

УДК 551.14

## МОДЕЛЬ НОВОЙ ПЕРИФЕРИЙНОЙ БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЫ ЭЛЬБРУССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2023 г. В. К. Милуков<sup>а</sup>, \*, А. В. Мясников<sup>а</sup>, \*\*

<sup>а</sup>Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Университетский просп., 13, Москва, 119234 Россия

\*e-mail: vmilyukov@yandex.ru

\*\*e-mail: andrey0405@mail.ru

Поступила в редакцию 07.11.2022 г.

После доработки 20.01.2023 г.

Принята к публикации 01.02.2023 г.

Внутрикоровые магматические структуры обладают выраженными резонансными свойствами, благодаря которым эти структуры способны генерировать вторичные сейсмические волны на собственных частотах. На основе деформационных данных, полученных с помощью 75-ти метрового лазерного интерферометра, проводится выделение резонансных мод и оценка параметров магматических структур Эльбрусского вулканического центра. Такие резонансные моды уникальны для каждого магматического образования и определяют размер и физико-механические свойства внутренней выделенной структуры. В работе выполнен анализ локального образования, проявившего себя как некая компактная область в виде многочисленных слабых сейсмических импульсов, зарегистрированных в Приэльбрусье сейсмической малоапертурной аппаратурой ГС РАН в 2011 г. Результаты исследований, основанные на сейсмических и деформационных данных, а также результатах микросейсмического зондирования, показали наличие в составе Эльбрусского вулканического центра новой периферийной близповерхностной магматической камеры с характерным размером 2.5–3 км.

*Ключевые слова:* сейсмический очаг, деформационные резонансные моды, лазерный интерферометр-деформограф, магматические структуры вулкана Эльбрус

**DOI:** 10.31857/S0203030623700153, **EDN:** TSOWNZ

### ВВЕДЕНИЕ

Эльбрусский вулканический центр (ЭВЦ) – это полигенный стратовулкан центрального типа и ряд более мелких магматических образований (некков), которые начали формироваться более 2.5 млн лет назад. Геохронологические исследования извержений вулканов Эльбруса с использованием различных методов показывают, что такие извержения происходили неоднократно и в течение длительного времени [Чернышев и др., 2001; Богатиков и др., 2002а; Лебедев и др., 2005, 2010]. Последнее извержение произошло, вероятно, менее тысячи лет назад. Современные классификации определяют Эльбрус как спящий вулкан, который может активизироваться даже после тысячелетнего покоя. По некоторым данным спящий вулкан Эльбрус в последнее время проявил ряд признаков, указывающих на его переход от пассивной к более активной фазе, включая интенсивное таяние ледников на приповерхностных магматических структурах и повышенную

фумарольную активность [Богатиков и др., 2002б, 2003; Гурбанов и др., 2013, 2021].

Для изучения внутреннего строения вулкана Эльбрус применяются современные комплексные геолого-геофизические, сейсмические, геодезические, космические методы наблюдений, на основании которых был выявлен ряд магматических структур вулкана и получены оценки их геометрических и физико-механических параметров [Нечаев, 1999; Нечаев, Собисевич, 2000; Богатиков и др., 2002в; Милуков, 2006; Спичак и др., 2007].

В работе [Milyukov et al., 2018] для оценки современного состояния вулкана Эльбрус мы использовали два новых геофизических метода. Первый метод основан на оценке параметров резонансных мод, излучаемых резонансной структурой (т.е. вулканической камерой) в ответ на сейсмическое воздействие и регистрируемых прецизионным лазерным интерферометром-деформографом. Вторым методом основан на низкочастотном микро-

сейсмическом зондировании и позволяет определять глубинное строение сложных геологических объектов. Согласно нашим данным, под восточной вершиной Эльбруса на глубине 7–12 км находится магматическая камера, а протяженный магматический очаг расположен на глубине 15–40 км. Неизвестная магматическая структура, сравнимая с магматической структурой Эльбруса, но в настоящее время намного более холодная, также была обнаружена в 50 км от центральной постройки Эльбруса [Milyukov et al., 2018].

В данной работе с использованием данных Баксанского лазерного интерферометра – деформографа ГАИШ МГУ проводился анализ локального образования, проявившего себя как некая компактная область в виде многочисленных слабых сейсмических импульсов, зарегистрированных сейсмической малоапертурной аппаратурой ГС РАН в Приэльбрусье под горой Андырчи [Маловичко и др., 2012, Ковалевский и др., 2014].

### РЕГИСТРАЦИЯ РЕЗОНАНСНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ

Внутренние локальные структурные образования в земной коре обладают резонансными свойствами при условии, что существуют “физические границы” этих структур, то есть, существует резкий перепад значений плотности и скорости звука на границе таких выделенных структур – “резонаторов” относительно окружающей среды. Резонансные свойства такого резонатора определяются величиной контраста импедансов  $Z$

$$Z = \left( \frac{\rho_s}{\rho_f} \right) \left( \frac{v_s}{v_f} \right), \quad (1)$$

где  $\rho_s, \rho_f$  – плотности и  $v_s, v_f$  – скорости распространения продольных волн в окружающей горной породе и резонаторе соответственно. Для вулкана Эльбрус такими резонаторами являются магматические камеры, величина контраста импедансов может достигать 40 единиц.

Так как подобные магматические образования имеют сложную геометрическую форму, то как резонаторы они имеют целый набор собственных частот. При воздействии на них широкополосной сейсмической волной от какого-либо внешнего, достаточно мощного землетрясения, генерируется целый спектр низкочастотных гармоник – вторичных сейсмических волн, переизлученных резонатором. Самой энергетически насыщенной будет, как правило, первая (низкочастотная) гармоника, период которой определяется наибольшим геометрическим поперечным размером магматической камеры. Добротность резонансных мод зависит, в первую очередь, от физических свойств магматического флюида, заполняющего

камеру. Таким образом, оценка периодов и добротностей резонансных мод, дает информацию о размере и свойствах выделенной магматической структуры. В этом состоит сущность резонансного метода оценки параметров и состояния магматических структур [Милюков, 2006; Milyukov et al., 2010, 2018]. Резонансный метод положен в основу применения деформационных данных, полученных с помощью лазерного деформографа, для анализа и оценки параметров внутренних магматических структур региона.

Мониторинг локальных деформаций земной коры Приэльбрусья, включая возможные колебания, связанные с вулканом Эльбрус, осуществляется Баксанским лазерным интерферометром – деформографом ГАИШ МГУ. Интерферометр установлен в штольне “главная” Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН на отметке 650 м на глубине 400 м под горным массивом Андырчи Главного Кавказского хребта, в 18 км восточнее Эльбруса. Оптическая схема представляет собой двухпроходной неравноплечный интерферометр Майкельсона, работающий в режиме разнесенных пучков. Длина большого измерительного плеча равна 75 м. Разрешающая способность интерферометра к измерению деформаций, которая определяется длиной волны лазерного излучения (0.63 мкм), длиной измерительного плеча интерферометра (75 м) и разрядностью АЦП (15), равна  $2.3 \times 10^{-13}$  (в относительных единицах). С ноября 2004 г. интерферометр-деформограф работает в режиме непрерывной регистрации деформаций. Для учета метеорологического влияния были созданы дополнительно 5 служебных каналов для параллельной регистрации атмосферного давления, температуры в трех разнесенных точках и уровня вакуума в системе [Мясников, 2019]. Более подробное описание интерферометра-деформографа дано в работах [Милюков и др., 2005; Милюков, Мясников, 2012; Milyukov et al., 2018].

С целью выявления резонансных мод магматических структур вулкана Эльбрус, возбужденных сейсмическими событиями и зарегистрированных Баксанским лазерным интерферометром, было обработано около четырехсот сейсмических событий, из которых были отобраны землетрясения средней мощности магнитудой  $M$  4.0–6.1, произошедшие в зоне  $L < 500$  км. Землетрясения средней мощности выбирались из тех соображений, что такие сейсмические события не могут возбудить глобальные собственные колебания Земли, и таким образом, все выделенные резонансные колебания могут быть обусловлены только региональными структурами. Методика обработки записи деформаций заключалась в следующем. После прихода первой сейсмической волны из общей записи деформации с десятиминутной задержкой выделялся 4-х часовой числовой ряд. Задержка определялась тем соображением,

чтобы пропустить мощную первичную сейсмическую волну, а 4-х часовая длина ряда определялась ожидаемой добротностью (временем затухания) вторичной сейсмической волны. Полученный 4-х часовая ряд пропускался через цифровой фильтр в полосе 10–150 с, и далее с помощью спектрального анализа выделялись моды, которые могли рассматриваться в качестве резонансных мод. Часть таких мод сгруппировалась в достаточно устойчивые семейства, имеющие ярко выраженный линейчатый характер, откуда следует, что региональные образования, ответственные за возбуждение этих мод, обладают резонансными свойствами. В результате статистической обработки были найдены два интервала в диапазоне периодов 15–25 и 55–150 с, где существует высокая повторяемость возбужденных мод на определенных частотах, в остальных частях спектра устойчивые семейства не были обнаружены. Эти две частотные области соответствуют, как минимум, двум разным резонансным геологическим структурам.

Второй диапазон периодов был подробно рассмотрен в работе [Milyukov et al., 2018]. В целом были выделены 10 устойчивых мод, наиболее интенсивные из которых имеют периоды 62.1, 64.2, 67.9 с. Оценка добротности выделенных резонансных мод ( $Q \approx 200–600$  единиц) показала, что они относятся к структурам, наполненным магматическим флюидом, то есть с большой долей вероятности являются вулканическими структурами. Полученные значения периодов и добротностей резонансных мод позволили отождествить их с близповерхностной магматической камерой вулкана Эльбрус с характерными размерами порядка 9 км, наполненной газонасыщенной магмой с богатым содержанием летучих (30–70%).

#### АНАЛИЗ ЛИТОСФЕРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ 15–25 с

Результаты статистического анализа литосферных деформаций, вызванных региональными землетрясениями в “ближней зоне” (в радиусе до 500 км от места регистрации) приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1 содержит значения периодов резонансных мод в диапазоне 15–25 с, возбужденных 15 региональными землетрясениями с магнитудами в интервале  $M_S$  4.2–6.1, зарегистрированными Баксанским лазерным интерферометром в 2005–2020 гг. В результате статистической обработки спектров в указанном диапазоне были выделены 6 устойчивых групп резонансных мод. Статистика для каждой выделенной группы характеризуется средними значениями периодов и среднеквадратическими ошибками их оценки, а также повторяемостью в наблюдениях.

Таблица 2 содержит значения добротностей, соответствующих резонансным модам, приведенным в табл. 1. Статистика значений добротностей также характеризуется средними значениями периодов и среднеквадратическими ошибками их оценки.

Для каждого рассмотренного землетрясения в диапазоне периодов 15–25 с был построен соответствующий амплитудный спектр. Для сравнения спектров спектральные амплитуды были нормированы на максимальное значение амплитуды в каждом спектре. Далее был построен усредненный спектр с использованием ансамбля нормированных спектров. Усредненный спектр, показанный на рис. 1, иллюстрирует выявленные резонансные моды. Наиболее интенсивная мода имеет период 22.67 с (см. табл. 1 и 2, мода № 5).

#### МОНИТОРИНГ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ШТОЛЬНЕ БАКСАНСКОЙ НЕЙТРИННОЙ ОБСЕРВАТРИИ

В 2011 г. в горных выработках подземной штольни БНО ИЯИ РАН Геофизическая служба РАН установила малоапертурную сейсмическую группу, в состав которой входили следующие приборы: шесть вертикальных сейсмометров Sercel L-4C 1Hz, один трехкомпонентный сейсмометр Sercel L-4C-3D 1Hz, девятиканальная 24-битная сейсмическая станция ИСК-4.

Датчики были установлены на расстоянии 3800 м от портала штольни, что обеспечило очень низкий уровень шумов, приближающийся к минимальному уровню возможного в естественных условиях. Это позволило зарегистрировать очень слабые сейсмические сигналы с минимальной магнитудой  $\sim 3.5$  и гипоцентрными расстояниями от 1500 м [Маловичко и др., 2012].

В период с 22.06.2011 по 05.07.2011 гг. было зарегистрировано 299 событий, из них 276 – локальные события. Таким образом, средняя частота около 20 местных микросейсмических событий в сутки, что говорит об достаточно активном сейсмическом процессе. Карта с эпицентрами этих локальных событий приведена на рис. 2, на котором видно, что события сосредоточены в компактной области, образуя рой событий, характерный для вулканических районов [Richter, 1958]. Согласно предположению авторов [Маловичко и др., 2012], зарегистрированные локальные сейсмические события представляют собой вулканический тремор, что свидетельствует о современной флюидо-магматической активности в районе Эльбруса вулканического центра.

**Таблица 1.** Значения периодов (в секундах) резонансных мод региональных структур, возбужденных землетрясениями “ближней зоны” в диапазоне периодов 15–25 с

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ		1	2	3	4	5	6
Регион Магнитуда	Дата Дальность	ПЕРИОД (с)					
1. Турция M 5.5	25.01.2005 L = 434 км	19.1			21.7		23.3
2. Турция M 5.5	14.03.2005 L = 439 км	19.08	20.3	21.2	21.7	22.7	
3. Западный Кавказ M 5.6	06.02.2006 L = 88 км				21.8	22.6	
4. Восточный Кавказ M 5.7	11.10.2008 L = 294 км		20.6			22.6	
5. Западный Кавказ M 6.1;	07.09.2009 L = 80 км	19.1	20.8			22.5	23.2
6. Турция M 5.8	25.10.2011 L = 495 км	19.9	20.9		21.8	22.6	23.5
7. Восточный Кавказ M 5.8	07.05.2012 L = 386 км	19.6		21.3	21.6	22.5	23.3
8. Восточный Кавказ M 5.5	14.10.2012 L = 341 км	20.0	20.6		21.4	22.5	23.5
9. Черное море M 5.8	23.12.2013 L = 161 км	19.6	20.4	21.2	21.4	22.6	23.1
10. Восточный Кавказ M 5.5	17.09.2013 L = 281 км	19.2	20.7		21.6	22.9	
11. Восточный Кавказ M 5.5	29.06.2014 L = 372 км	19.3			21.5	22.7	23.1
12. Восточный Кавказ M 5.6	04.09.2015 L = 471 км	19.6	20.7	21.1	21.5	22.7	23.0
13. Восточный Кавказ M 4.5	27.02.2018 L = 391 км	19.4				22.6	
14. Восточный Кавказ M 4.2	24.12.2019 L = 442 км		20.7	21.2			23.5
15. Турция M 5.5	05.06.2020 L = 458 км	19.4	20.7		21.6	22.7	
<b>Среднее значение, с</b>		<b>19.44</b>	<b>20.62</b>	<b>21.23</b>	<b>21.61</b>	<b>22.67</b>	<b>23.29</b>
<b>СКО, с</b>		<b>±0.34</b>	<b>±0.20</b>	<b>±0.08</b>	<b>±0.15</b>	<b>±0.17</b>	<b>±0.18</b>
<b>Количество наблюдений</b>		<b>12</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>11</b>	<b>13</b>	<b>9</b>
<b>Повторяемость %</b>		<b>80</b>	<b>67</b>	<b>33</b>	<b>73</b>	<b>87</b>	<b>60</b>

## СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ ДАННЫХ

### Геометрическая модель магматической камеры

Используя данные о координатах гипоцентров локальных сейсмических событий, зарегистрированных малоапертурной группой за указанный период времени, можно построить геометрическую модель предполагаемого магматического

образования (камеры) – источника этих событий. Условный (относительный) центр такой камеры определим согласно критерию

$$\sum_{i=1}^n |r_i| \rightarrow \min, \quad (2)$$

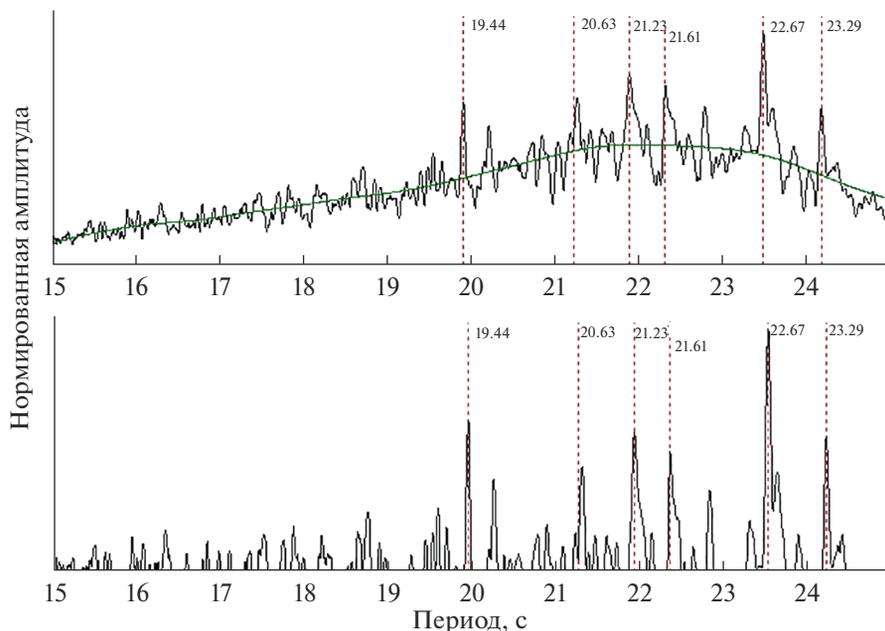
где  $r_i$  – расстояние от условного центра до  $i$ -го сейсмического события.

**Таблица 2.** Значения добротностей резонансных мод региональных структур, возбужденных землетрясениями “ближней зоны” в диапазоне периодов 15–25 с

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ		1	2	3	4	5	6
Регион Магнитуда	Дата Дальность	ДОБРОТНОСТЬ					
1. Турция <i>M</i> 5.5	25.01.2005 <i>L</i> = 434 км	212				376	375
2. Турция <i>M</i> 5.5	14.03.2005 <i>L</i> = 439 км	278	329	211	389	445	
3. Западный Кавказ <i>M</i> 5.6	06.02.2006 <i>L</i> = 88 км				490	486	
4. Восточный Кавказ <i>M</i> 5.7	11.10.2008 <i>L</i> = 294 км		256			356	
5. Западный Кавказ <i>M</i> 6.1	07.09.2009 <i>L</i> = 80 км	400	512			234	312
6. Турция <i>M</i> 5.8	25.10.2011 <i>L</i> = 495 км	487	441		422	328	278
7. Восточный Кавказ <i>M</i> 5.8	07.05.2012 <i>L</i> = 386 км	355		278	299	397	349
8. Восточный Кавказ <i>M</i> 5.5	14.10.2012 <i>L</i> = 341 км	442	412		376	298	365
9. Черное море <i>M</i> 5.8	23.12.2013 <i>L</i> = 161 км	419	327	311	298	376	310
10. Восточный Кавказ <i>M</i> 5.5	17.09.2013 <i>L</i> = 281 км	418	389		354	378	
11. Восточный Кавказ <i>M</i> 5.5	29.06.2014 <i>L</i> = 372 км	433			422	366	285
12. Восточный Кавказ <i>M</i> 5.6	04.09.2015 <i>L</i> = 471 км	402	368	345	365	432	317
13. Восточный Кавказ <i>M</i> 4.5	27.02.2018 <i>L</i> = 391 км	454				398	
14. Восточный Кавказ <i>M</i> 4.2	24.12.2019 <i>L</i> = 442 км		389	357			358
15. Турция <i>M</i> 5.5	05.06.2020 <i>L</i> = 458 км	428	389		414	411	
<b>Среднее значение</b>		<b>384</b>	<b>379</b>	<b>286</b>	<b>379</b>	<b>367</b>	<b>320</b>
<b>СКО</b>		<b>±82</b>	<b>±78</b>	<b>±57</b>	<b>±57</b>	<b>±68</b>	<b>±38</b>

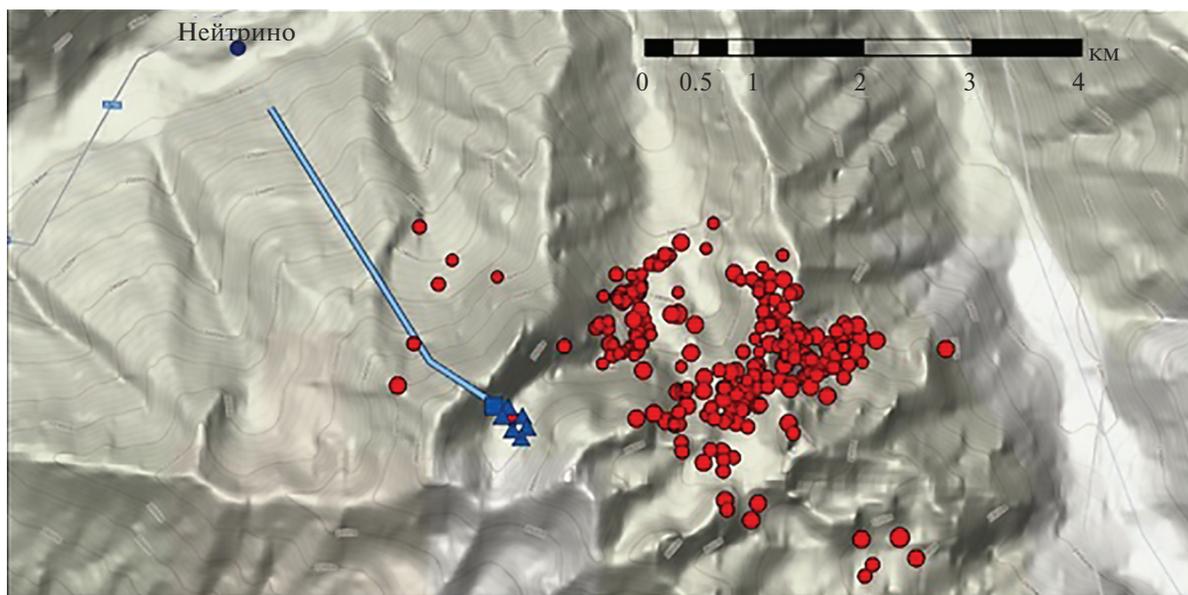
Построенная геометрическая модель магматической камеры приведена на рис. 3. Анализ показал, что распределение сейсмических событий крайне неравномерно и основная их масса тяготеет к периферии роя (см. рис. 3а). Внутри сферы радиусом ~380 м нет ни одного события, то есть центральная область камеры абсолютно асейсмична. Максимальная плотность сейсмических событий заключена в узкой области порядка 50–100 м на расстоянии ~1 км от центра камеры (см. рис. 3б), после чего плотность распределения событий опять резко падает. Источники сейсмических событий в основном локализованы между двумя сферами с радиусами 600 и 1200 м относительно центра модели камеры, где находится 95%

гипоцентров сейсмических событий. Центральную область, где сейсмические события отсутствуют, можно интерпретировать как некое мягкое интрузивное включение (“магматический расплав”) диаметром порядка ~0.8 км. На рис. 3 эта область окрашена в розовый цвет. Периферийная часть модели (окрашена в серый цвет) представляет собой переходную область между магматическим расплавом и окружающей горной породой, то есть является “стенками камеры”. Таким образом, интерпретация зарегистрированного роя сейсмических событий в рамках построенной модели указывает на возможность существования некоторой близповерхностной магматической камеры с характерным размером



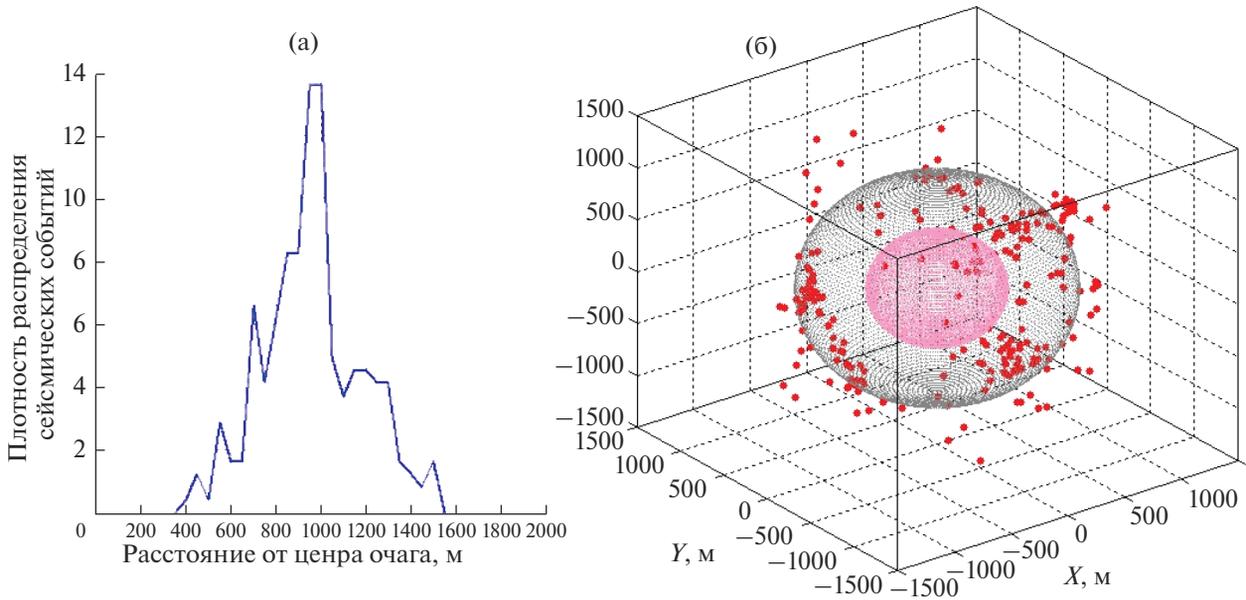
**Рис. 1.** Амплитудный спектр сигнала.

Верхняя панель – усредненный нормированный амплитудный спектр региональных резонансных мод в диапазоне периодов 15–25 с. Получен усреднением по ансамблю нормированных спектров 15 землетрясений в 500-километровой зоне вокруг вулкана Эльбрус. Красные вертикальные линии – выделенные устойчивые резонансные моды (см. табл. 1). Нижняя панель – то же с убранной составляющей фонового шума.



- |                   |           |                               |
|-------------------|-----------|-------------------------------|
| Локальные события | ● 0.1–1.0 | ▲ Вертикальный сейсмометр     |
| $\lg E$           | ● 1.1–2.0 | ■ Трехкомпонентный сейсмометр |
| ● < -1.0          | ● 2.1–3.0 | — Штольня                     |
| ● -0.9 – 0.0      | ● >3.1    |                               |

**Рис. 2.** Размещение сейсмических приборов в штольне БНО ИЯИ РАН. Показаны эпицентры зарегистрированных локальных сейсмических событий [Маловичко и др., 2012].



**Рис. 3.** Модель новой магматической камеры, основанная на сейсмических данных. Левая панель (а) – распределение гипоцентров сейсмических событий относительно центра модели. Правая панель (б) – трехмерная геометрическая модель магматической камеры: внутренняя (розовая) сфера – интрузивное включение (“магматический расплав”); периферийная (серая) область – источник микросейсмических событий (красные точки).

(диаметром) 2.5–3 км, условный центр которой находится на глубине порядка 3.7 км относительно дневной поверхности. Камера наполнена магматическим расплавом, давление которого на стенки камеры является причиной микросейсмической активности (“потрескивание” горной породы) этого локального магматического образования.

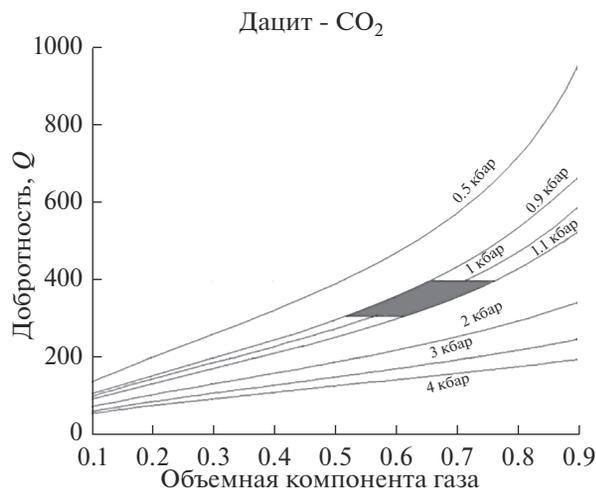
*Резонансная модель магматической камеры*

Как правило, модель магматической структуры представляется резонатором, наполненным вязкой жидкостью (вулканическим флюидом), находящимся в упругой твердой среде. Акустические свойства магматических флюидов определяют добротность резонансных мод и косвенно влияют на сами резонансные частоты. Добротность горных пород (например, базальты, граниты) характеризуются значениями 100–150 [Lay, Wallace, 1995]. Значения добротности магматических структур вулканов в зависимости от магматических фракций могут варьироваться от нескольких единиц для воды или жидкого базальта до нескольких сотен для магм, состоящих из смеси газа и жидкости [Kumagai, Chouet, 2000]. В работах [Милуков, 2006; Milyukov et al., 2010, 2018] была развита резонансная модель центральной близповерхностной магматической камеры вулкана Эльбрус в предположении, что магматическая камера заполнена магмой, состоящей из дацита и растворенного диоксида углерода (CO<sub>2</sub>)

при температурах порядка 1200°C. В рамках этой модели была получена зависимость плотности магмы, скорости звука и добротности от газовой составляющей магматического флюида для значений давления в диапазоне 0.5–4 кбар. На рис. 4 представлена зависимость добротности резонансных мод магматической камеры от объемной составляющей газа в магматическом флюиде для различных значений давления (то есть для различной глубины залегания камеры).

Значения добротностей, выделенных резонансных мод, лежат в интервале значений 280–390 (см. табл. 2). Наиболее интенсивной моде с периодом 22.67 с соответствует добротность 367. Вертикальным координатам зарегистрированных локальных сейсмических событий соответствуют давления 0.9–1.1 кбар. На рис. 4 заштрихованная область удовлетворяет полученным экспериментальным данным и показывает вероятные значения физического состояния новой магматической камеры. Согласно этой модели, магма в камере насыщена летучими компонентами, порядка 50–75%. Таким давлениям и величине газовой компоненты соответствует диапазон скоростей продольных волн в таком флюиде 200–250 м/с [Милуков, 2006].

Упрощенная сферическая модель магматической камеры и комплексные частоты собственных колебаний магматической флюидов такой камеры рассчитаны в работе [Fujita et al., 1995], что позволяет оценить ее характерный размер *L* [Милуков, 2006]



**Рис. 4.** Модель зависимости добротности резонансных мод магматической камеры от объемной составляющей газа в магматическом флюиде для различных значений давления [Милюков, 2006]. Темным цветом выделена область значений физических параметров новой магматической камеры.

$$L \approx \frac{T_0}{2\pi} v_f (a_1 + b_1 \text{th}[c_1 (Z - 1)]), \quad (3)$$

где  $T_0$  — период наиболее интенсивной низкочастотной резонансной моды  $v_f$  — скорость распро-

странения продольных волн в магматическом флюиде;  $Z$  — контраст импедансов;  $a_1$ ,  $b_1$  и  $c_1$  — числовые коэффициенты для первой фундаментальной моды, эмпирические значения которых даны в работе [Fujita et al., 1995]:  $a_1 \approx 3.65$ ,  $b_1 \approx 0.54$  и  $c_1 \approx 2.03$ .

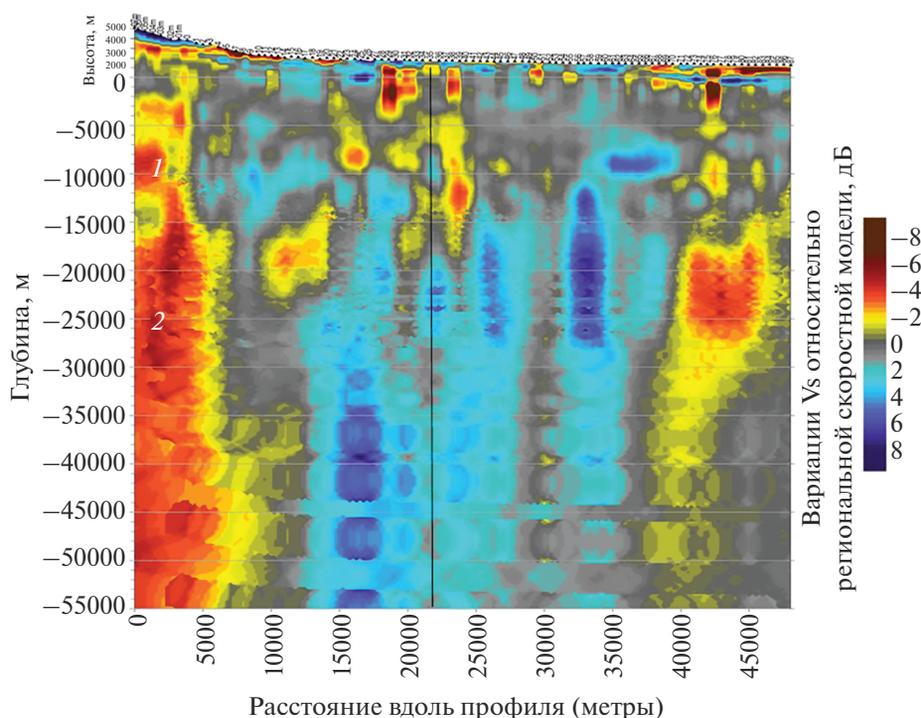
Для параметров  $T_0 = 22.67$  с,  $v_f \approx 200$  м/с,  $Z \approx 40$  характерный размер магматической камеры:  $L \approx 3.0$  км.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный совместный анализ сейсмических и деформационных данных позволяет предположить наличие в Приэльбрусье новой периферийной близповерхностной магматической камеры.

На основании этих данных построена модель такой камеры, которая имеет следующие параметры: расположена в районе горы Андырчи, в 22–23 км от центральной постройки вулкана Эльбрус; ее характерный размер  $\approx 2.5$ –3.0 км; залегает на глубинах  $\approx 1$ –4 км; наполнена газонасыщенной магмой с процентным содержанием летучих  $\approx 50$ –75%.

Полученные результаты можно сравнить с результатами микросейсмического профилирования, выполненного в 2014–2015 гг. сотрудниками ИФЗ РАН вдоль долины реки Баксан от подно-



**Рис. 5.** Глубинный разрез вдоль профиля Эльбрус–Тырныуз на основе данных микросейсмического зондирования. Цветовая шкала показывает степень отклонения (в децибелах) скоростей поперечных сейсмических волн от средней региональной модели [Milyukov et al., 2018].

зия восточной вершины горы Эльбрус (5100 м над уровнем моря) до южной окраины города Тырнауз, то есть практически вдоль всей Сылтранской магмоконтролирующей разломной зоны [Рогожин и др., 2015; Milyukov et al., 2018].

Результаты микросейсмического зондирования выявили особенности геолого-геоморфологической структуры вулканического сооружения Эльбруса и его глубинного строения (рис. 5). На глубинном вертикальном разрезе проявились флюидонасыщенные трещиноватые слои, магматические каналы, магматические камеры и т.д. Непосредственно под центральной частью горы Эльбрус присутствуют две зоны пониженных скоростей. Зона 1 была отождествлена с близповерхностной магматической камерой, расположенной в диапазоне глубин 7–12 км, а зона 2, расположенная на глубинах 15–30 км, – с протяженным, уходящим в глубину, материнским очагом. Вдоль всего профиля имеется ряд других зон пониженных скоростей поперечных волн, которые также можно ассоциировать с магматическими образованиями Эльбрусского вулканического центра. Черной вертикальной линией на профиле отмечено положение роя локальных сейсмических событий (см. рис. 2), которое совпадает с близповерхностной зоной пониженных скоростей.

Таким образом, данные микросейсмического зондирования глубинного строения Эльбрусского вулканического центра не противоречат наличию в районе горы Андырчи близповерхностной камеры, определяемой по сейсмическим и деформационным данным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эльбрусский вулканический центр – сложная вулканическая структура, в состав которой входят стратовулкан центрального типа и ряд более мелких магматических образований, расположенных на его периферии. Поэтому неудивительно, что по мере продолжающегося изучения этой вулканической постройки разными экспериментальными методами открываются новые ранее неизвестные магматические структуры. В частности, в результате микросейсмического зондирования была открыта неизвестная магматическая структура, расположенная в 50 км к востоку от горы Эльбрус, сравнимая по размерам с магматической структурой Эльбруса, но в настоящее время намного холоднее [Рогожин и др., 2015].

В данной работе результаты исследований, основанные на сейсмических и деформационных данных, а также результатах микросейсмического зондирования, показали наличие в составе Эльбрусского вулканического центра новой периферийной близповерхностной магматической камеры.

Сейсмические наблюдения, проведенные в подземной штольне БНО ИЯИ РАН под горой Андырчи, зарегистрировали ряд слабых локальных сейсмических событий. Эпицентры этих со-

бытий сосредоточены в компактной области, ограниченной двумя сферами с радиусами 600 и 1200 м, центры которых расположены на глубине 3.7 км относительно дневной поверхности. Характерно, что в этой области сосредоточено 95% сейсмических событий. Область внутри малой сферы, где сейсмические события отсутствуют, можно интерпретировать как некое мягкое интрузивное включение (“магматический расплав”).

Анализ литосферной деформации, регистрируемых лазерным интерферометром-деформографом, расположенным в той же штольне, выделил ряд резонансных мод в диапазоне периодов 15–25 с, возбужденных региональными землетрясениями. Интерпретация полученных оценок периода и добротности наиболее интенсивной низкочастотной моды из этого диапазона, а также глубины залегания структуры, определенной по сейсмическим данным, в рамках резонансной модели магматической камеры вулкана Эльбрус, развитой ранее в наших работах, определяет размеры новой камеры и газожидкостный состав ее флюидов.

На основании этих данных построена модель новой магматической камеры, которая имеет следующие параметры: расположена в районе горы Андырчи, в 22–23 км от центральной постройки вулкана Эльбрус; ее характерный размер  $\approx 2.5\text{--}3.0$  км; залегает на глубинах  $\approx 1\text{--}4$  км; наполнена газонасыщенной магмой с процентным содержанием летучих  $\approx 50\text{--}75\%$ . Такая магматическая камера также отождествляется на глубинном разрезе Эльбрус – Тырнауз, построенным по данным микросейсмического зондирования.

Существование новой магматической камеры подтверждает мнение многих вулканологов о том, что несмотря на длительный фазу затишья, Эльбрус сохраняет опасность вулканической активизации.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят члена-корреспондента РАН А.А. Маловичко за предоставление каталога сейсмических событий, зарегистрированных сейсмометрами ГС РАН в Приэльбрусье в период с 22.06.2011 по 05.07.2011 гг.

Авторы также благодарят сотрудников ГАИШ МГУ Н.А. Перельгина и С.В. Гирину за техническую поддержку работы Баксанского лазерного интерферометра.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета “Фундаментальные и прикладные исследования космоса”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // Докл. РАН. 2002а. Т. 387. № 3. С. 364–369.
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. Кошуг Д.Г. и др. ЭПР датировка породообразующего кварца вулканических пород вулкана Эльбрус, Северный Кавказ // Докл. РАН. 2002в. Т. 385. № 5. С. 570–573.
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Рогожин Е.А. и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус и возможные его последствия // Катастрофические последствия и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2002. С. 365–397.
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. Комплексные исследования Эльбурского и Казбекского вулканических центров: мониторинг и прогноз // Вестник Владикавказского научного центра. 2003. Т. 3. № 2. С. 15–28.
- Ковалевский В.В., Белоносов А.С., Авроров С.А., Якименко А.А. Локализация сейсмических событий в Приэльбрусье подземной сейсмической группой // Периодический Научно-технический журнал Национального ядерного центра республики Казахстан. Вестник НЯЦ РК. Курчатов, Казахстан, 2014. Вып. 2. С. 123–128.
- Нечаев Ю.В. Космические технологии в задачах изучения локальных неоднородностей земной коры // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН “Геофизика на рубеже веков”. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 276–290.
- Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды // Третий Международный аэрокосмический конгресс IAC’2000, Москва, 23–27 августа 2000 г. Тезисы докладов. М., 2000. С. 38–42.
- Маловичко А.А., Бутырин П.Г., Верхоланцева Т.В., Верхоланцев Ф.Г., Шулаков Д.Ю. Результаты микросейсмических наблюдений на территории Баксанского Нейтринной Обсерватории // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы “Седьмой Международной сейсмологической школы”. Обнинск: ГС РАН, 2012. 380 с.
- Миллюков В.К., Руденко В.Н., Клячко Б.С., Карт А.М., Мясников А.В. Широкополосный лазерный интерферометр для мониторинга деформаций Земли // Известия Академии Наук. Сер. физическая. 1999. Т. 63. № 6. С. 1192–1197.
- Миллюков В.К., Клячко Б.С., Мясников А.В., Стриганов П.С., Янин А.Ф., Власов А.Н. лазерный интерферометр для мониторинга движений земной коры // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 87–103.
- Миллюков В.К. Мониторинг состояния магматических структур вулкана Эльбрус по наблюдениям литосферных деформаций // Вулканоология и сейсмология. 2006. № 1. С. 1–13.
- Мясников А.В. О проблеме учета влияния метеорологических факторов на большие прецизионные системы на примере Баксанского большебазового лазерного интерферометра // Сейсмические приборы. 2019. Т. 55. № 2. С. 27–38.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Этапы магматической активности Эльбурского вулканического центра (Большой Кавказ): изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 384–389.
- Chouet B. Volcano seismology // Pure Appl. Geophys. 2003. V. 160. P. 739–788.
- Fujita E., Ida Y., Oikawa J. Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1995. V. 69. P. 365–378.
- Kumagai H., Chouet B.A. Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B11. P. 25493–25512.
- Lay T., Wallace T.C. Global Seismology. San Diego, London: Academic Press, 1995. 518 p.
- Milyukov V., Rogozhin E., Gorbatikov A., Mironov A., Myasnikov A., Stepanova M. Contemporary State of the Elbrus Volcanic Center (The Northern Caucasus) // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. № 5. P. 1889–1907. (Switzerland: Birkhauser Verlag).

## Model of a New Peripheral Near-Surface Magmatic Chamber of the Elbrus Volcanic Center

V. K. Milyukov<sup>1</sup>, \* and A. V. Myasnikov<sup>1</sup>, \*\*

<sup>1</sup>Sternberg Astronomical Institute, Lomonosov Moscow State University, Universitetsky prosp., 13, Moscow, 119234 Russia

\*e-mail: vmilyukov@yandex.ru

\*\*e-mail: andrey0405@mail.ru

Intracrustal magmatic structures have pronounced resonant properties, due to which these structures are able to generate secondary seismic waves at their own frequencies. Based on strain data obtained with a 75-meter laser interferometer – strainmeter, resonance modes are identified and parameters of magmatic structures of the Elbrus volcanic center are estimated. Such resonant modes are unique for each magmatic formation and determine the size and physical-mechanical properties of this magmatic structure. This paper analyzes the local formation, which manifested itself as a some compact area of numerous weak seismic pulses registered in the Elbrus region by the seismometers of the Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences in 2011. The results of studies based on seismic and strain data, as well as the results of microseismic sounding, showed the presence of a new peripheral near-surface magmatic chamber in the Elbrus volcanic center. The characteristic size of this new magmatic chamber is 2.5–3 km.

**Keywords:** seismic source, strain resonant modes, laser interferometer-strainmeter, magmatic structures of the Elbrus volcano