? // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1969. Vol. 6. Is. 4. P. 807-817. doi: 10.1139/e69-081

Oerlemans J. Modelling the late Holocene and future evolution of Monacobreen, northern Spitsbergen // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. Is. 9. P. 3001-3015. doi: 10.5194/tc-12-3001-2018

Ou H.W. A theory of glacier dynamics and instabilities Part 1: Topographically confined glaciers // *Journal of Glaciology*. 2022. Vol. 68. Is. 267. P. 1-12. doi: 10.1017/jog.2021.20

Raymond C.F. How do glaciers surge? A review // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1987. Vol. 92. P. 9121-9134. doi: 10.1029/JB092iB09p09121

Robel A.A., DeGiuli E., Schoof C., Tziperman E. Dynamics of ice stream temporal variability: modes, scales, and hysteresis // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2013. Vol. 118. Is. 2. P. 925–936. doi:10.1002/jgrf.20072

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

Sevestre H., Benn, D.I. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging // *Journal of Glaciology*. 2015. Vol. 61. Is. 228. P. 646-662. doi: 10.3189/2015JoG14J136

Sharp M. Surging glaciers: behaviour and mechanisms // *Progress in Physical Geography*. 1988. Vol. 12. Is. 3. P. 349-370. doi: 10.1177/030913338801200302

Tsai V.C., Stewart A.L., Thompson A.F. Marine ice-sheet profiles and stability under Coulomb basal conditions // *Journal of Glaciology*. 2015. Vol. 61. Is. 226. P. 205-215. doi: 10.3189/2015JoG14J221

Tulaczyk S., Kamb, W.B., Engelhardt H.F. Basal mechanics of Ice Stream B, west Antarctica: 2. Undrained plastic bed model // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2000. Vol. 105. Is. B1. P. 483-494. doi: 10.1029/1999JB900328

Wyťahłowski H., Stokes, C.R., Evans D.J. Remote sensing of glacier change (1965–2021) and identification of surge-type glaciers on Severnaya Zemlya, Russian High Arctic // *Journal of Glaciology*. 2023. P. 1-21. doi: 10.1017/jog.2023.60

DIFFERENCE IN THE SURGES OF ANCIENT GLACIERS IN THE BARENTS AND KARA SEAS

Kashdan A.Y.¹, Sheinkman V.S.²

¹ Computer and Software Engineering Department, Polytechnique Montréal, Montreal, Canada

² Earth Cryosphere Institute FRS Tyumen Science Center SB RAS, Tyumen, Russia

Paleoglaciological modeling was carried out for the western Arctic sector, running a series of simulations with different parameters to address the problem that may result from extreme advances of ancient glaciers (surges). The first type of the Barents Sea is characterized by glaciers that can remain on top of the bed indefinitely and begin to retreat some time after the onset of climatic impact, with the surge occurring already after the ice shelf has been destroyed. The second Kara type is distinguished, when glaciers slowly retreat on flat tops of the bed under the influence of climatic factor, and the surge is caused by the superposition of synchronous effects of warming and epichronic effects of climatic events

Keywords: *Late Pleistocene, Arctic, paleoglaciology, glacial geomorphology, glacier surges*

REFERENCES

- Bushueva I.S., Glazovsky A.F., Nosenko G.A.* Development of movement in the western part of the Vavilov ice dome on Severnaya Zemlya in 1963–2017 // *Ice and Snow*. 2018. 58(3). With. 293-306. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-293-306
- Golubev V.N.* Modern fluctuations of the Vavilov ice dome on Severnaya Zemlya // *Materials of glaciological research*. 1988. Vol. 85. p. 196–204.
- Grosvald M.G., Lapteva A.M.* Kola Peninsula: traces of early Holocene surges and floods caused by the collapse of the Kara ice sheet // *Materials of glaciological research*. 2001, Issue 90, p. 20-29.
- Rybak O.O.* Mathematical models of continental ice sheets: 1. Architecture of models // *Cryosphere of the Earth*. 2008. T. 12. No. 1. P. 12-23.
- Abe T., Furuya M., Sakakibara D.* Brief communication: twelve-year cyclic surging episodes at Donjek Glacier in Yukon, Canada // *Cryosphere*. 2016. Vol. 10. Is. 4. P. 1427–1432. doi: 10.5194/tc-10-1427-2016
- Benn D.I., Fowler A.C., Hewitt I., Sevestre H.* A general theory of glacier surges // *Journal of Glaciology*. 2019. Vol. 65. Is. 253. P. 701-716. doi: 10.1017/jog.2019.62
- Bindschadler R.A., Bamber J.L., Anandakrishnan S.* Onset of streaming flow in the Siple Coast Region, West Antarctica. In Alley R.B. and Bindschadler R.A. (eds), *The West Antarctic Ice Sheet: Behaviour and Environment*. Antarctic Research Series. 2001. vol. 77. Washington, DC: AGU, pp. 123–136. doi: 10.1029/ar077p0123
- Calov R., Ganopolski A., Petoukhov V., Claussen M., Greve R.* Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29. Is. 24, 2216. doi:10.1029/2002GL016078
- Clarke G.K.C., Collins S.G. and Thompson D.E.* Flow, thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1984. Vol. 21. Is. 2. P. 232–240. doi:10.1139/e84-024
- Evans D.J.A., Rea B.R.* Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a landsystems approach // *Annals of Glaciology*. 1999. Vol. 28. P. 75-82. doi: 10.3189/172756499781821823
- Evans D. J., Rea B. R.* Surging glacier landsystem. In *Glacial landsystems*. Routledge. 2014. pp. 259-288.
- 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. doi: 10.1016/j.margeo.2019.05.001
- Kyrke-Smith T.M., Katz R.F., Fowler A.C.* Stress balances of ice streams in a vertically integrated, higher-order formulation // *Journal of Glaciology*. 2013. Vol. 59. Is. 215. P. 449–466. doi:10.3189/2013JoG12J140
- Lauzon B., Copland L., Van Wychen W., Kochtitzky W., McNabb R., Dahl-Jensen D.* Dynamics throughout a complete surge of Iceberg Glacier on western Axel Heiberg Island, Canadian High Arctic // *Journal of Glaciology*. 2023. Vol. 69. Is. 277. P. 1333-1350. doi: 10.1017/jog.2023.20
- Meier M.F., Post A.* What are glacier surges? // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1969. Vol. 6. Is. 4. P. 807-817. doi: 10.1139/e69-081
- Oerlemans J.* Modelling the late Holocene and future evolution of Monacobreen, northern Spitsbergen // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. Is. 9. P. 3001-3015. doi: 10.5194/tc-12-3001-2018
- Ou H.W.* A theory of glacier dynamics and instabilities Part 1: Topographically confined glaciers // *Journal of Glaciology*. 2022. Vol. 68. Is. 267. P. 1-12. doi: 10.1017/jog.2021.20
- Raymond C.F.* How do glaciers surge? A review // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1987. Vol. 92. P. 9121-9134. doi: 10.1029/JB092iB09p09121

Robel A.A., DeGiuli E., Schoof C., Tziperman E. Dynamics of ice stream temporal variability: modes, scales, and hysteresis // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2013. Vol. 118. Is. 2. P. 925–936. doi:10.1002/jgrf.20072

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

Sevestre H., Benn D.I. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging // *Journal of Glaciology*. 2015. Vol. 61. Is. 228. P. 646-662. doi: 10.3189/2015Jog14J136

Sharp M. Surging glaciers: behaviour and mechanisms // *Progress in Physical Geography*. 1988. Vol. 12. Is. 3. P. 349-370. doi: 10.1177/030913338801200302

Tsai V.C., Stewart A.L., Thompson A.F. Marine ice-sheet profiles and stability under Coulomb basal conditions // *Journal of Glaciology*. 2015. Vol. 61. Is. 226. P. 205-215. doi: 10.3189/2015Jog14J221

Tulaczyk S., Kamb, W.B., Engelhardt H.F. Basal mechanics of Ice Stream B, west Antarctica: 2. Undrained plastic bed model // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2000. Vol. 105. Is. B1. P. 483-494. doi: 10.1029/1999JB900328

Wytiahlowsky H., Stokes, C.R., Evans D.J. Remote sensing of glacier change (1965–2021) and identification of surge-type glaciers on Severnaya Zemlya, Russian High Arctic // *Journal of Glaciology*. 2023. P. 1-21. doi: 10.1017/jog.2023.60