

УДК 556.5, 536.24

# ФОРМИРОВАНИЕ И ДРЕНАЖ АКТИВНОГО ПОДЛЕДНИКОВОГО ВОДОЁМА В БЛИЗИ ОЗЕРА ВОСТОК, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

БОРОНИНА АЛИНА СЕРГЕЕВНА

старший преподаватель

ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет»

Научный руководитель: Попов Сергей Викторович

д.г.м.н.

ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет»

**Аннотация:** Настоящая работа посвящена изучению процесса образования и дренажа активного подледникового водоёма v20 (район озера Восток, Восточная Антарктида). С помощью синтеза полевых наблюдений, данных дистанционного зондирования и математического моделирования были исследованы три стадии изменения состояния этого водоёма: его формирование, эволюция до момента истечения воды, а также дренаж воды по ледниковому каналу. Для оценки теплопереноса использовалась модель приближения мелкого льда (SIA), а для описания эволюции озера и формирования канала стока применена двумерная задача Стефана. Анализ радиолокационных данных позволил уточнить морфометрические характеристики и глубины озера v20, толщины вышележащего ледника, а также рельеф подлёдного и коренного основания. По результатам моделирования были получены распределения температуры в леднике и водоёме, время достижения озером нестабильной фазы, процесс формирования дренажного канала, основные характеристики потока воды. Дренаж водоёма начался через 17 лет и 2 месяца от начала его формирования. Максимальный расход воды оценён в 54.2 м<sup>3</sup>/год и был достигнут через семь месяцев с начала дренажа. После прохождения пика интенсивность процесса дренажа постепенно снижалась. Общая продолжительность истечения воды составила около 9 лет. Результаты подтверждают эффективность предложенного подхода для изучения формирования и дренажа подледниковых озёр.

**Ключевые слова:** Антарктида, подледниковая гидрология, термодинамическое моделирование, подлёдное таяние, активные подледниковые озёра.

FORMATION AND DRAINAGE OF AN ACTIVE SUBGLACIAL WATER BODY NEAR LAKE VOSTOK,  
EAST ANTARCTICA

Boronina Alina Sergeevna

Scientific adviser: Popov Sergey Viktorovich

**Abstract:** This study focuses on the formation and drainage processes of active subglacial reservoir v20 in the Lake Vostok area of East Antarctica. Three stages of this cycle were studied through a synthesis of field observations, remote sensing data, and mathematical modelling: the formation of a lake; the evolution of the lake until water outflows; and the flow of water through subglacial channel. A Shallow Ice Approximation (SIA) model was used to estimate heat transfer, and a two-dimensional Stefan problem was applied to describe the

lake evolution and channel formation. A more detailed interpretation of radio-echo sounding data made it possible to revise the morphometric characteristics and depths of Lake v20, the ice thickness, and the relief of the ice base and bedrock. Modelling estimated the temperature distribution in the ice sheet and lake, the time needed for the lake to reach an unstable phase, and the process of forming a drainage channel. Drainage of Lake v20 began 17 years and 2 months after its formation began. The maximum water discharge was estimated at  $54.2 \text{ m}^3/\text{year}$ , which was reached 7 months after the start of emptying. Duration of drainage was about 9 years. The results confirm the effectiveness of the proposed approach to studying the formation and drainage of subglacial lakes.

**Key words:** Antarctica, subglacial hydrology, thermodynamic modelling, basal melting, active subglacial lakes.

### Введение

Подледниковые озёра, обнаруженные во внутренних районах Антарктиды в 1970-х годах [1, с. 253] до сих пор остаются одними из самых малоизученных компонентов подлёдной гидрографической системы. Изначально считалось, что такие озера являются стабильными, то есть существующими в неизменном состоянии в течение тысячелетий. Однако в начале 2000-х гг. благодаря внедрению высокоточных спутниковых измерений был открыт новый класс подледниковых озёр, названных «активными». Они способны наполняться и истощаться во временных масштабах от месяцев до нескольких лет [2, с. 1034]. В настоящее время количество активных озёр в Антарктиде достигает 140 при общем количестве подледниковых озёр около 675 [3, с. 111]. Однако вопросы их формирования, развития и дrenaажа остаются открытыми и актуальными для исследования.

Существует множество подходов для описания термодинамического состояния ледникового покрова и дренажа подледниковых озёр. При этом основным методом является математическое моделирование. В настоящее время разработан широкий спектр математических моделей, позволяющих оценивать распределение температуры в ледниковой толще, его динамику и донное таяние на ложе [4, с. 20, 5, с. 79, 6, с. 250]. Основы современных моделей дренажа подледниковых озёр также были заложены более полувека назад. Изучением структуры внутри- и подледниковой гидрографической сети занимались многие исследователи (например, [7, с. 302, 8, с. 5]). Механизм течения воды в различных ледниковых каналах был описан в работах [9, с. 207, 10, с. 178, 11, с. 186].

Однако в большинстве таких работ уделяется повышенное внимание не столько процессу формирования подледникового озера и его дренажу, сколько распределению подледниковой воды в виде развитой сети. Цель настоящего исследования заключается в изучении жизненного цикла подледниковых водоёмов путём моделирования формирования, развития и дренажа активного подледникового водоёма v20, расположенного рядом с крупнейшим подледниковым озером Восток в Восточной Антарктиде.

### Район работ

Изучаемый район расположен в восточной части подледникового озера Восток. Этот выбор обусловлен наличием результатов отечественных и зарубежных исследований среднего масштаба, позволяющих проанализировать ситуацию комплексно, с применением не только математического моделирования, но и результатов наземных и аэрогеофизических радиолокационных работ и данных спутниковой альtimетрии. В качестве объекта исследования выбрано активное подледниковое озеро v20, расположенное на склоне жёлоба Восток (рис. 1).

Первые упоминания об этом водоёме появились в публикации [15, с. 579], где ему было присвоено название Vostok1. В рамках данного исследования будем использовать название v20, следуя за работой [12, с. 14]. Выбор именно озера v20 обусловлен двумя причинами. Во-первых, активные подледниковые водоёмы внутренних районов континента, в отличии от озёр Западной Антарктиды или тех, что развиваются под быстротекущими ледниками потоками, изучены недостаточно. Во-вторых, выбор активного водоёма v20 связан с наличием достаточно полного набора натурных данных.

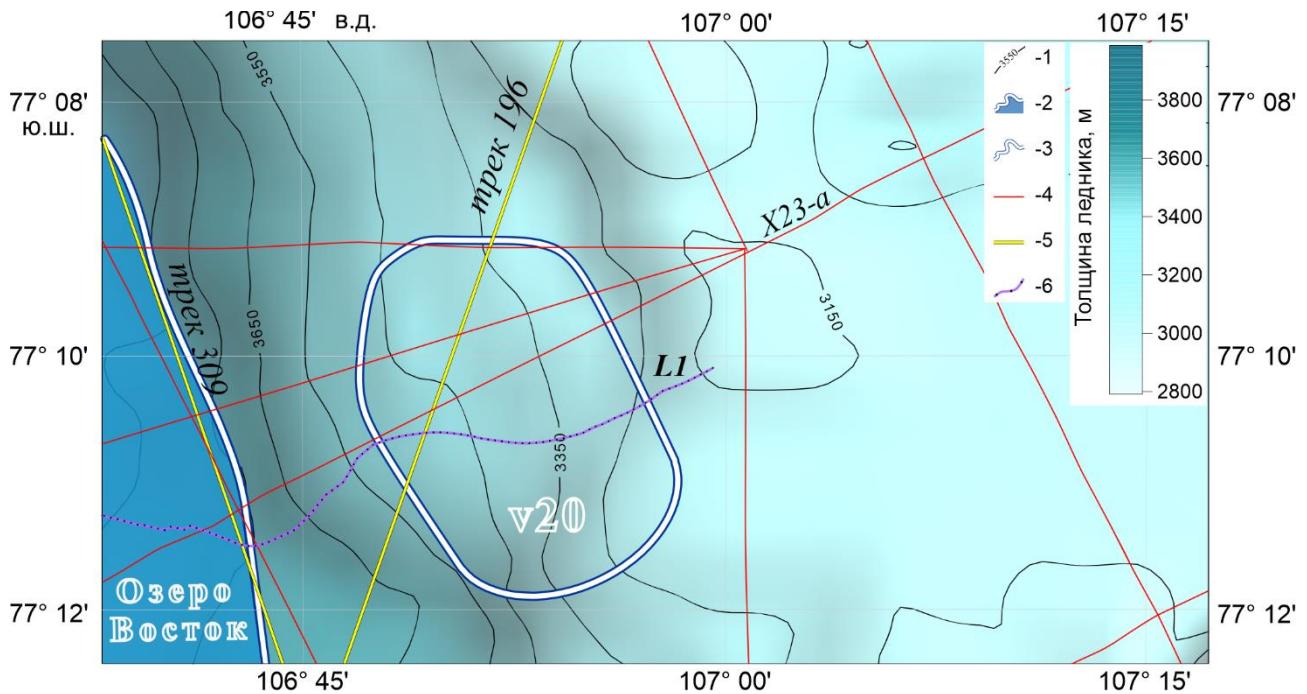


Рис. 1. Район подледникового озера v20

1- изопахиты с сечением 100 м; 2- озеро Восток по [12, с. 14]; 3- береговая линия озера v20; 4- радиолокационное маршруты по [13, с. 197, 14, с. 33]; 5- спутниковые треки по [15, с. 579]; 6- линия тока L1.

#### Материал и методы исследования

**Полевые работы.** Оценка морфометрических характеристик и глубин озера v20 выполнялась на основе радиолокационных данных, полученных как в ходе российских (2001/02 и 2004/06 гг.), так и американских (2000/01 г.) радиолокационных исследований [13, с. 197, 14, с. 33]. Водоём пересекает 3 маршрута, на которых маркируется положение границ «лёд-вода», а также «вода-каменное основание». В наземных российских исследованиях применялись ледовые локаторы РЛС-60-98 и РЛС-60-06 с рабочими частотами 60 МГц, а в американских работах использовался другой ледовый радар, но также с частотой 60МГц. Плановая привязка маршрутов осуществлялась по GPS «Magellan» с погрешностью около 2 м.

**Термомеханическая модель.** Для оценки формирование и дренажа озера v20 необходимо решить несколько задач. Первая связана с описанием движения ледника над озером, включая просадку его поверхности при дренаже. Вторая – описание процессов теплопереноса в леднике, поскольку вязкость льда и, как следствие, скорость растекания его различных частей зависит от температуры. Кроме того, формирование и дренаж подледникового водоёма тесно связаны с решением задачи Стефана. Третья касается непосредственно описания дренажа подледникового водоёма, а именно формирования канала и истечения воды по нему. Поставленные задачи решены в модели *IceSheetSpread*, а в работе [16, с. 1] представлено её описание.

В рамках настоящего исследования используется упрощение модели, поскольку тестовое моделирование, выполненное для выяснения вклада растекания ледника на процессы тепломассопереноса в его толще, показало, что за 100 лет расчётного периода поверхность ледника в среднем изменилась лишь на несколько сантиметров. Стоит отметить, что поскольку в задачу моделирования входило выяснение вклада растекания как такового, то из расчётов были исключены процессы аккумуляции и фирнизации, а также донное таяние. Таким образом, концепция модельного расчёта заключается в следующем. В начальный момент времени имеется три среды (рис. 2): снежно-фирновая  $\Omega_S$ , лёд  $\Omega_I$  и каменное ложе  $\Omega_B$ . Озеро (среда  $\Omega_W$ ) отсутствует и формируется в результате вычислений (если для этого создаются соответствующие условия).

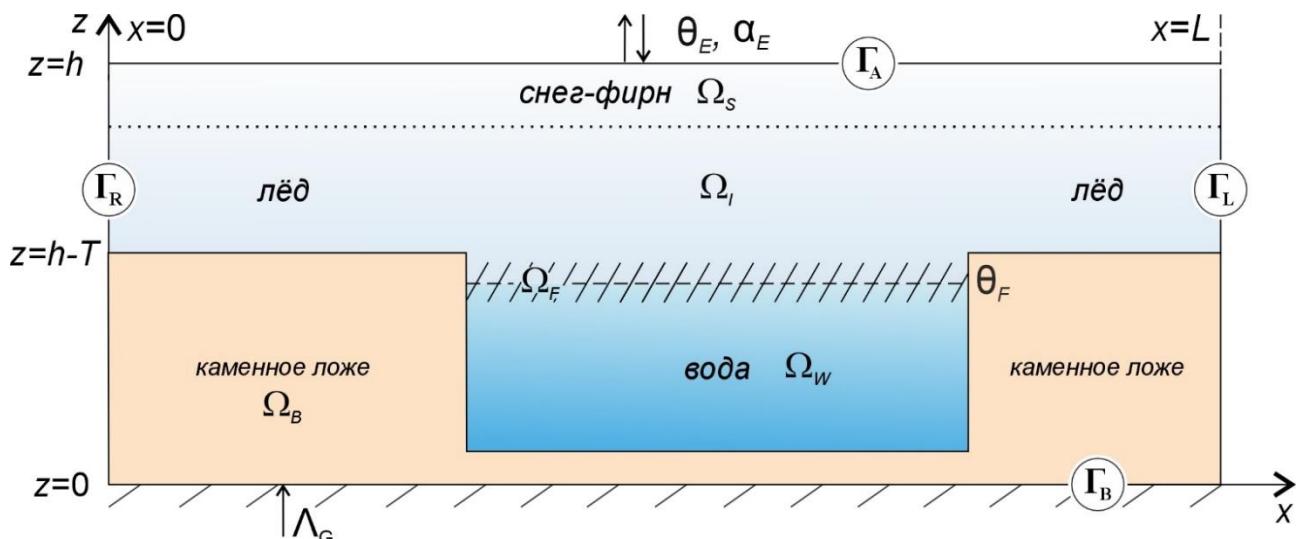


Рис. 2. Иллюстрация к математической модели

Изменение температуры в толще ледника определяется уравнением теплопроводности, записанным в энтальпийной постановке (1), а движение воды по ледниковому каналу - уравнением (2).

$$\rho \left[ c + q_F \delta(\theta - \theta_F) \right] \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + v_x \frac{\partial \theta}{\partial x} + v_z \frac{\partial \theta}{\partial z} + \Phi, \quad (1)$$

$$Q = \psi \omega^{5/4} \sqrt{F(W)}, \quad (2)$$

где  $\theta$  – это температура среды,  $x$  и  $z$  – расстояние вдоль соответствующих осей,  $t$  – время,  $\theta_F$  – температура фазового перехода,  $\lambda$ ,  $c$  и  $\rho$  – коэффициенты теплопроводности, удельной теплоёмкости и плотности,  $v_x$ ,  $v_z$  – проекции полного вектора скорости движения слоя на оси абсцисс и аппликат,  $q_F$  – удельная теплота плавления (333 кДж/кг),  $\delta$  – дельта-функция Дирака,  $\Phi$  – диссипативный член, отвечающий за выделение тепла в результате трения слоёв льда,  $Q$  – расход воды,  $\psi$  – эмпирический коэффициент,  $\omega$  – площадь поперечного сечения канала, а  $F(W)$  – глубина озера от поверхности до середины канала на его выходе, определяемая как  $F(W) = \Delta P / (\rho g w)$ ,  $\Delta P$  – перепад давления,  $\rho w$  – плотность воды,  $g$  – ускорение свободного падения.

Для постановки краевой задачи необходимо задать граничные и начальные условия для уравнения (1). Наиболее правильным и логичным является задание условия теплообмена на верхней границе (оно подробно обсуждается в работе [17, с. 5] и геотермического потока на нижней границе исходя из грида [18, с. 420]. Среднее значение геотермического потока вдоль рассматриваемой линии тока L1 составило около 54 мВт/м<sup>2</sup>. Кроме того, зададим его локальное (в центре озера v20) постепенное увеличение, описываемое распределением Гаусса, до величины 291 мВт/м<sup>2</sup>. Подобное повышение геотермического потока имитирует подлёдный гейзер, наличие которых как на дне озера Восток, так и в его окрестностях не исключалось [19, с. 111]. Наиболее дискуссионный вопрос связан с граничными условиями на левой и правой границах. Ввиду небольшой скорости движения ледника, особенно во внутренних районах континента, и, как следствие, малого вклада в теплообмен его участков, расположенных выше по течению, зададим на этих границах условие теплоизоляции. При этом для крайней правой нижней точки будем использовать условие I рода с температурой, равной температуре фазового перехода. Это обусловлено тем, что линия тока L1 заканчивается в озере Восток.

Теплофизические параметры, входящие в уравнение (1), также требуют описания. Энтальпийная постановка задачи Стефана подразумевает, что граница фазового перехода является областью, соответствующей некоторому интервалу температур. Тогда значения  $\lambda$ ,  $c$  и  $\rho$  для каждой из областей будет определяться согласно некоторым сглаживающим функциям. Для снежно-фирнового слоя определим их в соответствии с [20, с. 5, 21, с. 85]:

$\lambda_s = 9.165 \times 10^{-2} - 3.814 \times 10^{-4} \rho_s + 2.905 \times 10^{-6} \rho_s^2$ ,  $c_s = 2.060 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{К)}$ , а плотность зададим равной  $650 \text{ кг}/\text{м}^3$ .

Для области  $\Omega_l$  коэффициенты теплопроводности, теплоёмкости и плотность, примем согласно [22, с. 207]:

$$\lambda_l = 3.101 \times 10^8 \exp(-0.0057 \theta_l), c_l = 2115.3 + 7.79293(\theta_l - 273.15), \rho_l = 914 \text{ кг}/\text{м}^3.$$

Для воды  $\Omega_w$  теплофизические коэффициенты и плотность определим исходя из табличных значений:

$$\lambda_w = 0.569 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К}), c_w = 4.212 \text{ кДж}/(\text{кг}\cdot\text{К}), \rho_w = 1000 \text{ кг}/\text{м}^3.$$

Для каменного ложа  $\Omega_B$  эти параметры зададим осреднёнными величинами, исходя из предположения, что оно сложено водонепроницаемыми кристаллическими породами:

$$\lambda_B = 3.49 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К}), c_B = 0.77 \text{ кДж}/(\text{кг}\cdot\text{К}), \rho_B = 2700 \text{ кг}/\text{м}^3.$$

Температура фазового перехода в модели рассчитывается по соотношению:

$$\theta_F = K_0 - C_F P,$$

где  $C_F$  – константа, которая, согласно [23, с. 12] равна  $7.43 \times 10^{-8} \text{ К}/\text{Па}$ , в случае если разность температур плавления вызвана разностью гидростатического давления;  $K_0$  – абсолютный нуль температуры,  $K_0 = 273.15^\circ\text{C}$ , где  $P$  – это внешнее давление.

В качестве начальных условий зададим реальное распределение температуры в леднике, воспользовавшись данными по скважине 5Г-1, расположенной на станции Восток [24, с. 356, 25, с. 208]. Однако нижние 200 метров разреза заменим распределением температуры в стационарном состоянии (т.е. с постоянным температурным градиентом) при геотермическом потоке, который в каждой точке линии тока L1 соответствует гриду, представленному в [18, с. 420]. Температуру на ложе ледника зададим на  $0.01^\circ\text{C}$  меньше, чем температура фазового перехода при соответствующем давлении.

Подробное математическое описание процесса дренажа подледникового водоёма представлено в работе [26, с. 27].

## Результаты

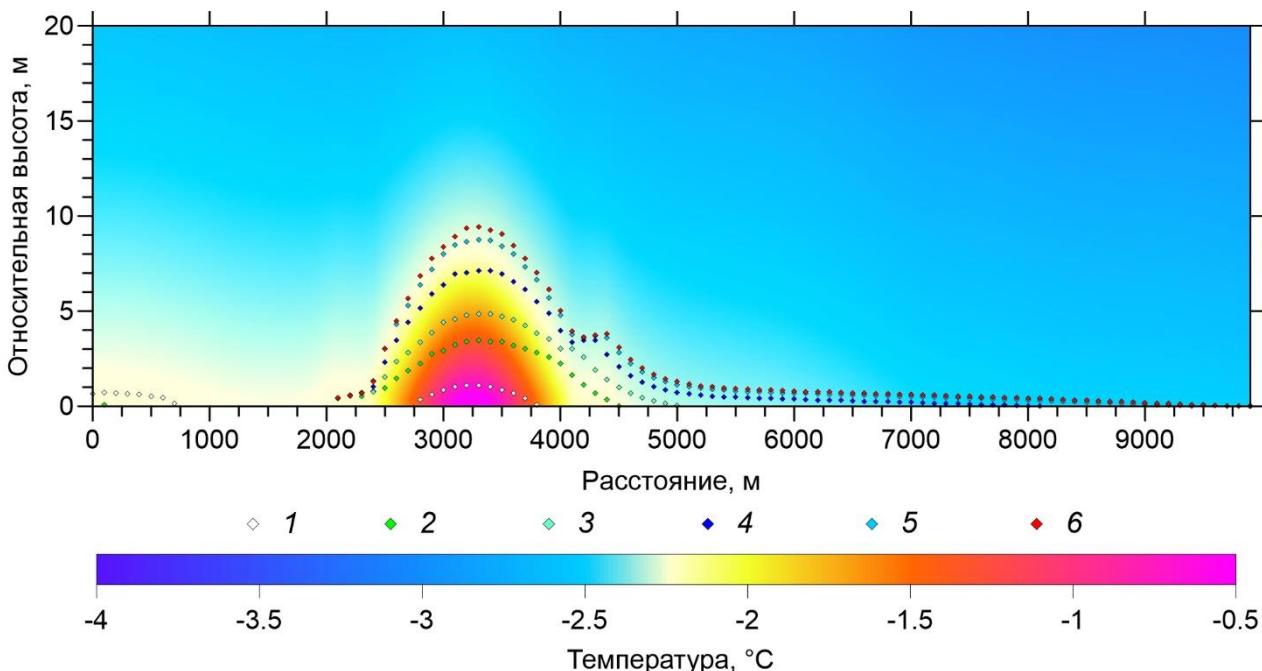
### Морфометрические характеристики озера v20.

Береговая линия озера v20, построенная по результатам радиолокации, представлена на рис. 1. Согласно полученным данным, водоём характеризуется длиной около 5.5 км и шириной 3.6 км при площади  $16.4 \text{ км}^2$  и объёме  $0.08 \text{ км}^3$ . Область наибольших глубин расположена в центральной части водоёма. Максимальная глубина составляет около 11 м. В северном направлении придонная часть выполаживается. Средняя глубина оценена в 4.8 м. Тем не менее поскольку озеро пересекает всего 3 маршрута съёмки, к представленным оценкам следует относиться критически.

### Результат моделирования изменения состояния озера v20.

Процесс формирования озера на различных стадиях от водного слоя до момента образования канала показан на рис. 3. Распределение температуры по разрезу приведено для финальной стадии. Согласно представленным результатам, изначально озеро формировалось достаточно быстро, но с течением времени скорость процесса уменьшилась. Это связано с тем, что коэффициент температуропроводности ( $a \equiv \lambda/(pc)$ ) воды меньше, чем льда, почти на порядок ( $1.35 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  против  $11.7 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ). Следовательно, и тепло в воде распространяется гораздо медленнее, чем во льду. На максимальной стадии формирования глубина озера достигла 9.4 м, после чего началась его деградация. Если ориентироваться по началу градиентного участка (поскольку донное таяние повсеместно), то ширина водоёма на этот момент времени составила около 3 км.

Процесс постепенного формирования канала стока также показан на рис. 3. Из него следует, что канал образовался достаточно медленно. Причина его развития связана с таянием ледника как за счёт геотермического потока снизу, так и тепла, поступающего горизонтально от воды формирующегося озера. На финальном этапе, когда температура скального основания вплотную приблизилась к температуре фазового перехода, процесс ускорился.

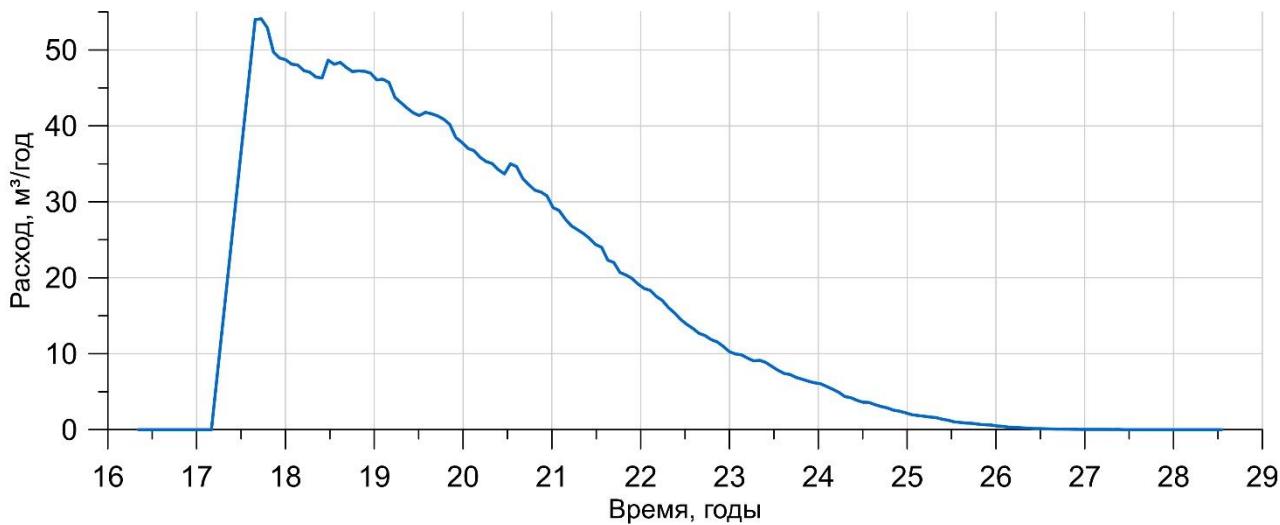


**Рис. 3. Процесс формирования озера v20 и канала стока**

Поверхность озера: 1- через 1 год; 2- через 3 года; 3- через 5 лет; 4- через 10 лет; 5- через 15 лет; 6- через 17 лет (начало дренажа). Распределение температуры показано на момент дренажа озера.

Гидрограф паводка представлен на рис. 4. Дренаж начался через 17 лет и 2 месяца от начала формирования озера v20. Максимальный расход воды составил 54.2 м<sup>3</sup>/год и был достигнут через семь месяцев с начала опустошения водоёма. После прохождения пика паводка интенсивность процесса постепенно снижалась. Через 9 лет и 1.5 месяца от начала дренажа истечение воды из озера завершилось.

Согласно альtimетрическим данным со спутника ICESat, за период с 2003 по 2008 гг. наблюдалось понижение поверхности ледника над озером, свидетельствующее о вытекании воды. Затем за период с 2009 по 2019 гг. данных спутниковых наблюдений не имеется и о состоянии озера ничего не известно. После чего в период с 2019 по 2023 гг. ледовая поверхность над озером v20 не изменялась, т.е. не понижалась и не возрастила, что свидетельствует о гарантированном прекращении дренажа к 2019 г. Рассчитанный гидрограф не противоречит этим представлениям.



**Рис. 4. Гидрограф дренажа озера v20**

Полученные результаты указывают на то, что прорыв подледникового озера v20 и, вероятно, и других озёр, расположенных во внутренних районах Антарктиды, не описывается классической теорией Дж. Ная [11, с. 190], когда форма гидрографа характеризуется пологим подъёмом и резким спадом. Прорыв водоёма v20, наоборот, начался стремительно с момента формирования канала стока, а завершился постепенно, по мере его схлопывания.

### Заключение

Использование модели позволило оценить формирование и дальнейшее развитие подледникового озера v20. Показано, что в районах с повышенной геотермической активностью подледниковые водоёмы могут формироваться не только в отрицательных формах рельефа, но и на склонах, имея выпуклую форму водной поверхности (рис. 3). Также было установлено, что гидрограф паводка, формирующийся при дренаже активных подледниковых озёр внутренних районов Антарктиды, имеет специфические особенности, которые заключаются в резком увеличение расходов воды в начале истечения с последующим продолжительным (до нескольких лет) спадом. Форма гидрографа отличается от той, что получена при прорывах подледниковых озёр Исландии [11, с. 193].

### Список источников

1. Oswald G.K.A., Robin G.deQ. Lakes beneath the Antarctic ice sheet // Nature. – 1973. – Vol. 245. – № 5423. – P. 251-254.
2. Wingham D.J., Siegert M.J., Shepherd A., Muir A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // Nature. – 2006. – Vol. 440. – № 7087. – P. 1033-1036.
3. Livingstone S.J., Li Y., Rutishauser A., Sanderson R.J., Winter K., Mikucki J.A., Björnsson H., Bowling J.S., Chu W., Dow C.F., Fricker H.A., McMillan M., Ng F.S.L., Ross N., Siegert M.J., Siegfried M., Sole A.J. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // Nature Reviews Earth & Environment. – 2022. – Vol. 3. – № 2. – P. 106-124.
4. Budd W.F., Jenssen D. The Dynamics of the Antarctic Ice Sheet // Ann. Glaciol. – 1989. – Vol. 12. – P. 16-22.
5. Huybrechts P. The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. – Ber. Polarforsch. – 1992. – 244 p.
6. Siegert M.J., Taylor J., Payne A.J. Spectral roughness of subglacial topography and implications for former ice-sheet dynamics in East Antarctica // Global and Planetary Change. – 2005. – Vol. 45. – P. 249-263.
7. Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperate glacier // Reviews of Geophysics. – 1998. – Vol. 36. – № 3. – P. 299-328.
8. Flowers G.E. Modelling water flow under glaciers and ice sheets // Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2015. – Vol. 471. – № 2176. – P. 20140907.
9. Shreve R.L. Movement of water in glaciers // J. Glaciol. – 1972. – Vol. 11. – № 62. – P. 205-214
10. Röthlisberger H. Water pressure in intra- and subglacial channels // J. Glaciol. – 1972. – Vol. 11. – № 62. – P. 177-203.
11. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins // J. Glaciol. – 1976. – Vol. 17. – № 76. – P. 181-207.
12. Попов С.В., Черноглазов Ю.Б. Подледниковое озеро Восток, Восточная Антарктида: береговая линия и окружающие водоемы // Лёд и Снег. – 2011. – Т. 113. – № 1. – С. 13-24.
13. Studinger M., Bell R., Karner G.D. Tikku A.A., Holt J.W., Morse D.L., Richter T.G., Kemp S.D., Peters M.E., Blankenship D.D., Sweeney R.E., Rystrom V.L. Ice cover, landscape setting and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica // EPSL. – 2003. – Vol. 205. – P. 195-210.
14. Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В., Попков А.М. Отечественные сейсмические, радиолокационные и сейсмологические исследования подледникового озера Восток, Восточная Антарктида // Лёд и Снег. – 2012. – Т. 52. – № 4. – С. 31-38.
15. Smith B.E., Fricker H.A., Joughin I.R., Tulaczyk S. An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003–2008) // J. Glaciol. – 2009. – Vol. 55. – № 192. – P. 573-595.

16. Попов С.В., Боронина А.С. Программа 3Dмоделирования состояния ледника: температурных полей, скоростей, напряжений, конфигурации и областей таяния (IceSheetSpread). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ RU 2023687767, 18.12.2023. Заявка №2023687370 от 06.12.2023.
17. Popov S.V., Boronina A.S., Nemchinova A.V., Lebedeva L.S., Biryukov A.S. Formation of subaerial taliks in Larsemann hills, Princess Elizabeth Land, East Antarctica // Polar Science. – 2024. – V. 40. – P. 101070.
18. Martos Y.M., Catalán M., Jordan T.A. Golynsky A., Golynsky D., Eagles G., Vaughan D.G. Heat flux distribution of Antarctica unveiled // Geophysical Research Letters. – 2017. – Vol. 44. – No 22. – P. 417-426.
19. Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В., Попков А.М. Отечественные сейсмические и наземные радиолокационные исследования в Центральной Антарктиде накануне Международного полярного года 2007-2008 // Материалы гляциол. исслед. – 2007. – № 103. – С.107-117.
20. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А., Жидков В.А. К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли. –1999. – Т. III. – № 1. – С. 3-10.
21. Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 3. – С. 83-88.
22. Ritz C. Time dependent boundary conditions for calculation of temperature fields in ice sheets // IAHS Publ. – 1987. – Vol. 170. – P. 207-216.
23. Paterson W.S.B. Physics of glaciers. – Butterworth-Heinemann. – 1994. – 496 р.
24. Липенков В.Я., Туркеев А.В., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Полякова Е.В. Температура плавления льда и газосодержание воды на контакте ледника с подледниковым озером Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2021. – Т. 67. – № 4. – С. 348-367.
25. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Blinov K.V. Vostok (Antarctica) climate record time-scale deduced from the analysis of a borehole-temperature profile // Ann. Glaciol. – 1994. – Vol. 20. – P. 207-214.
26. Попов С.В., Пряхина Г.В., Боронина А.С. Оценка расхода воды в процессе развития прорывного паводка ледниковых и подледниковых водоёмов // Криосфера Земли. – 2019. – Т. 23. – № 3. – С. 25-32.

© А.Б. Боронина, 2025