

УДК 539.3

НАПРЯЖЁННОЕ СОСТОЯНИЕ И МЕХАНИКА РАЗРУШЕНИЯ ШЕЛЬФОВЫХ ЛЕДНИКОВ АНТАРКТИДЫ

© 2024 г. И. А. Гарагаш¹, академик РАН Л. И. Лобковский², А. А. Баранов^{1,*}

Поступило 21.03.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принято к публикации 15.04.2024 г.

В настоящей работе изучается напряжённое состояние шельфовых ледников с помощью численного моделирования. Шельфовый ледник моделируется упругой пластиной, плавающей на воде и прикрепленной к покровной части льда в точке заземления. Получено аналитическое решение упругого изгиба пластины и показано, что максимальные растягивающие напряжения на нижней поверхности ледника вблизи точки заземления могут достигать значений 5×10^7 Па, существенно превышающих предельные значения прочности ледника. Изучена фрагментация ледника, возникающая при движении ледника в условиях стеснённого сжатия. Показано, что деформации ледовой плиты сопровождаются формированием зон локализации неупругих деформаций (ледяных торосов). Выполнено сравнение расчётного рельефа поверхности пластины после локализации деформаций с картиной торошения ледника Ларсена, видной на космических снимках.

Ключевые слова: Антарктида, шельфовые ледники, раскол шельфового ледника, моделирование ледникового покрова, FLAC 3D

DOI: 10.31857/S2686739724080169

ВВЕДЕНИЕ

Шельфовые ледники Антарктики теряют массу в океане в основном из-за таяния, превращения в меланж и откалывание айсбергов. Быстрое разрушение шельфовых ледников вносит большие неопределённости в прогнозы потери массы антарктического ледникового щита и повышение уровня моря [1]. На Антарктическом полуострове наблюдается значительное потепление климата, сопоставимое с потеплением климата в Арктике [2] и происходит рост интенсивности разрушения шельфовых ледников Антарктического полуострова, наблюдаемый с конца прошлого века по настоящее время. Температура в этом регионе начала быстро расти с конца 70-х годов прошлого века, потепление там продолжается и в наши дни, сопровождаясь заметным сокращением морского и шельфового льда. Большинство исследователей предполагает, что в связи с потеплением в Западной Антарктиде началось интенсивное разрушение шельфовых ледников. В результате разрушились ледники

Ларсен-А (1995 г.) и Ларсен-Б (2002 г.), а от ледника Ларсен-С в 2017 году откололся гигантский айсберг А68 с площадью около 5800 км^2 . Разрушались и другие ледники Западной Антарктиды. Например, в 2000 году от шельфового ледника Росса откололся крупнейший за всю историю наблюдений айсберг В-15.

Все эти процессы обладают положительной обратной связью с потеплением климата, так как лёд и снег хорошо отражает солнечные лучи. Шельфовые ледники в силу своей изостатической скомпенсированности при разрушении практически не дают вклад в повышение уровня моря. Однако они тормозят покровные ледники от быстрого сползания под собственным весом в море [3].

При этом остаётся невыясненным вопрос, почему толстый прочный шельфовый ледник, который долгое время был стабилен, за короткое время (месяцы—дни) превращается в меланж или от него откалываются айсберги. В настоящей работе рассмотрены напряжения в шельфовых ледниках и механика их разрушения.

АНТАРКТИЧЕСКИЕ ЛЬДЫ

Льды Антарктиды состоят из покровных ледников, шельфовых ледников и морских льдов.

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва, Россия

²Институт океанологии имени П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: aabaranov@gmail.com

Толщина меняющихся морских льдов составляет несколько метров, шельфовых ледников от десятков метров у берега до километра в тыловой части, тогда как мощность покровных ледников в некоторых районах Антарктиды превышает 4 км. Шельфовый ледник представляет собой плавающий в океане массив льда, прикреплённый к фронтальной части сползающего по коренному ложу в океан покровного ледника (рис. 1). Покровные ледники лежат на коренном ложе из пород земной коры или осадков, причём часто ложе ледника лежит ниже уровня моря. Шельфовые ледники тормозят сползание находящихся за ними покровных ледников в море. В свою очередь морские льды, окружающие шельфовые ледники, влияют на стабильность шельфовых ледников, предохраняя их от воздействия океанских волн и штормов [4].

МОДЕЛЬ РАЗРУШЕНИЯ ШЕЛЬФОВЫХ ЛЕДНИКОВ

Рассмотрим механические модели разрушения шельфовых ледников. На рис. 1 показано поперечное сечение шельфового ледника. Разрез основан на высокоточном картировании с использованием спутниковых данных [5]. Со стороны моря на ледник воздействуют приливные колебания [6] и вибрационные волны в теле ледника [7]. Для побережья Западной Антарктиды амплитуды морских приливов могут достигать двух метров [8]. Кроме того, в горизонтальной плоскости ледника действуют боковые силы [9]. В нашей модели шельфовый ледник представляет собой упругую пластину, плавающую на воде и прикреплённую к покровной части льда в точке заземления.

Уравнение цилиндрического изгиба ледяной пластины можно записать в виде

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + 4\beta^4 w = 0, \quad (1)$$

где $\beta = \sqrt[4]{\frac{(\rho_w - \rho_i)g}{4D}}$, $D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$ – изгибная

жесткость, E модуль Юнга, ν – коэффициент Пуассона, ρ_w – плотность воды, ρ_i – плотность льда, w – вертикальное смещение, h – толщина ледника, g – ускорение свободного падения.

Решение уравнения (1) представлено в виде [10]:

$$w = C_1 \sin \beta x \sinh \beta x + C_2 \sin \beta x \cosh \beta x + C_3 \cos \beta x \sinh \beta x + C_4 \cos \beta x \cosh \beta x, \quad (2)$$

где C_1 , C_2 , C_3 и C_4 – константы интегрирования.

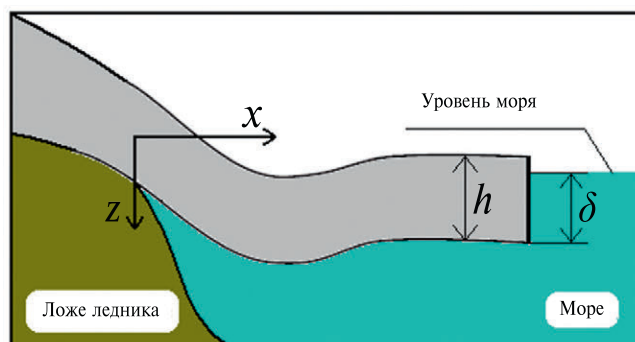


Рис. 1. Эскиз поперечного сечения антарктического ледника у берега.

Константы интегрирования находим из условия, что в точке заземления $x=0$ кромка плавучего ледяного поля погружена на величину $\delta = \frac{\rho_i}{\rho_w} h$ (рис. 1) и удовлетворяет условию закрепления, а изгибающий момент и сдвигающая сила исчезает на противоположном свободном крае $x=l$. Это подразумевает следующие граничные условия:

$$w|_{x=0} = \delta, \quad \left. \frac{dw}{dx} \right|_{x=0} = 0 \quad (3)$$

$$\left. \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \right|_{x=l} = 0, \quad \left. \frac{\partial^3 w}{\partial x^3} \right|_{x=l} = 0. \quad (4)$$

Здесь $\delta = \frac{\rho_i}{\rho_w} h$ – глубина опускания ледника (рис. 1).

Рассмотрим ледяную плиту длиной $l = 50$ км, имеющую следующие механические свойства: $E = 2 \times 10^9$ Па; $\nu = 0.2$; $\rho_w = 1000$ кг/м³; $\rho_i = 920$ кг/м³. Сравним перемещения и напряжённое состояние для двух разных значений толщины: $h = 200$ м и $h = 600$ м. На рис. 2 а показан подъём льда над уровнем моря w_i для $h = 200$ м (кривая 1) и $h = 600$ м (кривая 2). Изменение максимальных горизонтальных напряжений на нижней границе льда,

$$\sigma_{xx}^{max} = -\frac{D}{h^2} \frac{\partial^2 w_i}{\partial x^2} \quad (5)$$

показаны на рис. 2 б для выбранных толщин (кривые 1 и 2). Отметим, что форма поверхности льда соответствует спутниковым измерениям, приведённым в [5]. В то же время максимальные растягивающие напряжения на нижней поверхности ледника вблизи точки его отрыва от коренных пород существенно превышают предельные значения, характерные для льда $\sigma_{tens} = 0.7 - 3.1 \times 10^6$ Па. Прочность льда

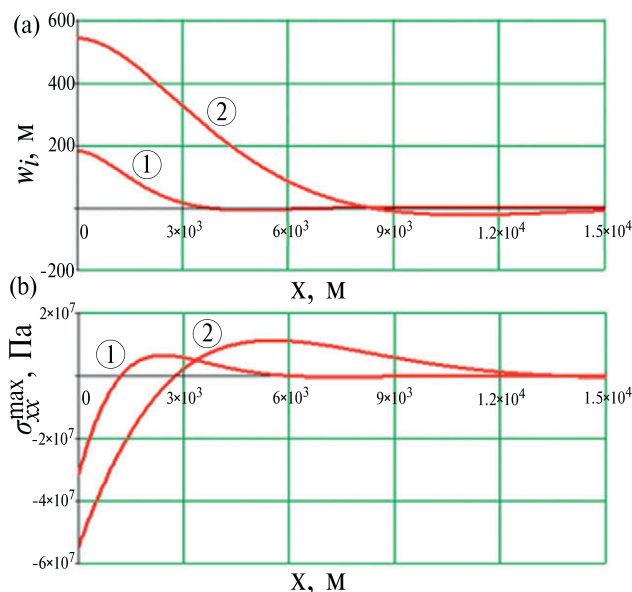


Рис. 2. Высота льда над уровнем моря (а) и распределение максимальных растягивающих напряжений на нижней границе ледника (б). Кривые 1 и 2 соответствуют значениям мощностей $h = 200$ м и $h = 600$ м соответственно.

на растяжение σ_{tens} варьируется в пределах $0.7 \div 3.1 \times 10^6$ Па, а на сжатие σ_{compr} — в пределах $5 \div 25 \times 10^6$ Па в диапазоне температур $-10^0 \div -20^0$ C [11].

На фоновое напряжённое состояние ледника накладываются дополнительные смещения Δw и напряжения $\Delta \sigma_{xx}^{max}$ вызванные суточными приливами. Согласно рис. 3 а, локальные максимумы смещений, соответствующие высоте морского прилива $\Delta \delta = 2$ м, наблюдаются в тех же местах, что и максимумы кривизны основной ледяной плиты (рис. 3 а). При этом приращения напряжений $\Delta \sigma_{xx}^{max}$ рис. 3 б) достигают нескольких процентов от основных изгибных напряжений (рис. 2 б). Однако приливные приливы происходят изо дня в день в районах максимального фонового напряжения, причём их знак меняется в зависимости от знака $\Delta \delta$. Отметим, что длительные периодические нагрузки должны способствовать разрушению ледяного слоя.

Движение ледника в сторону моря происходит в условиях стеснённого сжатия. В результате в нём возникают горизонтальные сжимающие силы [9], которые приводят к торошению льда [3], что видно на космических снимках ледника Ларсена (рис. 4 а).

Рассмотрим процесс разрушения ледяной пластины. Достаточно хорошим приближением для моделирования течения льда является

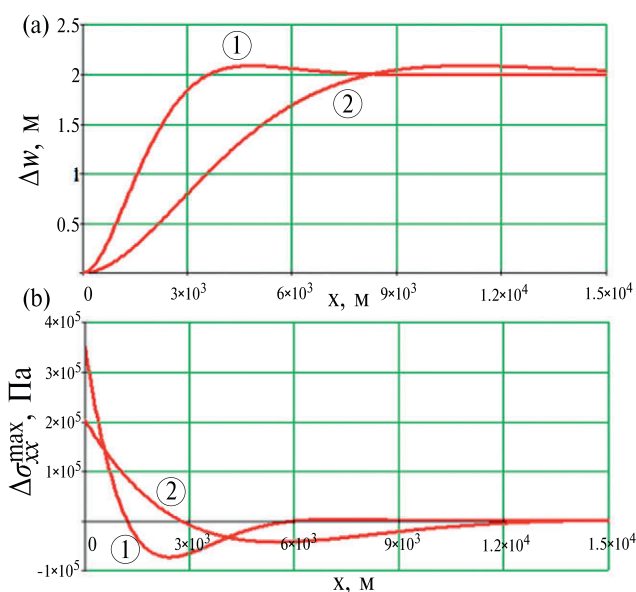


Рис. 3. Дополнительные смещения (а) и максимальное растягивающее напряжение на нижней границе ледника (б), рассчитанные для максимальной высоты прилива 2 м. Кривые 1 и 2 соответствуют значениям мощностей $h = 200$ м и $h = 600$ м соответственно.

нелинейная модель ползучести в сочетании с критерием прочности, зависящим от внутреннего трения [12, 13]. Для дальнейшего анализа применим модель неассоциированного пластического течения с предельным условием Друкера-Прагера и разупрочнением [14, 15]. Известно, что разупрочнение среды приводит к развитию неустойчивости течения и локализации сдвиговых деформаций в узких зонах. Область моделирования ледового поля выбрана в виде квадратной пластины со стороной 50 км (рис. 4 б), что соответствует площади шельфового ледника Ларсена. Расчётная сетка насчитывает 40000 ячеек. Для целей моделирования задан угол внутреннего трения $\varphi = 30^\circ$ и максимальное сцепление $c_{max} = 2 \times 10^6$ Па, которое постепенно уменьшается по мере накопления неупругой сдвиговой деформации [12]. Численные расчёты проводились с использованием программного кода FLAC 3D [16]. На рис. 5 а видно, что увеличение нагрузки сначала приводит к возникновению плотной системы зон локализации неупругих деформаций (ледяных торосов), часть из которых продолжает развиваться, как видно на рис. 5 б, в.

В зонах локализации, помимо накопления сдвиговых деформаций, поверхность льда испытывает движение вверх. Согласно рис. 6, вертикальные смещения сначала составляют несколько

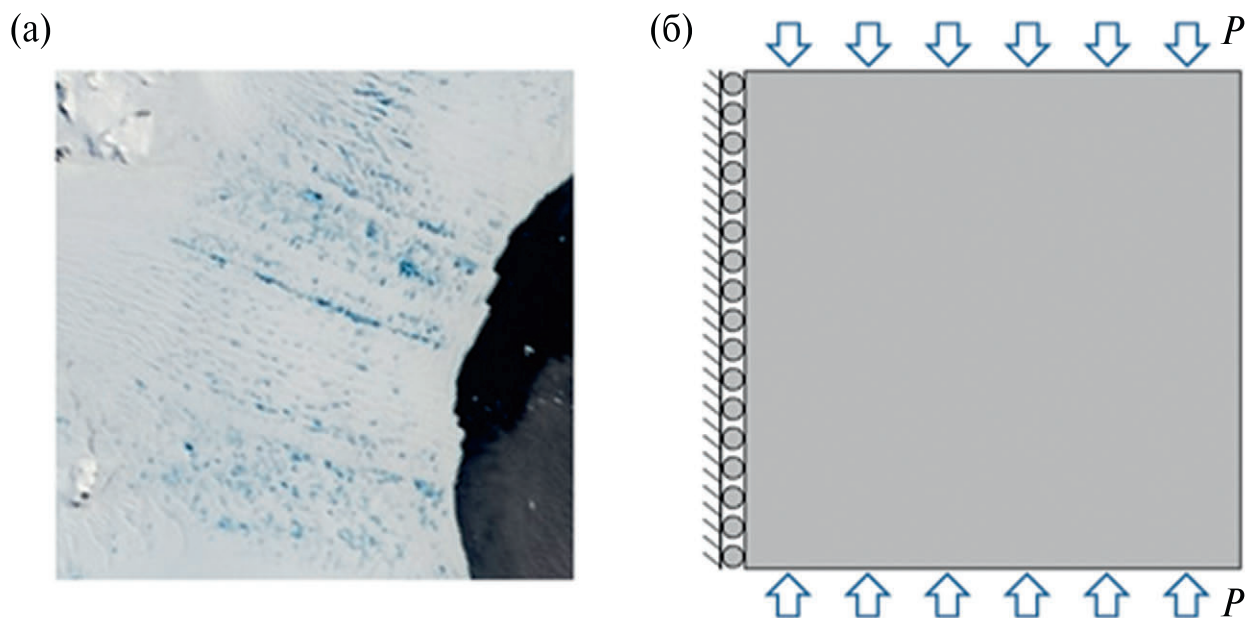


Рис. 4. Система трещин шельфового ледника Ларсена (а) и расчётная область ледового поля (б).

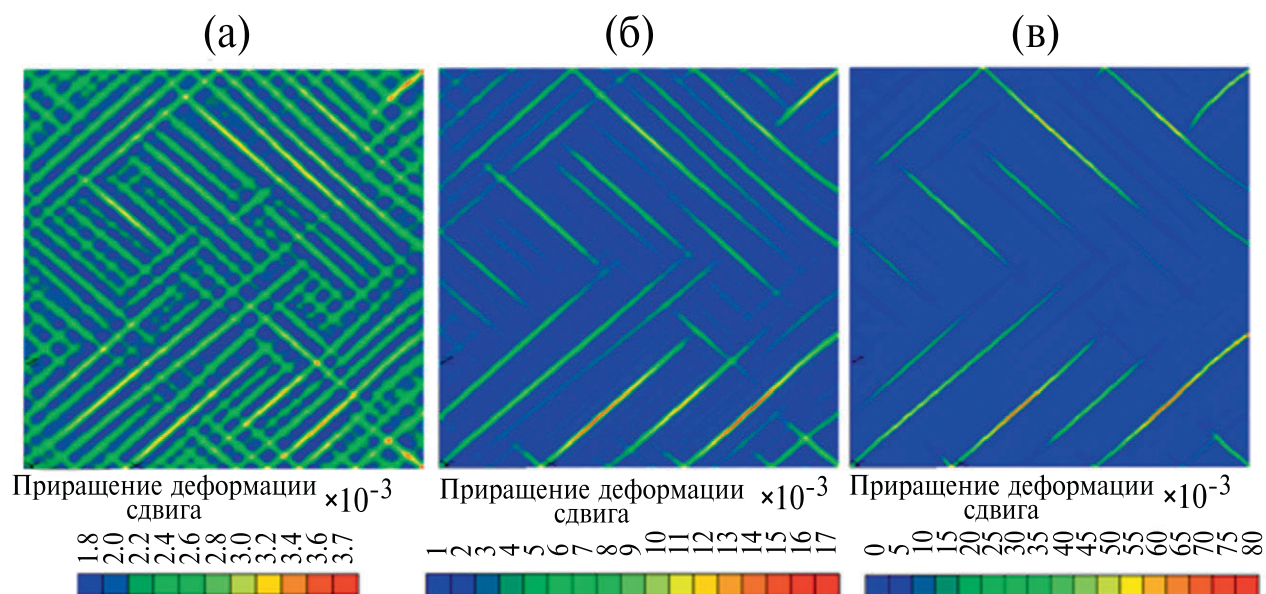


Рис. 5. Развитие зон локализации сдвиговых деформаций в ледяном поле, связанное с увеличением сжимающих напряжений.

сантиметров (рис. 6 а), а затем в отдельных полосах достигают десятков метров (рис. 6 б, в) по мере увеличения сжимающих напряжений.

В целом можно констатировать, что изгибающие и горизонтальные напряжения разбивают ледяное поле на отдельные фрагменты, подготавливая отрыв айсбергов. Если область

шельфового ледника, уже содержащая линейные зоны локализации напряжений, подвергнется дополнительным напряжениям, то это приведёт к разрывам и фрагментациям ледника с появлением отдельных айсбергов или участков ледяного меланжа. Такие дополнительные триггерные напряжения возникнут в теле шельфового ледника

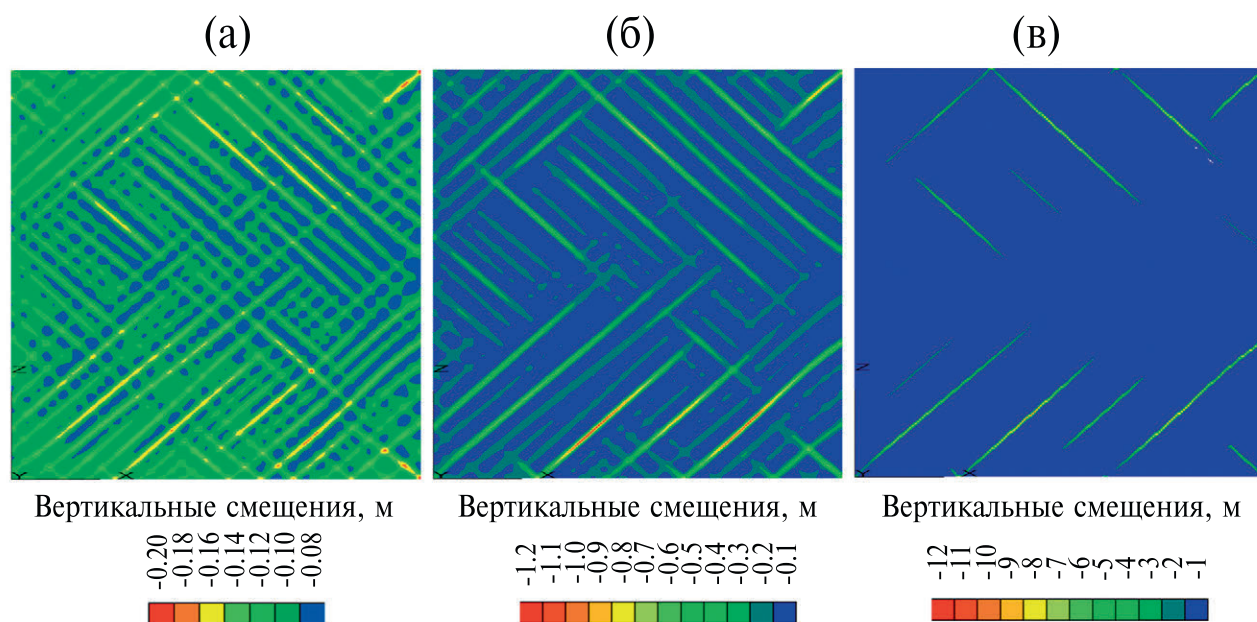


Рис. 6. Закономерности вертикальных смещений в зонах локализации сдвиговых деформаций, возрастающие от нескольких сантиметров (а) до десятков метров (в) по мере увеличения сжимающих напряжений.

из-за прихода деформационных волн в район прилегающего ледникового покрова, возникновения зон скольжения на контакте подошвы ледника и коренных пород, сопровождающихся небольшими землетрясениями и сейсмическими волнами вдоль упругой плиты шельфового ледника [17, 18].

ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель разрушения шельфовых ледников может объяснить быстрый коллапс больших площадей шельфового льда. Трещины и ослабленные зоны накапливаются в течение длительного времени. После этого достаточно внешних сил (скачка напряжений) для превращения шельфа в меланж или откола крупных айсбергов. Триггером начала разрушения могут стать высокие приливы, сильные шторма или деформационные волны от ближайших сильнейших субдукционных землетрясений, распространяющиеся на большие расстояния в упругой литосфере в результате фазовых превращений на границе с вязкой астеносферой [19]. Хотя возникающие при этом напряжения невелики, они могут запустить процессы разрушения льда в зонах, находящихся в критической точке бифуркации.

В таком состоянии может находиться фронтальная часть шельфового ледника. Если допустить, что на границе льда и склона существует медленно растущая зона проскальзывания, то при достижении критического смещения размер

зоны должен увеличиться скачком, а ледовый слой перейдет в новую несмежную форму равновесия [20]. На рис. 6 а видно, что увеличение нагрузки сначала приводит к возникновению плотной системы зон локализации неупругих деформаций (ледяных торосов), с вертикальными смещениями в зонах локализации сдвиговых деформаций, возрастающих от нескольких сантиметров (а) до десятков метров (в) по мере увеличения сжимающих напряжений. В конце концов, достигается превышение предела прочности льда и происходит фрагментация ледника с развитием меланжа и откола айсбергов. Можно заметить, что расчётный рельеф верхней поверхности пластины после локализации деформаций (рис. 6) коррелирует с картиной торошения льда видной на космических снимках поверхности ледника Ларсена (рис. 4 а).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004, частично в рамках госзадания Института физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта и частично за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 22-67-00025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jenkins A., Holland D. Melting of floating ice and sea level rise // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. L16609.

2. Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K. Global surface temperature change // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. RG4004. doi: 10.1029/2010RG000345.
3. Scambos T. A., Bohlander J. A., Shuman C. A. et al. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. L18402.
4. Christie F. D. W., Benham T. J., Batchelor C. L. et al. Antarctic ice-shelf advance driven by anomalous atmospheric and sea-ice circulation // *Nature Geoscience*. 2022. V. 15. P. 356–362.
5. Bindshadler R., Choi H., Wichlacz A. et al. Getting around Antarctica: New high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year // *Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 569–588.
6. Rosier S., Gudmundsson G. Tidal bending of ice shelves as a mechanism for large-scale temporal variations in ice flow // *Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1699–1713.
7. Holdsworth G., Glynn J. Iceberg calving from floating glaciers by a vibrating mechanism // *Nature*. 1978. V. 274. P. 464–466.
8. Shebalin P., Baranov A. Aftershock Rate Changes at Different Ocean Tide Heights // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. DOI: 10.3389/feart.2020.559624.
9. Winkelmann R., Martin M., Haselof M., Albrecht T., Bueler E., Khroulev C., Levermann A. The Potsdam Parallel Ice Sheet Model (PISM-PIK)—Part 1: Model description // *Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 715–726.
10. Тимошенко С. П., Войновский-Кригер С. Пластинки и оболочки. М.: Наука, 1966. 635 с.
11. Petrovic J. J. Mechanical properties of ice and snow // *Journal of Materials Science*. 2003. V. 38. P. 1–6.
12. Fish A. M., Zaretsky Y. K. Ice Strength as a Function of Hydrostatic Pressure and Temperature; CRREL Report 97-6; U.S. Army Corps of Engineers: Washington, DC, USA, 1997. P. 14.
13. Богоявленский В. И., Гарагаш И. А. Обоснование процесса образования кратеров газового выброса в Арктике математическим моделированием // *Арктика: экология и экономика*. 2015. № 3(19). С. 12–17.
14. Rudnicki J. W., Rice J. R. Conditions for localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials // *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*. 1975. V. 23. P. 371–390.
15. Garagash I. A., Nikolaevskii V. N. Non-associated flow laws and plastic strain localization // *Advances in mechanical engineering*. 1989. V. 12. P. 131–183.
16. Itasca Consulting Group, Inc. FLAC3D—Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimension; Version 3.1, User's Manual. Itasca, Minneapolis, MN, USA, 2006.
17. Лобковский Л. И., Баранов А. А., Владимирова И. С., Алексеев Д. А. Сильнейшие землетрясения и деформационные волны как возможные триггеры потепления климата в Арктике и разрушения ледников в Антарктике // *Вестник РАН*. 2023. Т. 93. № 6. С. 526–538.
18. Лобковский Л. И., Баранов А. А., Владимирова И. С., Габсатаров Ю. В., Алексеев Д. А. Возможный сейсмогенно-триггерный механизм эмиссии метана, разрушения ледников и потепления климата в Арктике и Антарктике // *Физика Земли*. 2023. № 3. С. 33–47.
19. Гарагаш И. А., Лобковский Л. И. Деформационные тектонические волны как возможный триггерный механизм активизации эмиссии метана в Арктике // *Арктика: экология и экономика*. 2021. № 1. С. 42–50.
20. Гарагаш И. А. Быстрые изменения напряженного состояния в зоне разлома с точки зрения механики систем с несмежными формами равновесия / Тезисы докл. IV Всероссийской конференции с международным участием “Триггерные эффекты в геосистемах”. М., 2017. С. 24.

STRESS STATE AND MECHANICS OF GLACIER SHELVES COLLAPSE**I. A. Garagash^a, Academician of the RAS L. I. Lobkovsky^b, A. A. Baranov^{a, #}**^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*^b*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*[#]*E-mail: aabaranov@gmail.com*

The stress state of ice shelves using numerical modeling is studied. An ice shelf is modeled by an elastic plate floating on water and attached to the ice cover at a grounding point. An analytical solution for the elastic bending of the plate is obtained and it is shown that the maximum tensile stresses on the lower surface of the glacier near the grounding point can reach values of 5×10^7 Pa, significantly exceeding the limiting strength values of the glacier. The fragmentation of a glacier that occurs when a glacier moves under conditions of constrained compression has been studied. It is shown that deformations of the ice plate are accompanied by the formation of zones of localization of inelastic deformations (ice ridges). A comparison was made of the calculated relief of the plate surface after localization of deformations with the pattern of hummocking of the Larsen Glacier, visible on satellite images.

Keywords: Antarctica, ice shelves, ice shelf break-up, ice sheet modeling, FLAC 3D