

УДК 551.21; 550.361

ТЕМПЕРАТУРА КРОВЛИ МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЫ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

© 2012 г. Д.В. Лиходеев¹, В.Н. Михаленко²

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

² *Институт географии РАН, г. Москва, Россия*

Представлены оценки температуры кровли приповерхностной магматической камеры вулкана Эльбрус по данным экспериментальных измерений, выполненных в 180-метровой скважине на Западном ледовом плато Эльбруса. Полученные оценки подтверждают возможность присутствия на глубинах 0–1 км от уровня моря магматической камеры. Уточнены значения величины теплового потока в исследуемом районе.

Ключевые слова: тепловое поле, вулкан, магматические структуры.

Повышение сейсмической активности на Северном Кавказе в конце XX века требует более внимательного отношения к оценке вулканической опасности в этом густонаселенном регионе. Целый ряд исследований [Лаврушин и др., 2001; Масуренков, 1961, 1971; Масуренков и др., 2009; Собисевич и др., 2004; Собисевич, Лиходеев, 2007] позволяет утверждать, что крупнейшие вулканы Эльбрус и Казбек не утратили своей активности; так, последнее датированное извержение Эльбруса произошло в историческое время [Лаверов и др., 2005].

Современный этап сейсмической и вулканической активности на Северном Кавказе протекает на фоне повышения температуры воздуха в летний период, что приводит к усилению таяния ледников, росту их динамической неустойчивости и повышению вероятности подвижек, которые могут привести к катастрофам, как это произошло в 2005 г. с ледником Колка [Котляков, Рототаева, Осокин, 2004].

Изучение магматических питающих систем активных вулканов предполагает получение достоверной информации о глубинных температурах магматических структур и вмещающих пород. Выполненные ранее работы по определению температур магматических камер действующих и спящих вулканов, основанные на технологии “геохимических термометров”, позволили получить ориентировочные оценки глубинных температур. Было показано, что существенное влияние температурного воздействия магматической питающей системы вулкана на окружающую геологическую среду проявляется и в температурном режиме углекислых минеральных вод [Лаврушин и др., 2001; Масуренков, 1961].

Согласно существующим данным, магматическая камера вулкана Эльбрус располагается ниже уровня моря в интервале глубин 0–7 км [Авдулов, 1962; Собисевич и др., 2004]. Известен ряд работ, авторами которых предпринимались попытки определить температуру расплава в магматической камере [Лаврушин и др., 2001; Масуренков, 1971; Масуренков и др., 2009; Собисевич, Лиходеев, 2007]. В районе вулканической постройки Эльбруса экспериментально были прослежены тепловые аномалии, которые могут быть обусловлены среди прочего и влиянием приповерхностных магматических образований [Масуренков, 1961; Собисевич и др., 2004].

В общем случае определение температуры в недрах вулкана связано с решением обратных задач теплопроводности. Слабая фумарольная активность вулкана Эльбрус позволяет учитывать при расчете переноса тепла только кондуктивный механизм. При этом допущении температуру кровли магматической камеры можно определить, если

известны температурный градиент над поверхностью вулканической камеры и теплофизические свойства горных пород, слагающих вулканическую постройку.

Обычно температурный градиент рассчитывается на основе измерений температуры в скважинах глубиной более 60 м, однако на вулканической постройке Эльбруса бурение затруднительно; кроме того, значительная часть поверхности вулканической постройки (124.9 км^2) покрыта ледниками [Золотарев, 2009]. Скважины, пробуренные в нижних частях ледников для расчетов температурного градиента и теплового потока использованы быть не могут, так как температура всей толщи льда в них равна $0 \text{ }^\circ\text{C}$ [Загороднов, 1992]. Только проведение Институтом географии РАН буровых работ в привершинной части Эльбруса сделало возможным определение температуры на кровле магматической камеры вулкана. Работы проводились в августе–сентябре 2009 г. на Западном ледовом плато Эльбруса, представляющем собой субгоризонтальный участок площадью около 0.5 км^2 в области питания ледников Большой Азау и Кюкюртлю (рис. 1). Скважина, пробуренная на высоте 5115 м в точке с координатами $43^\circ 20' 53.9''$ с.ш. и $42^\circ 25' 36.0''$ в.д., достигла ложа ледника на глубине 181.8 м [Михаленко, 2009].

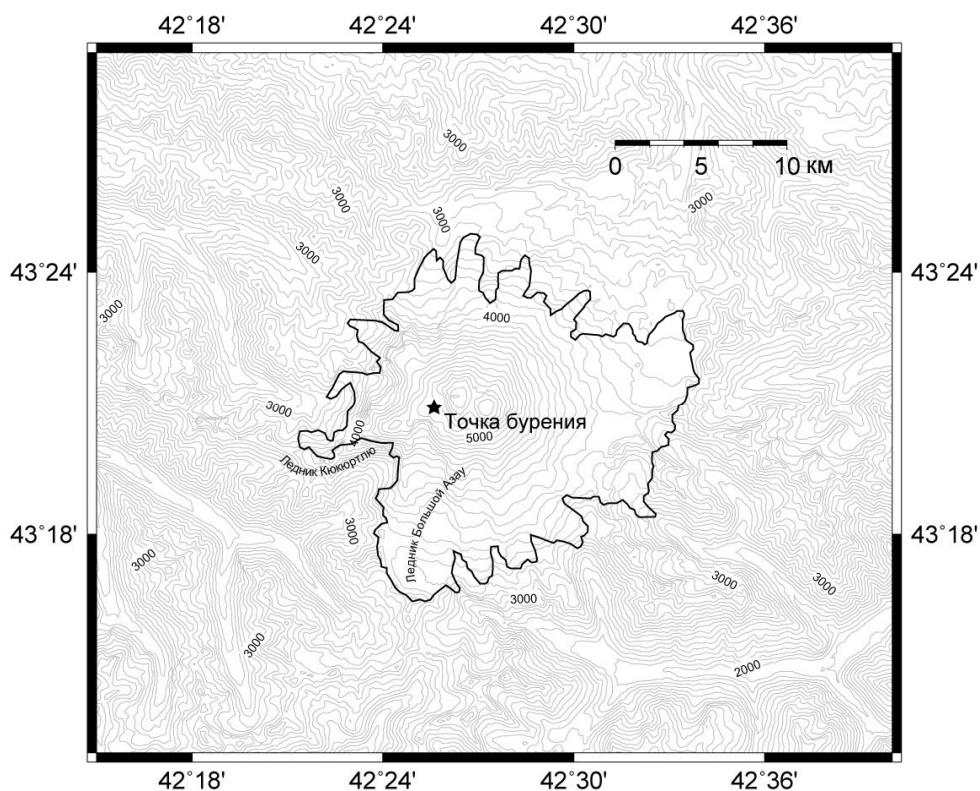


Рис. 1. Место бурения на вулканической постройке Эльбруса на карте рельефа исследуемого региона. Изолинии – высота над уровнем моря, м; утолщенная линия – граница ледников

После завершения бурения в скважине были выполнены измерения температуры ледовой толщи, перед началом которых тампонирующая скважина выстаивалась в течение двух суток. Измерения проводились сверху вниз при помощи дважды тарированного термистора. Сравнение тарировки до начала работ и после их окончания показало устойчивость характеристик измерительного элемента. Точность измерения температур составляла 0.1°C . На каждом уровне термистор выстаивался до полной стабилизации измеряемого электрического сопротивления в течение 15–20 мин. Результаты измерений представлены на рис. 2. Полученный температурный профиль можно условно разделить на три участка: до 10 м, от 10 до 100 м и от 100 м до ложа ледника ($H=181.8 \text{ м}$).

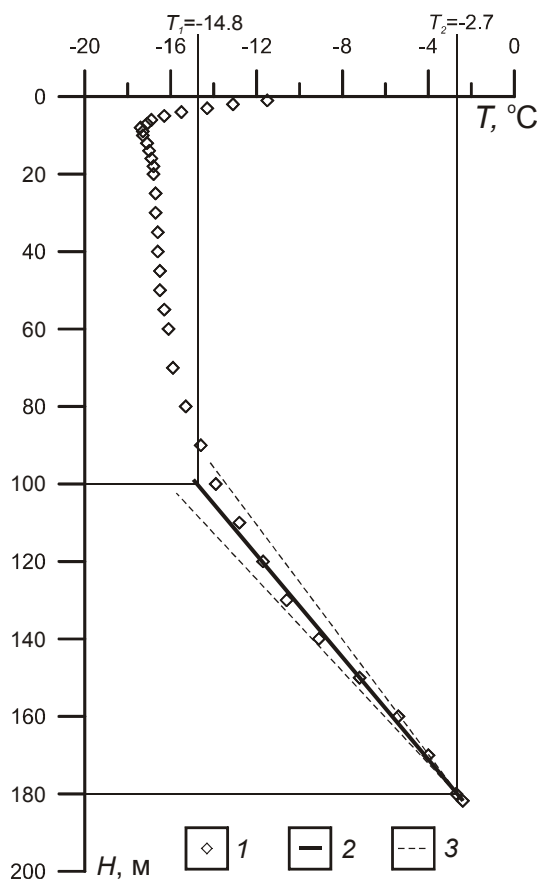


Рис. 2. Результаты измерения температуры в скважине на Западном ледовом плато Эльбруса [Михаленко, 2009]. 1 – экспериментальные данные; 2, 3 – линейная аппроксимация температурного градиента: 2 – среднее значение, 3 – нижняя и верхняя граница диапазона возможных значений

На глубинах до 10 м отмечается резкое изменение температуры примерно на 6 °С, связанное с сезонными изменениями температуры на поверхности. От 10 до 100 м температура в скважине меняется от –19 до –13 °С [Михаленко, 2009]. На глубинах от 100 м до ложа ледника изменение температуры практически линейно, что говорит об установившемся стационарном режиме теплопереноса и позволяет определить тепловой поток, а также выполнить оценку температуры на кровле магматической камеры вулкана Эльбрус.

Плотность теплового потока может быть определена уравнением Фурье:

$$q = -\lambda \text{grad}T \text{ Вт/м}^2, \text{ или } q = -\lambda \frac{T_1 - T_2}{\Delta h}, \quad (1)$$

где T_1 – температура в верхней части линейного участка температур (°С); T_2 – температура в нижней части линейного участка температур (°С); Δh – расстояние между точками 1 и 2 (м); λ – коэффициент теплопроводности льда (Вт/мК); q – плотность теплового потока (Вт/м²).

Используя данные натурного эксперимента и подставив значения температур в соотношение (1), имеем:

$$\text{grad}T_1 = 0.151 \text{ К/м} \quad (2)$$

Учитывая, что в диапазоне температур от –20 до 0 °С коэффициент теплопроводности льда $\lambda = 2.25$ Вт/мК [Физические..., 1991], получаем значение плотности теплового потока в точке измерений, равное 340 мВт/м², что хорошо согласуется с оценками, полученными в [Михаленко и др., 2011] – 350 мВт/м².

Заметим, что с нашими результатами хорошо согласуются и результаты расчета плотности теплового потока, выполненного ранее методом оценки вещественного баланса ледника Гарабаши [Масуренков, 1971] – 347 мВт/м².

Данные о размерах и положении магматической камеры и магматического очага вулкана Эльбрус приведены в работах [Михайленко и др., 2010; Собисевич и др., 2004], где показано, что магматическая камера приурочена к западной периферии материнского магматического очага и расположена выше последнего на 10–12 км. Возможные пути перетока магмы из глубинного очага в приповерхностную камеру проходят вдоль тектонически ослабленных зон, к числу которых принадлежит и ослабленная (пограничная) зона западного окончания Транскавказского поперечного поднятия. Поскольку верхняя граница магматической камеры Эльбруса находится на 500 м ниже уровня моря (рис. 3), можно считать, что расстояние от забоя скважины до верхней границы, которую мы определяем как кровлю магматической камеры, составляет 5500–5650 м.

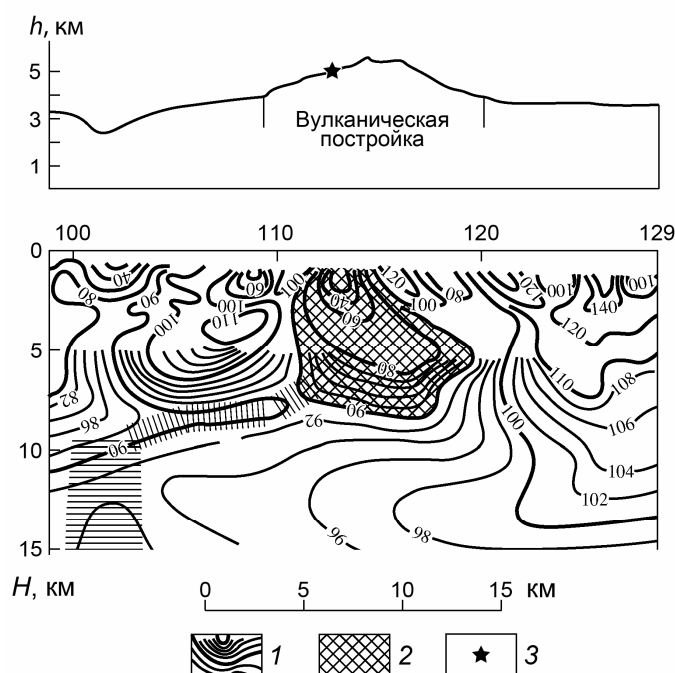


Рис. 3. Положение вулканической камеры Эльбруса на разрезе поля тектонической раздробленности коры по линии, проходящей через вулкан и ориентированной по простиранию Кавказа (по [Собисевич и др., 2004]). Над разрезом – рельеф местности с указанием конуса вулканической постройки Эльбруса

1 – изолинии поля тектонической раздробленности коры; 2 – отождествляемая с вулканической камерой область anomalно пониженных значений поля тектонической раздробленности в верхней части коры; 3 – точка бурения

Температура кровли магматической камеры (T) может быть рассчитана, исходя из значений коэффициента теплопроводности горных пород вулканической постройки Эльбруса ($\lambda = 2.1$ Вт/мК).

$$\text{grad}T = 0.151 \text{ К/м}, \quad T = 846 \text{ }^\circ\text{C}. \quad (3)$$

Таким образом, использование данных температурных измерений в глубокой скважине на леднике впервые позволило экспериментально установить, что кровля магматической камеры Эльбруса разогрета до температуры более 800 °С. Этот результат подтверждает сделанные ранее выводы о том, что вулкан Эльбрус относится к числу активных молодых вулканических образований на юге Европейской части РФ.

Благодарности

Авторы признательны рецензенту, доктору физико-математических наук Е.И. Суеновой за ряд ценных замечаний, способствовавших улучшению статьи.

Работа выполнена в рамках федеральной целевой программы “Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2012 годы” (государственный контракт № 16.518.11.7057 от 12 мая 2011 года) и программы фундаментальных исследований № 4 Президиума РАН (проекты 1.7, 2.7, 3.6 и 7.5) и поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (гранты № 09-05-00066, 11-05-00304).

Литература

- Авдулов М.В. О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С.67–74.
- Загороднов В.С., Архипов С.М., Бажев А.Б., Востокова Т.А., Королев П.А., Роттаева О.В., Синькевич С.А., Хмелевской И.Ф. Строение, состав и гидротермический режим ледника Гарабаши на Эльбрусе // Материалы гляциологических исследований. 1992. Вып. 73. С.109–117.
- Золотарев Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса. М.: Науч. мир, 2009. 238 с.
- Котляков В.М., Роттаева О.В., Осокин Н.И. Пульсирующие ледники и ледниковая катастрофа на Северном Кавказе // Вестник Владикавказского научного центра РАН. 2004. Т. 4, № 3. С.72–87.
- Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатииков О.А., Бондур В.Г., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев и др. Новейший и современный вулканизм России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Каменский И.Л. Оценка активности мантии в Приэльбрусье по изотопно-геохимическим характеристикам свободных газов подземных вод // Геодинамика, сейсмоструктурная и вулканизм Северного Кавказа. Ред. Н.П. Лаверов. М.: ОИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ГНИЦ ПГК (МФ) при КубГУ Минобразования РФ, 2001. С.272–293.
- Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 51. 132 с.
- Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус // Бюл. вулканологических станций. 1971. № 47. С.79–82.
- Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л., Лиходеев Д.В., Шевченко А.В. Тепловые аномалии Северного Кавказа // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 5. С.667–670.
- Михайленко Б.Г., Глинский Б.М., Имомназаров Х.Х., Ковалевский В.В., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Хайретдинов М.С. Методы активной сейсмологии в задачах мониторинга глубинного строения Земли // Экстремальные природные явления и катастрофы Т. 1: Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений / Отв. ред. А.О. Глико; отв. сост. А.Л. Собисевич, ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2010. С.89–130.
- Михаленко В.Н. Глубокое бурение льда близ вершины Эльбруса // Лёд и снег. 2009. С.123–126.
- Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Нагорнов О.В., Тюфлин С.А., Лаврентьев И.И., Марченко С.А., Окопный В.И. Стратиграфическое строение и температурный режим фирново-ледяной толщи на Западном плато Эльбруса // Экстремальные природные явления и катастрофы. Т. 2: Геология урана, геоэкология, гляциология / Отв. ред. В.М. Котляков, ИГ РАН; отв. сост. А.Л. Собисевич, ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2011. С.180–188.
- Собисевич А.Л., Нечаев Ю.В., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Пруцкий Н.И., Греков И.И. Новые геофизические данные о структуре магматических образований в районе Эльбрусского вулканического центра // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С.272–285.
- Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Локальные тепловые и резонансные аномалии в разломно-блоковых средах // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2007. № 3. С.47–54.
- Физические величины: Справочник / Под ред. И.С. Григорьева, Е.З. Мейлихова. М.: Энергоатомиздат, 1991. 1232 с.

Сведения об авторах

ЛИХОДЕЕВ Дмитрий Владимирович – научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7 (499) 254-87-52. E-mail: dmitriy@ifz.ru

МИХАЛЕНКО Владимир Николаевич – доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, Институт географии РАН. 119017, Москва, Старомонетный пер., д. 29. Тел.: +7 (499) 125-90-11. E-mail: mikhalenko@hotmail.com

TEMPERATURE ESTIMATION FOR THE MOST UPPER PART OF MAGMATIC CHAMBER OF THE ELBRUS VOLCANO

D.V. Likhodeev¹, V.N. Mikhalenko²

¹ *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Abstract. Temperature estimations for the most upper part of the shallow magmatic chamber of the of the Elbrus volcano were obtained on the basis of experimental measurements in the 180-meter deep borehole drilled through the glacier on the western plateau of Mount Elbrus. The estimations of deep temperatures have confirmed the possibility of existence of the magmatic chamber at depths of 0-1 km below sea level. At the same time the magnitudes of local heat flux were identified with enhanced precision.

Keywords: heat flow, volcano, magmatic structure.