

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВУЛКАНОЛОГИЯ
И
СЕЙСМОЛОГИЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

МОСКВА · 1989

УДК 551.324

МУРАВЬЕВ Я. Д., САЛАМАТИН А. Н.

**БАЛАНС МАССЫ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКА
В КРАТЕРЕ УШКОВСКОГО ВУЛКАНА**

MASS BALANCE AND THERMODYNAMICS OF THE GLACIER IN THE USHKOVSKYY VOLCANO CRATER, by Muravyov Ya. D. and Salamatin A. N. A thermophysical model for the stationary state of the glacier in the active crater of Ushkovskyy Volcano has been constructed. An analysis of the ice mass balance components has indicated higher geothermal flow (mean value is 10 w/m^2) within the borders of the summit cone and its weak variability during the last 40 years. The measured accumulation rate and temperature distribution in the snow—firn formation in the center of the Gorskoy crater suggest the existence of a considerable uplift (enclosed small crater) covered by a glacier.

Computational formulms obtained would help one estimate the critical state parameters of the non-stationary glacial masses on the slopes of Klyuchevskoi Volcano.

(Received December 25, 1987)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR;

University of Kazan', USSR

Вулкан Ушковский является одним из крупнейших на Камчатке и несет интенсивное оледенение общей площадью 43 км^2 . Он расположен в северо-западном углу Ключевской группы вулканов, представляя собой огромную сложную вулканическую постройку (370 км^3 вместе с Крестовским вулканом) плейстоценового возраста. На его вершине находится большая кальдера, площадью $24,2 \text{ км}^2$, которая служит областью питания крупных камчатских ледников Бильченок, Эрмана, Богдановича и др. По расчетам в кальдере залегают около 5 км^3 льда, который возможные извержения вулкана могут сбрасывать в долину р. Камчатки в виде катастрофических лахаров и йокульлаупов. Последнее извержение Ушковского вулкана, по-видимому, произошло весной 1880 г. [7]. В настоящее время отмечается прогрев кромок вершинных кратеров и существование системы геотермических пещер в заполняющем их леднике.

Исследования 1983—1986 гг. показали, что на плоской вершине вулкана, на высоте 3900 м над уровнем моря, таяние снега и льда происходит только вследствие действия вулканического тепла, и поверхностная абляция составляет всего 5—10% от годовой аккумуляции. Скорость аккумуляции в среднем составляет около 1000 кг/м^2 , изменяясь от 400 на внешних склонах кратера до 1300 кг/м^2 в его центральной части. Температура снежно-фирновой толщи на глубине 10 м равна -18°C , что можно принять за среднюю годовую температуру воздуха θ_0 на этой высоте. Эта величина подтверждается и приведением средней температуры по гор. Ключи ($+1,5^\circ \text{C}$) к высоте вершинного кратера с помощью высотного температурного градиента, равного в районе Ключевской группы вулканов $5,3^\circ \text{C/км}$ [6]. Таким образом, запаса холода в леднике достаточно для повторного замерзания талой воды в снегу на глубине первых десятков сантиметров от поверхности.

Судя по набору климатических условий и экспериментальных измерений, эта часть области питания ледника Бильченков относится к рекристаллизационно-режелационной зоне льдообразования [3]. Аналогичные условия известны для Памирского фирнового плато (высоты свыше 5800 м), для района обсерватории Мирный, в 40—50 км от Антарктического побережья [4].

При рассмотрении материалов аэрофотосъемок, начиная с 1948 г., и проведенных полевых работ существенного изменения поверхности ледника, заполняющего кратер, не отмечено, что свидетельствует о равенстве скорости аккумуляции на поверхности и донной абляции, т. е. о почти нулевом балансе массы льда. По измерениям в геотермической пещере были определены скорости массопереноса льда: на внешней кромке горизонтальная скорость движения льда из кратера составляет около 0,2 м/год, а на внутренней немного больше — 0,33 м/год. Вертикальная скорость погружения слоев над кратером также равна 0,33 м/год. Следовательно, доля стока льда за пределы кратера (при его диаметре — 800 м) составляет всего 1—1,5% от потерь на абляцию. Средний ежегодный объем накопления льда за последние 40 лет равен 0,50 млн. м³ водного эквивалента. Эти данные позволяют получить с большой достоверностью ряд интересных результатов по некоторым проблемам гляциологии районов активного вулканизма.

Температурный режим стационарного ледника

С целью дальнейшей интерпретации материалов полевых наблюдений и экспериментов рассмотрим температурный режим ледника в случае равновесного состояния ледникового массива, что наблюдается у ледника, залегающего в большом кратере Ушковского вулкана. Процесс характеризуется вертикальным переносом массы льда, вызванным аккумуляцией снежных отложений на поверхности и таянием у ложа, которое компенсирует возможный рост высоты (h) поверхности в результате накопления осадков. Анализ распределения плотности снега в шурфах по глубине показывает, что наиболее существенное изменение ρ наблюдается в пределах первого метра, где ее значение резко возрастает с 250 до 400 кг/м³, а затем относительно медленно увеличивается до 600 кг/м³ к глубине 13 м (рис. 1). Среднее значение ρ в интересующем интервале от 1 до 8 м с большой достоверностью можно считать равным 450 кг/м³ и по этой величине определять другие характеристики снежного покрова. Наличие небольших сезонных прослоев диффузионного льда позволяет оценить скорость накопления (движения) фирна в пределах приповерхностного 10-метрового горизонта: $v = 2,7$ м/год ($0,86 \cdot 10^{-7}$ м/с), остающуюся почти неизменной в течение последних трех лет. Последнее согласуется с постоянством прихода годовых сумм осадков на метеорологической станции гор. Ключи за эти же годы.

При восстановлении среднегодового геотермического распределения температуры в снежно-фирновой толще учитывалось, что сезонные колебания не доходят до нижнего горизонта, вскрытого шурфом Ш-1 в диапазоне между 10—13 м. Кроме того, в соответствии с данными [5], принималось пятикратное снижение теплопроводности снега λ (увеличение геотермического градиента Γ) в верхнем метровом слое. Среднегодовое распределение температуры показано на рис. 3 пунктирной линией. Ему соответствует среднее значение $\Gamma = 0,175$ К/м. Теоретическое распределение температуры для глубокого шурфа рассчитывалось по зависимости

$$\theta = \theta_0 + \Gamma Z + A_0 e^{-z \left(\sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} - \frac{v}{2\kappa} \right)} \cos(\omega t - z \sqrt{\omega/2\kappa}). \quad (1)$$

Здесь Z — глубина залегания слоя от поверхности, κ — коэффициент теплопроводности снега, A_0 — амплитуда сезонных температурных

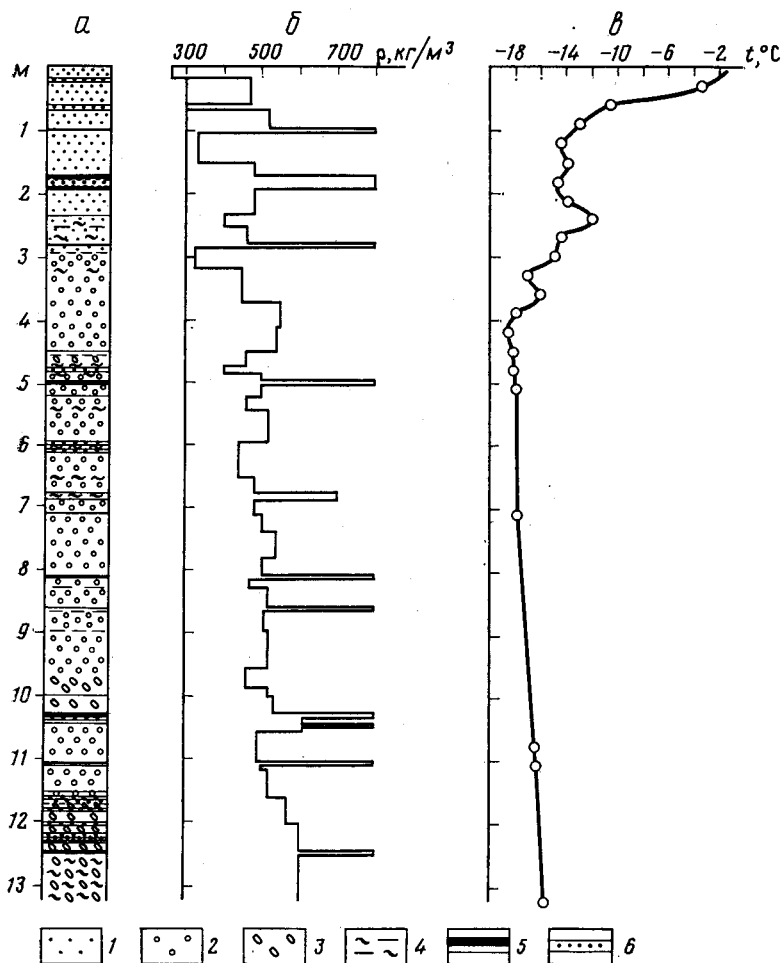


Рис. 1. Строеие снежно-фирновой толщи в кратере Горшкова: стратиграфия (а), объемный вес (б) и распределение температур (в). 1 — мелкозернистый снег; 2 — среднезернистый фирн; 3 — крупнозернистый фирн; 4 — ледяные линзы и прерывистые прослои; 5 — инфильтрационный лед; 6 — пепловые горизонты

колебаний, ω — частота колебаний, τ — время. Эта зависимость является упрощенным решением соответствующей задачи о распределении температуры без начальных условий, исследованной в [1], и имеет погрешность порядка $\theta(v^2/8\kappa\omega)$. Наилучшее совпадение теоретической зависимости (1) с данными температурных измерений было получено при $\sqrt{\omega/(2\kappa)} \approx 0,43 \text{ м}^{-1}$, что соответствует $\omega = 2 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, $\kappa = 5,4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Приняв удельную теплоемкость льда $C = 2000 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ при $\rho = 450 \text{ кг}/\text{м}^3$, нетрудно рассчитать коэффициент теплопроводности $\lambda \approx 0,49 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$. Эти результаты находятся в полном соответствии с данными [5] и согласуются с измерениями λ и κ , выполненными Д. Н. Дмитриевым и Р. Н. Вострецовым на образцах керна из буровой скважины на станции Восток в Антарктиде при близких значениях плотности снежно-фирновых отложений (рис. 2).

Нетрудно заметить систематические, не объясняемые погрешностью измерений, отклонения реальных температур в шурфах от расчетной кривой на рис. 3. Они носят очевидный периодический характер с явно затухающей по глубине амплитудой. Частота их изменения в пространстве ($\sqrt{\omega/(2\kappa)}$) почти в четыре раза превышает частоту изменения по глубине

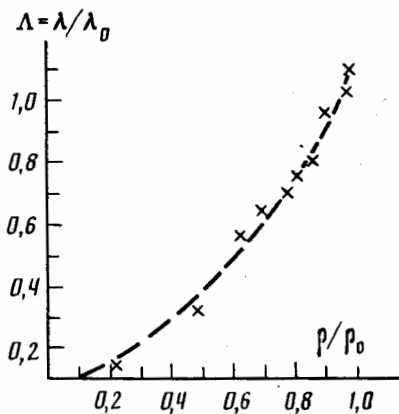


Рис. 2

Рис. 2. Зависимость относительной теплопроводности снежно-фирновых отложений от относительной плотности. Крестиками выделены результаты измерений в глубоком шурфе

Рис. 3. Результаты термометрии в шурфах на вершине вулкана. 1 — глубокий шурф (Ш-I); 2 — шурф-III. Остальные обозначения см. в тексте

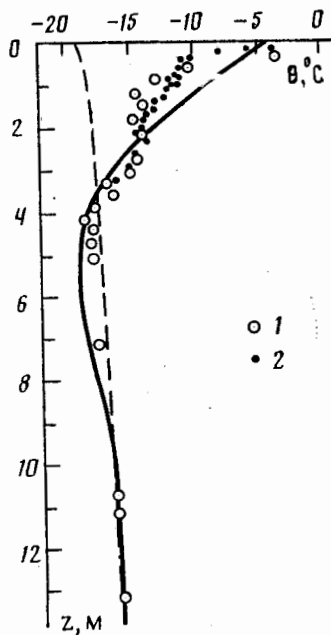


Рис. 3

колебаний, вызванных сезонными изменениями температуры на поверхности. Следовательно, они вероятнее всего связаны с краткосрочными (в 16 раз менее продолжительным периодом) колебаниями температуры в пределах декад или даже недель с амплитудой 3–5°С.

Перейдем к описанию температурного поля в теле ледникового массива. Расположим начало координат у ложа ледника, а ось x направим вертикально вверх. Пусть, кроме того, J_h — массовая скорость накопления снежно-фирновых отложений, q_0 — тепловой поток у ложа, J_ϕ , θ_ϕ и L_ϕ — массовая скорость, температура и скрытая теплота плавления льда в базисном слое, а λ_0 — характерное значение коэффициента теплопроводности λ , например соответствующее чистому льду, τ — время.

Тогда постановка задачи, определяющей температурное поле θ и мощность ледника h , приведенная к безразмерной форме, будет иметь следующий вид:

$$\frac{d}{dx} \left(\Lambda \frac{dv}{dx} \right) + K_\theta \frac{dv}{dx} = 0, \quad 0 < x < l;$$

$$\text{а) } x = 0, \quad \frac{dv}{dx} = K_J - 1, \quad \tilde{v} = 1;$$

$$\text{б) } x = l, \quad v = 0.$$

Здесь

$$v = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_\phi - \theta_0}, \quad x = \frac{q_0 x}{\lambda_0 (\theta_\phi - \theta_0)}, \quad l = \frac{q_0 h}{\lambda_0 (\theta_\phi - \theta_0)},$$

$$\Lambda = \lambda / \lambda_0, \quad K_\theta = \frac{c J_h (\theta_\phi - \theta_0)}{q_0}, \quad K_J = \frac{L_\phi J_h}{q_0}.$$

Критерий K_θ характеризует влияние массопереноса на температурный режим ледника, а K_J представляет собой отношение массовой скорости аккумуляции к максимально возможной скорости таяния льда у ложа вследствие действия теплового потока из недр вулканической постройки. Эти критерии являются основными параметрами, характери-

зующими рост ледника и его стационарное состояние при неизменных климатических и геотермических условиях ($\theta_0, J_h, q_0 = \text{const}$). Можно, в частности, показать, что при $K_\theta + K_J \geq 1$ ледник с течением времени неограниченно возрастает по мощности, и динамическое равновесие при конечной толщине l (без разгрузки через кромку кратера) только в результате уравнивания аккумуляции таянием у ложа невозможно. Стационарное решение реализуется только при условии $K_\theta + K_J < 1$. В этом случае решение задачи (2) определяется формулами

$$\int_0^l \frac{dx}{\Lambda(x)} = -\frac{1}{K_\theta} \ln \left(1 - \frac{K_\theta}{1 - K_J} \right), \quad (4)$$

$$v(x) = 1 - \frac{K_J - 1}{K_\theta} \left[\exp \left(-K_\theta \int_0^x \frac{d}{\Lambda} \right) - 1 \right].$$

Воспользуемся полученными результатами для оценки состояния оледенения в районе вулканической деятельности.

Оценка температурного режима ледника в центральной части кратера Горшкова вулкана Ушковский

Выполним анализ термодинамического состояния ледникового массива в кратере Ушковского вулкана. С этой целью положим в основу расчетов экспериментальные данные натуральных наблюдений, полученных Ключевской экспедицией 1986 г., и результаты обработки ряда данных, приведенных выше.

Отмечая индексом h характеристики приповерхностного слоя снежно-фирновых отложений, будем иметь

$$\begin{aligned} \rho_0 &= 920 \text{ кг/м}^3, & \lambda_0 &= 2,2 \text{ Вт/м}\cdot\text{К} \\ C &= 2 \text{ кДж/кг}\cdot\text{К}, & L_\phi &= 335 \text{ кДж/кг}, \\ \theta_\phi - \theta_0 &= 19 \text{ К}, & \rho_h &= 450 \text{ кг/м}^3, \\ \lambda_h &= 0,49 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}, & \Gamma_h &= -(\partial\theta/\partial x)|_{x=h} = 0,175 \text{ К/м}. \end{aligned}$$

Скорость накопления снега по измерениям в шурфах оценивается величиной $v_h = 0,86 \cdot 10^{-7}$ м/с, что соответствует $J_h = 3,9 \cdot 10^{-5}$ кг/м²·с. При этих значениях можно попытаться на основе формул (4), предположив, что ледник в кратере Горшкова находится в состоянии, близком к динамическому равновесию (т. е. в стационарном), найти его мощность l (или h) и тепловой поток q_0 , а значит, и распределение температуры v (или θ). Действительно, дифференцируя (4) по x , при $x=l$ найдем

$$\left. \frac{\partial v}{\partial x} \right|_{x=l} = \frac{K_J + K_\theta - 1}{\Lambda(l)}.$$

Переходя в этом равенстве с учетом (3) к размерным величинам, получим

$$\begin{aligned} q_0 &= J_h [C(\theta_\phi - \theta_0) + L_\phi] + \lambda_h \Gamma_h, \\ \Gamma_h &= -(\partial\theta/\partial x)|_{x=h}. \end{aligned}$$

Приведенным выше исходным данным соответствует $q_0 \approx 14,63$ Вт/м². Ясно, что эта оценка в первую очередь определяется значением J_h и зависит от достоверности наших знаний о скорости массовой аккумуляции снега на леднике. В среднем по кратеру Горшкова

$$J_h \sim 1,85 \cdot 10^{-5} \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с} \quad (v_h \approx 1,3 \text{ м/год}),$$

и в этом случае $q_0 = 7$ Вт/м². Соответственно для двух случаев критерии равны: $K_\theta = 0,101$ и $0,1006$; $K_J = 0,893$ и $0,887$.

В обоих случаях сумма $(K_0 + K_r)$ незначительно отличается от 1, а это означает, что почти весь тепловой поток расходуется на прогрев льда и его таяние, и лишь $1 - (K_0 + K_r)$ его величины проходит через слой льда в атмосферу (не более 1%).

В размерных величинах уравнение (4) для расчета предельной (стационарной) толщины ледника принимает вид

$$\int_0^h \Lambda^{-1} dx = \frac{\lambda_0}{CJ_h} \ln \left[1 + \frac{CJ_h (\theta_\Phi - \theta_0)}{\lambda_h \Gamma_h} \right]. \quad (5)$$

Заметим, что выражение в правой части уравнения (5) существенно зависит от Γ_h , и правильная оценка этой величины важна для расчета h .

Кроме того, для определения h должна быть задана зависимость $\Lambda(x) = \lambda(x)/\lambda_0$ или ее обратная величина. Как правило, в ледниках с преобладанием рекристаллизационного льдообразования

$$\Lambda^{-1} = 1 + ae^{-b(h-x)}. \quad (6)$$

Тогда подставляя это выражение в уравнение (5), после интегрирования найдем

$$h - \frac{a}{b} e^{-bh} = \frac{\lambda_0}{CJ_h} \ln \left[1 + \frac{CJ_h (\theta_\Phi - \theta_0)}{\lambda_h \Gamma_h} \right] - \frac{a}{b}. \quad (7)$$

При реальных значениях h в подавляющем большинстве случаев второе слагаемое в левой части оказывается пренебрежимо малым.

Для построения зависимости Λ^{-1} для снежно-фирновых отложений на вулкане Ушковский использовались значения теплопроводности и плотности снега из работы [5], экспериментальные данные Д. Н. Дмитриева и Р. Н. Вострецова по измерению теплопроводности образцов керн из скважин Антарктиды и соответствующие измерения плотности керн, выполненные В. Я. Липенковым [8], а также определенные в предыдущем разделе. Отметим, что разброс экспериментальных данных невелик. Таким образом была найдена зависимость $\lambda/\lambda_0 = \Lambda$ от относительной плотности снежно-фирновых отложений ρ/ρ_0 , представленная на рис. 2.

Гипотетическая кривая зависимости ρ/ρ_0 от глубины залегания $(h-x)$ показана пунктирной линией на рис. 4. На ней крестики — результаты измерений плотности в шурфах на Ушковском вулкане. Точками показана зависимость $\Lambda^{-1}(x)$, построенная по распределению $\rho(x)/\rho_0$, и зависимости на рис. 2. Она вполне удовлетворительно аппроксимируется (сплошная линия на рис. 4) функцией вида (6) при $a=4,5$ и $b=0,1 \text{ м}^{-1}$. Таким образом, отношение $a/b=45 \text{ м}$ для ледника в кратере Горшково. В этом случае из уравнения (7) при $J_h=3,9 \cdot 10^{-5} \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$ получается величина $h=38 \text{ м}$. Это значение мощности ледника в кратере представляется весьма заниженным. По прямым геометрическим оценкам при диаметре кратера 800 м и углах откосов относительно горизонта около 30° его глубина в центральной части должна быть около 200 м. Такое расхождение свидетельствует о том, что скорость аккумуляции, измеренная в шурфах, не является типичной и, по-видимому, существенно выше ее среднего значения для этого района. Однако, даже полагая $J_h=1,85 \cdot 10^{-5} \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$, из уравнения (7) найдем $h=87 \text{ м}$. Эта величина близка к возможному среднему значению глубины кратера и соответствующей средней мощности ледника. При этом нельзя не отметить, что $h=87 \text{ м}$ более чем в два раза меньше глубины кратера в его центральной части, рассчитанной по углу откосов внутренних склонов. Для примера, Северный кратер в вершинной кальдере вулкана Врангеля (Аляска), имеющий размеры подобные кратеру Горшково, имеет максимальную глубину в центральной части 160—180 м [2]. Таким образом, следует признать вероятным существование центрального поднятия (вложенного малого кратера?) или за-

Рис. 4. Гипотетические зависимости относительной плотности и относительной теплопроводности с глубиной для снежно-фирновых отложений в кратере Горшково. Значками показаны фактические измерения

Рис. 5. Распределение температуры в толще кратерного ледника для двух значений теплового потока и скорости аккумуляции

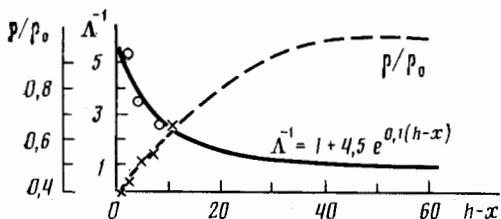


Рис. 4

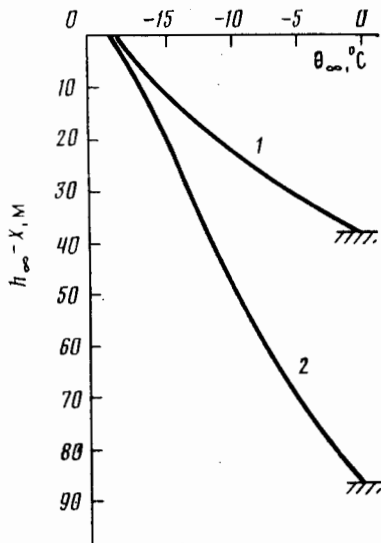


Рис. 5

полненность кратера обломочным материалом (что менее реально). Первое более вероятно, так как расположенный рядом кратер Герца — это малый вложенный кратер, расположенный в большом перекрытом ледником кратере, близком по размерам кратеру Горшково. Вероятно, имеет место сложное сочетание этих факторов с одновременно большим градиентом в распределении питания в кратере Горшково от малых значений $J_h \approx 10^{-5}$ кг/м²·с на юго-западе до $J_h \approx 5 \cdot 10^{-5}$ кг/м²·с на северо-востоке, с частичным переток лда в пределах кратера в противоположном направлении при среднем фоновом значении теплового потока $q_0 \sim 10$ Вт/м².

Для дальнейшего уточнения этих оценок необходимы более полные сведения о приповерхностных градиентах температуры Γ_h и теплопроводности λ_h в снежно-фирновой толще, и значениях скорости аккумуляции J_h в отдельных частях кратера.

Подстановка выражения (6) в (4) с учетом критериев (3) позволяет записать простую формулу для распределения температуры в толще ледника

$$\theta(x) = -\frac{q_0 - LJ_h}{CJ_h} \left\{ 1 - e^{-\frac{CJ_h}{\lambda_0}} \left[x + \frac{a}{b} (e^{-b(h-x)} - e^{-bh}) \right] \right\}. \quad (8)$$

В формуле (8) принято $\theta_\phi = 0^\circ \text{C}$. Кроме того, вместо множителя $(q_0 - LJ_h)$ можно использовать равный ему $CJ_h = (\theta_\phi - \theta_0) + \lambda_h \Gamma_h$.

Расчитанные по формуле (8) распределения температуры в теле ледника для рассмотренных выше значений скорости аккумуляции J_h показаны на рис. 5. S-образный вид температурных профилей объясняется снижением теплопроводности в верхних слоях в сочетании с конвективным теплопереносом.

Заключение

Незначительный вклад солнечного тепла в величину суммарной абляции и соответственно в годовой баланс массы льда дает возможность использовать кратерный ледник Ушковского вулкана в качестве простой модели для расчета теплофизических характеристик труднодоступных динамически нестабильных ледников Ключевского вулкана. Исследования режима снежно-фирновой толщи показали, что последние десятилетия ледник находится в квазистационарном состоянии и в его теле

установился специфический профиль температуры, не изменяющийся во времени. Отсюда следует вывод о слабой изменчивости геотермического потока из недр Ушковского вулкана в течение продолжительного периода времени.

С целью выявления вклада основных составляющих теплового баланса рассмотрена термометрия глубокого шурфа с учетом сезонных колебаний по упрощенной методике У. Ф. Бадда [1]. Этот подход позволил найти λ_n , J_n и подтвердить полученные ранее результаты, сопоставляя расчетные и экспериментальные температурные данные. В качестве примера рассмотрены два варианта распределения температуры в теле ледника, которые показали, что все расчетные формулы зависят от вводимой величины скорости аккумуляции. Для величины питания в шурфе мощность ледника составляет всего около 40 м. Так как в принципе возможны вариации J_n , по кратеру расчеты выполнены и для вдвое меньшей ее величины. В этом случае значение толщины ледника увеличивается до 90 м. Судя по данным снегосъемки, поле аккумуляции в кратере неоднородно, поэтому должен существовать внутрикратерный переток массы с северо-востока в юго-западном направлении со скоростью не менее 2 м/год.

Суммарная тепловая мощность кратера Горшкова, рассчитанная калориметрическим методом, составляет 9 МВт, из которых на плавление льда и нагрев талой воды расходуется не менее 80%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадд У. Ф. Динамика масс льда. Л.: ГИМИЗ, 1975. 235 с.
2. Бенсон К., Мотыка Р., Бингэм Д. и др. Гляциовулканологические исследования на вулкане Врангеля, Аляска//Гляциологические исследования. М., 1985. № 27. С. 114—133.
3. Гляциологический словарь/Под ред. Котлякова В. М. Л.: ГИМИЗ, 1984. 528 с.
4. Дюргерова М. Б., Урумбаев Н. А. Гляциологические исследования Памирского фирново-ледяного плато. МГИ, 1977. Вып. 31. С. 30—38.
5. Исаченко В. П., Осипова В. А., Сукомел А. С. Теплопередача. М.: Энергия, 1969. 439 с.
6. Муравьев Я. Д. Снежный покров горных районов Камчатки//Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1985. Вып. 9. С. 30—40.
7. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 308 с.
8. Саламатин А. Н., Липенков В. Л., Смирнов К. Е., Жилова Ю. В. Плотность ледникового льда и его реологические свойства//Антарктика: Докл. комиссии. М.: Наука, 1985. Вып. 24. С. 99—105.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Казанский университет

Поступила в редакцию
25.XII.1987