

УДК 551.21

ОЦЕНКА ТЕПЛА, НАКОПЛЕННОГО МАГМАТИЧЕСКИМ ОЧАГОМ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС ВО ВМЕЩАЮЩИХ ЕГО ПОРОДАХ, И ВОЗМОЖНОСТИ ЕГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ.

© 2009 г. И.С.Уткин¹, С.А.Федотов^{1,2}, Л.И.Уткина¹

¹*Институт физики Земли РАН, Москва, 123995*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006*

Адрес для переписки:

Уткин И.С.: Москва, тел. 501-17-47; e-mail: ISUTLIUT@mail.ru

Проведен анализ результатов геологических и геофизических исследований о наличии не застывшего магматического очага под вулканом Эльбрус на Кавказе, глубине его залегания и примерных размерах. Даются верхняя и нижняя грани оценок запасов тепла вмещающих горных пород, нагретых магматическим очагом вулкана с момента его возникновения до настоящего времени, с учётом изменений размеров магматического очага в процессе его эволюции и накопления им тепла. Проанализированы геолого-геофизические предпосылки использования тепловой энергии нагретых пород, вмещающих магматический очаг вулкана Эльбрус.

ВВЕДЕНИЕ

Эльбрус - самая высокая вершина и самый крупный вулкан в Европе. Его западная и восточная вершины, находящиеся на расстоянии около 1430 м, достигают высоты 5643 и 5620 м соответственно. Вулканическая постройка Эльбруса, представляющая полигенный стратовулкан, расположенный на северном склоне Главного хребта Большого Кавказа, приурочена к месту пересечения Сылтранской разломной зоны с поперечным Эльбрусским разломом и лежит на древних кристаллических породах, образующих гранитный блок. Диаметр основания вулкана в плане составляет 17-18 км, а его площадь 235-240 км². Обе вершины вулкана и их общий конус вулканической постройки лежит в кальдере обрушения площадью 230 км², практически совпадающей с площадью основания вулкана [13]. Описанные ниже геологические и геофизические исследования последних лет позволяют судить о наличии не застывшего периферического магматического очага под вулканом Эльбрус. Проточные, долгоживущие магматические очаги, имеющие объёмы в сотни кубических километров, к которым, как показано ниже, относится неглубокий

периферический магматический очаг вулкана Эльбрус, могут нагревать окружающие их породы в течение сотен тыс. лет и являются крупными накопителями подземного тепла [34-36]. Исчерпание запасов углеводородного сырья, рост его стоимости вызывает необходимость поиска, быстрого освоения и использования альтернативных источников энергии. В данной работе впервые рассматриваются теоретические вопросы оценки ресурсов подземного тепла, накопленного периферическим магматическим очагом вулкана Эльбрус во вмещающих его породах, рассчитывается верхняя и нижняя грань оценки накопленного тепла, анализируются предпосылки возможности его извлечения, предлагается новый метод оценки объёма вулканической постройки, необходимый для расчёта накопленного очагом тепла. Ставится вопрос о предпосылках и возможностях извлечения накопленного тепла из сухих горных пород (Hot dry rock technology) [43].

1. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СУЩЕСТВОВАНИИ АНОМАЛЬНЫХ ЗОН, СОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ПОД ВУЛКАНОМ ЭЛЬБРУС

Первые результаты, указывающие на наличие аномальных по геофизическим данным зон, получены М.В. Авдуловым в 1962 г. [2] и подтверждены им в 1993 г. [3]. Им были обнаружены области под вулканической постройкой Эльбруса, соответствующие гравитационным минимумам и соответственно обладающие аномально низкой плотностью. Исследования аномальных зон под Эльбрусом проводились также методами пассивного сейсмического зондирования с использованием микросейсмического фона. Первые результаты в этом направлении были получены в 1984 г. Н.И.Хитаровым и др. [38]. Ими были зарегистрированы интенсивные поверхностные волны. При этом отмечалась аномально низкая частота колебаний порядка 2 гц, что свидетельствовало о наличии аномальной зоны на небольшой глубине. Аналогичные результаты позже были получены в 2001 г. Л.Е.Собисевичем и др. [27, 28]. Тем не менее, все приведённые выше результаты не давали достаточно определённых представлений о глубине залегания, размерах и форме аномальных зон. Кроме того, в этих работах не было указаний на то, чем заполнены эти зоны, какова их внутренняя структура, какая часть объёма зоны заполнена магмой. Не была оценена температура и плотность теплового потока в аномальных зонах. В этом отношении представляется важной работа Ю.П.Масуренкова 1971 г. [19]. В ней показано, что геотермический градиент под вулканом Эльбрус достигает $100^{\circ}\text{C}/\text{км}$ при плотности теплового потока около $2 \text{ Вт}/\text{м}^2$, что существенно превышает фоновый показатель для Центрального Кавказа.

Не менее важно, что метод измерения плотности теплового потока открывает возможность оценки размеров и формы источника тепла при известной глубине его залегания. Для этого необходимо замерить плотность теплового потока в десятках

неглубоких скважин на вулканической постройке и решить обратную задачу теплопроводности с учётом конфигурации реального рельефа местности. На время публикации [19], позднее и до настоящего времени этого сделано не было.

2. ОПИСАНИЕ ПЕРИОДОВ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ОБСТОЯТЕЛЬСТВ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС, ВАЖНЫХ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ПРОЦЕССОВ ЭВОЛЮЦИИ ЕГО СОВРЕМЕННОГО ПЕРИФЕРИЧЕСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА

Начало изученного периода вулканической деятельности вулкана Эльбрус относят к концу позднего плиоцена. Историю его развития разделяют на три периода: докальдерный, кальдерный и посткальдерный [13, 39]. Образование кальдеры вулкана произошло по уточнённым данным около 800 тысяч лет тому назад [13]. Периферический магматический очаг вулкана Эльбрус до образования кальдеры, судя по её размерам, мог иметь диаметр около 16-18 км. На период, предшествовавший образованию кальдеры, и непосредственно после её образования, в изверженных продуктах преобладали игнимбриты и ассоциирующиеся с ними туфы, что говорит о возможности преимущественно эксплозивного характера извержений того периода. Изверженные продукты того времени в большей своей части могли быть унесены ветрами во время эксплозивных извержений и в меньшей части подвергнуты эрозии и смыты осадками, стёрты ледниками в последующий период длительного затишья (550 тыс. лет) вулканической активности. Таким образом, значительный объём изверженных продуктов по всей вероятности находится за пределами вулканической постройки. В таком случае изверженные продукты докальдерного и кальдерного периода могли составить, как будет показано ниже, лишь небольшую часть - около одной пятой объёма её современной постройки. К сожалению, данных о количестве изверженных вулканом в докальдерный период продуктов в литературе мы не находим. Наиболее полные систематизированные данные о количестве изверженных вулканитов в посткальдерный период, представлены в [44]. Материалы, выложенные на сайте [44], хорошо систематизированы, охватывают весь период деятельности вулкана. Приведённые там материалы для посткальдерного цикла вулканической активности в большей своей части подтверждаются публикациями [6-10, 16, 17]. Интервалы времени вулканической активности Эльбруса, взятые нами из ЭПР (электронный парамагнитный резонанс) датировки в интервале времён 250 -50 тысяч лет до нашего времени (тыс. лет до н. в.), значительно более точны и достоверны, чем данные других методов геохронологии, таких как калий-аргоновый, аргон-аргоновый или иониевый [6]. Результаты сравнительного анализа данных по количеству и составу изверженных продуктов вулкана взяты в основном из литературных источников [16, 27, 44] и представлены в таблице 1.

Таблица 1. Данные по количеству и составу изверженных продуктов вулкана Эльбрус в различные периоды формирования его вулканической постройки

Периоды вулканической активности [6], тыс. лет до н. в.	Изверженные продукты	Объем изверженных продуктов по литературным данным, км ³		Объемы изверженных продуктов, принятых в расчетах динамики роста и развития периферического магматического очага, км ³	Примечание
		[44]	[16]		
до 790	ингибриты, туфы, вулканический пепел	75	10		45 км ³ изверженных продуктов докальдерного периода были учтены в расчетах динамики роста и развития периферического магматического очага с 225 по 180 тыс. лет до н. в.
225 - 180	андезито - дациты	45	25	155	извержение дацитовых пемз и пепла, имевшее место в районе западной вершины Эльбруса, привело к возникновению нового кратера
				120	
				90	
130 – 60	смешение базальтовых и андезитобазальтовых расплавов, имеющих мантийный источник, с кислым риолитдацитовым коровым расплавом	30		65	
				50	
				38	
35 - 11	андезито–дациты и дациты	10		10	период слабой вулканической активности
				8	
				6	
11 – наше время.	потоки вязких андезиодацитовых, дацитовых и липаритдацитовых лав	30	6	30	извержение голоценовых лав привело к образованию Восточной вершины Эльбруса
				23	
				17	

Образование кальдеры не могло не повлиять на значительное уменьшение объема магматического очага вулкана, заполненного магмой. Именно это могло привести к периоду длительного затишья в активности вулкана - 550 тыс. лет [6, 9], наступившего через короткое время после образования кальдеры. Как показывают расчёты, за время паузы затишья имевшийся магматический очаг кальдерного периода диаметром 17 км должен был застыть примерно за 70 тысяч лет до начала следующего периода вулканической

активности. Новый период вулканической активности начался примерно 225 тыс. лет до н. в. В период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. деятельность вулкана была наиболее интенсивной за весь посткальдерный период. Именно в этот период интенсивность вулканической деятельности, средний расход извергнутых продуктов и их количество, по данным С.Н.Бубнова, примерно в 4 раза превышало те же показатели за период от 12 тыс. лет до н. в. вплоть до нашего времени [16]. Если в соответствии с данными табл. 1 количество изверженных продуктов в период от 12 тыс. лет до н. в. вплоть до нашего времени принять 30 км^3 , то количество изверженных материалов за период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. должно было составлять 120 км^3 . Однако в табл. 1, в соответствии с [44], указано почти в три раза меньше – 45 км^3 . Если количество извергнутых продуктов в период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. соответствует, как указано в [44] и табл. 1 – 45 км^3 , то магматический очаг должен был неизбежно застыть в период с 180 до 130 тыс. лет до н. в. Это подтверждают расчёты, описанные ниже. По данным геофизических исследований магматический очаг вулкана Эльбрус в указанный период времени не застывал. Об этом говорят горизонтальные разрезы магматического очага Эльбрус, например, по представлениям В.В. Спичака [29]. Нами принято компромиссное решение принять количество извергнутых продуктов в период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. – по минимуму – 90 км^3 . Такое количество вулкаников уже достаточно, чтобы очаг не застывал при условии, что количества изверженных продуктов в остальные, более поздние периоды вулканической активности примерно соответствуют [44] и табл. 1.

За период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. сформирована западная вершина вулкана Эльбрус. Далее следует перерыв вулканической деятельности 50 тысяч лет. В период 130-60 тыс. лет до н. в. вулкан снова активен. Извергнуто минимум 30 км^3 вулканических продуктов. Затем опять следует 48 тысяч лет слабой вулканической активности. Определение возраста с помощью разных методов показало, что отдельные извержения этого периода происходили 35 ± 5 , 28 ± 3 , 23 ± 2 , около 21 тысячи лет тому назад [8, 9, 17]. За этот период извергнуто более 6 км^3 . Точное количество изверженных за этот период продуктов не известно, но оно должно быть меньше 30 км^3 , иначе значительное повышение активности вулкана, начавшееся 12 тыс. лет до н. в. было бы замечено много раньше. $8 - 10 \text{ км}^3$ изверженных продуктов достаточно, чтобы магматический очаг согласно расчётам не застыл. За последние 10-12 тысяч лет в голоцене интенсивность деятельности вулкана Эльбрус значительно возрастает, паузы между периодами активности сокращаются, средний расход изверженных продуктов также возрастает. Последний, голоценовый период вулканической активности, превосходит по интенсивности предыдущий, длившийся 70 тысяч лет с 130 по 60 тыс. лет до н. в. [8, 9, 15, 17, 44]. За последние 12 тысяч лет извергнуто около 30 км^3 продуктов. Образована восточная вершина вулкана. За период с

8150±40 по 990±60 лет по данным ^{14}C радиоуглеродного датирования вулканическая активность возобновлялась 8 раз с интервалом 400-1700 лет [8, 9, 15, 17]. Последнее сильное извержение вулкана происходило в I – II веках нашей эры и менее интенсивное – 900 лет назад. Время очередного извержения весьма вероятно может наступить при ныне живущем поколении людей [7, 10].

Состав вулканитов, изверженных в посткальдерный период говорит о том, что современная вулканическая постройка вулкана Эльбрус состоит из магм, образовавшихся при смешении базальтовых и андезитобазальтовых расплавов, имеющих мантийный источник, с кислым риолит-дацитовым коровым расплавом. Подавляющее большинство лавовых потоков Эльбруса отвечают по составу дацитам и реже риолитам [8, 9, 17, 22]. Это говорит о доминирующей роли коровой компоненты в расплавах, изверженных в посткальдерный период деятельности вулкана. Из этого можно сделать вывод, что эти изверженные породы были выплавлены в большой мере из стенок верхнего и нижнего коровых магматических очагов (о них будет сказано ниже) при их эволюционном росте и развитии [8, 9, 17, 22]. Это важное обстоятельство было использовано нами в приводимых расчётах динамики роста и развития периферического магматического очага вулкана Эльбрус.

В [44] приводится объём изверженных пород в кальдерный и докальдерный периоды вулканической активности - 75 км³. К сожалению, сообщение об этом объёме не найдено нами в других литературных источниках. Если принять эту оценку, тогда общий объём изверженных продуктов за весь обозримый период существования вулкана составляет 190 км³. Как показали расчёты, выполненные по алгоритму С.А.Федотова (об этом ниже), объём современной вулканической постройки составляет 152 км³. Объём вулканической постройки 140-150 км³ приводится также в [44]. Если исходить из данных [44] (таб. 1), то на посткальдерный цикл количество изверженных материалов, отложившихся в пределах вулканической постройки, приходится - 115 км³. Количество продуктов кальдерного и докальдерного периодов, слагающих современную постройку, составляет 25-35 км³ (18-23% от её объёма), а количество продуктов тех же периодов извержения, не отложившихся в вулканической постройке, а перенесённых за её пределы, может быть порядка - 40-50 км³. Эти данные не противоречат тому, что известно об эруптивном характере извержений того периода.

Оценка объёма изверженных пород 150 км³ не допускает наличие впадины в коренных породах значительного объёма под основанием вулкана, в последствии заполненной при извержениях вулканитами. Анализ скрытых периодичностей на протяжении 200 км вдоль простирания Главного Кавказского хребта показало, что такая впадина объёмом 45-50 км³ с высокой долей вероятности есть. Тогда объём современной

вулканической постройки Эльбруса может быть увеличен до 200 км^3 . Соответственно могут быть пропорционально увеличены объёмы изверженных продуктов для каждого из трёх периодов вулканической активности.

Расхождение в количестве изверженных продуктов в период вулканической активности от 225 до 180 тыс. лет до н. в. по данным [44] - 45 км^3 и принятом нами для расчёта размеров магматического очага – 90 км^3 нуждается в пояснениях. Требуется проверка предположение, что часть извергнутых продуктов в период активности от 225 до 180 тыс. лет до н. в. была ошибочно датирована более ранними сроками. Как показано в [6] такие ошибки не редки, когда не используют для датирования продуктов извержения данного периода времени ЭПР геохронометры. Напомним, что объём извергнутых пород 90 км^3 был принят, исходя из соображений, что возникший 225 тыс. лет тому назад новый, современный магматический очаг в процессе своего роста за 45 тыс. лет вулканической активности достиг размеров, позволяющих ему не застыть в последующий период 50 тыс. лет последующей паузы в активности вулкана. При этом учитывалось, что притока тепла в периферический очаг за счет поступающей в него снизу по питающему магматическому каналу магмы в период паузы быть не могло. Интенсивный рост размеров магматического очага обеспечивался за счёт плавления стенок очага теплом протекающей через него с достаточным расходом на Земную поверхность за период вулканической активности магмой [34-36, 41]. Следует отметить, что это наиболее вероятный, проверенный в расчётах на многочисленных примерах и не вызывавший противоречий основной способ поддерживать размеры периферических магматических очагов в определённых пределах [33-36]. Тем не менее, в наших дальнейших исследованиях будут изучены и смоделированы и другие механизмы и возможности, позволяющие магматическим очагам при определённых особых условиях сохранять свои размеры длительное время и при этом не требующие выхода магмы на Земную поверхность. Такие механизмы предположительно могут работать и в период длительных пауз в вулканической активности. Один из таких механизмов кратко описан ниже.

Итак, мы вдвое завысили объём извергнутых продуктов в период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. по сравнению с данными [44]. Без такого завышения магматический очаг в период следующей паузы в активности с 180 по 130 тыс. лет до н. в. по нашим представлениям должен был застыть. Завышение объёма извергнутых продуктов в период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. составляет около 25% от общего количества извергнутых продуктов за весь период формирования вулканической постройки. К каким неточностям в оценке тепла, накопленного в породах вокруг магматического периферического очага, это завышение могло привести? Количество добавленных нами изверженных в период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. продуктов - 45 км^3 . Это составляет немного больше половины

количества продуктов изверженных по данным [44] в докальдерный и кальдерный периоды. Примем во внимание 2 обстоятельства. Первое – количество тепла, поступающее за некоторый промежуток времени из магматического очага в среду его ближайшего окружения кондуктивным способом пропорционально количеству магмы, изверженной на поверхность Земли за тот же промежуток времени, но с некоторым сдвигом по времени, связанным с инерционностью тепловых процессов. Второе – как показали расчеты, к настоящему времени от количества тепла, накопленного до 800 тыс. лет назад, в пределах близкого окружения очага остаётся менее половины этого тепла. Остальное тепло, в основном кондуктивно, рассеивается в дальних пределах от очага. Таким образом перенос во времени вперёд на 550 тысяч лет несколько более половины изверженных в кальдерный и докальдерный периоды продуктов, и учет этих продуктов, как изверженных в период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. не приводит к большой погрешности в оценке накопленного тепла и, мало того, позволяет учесть тепло, накопленное предыдущим магматическим очагом докальдерного и кальдерного периодов. Покажем это.

Будем считать, что количество изверженных продуктов за время формирования вулканической постройки вулкана Эльбрус составляет 195 км^3 , а количество продуктов, изверженных в посткальдерный период на 75 км^3 меньше, а именно 115 км^3 , объём современной вулканической постройки 150 км^3 согласно [44]. Тогда из извергнутых в кальдерный и докальдерные периоды вулканитов в объёме вулканической постройки должно было отложиться $30\text{-}35 \text{ км}^3$. Примем, что в период от 225 до 180 тыс. лет до н. в. извергнуто не 45, как указано в [44], а $45 + 75/2 = 82.5 \text{ км}^3$. Тогда искусственная добавка 37.5 км^3 , как бы изверженных в период от 225 до 180 тыс. лет, даёт возможность в общем балансе накопленного тепла полностью учесть тепло, накопленное магматическим очагом в кальдерный и докальдерный периоды. Тогда количество извергнутых продуктов было вдвое больше, но половина этого тепла была рассеяна кондуктивным способом из объёмов ближайшего окружения очага за период 550 - 800 тыс. лет. При всех прочих равных с вышеприведенными условиями и данными в расчётах мы вынуждены (чтобы не допустить застывания очага) были учитывать не 82.5 , а 90 км^3 изверженных в этот период продуктов. Завышение объема составило 9%, а завышение общего количества накопленного магматическим очагом во вмещающих его породах тепла составляет менее $9 \times 90 / 150 = 5.4\%$. Ниже показано, что общее количество изверженных продуктов за период формирования вулканической постройки могло быть не 190, а около 260 км^3 . Потери тепла, принятые равными 50%, могли быть более 50% (50-60%). Малое завышение объема извергнутых пород за период от 225 до 180 тыс. лет до н. в., а также ещё меньшее завышение общего количества накопленного к настоящему времени тепла во вмещающих породах ближайшего окружения очага, входит в интервал неопределённости входных для расчётов данных. Эти

завышения не могут сказываться существенно на итоговых результатах оценок накопленного тепла. Приводимые ниже расчёты динамики изменения размеров периферического очага во времени проводились для трёх вариантов общего количества извергнутых вулканом продуктов за последние 225 тыс. лет: 151, 201 и 260 км³. Эти объёмы при проведении расчётов были распределены во времени, как указано в табл. 1.

3. ОЦЕНКИ ПОЛОЖЕНИЯ И РАЗМЕРОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

О наличии двух разноглубинных зон с аномальными геофизическими показателями под вулканической постройкой вулкана Эльбрус, предположительно содержащими магматические очаги с магмой, имеются данные многих исследователей. Первый вертикальный разрез по линии Приэльбрусского профиля, полученный при обработке гравиметрических измерений, был представлен В.Н. Арбузкиным и др. в 2002 г. [4]. Наибольший интерес представляют сейсмотомографический и геоэлектрический разрезы, полученные этими авторами, выполненные на отрезке 80 км в масштабе 1:1000000. На этих разрезах под вулканической постройкой вулкана Эльбрус можно видеть две аномальные зоны на глубинах 2-8 и 30-35 км от уровня моря. К сожалению, оценить размеры этих зон затруднительно.

Лучший по разрешению разрез земной коры под вулканом Эльбрус до глубины 50 км предложил в 1999 г. Ю.В. Нечаев [23] (рис. 1). Этот разрез выполнен на основании дешифрирования космических снимков и построения сети линеаментов. Карта линеаментной сети использовалась для вычисления количественных характеристик степени тектонической раздробленности литосферы изучаемого объёма. Две аномальные зоны, во внутренней полости которых расположены магматические очаги, соответствуют зонам пониженных значений тектонической раздробленности. На разрезе, представленном в [23], можно уверенно идентифицировать только аномальную зону нижнего очага на глубине 20-40 км. Однако в работе с участием того же автора [28] уже видна аномальная зона с центром на глубине 4 км от уровня моря, с горизонтальным и вертикальным размерами - 9 и 7 км, соответственно. По представлениям [21] глубина центра залегания аномальной зоны находится на уровне моря, а ее горизонтальный размер равен 8.8 км. В работе [1] показано, что центр тяжести аномальной зоны лежит на глубине 5.5 км от уровня моря, а горизонтальный размер – 8.2 км.

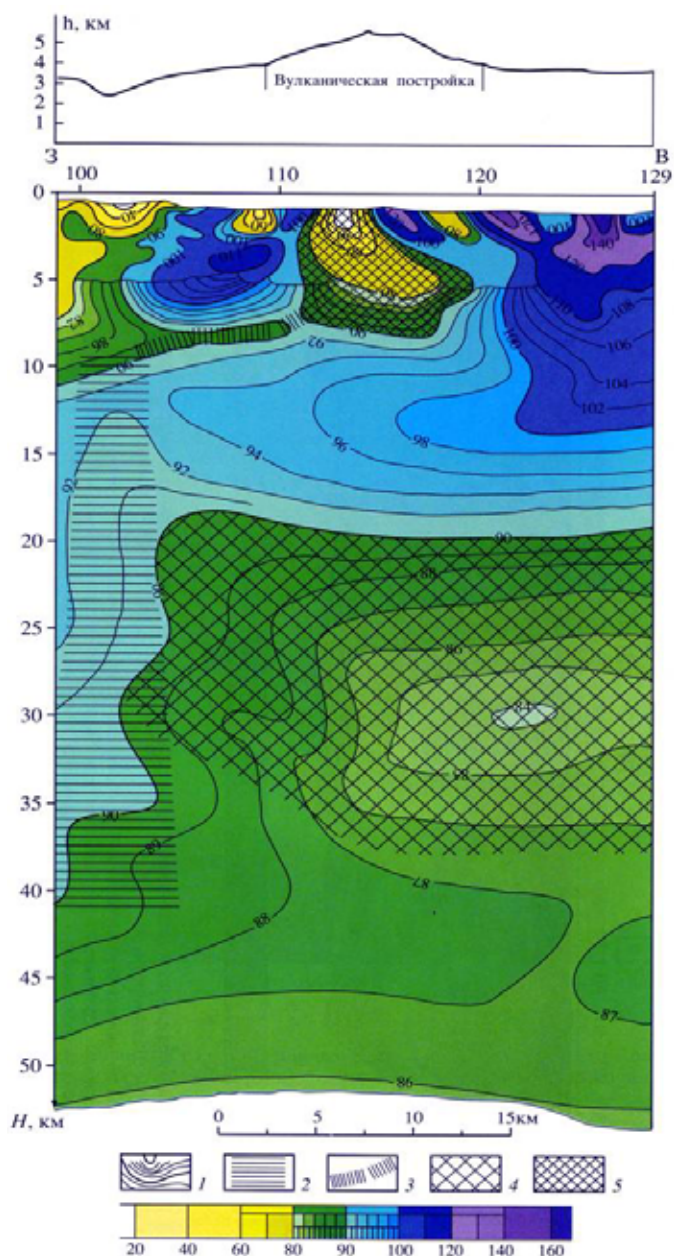


Рис. 1. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности коры, проходящий через вулкан Эльбрус и ориентированный вдоль простираения Кавказа, по данным и результатам работ Ю.В.Нечаева [23]. 1 - изолинии поля тектонической раздробленности коры: жирные - кратные 10 усл.ед., тонкие - 2 или 1 усл.ед.; 2 - область (зона) повышенной раздробленности нижней части коры; 3 - близгоризонтальные ослабленные зоны (возможный путь перетока первичной магмы в вулканическую камеру – магматический очаг); 4 - область anomalно пониженных значений поля в верхах базальтовой коры, рассматриваемая в качестве потенциального материнского магматического очага, служившего в прошлом источником материала для заполнения вулканических камер; 5 - область anomalно пониженных значений поля в верхней части коры, отождествляемая с вулканической камерой – магматическим очагом.

Дальнейшее развитие этого направления работ проводилось В.В.Спичаком в 2007 г. [29]. Им была произведена трёхмерная электромагнитная томография Эльбрусского вулканического центра по магнитотеллургическим и спутниковым данным. Магнитотеллургическое зондирование вулкана Эльбрус выполнено на субмеридиональном профиле, пересекающем вершину вулкана. Трёхмерные карты пространства под вулканом

Эльбрус, построенные по спутниковым данным, были определённым образом скорректированы на основании анализа корреляции данных магнитотеллургического зондирования с показаниями тектонической раздробленности Ю.В.Нечаева, вычисленными для субмеридионального профиля. Анализ результатов позволил авторам [23, 29] получить оценки размеров аномальных по геофизическим показателям зон верхнего и нижнего магматических очагов, а также глубину и координаты их местоположения. Следует заметить, что оба исследователя в своих последних работах приводят также сложные конфигурации контуров 4-5 горизонтальных разрезов верхней аномальной зоны с множеством подробностей и лишь приблизительно напоминающих окружности. Подробности прорисовки горизонтальных разрезов верхней аномальной зоны обоих авторов [23, 29] не совпадают. В отсутствии полной информации о трёхмерной конфигурации этих зон, будем считать их форму близкой к форме тел с вертикальной осью вращения. Форма аномальной зоны верхнего очага по данным обоих авторов [23, 29] близка к эллипсоиду, но с различным соотношением длин осей. Положение в пространстве почти совпадает. Наибольшее отличие в глубине залегания нижнего магматического очага: 30 км у Ю.В.Нечаева и 45 км у В.В.Спичака. Отличие для нижнего очага также и в форме, почти сферической у Ю.В.Нечаева, и явно эллиптической у В.В.Спичака. Учитывая существенную разницу в представлениях о геометрических параметрах магматических очагов у этих авторов, примем форму очагов эллиптической с промежуточным соотношением вертикальной и горизонтальной осей 1/1,5. Примем также объёмы как верхней, так и нижней аномальной зоны равными их среднеарифметическому значению по отношению к объёмам, представленным Ю.В.Нечаевым и В.В.Спичаком. Глубина залегания очагов определяется, как среднее значение от глубин центров аномальных зон, указанных авторами ранее. Варианты оценок размеров аномальных зон и глубин их расположений по данным авторов [23, 29] приведены в таблице 2.

Таблица 2. Геометрические параметры аномальных зон, расположенных под вулканом Эльбрус

Наименование аномальных зон, содержащих магматические очаги	Вертикальный размер аномальной зоны, км	Горизонтальный размер аномальной зоны, км	Объём, км ³	Глубина центра аномальной зоны ниже уровня моря, км	Источник данных
Верхняя аномальная зона	9.4	12.0	709	4.5	[23]
	10.0	10.0	1047	5.0	[29]
		8,8		0	[21]
		8.2		5.5	[1]
Нижняя аномальная зона	20.0	20.0	4189	30.0	[23]
	15.0	10.0 - 35.0	5498	45.0	[29]

4. РАСЧЕТ ЗАПАСОВ ТЕПЛА, НАКОПЛЕННОГО ПЕРИФЕРИЧЕСКИМ МАГМАТИЧЕСКИМ ОЧАГОМ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС ВО ВМЕЩАЮЩИХ ЕГО ПОРОДАХ

Расчеты проводились в несколько этапов.

1. Расчёт динамики изменения размеров периферического магматического очага в процессе его роста и развития. Строится модель динамики роста и развития магматического очага. Представление о механизме образования и эволюции проточных магматических очагов, начиная от их зарождения, роста, достижения квазистационарной стадии и последующем медленном застывании было предложено С.А. Федотовым в период 1976 - 1980 г.г. [34]. Это представление послужило началом цикла работ по моделированию динамики роста и развития магматических очагов [32, 33, 36]. Численное моделирование эволюции размеров магматического очага разработано авторами и впервые описано в работе [33]. Предполагается, что магматический очаг наполнен очень вязкой, неподвижной жидкостью и расположен в твёрдой среде. Движение фронта плавления при убывании теплового потока, проходящего через стенки магматического очага, - возвратно-поступательное. Это соответствует фазам сначала быстрого, затем замедленного роста размеров очага, пребывания в квазистационарном состоянии, когда размеры очага почти не меняются, и последующего охлаждения очага и связанного с ним застывания и уменьшением его размеров. Поэтому в основе расчётов положено решение двухфазной задачи Стефана с возвратным движением фронта плавления по методу Р.И. Медведского для сферы или эллипсоида с вертикальной осью вращения [20]. Применение этого метода даёт возможность получения зависимости размеров магматического очага от времени, как решение системы двух обыкновенных дифференциальных уравнений.

При разработке расчётных алгоритмов и программ решалась следующая задача. На известной глубине H под поверхностью Земли в момент времени t_0 возникает проточный магматический очаг, в который по известному закону изменения расхода $W(t)$ от времени поступает магма, что вызывает плавление стенок очага при температуре T_c^{sol} . Зависимость расхода магмы от времени может быть кусочно-переменной или кусочно-постоянной при продолжительных перерывах, резких спадах в вулканической активности. Расплавленный материал увеличивает объём очага и частично выносится на земную поверхность вместе с протекающей через очаг магмой во время извержений.

Освобождающийся объём занимает магма, поступающая в очаг из глубинных горизонтов по нижнему питающему каналу с температурой T_2 большей T_c^{sol} . Размеры очага увеличиваются и достигают максимальных размеров. Расход магмы через очаг в среднем медленно уменьшается, а сам очаг при этом ещё длительное время сохраняет почти

постоянные квазистационарные размеры. При дальнейшем уменьшении расхода магмы магматический очаг начинает остывать, на его стенках застывает магма, и его размеры уменьшаются до полного застывания очага в момент времени t_1 . Если, после длительного перерыва вулканической активности очаг значительно уменьшил свои размеры, но не застыл, и начался новый период вулканической активности, то его размеры могут быть восстановлены и даже превзойдены при последующей достаточной интенсивности и длительности протекания магмы через очаг. Отрезок времени $(t_0 - t_1)$ определяет длительность существования магматического очага. Теплофизические характеристики магмы и вмещающих очаг пород считаются известными. Если характеристики пород окружения очага изотропны, то его форма остаётся сферической в течение всего периода эволюции размеров очага. Теплопроводность среды в горизонтальной плоскости может быть больше, чем в вертикальной, например в 1.5 раза, по причине трещиноватости пород, возникающей перед фронтом плавления в горизонтальных радиальных от центра очага направлениях [12]. Соотношение 1.5 выбрано потому, что форма аномальных по геофизическим показателям зон, отождествляемых с магматическими очагами, имеют примерно такое соотношение вертикальных и горизонтальных размеров. Указанная выше направленность трещин возникает тогда, когда плотность магмы и плотность вмещающих очаг пород становится на глубине образования очага примерно равными. Примем во внимание, что в толще пород Земли существует вертикальный градиент плотности пород, и любое внедрение магмы под избыточным давлением в холодные породы связано с термоупругими напряжениями и образованием мелких трещин в небольшом по мощности слое этих пород перед фронтом плавления [12]. Тогда форма очага соответствует вытянутому в горизонтальной плоскости эллипсоиду с вертикальной осью вращения.

При моделировании динамики изменения размеров очага используется небольшое число наиболее достоверных и доступных данных, характеризующих параметры очага и процессы, происходящие в нем. Принимаются во внимание: глубина залегания магматического очага H ; зависимость расхода магмы через очаг от времени $W(t)$. Используются теплофизические параметры магмы и вмещающих пород: удельная теплоемкость c , теплопроводность λ , температуропроводность χ , плотность ρ , скрытая теплота плавления L , соответственно; температура плавления вмещающих пород T_c^{sol} , равна температуре стенок очага, начальная температура вмещающих пород на глубине залегания очага $T_1 = k H$, где k - геотермальный градиент температуры Земли в районе расположения вулкана Эльбрус, температура втекающей в очаг магмы T_2 ; время зарождения магматического очага t_0 ; время длительных пауз между извержениями, значительно (в несколько раз) превышающих среднее время между извержениями; время окончания

активной вулканической деятельности, после которого магма перестает поступать в магматический очаг.

Находится закономерность изменения эффективного размера очага во времени при заданной зависимости расхода магмы через очаг, в частности определяются размеры очага в настоящее время. Эффективный размер очага $R = (A+B)/2$ (полусумме малой и большой полуоси эллипсоида с вертикальной осью вращения).

Оценка необходимых для моделирования параметров магматического очага вулкана Эльбрус была выполнена на основе сопоставления всего комплекса имеющихся геолого-геофизических, геоморфологических, дистанционных, петрологических и геотермических данных. $H = 4$ км от уровня моря, что соответствует центру тяжести аномальной по геофизическим показателям зоны, предположительно содержащей магматический очаг [23, 29]. Параметры указанных выше данных взяты из [26, 30]. О температуре магмы в верхнем магматическом очаге можно судить по многим петрологическим и косвенным геофизическим показателям, в том числе на основании гравиметрических данных. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что под вулканом Эльбрус существует объем вещества с низкой плотностью, которым может быть магма с температурой не ниже 1250°C , наполняющая магматический очаг [2].

Сложный профиль поверхности Земли над магматическим очагом вулкана Эльбрус, включающий его вулканическую постройку, замещался при проведении расчётов на горизонтальную пластину, лежащую над уровнем моря с теплофизическими характеристиками, идентичными характеристикам пород, вмещающих магматический очаг. При выборе мощности указанной пластины - 2 км принималось во внимание, что теплоизолирующее влияние на распространение тепла магматического очага оказывает в основном та часть пластины, которая ограничена цилиндрическим диском с радиусом r м, совпадающим с радиусом изотермы 200°C на глубине центра магматического очага. При таком предположении естественно определить мощность пластины и соответственно высоту диска так, чтобы среднеквадратичное отклонение высоты профиля поверхности Земли над и под плоскостью круга верхней стороны диска было минимальным.

Следует отметить устойчивость оценки объёма магматического очага, получаемой в результате расчёта эволюции его размеров к вариациям исходных данных, используемых для моделирования роста и развития магматического очага. Верхняя оценка объёма магматического очага (при отсутствии продолжительных пауз между извержениями, приводящих к его замерзанию) в значительной степени определяется интегральными характеристиками расхода магмы через очаг, т.е. общим количеством изверженных продуктов за всю историю существования вулкана. Приблизительная оценка количества

всех изверженных продуктов обычно не вызывает больших трудностей и сводится к вычислению объёма вулканической постройки и оценке количества изверженных продуктов, унесённых ветром и смытых осадками. Исключение составляют вулканы, расположенные на высоких протяжённых горных хребтах с большим перепадом высот, к которым относится Эльбрус.

Для предотвращения грубых ошибок в оценке количества изверженного материала за весь период существования вулкана, необходимы способы и критерии балансовой проверки достоверности данных, предлагаемых различными исследователями. Наиболее часто общий объём изверженных продуктов получают суммированием их объёмов, извергнутых в разное время существования вулкана. Более поздние отложения покрывают полностью или частично более ранние, затрудняя оценку мощности каждого из слоёв. Общий объём постройки вулкана и основной части изверженных продуктов определяются достаточно точно, если известен рельеф поверхности, разделяющий изверженные вулканом породы, слагающие вулканическую постройку и подстилающие коренные породы, формировавшиеся в прошлом и перемещённые к настоящему времени горообразующими процессами.

В том случае, если вулкан находится на протяжённом горном хребте с большим перепадом высот, реконструкция древней поверхности рельефа, над которой выросла постройка вулкана, может быть выполнена несколькими способами. С этой целью можно проанализировать скрытые закономерности (периодичности) формирования ряда N параллельных профилей вертикальных разрезов рельефа горного хребта, проходящих с некоторым рационально выбранным шагом вдоль его простирания. Площадь полосы параллельных разрезов должна покрывать всю площадь основания вулканической постройки, а её длина должна равняться длине простирания горного хребта, на котором расположена вулканическая постройка. На каждом из параллельных вертикальных разрезов площадка основания вулканической постройки вырезает пропуск кривой профиля рельефа, подлежащего восстановлению. N кривых профилей вертикальных разрезов можно рассматривать как совокупность реализации N -мерного случайного ряда. Восстановление формы профилей пропусков проводилось для каждого сечения с применением варианта технологии «SSA для анализа временных рядов», разработанной в Санкт-Петербургском государственном университете Н.Э. Голяндиной, В.В. Некруткиным и др. [11, 42].

На рис. 2 показано положение вертикальных разрезов рельефа (1-12) вдоль простирания Главного Кавказского хребта, проходящих через вулканическую постройку вулкана Эльбрус. В каждом из разрезов был восстановлен пропущенный участок профиля внутри контура основания вулканической постройки.

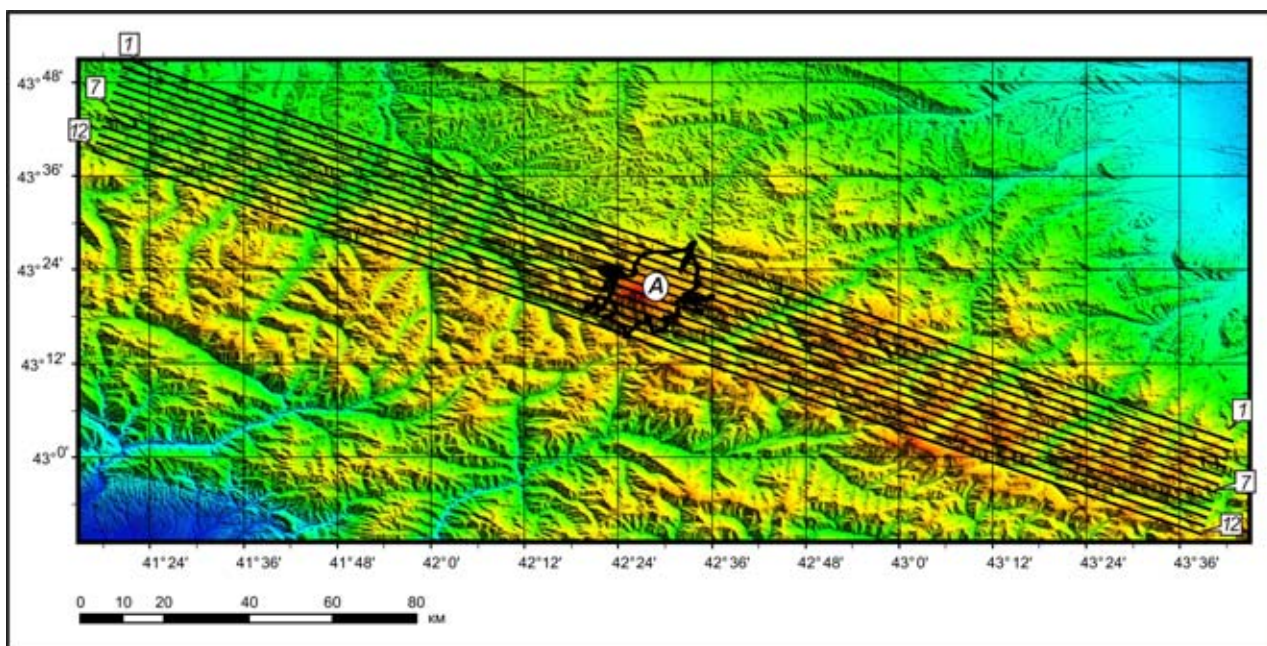


Рис. 2. Положение вертикальных разрезов рельефа (1-12) вдоль простираения Главного Кавказского хребта, проходящих через вулканическую постройку вулкана Эльбрус. А - контур площади изверженных пород, образующих вулканическую постройку вулкана

На каждом из 12 пропущенных участков профиля получен заметный прогиб вниз, наибольший на профиле 7, проходящем через обе вершины вулкана (рис. 3, 4). Вычислены площади между кривыми реального современного профиля вулканической постройки и кривыми восстановленных участков каждого из профилей. Полученные площади использованы для вычисления объема вулканической постройки вулкана Эльбрус.

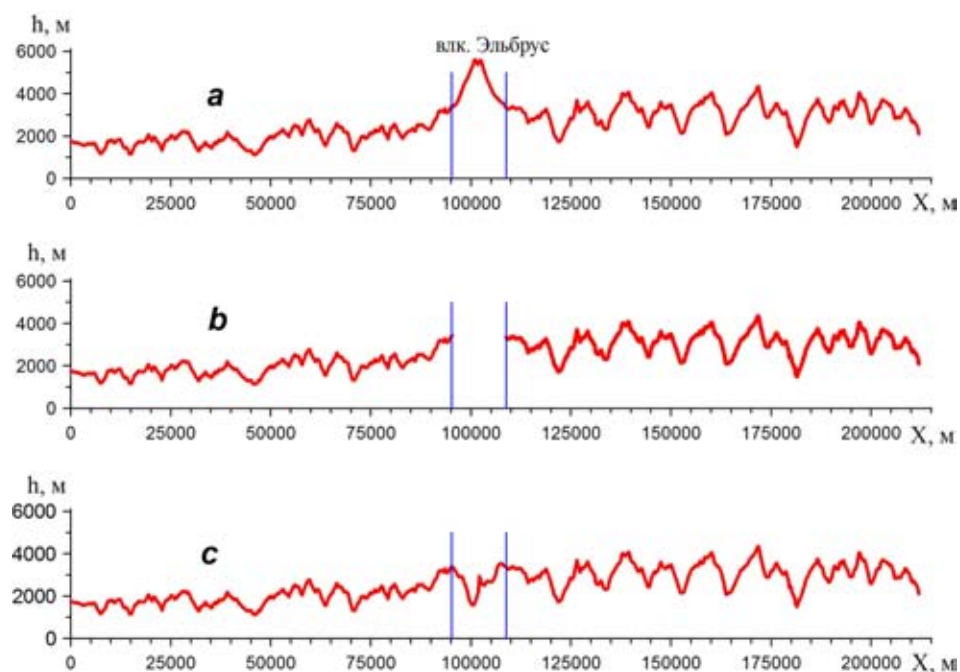


Рис. 3. Профили вертикального разреза рельефа (7), рис. 2, вдоль северо-западно-юго-восточного простираения Главного Кавказского хребта, проходящие через вулканическую постройку вулкана Эльбрус. а – современный профиль рельефа, б – профиль рельефа с пропуском вулкана, с – восстановленный профиль, существовавший до начала извержений Эльбруса. Вертикальные линии – границы площади изверженных пород, образующих вулканическую постройку вулкана.

Реконструкция профиля площадки основания вулканической постройки показала, что в основании вулканической постройки изначально была впадина, и общий объём изверженных продуктов должен быть увеличен с учётом её глубины. Для вулкана Эльбрус это даёт дополнительно 40 – 50 км³ изверженных продуктов в объёме вулканической постройки, что составляет 20 - 25% от этого объёма.

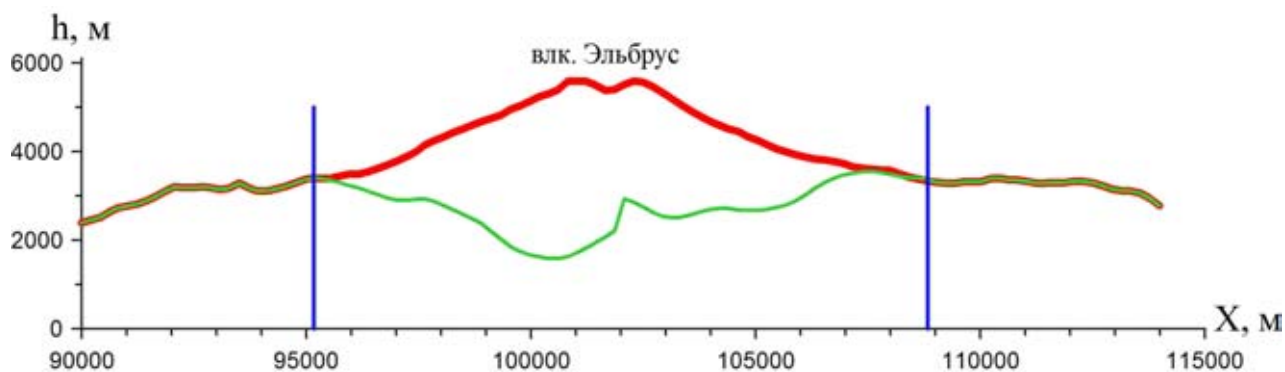


Рис. 4. Участок профиля вертикального разреза (7), рис. 2, вдоль северо-западно-юго-восточного простиранья Главного Кавказского хребта, проходящий через вершины вулканической постройки вулкана Эльбрус. Красная линия – современный профиль вулкана, зеленая линия – восстановленный профиль рельефа, существовавшего до начала его извержений. Вертикальные линии – границы площадки изверженных пород, образующих вулканическую постройку вулкана. По горизонтали расстояния, указанные на рис.3.

Объём вулканической постройки должен быть меньше общего количества продуктов на величину эрозии, вулканитов смытых осадками и стёртых ледниками в ледниковые периоды, а также на величину пепловых отложений, вынесенных ветрами за пределы вулканической постройки. Общий объём изверженных продуктов, отложившегося на площади основания вулкана, по литературным данным оценивается примерно в 150 км³ [44]. Тот же объём рассчитывался нами по алгоритму, предложенным С.А.Федотовым. Поверхность, разделяющая изверженные вулканом продукты и коренные породы, моделировалась плоскостями боковой поверхности 32-двухгранной призмы, основание которой совпадало с точками контура, ограничивающего в плане основание вулкана. Упомянутый выше контур соответственно лежал на цифровой модели высокого разрешения рельефа Эльбруса. Вершина пирамиды лежала в «главной» плоскости вертикального разреза, проходящего через обе вершины Эльбруса. Высота вершины пирамиды над уровнем моря вычислялась, как математическое ожидание N высот (N=40) главного Кавказского хребта, лежащих в «главной» плоскости вертикального разреза. Высоты брались на расстояниях в 100 м друг от друга слева и справа от площадки основания вулкана. Объём вулканической постройки вычислялся над боковой поверхностью пирамиды с использованием той же цифровой модели рельефа Эльбруса. Вычисленный таким образом рельеф составил 152 км³, что хорошо совпадает с оценками других исследователей [16, 44]. Вычисленный объём вулканической постройки, расположенный

над восстановленным рельефом её основания с помощью метода SSA по алгоритмам и программам Н.Э. Голяндиной, составил 203 км^3 . Это единственный из применявшихся метод оценки объёма вулканической постройки, который позволил обнаружить под вулканом изначальную впадину в коренных породах, впоследствии заполненную изверженными продуктами. Для получения верхней грани оценки объёма изверженных материалов, образовавших вулканическую постройку, предполагалось, что средняя высота профиля, разделяющего коренные и изверженные породы, не может быть ниже средней высоты цифрового рельефа Кавказских гор в пределах прямоугольника размером $212 \times 23 \text{ км}^2$. Высоты внутри контура основания вулкана не учитываются. Прямоугольник простирается вдоль Главного Кавказского хребта и плотно вмещает все 12 вертикальных разрезов (рис. 2). Объем вулканической постройки вычислялся над усреднённой по высоте площадкой основания вулкана. Получена верхняя грань оценки объёма вулканической постройки - 260 км^3 . Судя по составу изверженных продуктов, эруптивные извержения поскальдерного периода (с 225 тыс. лет до н. в. до наших дней) могли быть в среднем меньшей интенсивности, чем кальдерного. Время с начала периодов вулканической активности в поскальдерный период - 225 тыс. лет до н. в. много меньше времени 800 тыс. лет до н. в. всего посткальдерного периода, поэтому эрозия рельефа за более короткий период должна была сказаться в меньшей степени, чем за весь посткальдерный отрезок времени активности вулкана. Тогда можно предположить, что объем изверженных вулканом продуктов не намного превышал объем вулканической постройки, возвышающейся над его основанием. Таким образом этот объем, скорее всего, не может быть много больше 260 км^3 и меньше 150 км^3 . При итоговой оценке накопленного магматическим очагом во вмещающих породах тепла принималось среднее значение объёма изверженных вулканических продуктов 205 км^3 , что практически совпадает с оценкой объёма современной вулканической постройки Эльбруса, полученной методом SSA. При этом не учитывается объём изверженных вулканических продуктов, развеянных ветрами, и продуктов, так или иначе не закрепившихся в пределах вулканической постройки над контуром площадки основания вулкана в оцениваемый период вулканической активности, начиная с 225 тыс. лет до н. в. Объём этих неучтённых продуктов может быть значительным, поэтому речь идёт о вычислении нижней грани оценки накопленного периферическим магматическим очагом тепла во вмещающих его породах.

Убывание расхода магмы аппроксимируется кусочно-постоянными зависимостями $W(t)$. Учитывается наличие длительных пауз между извержениями, при которых размеры магматического очага существенно уменьшаются (рис.5).

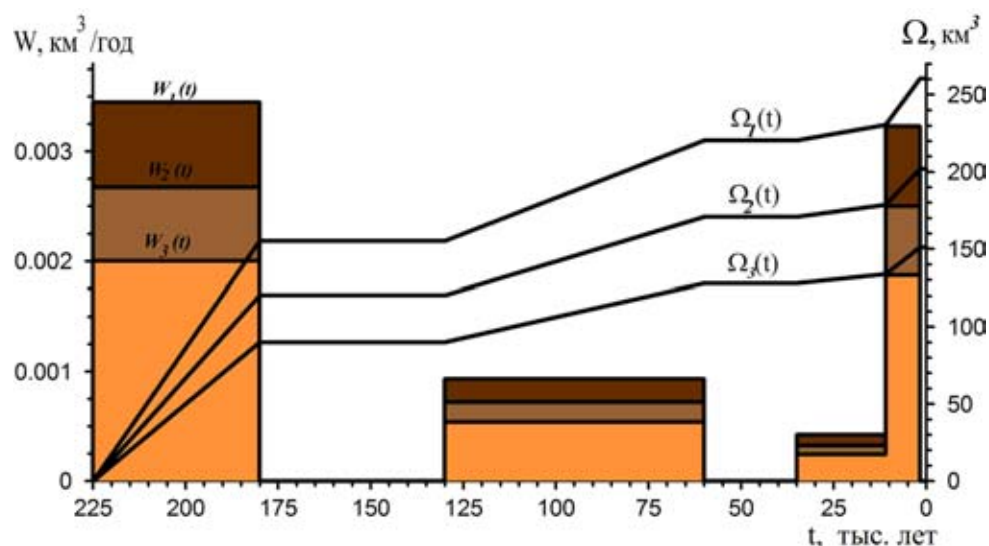


Рис. 5. Кусочно-постоянные зависимости расхода магмы для вулкана Эльбрус за последние 225 тыс. лет (по геологическим данным) $W(t)$ м³/год. Зависимость объема изверженных продуктов от времени: $\Omega(t) = \int W(t)dt$ км³. Суммарный объем $\Omega_1=260$ км³, $\Omega_2=200$ км³, $\Omega_3=150$ км³, соответственно.

Результаты моделирования динамики изменения размеров магматического очага с момента его зарождения и до настоящего времени позволяют судить о том, что размеры очага прямо связаны с интенсивностью расхода магмы, протекающей при извержениях через очаг [33]. Динамика зависимости изменения размеров магматического очага вулкана Эльбрус показана на рис. 6.

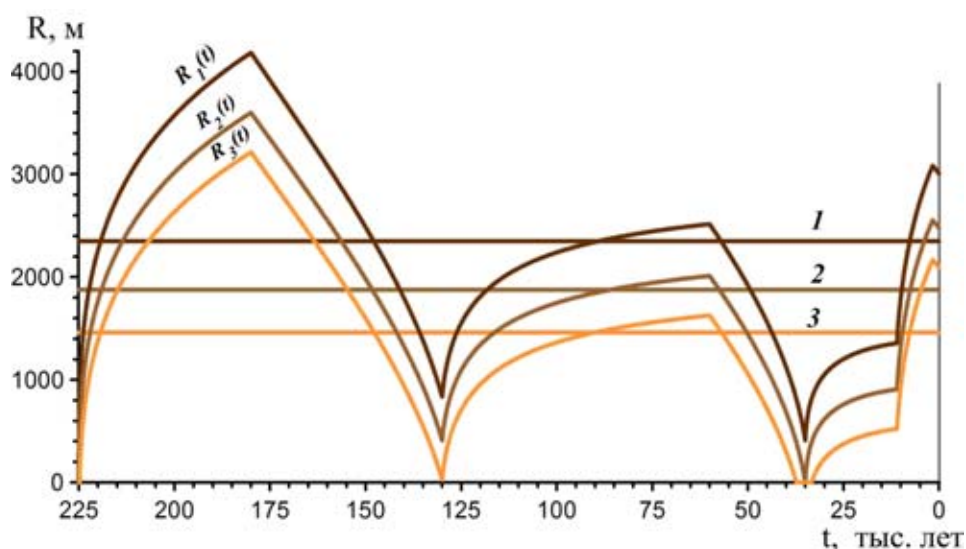


Рис. 6. Расчетные зависимости $R_i(t) - R_3(t)$ размера очага вулкана Эльбрус, имеющего форму эллипсоида с вертикальной осью вращения, от времени с начала зарождения современного магматического очага (225 тыс. лет тому назад) до настоящего времени при убывании расхода магмы по зависимостям $W_1 - W_3$, приведенным на рис.5, что соответствует суммарным объемам изверженных продуктов $\Omega_1=260$ км³, $\Omega_2=200$ км³, $\Omega_3=150$ км³. Горизонтальные линии 1 – 3 показывают средние значения размеров очага $R_1 - R_3$ за 225 тыс. лет. $R_i = (A_i+B_i)/2$, где A_i и B_i – малая и большая полуоси эллипсоида ($A_i/B_i = 1/1.5$), $i=1, 2, 3$.

2. Расчёт распределения температур вокруг периферического магматического очага вулкана Эльбрус. Решается нестационарная задача кондуктивного теплообмена для

магматического очага с формой эллипсоида с вертикальной осью вращения в полупространстве вмещающих пород. Рассчитывается распределение температуры в среде, окружающей магматический очаг, с учётом охлаждающего влияния Земли и геометрической формы рельефа вулканической постройки. Рассчитанные изотермы распределения температур, основанные на представлении о кондуктивном характере теплопередачи от магматического очага к окружающим его породам, показывают пространственное положение термоаномалий и те предельные глубины положения максимумов изотерм в этих аномалиях, ниже которых под влиянием конвекции они опуститься не могут.

Реальное распределение тепла в окружающем очаг пространстве вмещающих пород может существенно отличаться от рассчитанного описанным выше способом, прежде всего под влиянием многих факторов, проявляющихся в приповерхностных слоях Земли. Это связано с тем, что расчёты строятся на представлениях о кондуктивном характере переноса тепла от очага к вмещающим его породам. Конвекция флюидных потоков, омывающих очаг извне и конвективная циркуляция жидкой, но весьма вязкой магмы в самом очаге, может несколько интенсифицировать теплообмен. Общее количество тепла, накопленного магматическим очагом во вмещающих породах за время своего существования за счёт кондуктивного теплопереноса, никак не может быть больше тепла, накопленного с учетом всех факторов, определяющих теплоотдачу очага. Поэтому нами даётся нижняя грань оценки накопленного магматическим очагом тепла в окружающем его пространстве вмещающих пород.

На рис. 7 и 8 показано расчетное распределение температур вокруг магматического очага вулкана Эльбрус, используемых в дальнейшем для расчетов нижней и верхней граней оценок накопленного магматическим очагом тепла во вмещающих его породах, соответственно. На рис. 7 размеры очага получены в результате численного моделирования динамики его роста и развития. На рис. 8 размеры очага определены в соответствии с размером аномальной по геофизическим показателям зоны [23, 29]. При таких размерах температуру стенки разогретого тела, отождествляемого с магматическим очагом и представляющего большую часть объема аномальной зоны, следует принять $T_2 = 700^\circ\text{C}$. Изотерма 600°C в распределении температур вокруг указанного выше разогретого тела совпадает по горизонтальным размерам со среднеарифметическим значением горизонтальных размеров аномальных зон, приводимых в [23, 29] (рис. 8.) В интервале температур $600 - 700^\circ\text{C}$ разогретые до пластического состояния породы уже проявляют свои аномальные по геофизическим параметрам свойства, например в отношении скоростей прохождения сейсмических волн.

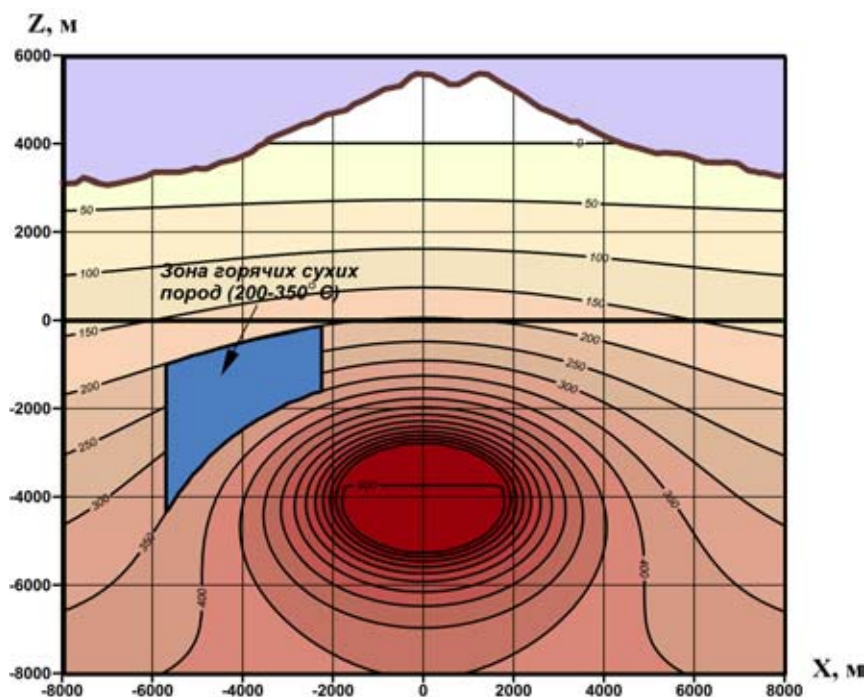


Рис. 7. Расчетное распределение температур вокруг магматического очага вулкана Эльбрус. Возраст очага - 225 тыс. лет. Глубина залегания центра очага ниже уровня моря $H=4$ км. Малая и большая полуоси эллипсоида вращения вокруг вертикальной оси очага равны 1,5 и 2,25 км, соответственно. Температура стенки очага $T_2 = 900^\circ\text{C}$. Количество тепла, сосредоточенное в зачетном объеме тороида в горячих сухих породах ($200 - 350^\circ\text{C}$), $Q = 1.4 \cdot 10^{20}$ Дж. При подсчете Q среднее значение температуры в зачётном тороиде снижалось с 275°C до 75°C .

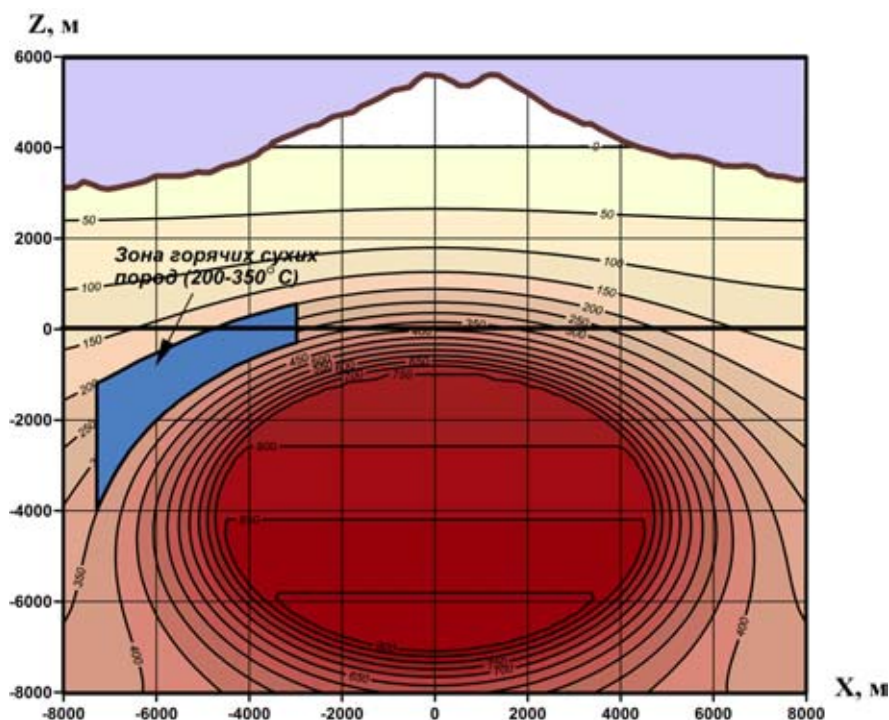


Рис. 8. Расчетное распределение температур вокруг магматического очага вулкана Эльбрус. Возраст очага - 225 тыс. лет. Глубина залегания центра очага ниже уровня моря $H=4$ км. Малая и большая полуоси эллипсоида вращения вокруг вертикальной оси очага равны 3,0 и 4,5 км, соответственно. Температура стенки очага $T_2 = 700^\circ\text{C}$. Количество тепла, сосредоточенное в зачетном объеме тороида в горячих сухих породах ($200 - 350^\circ\text{C}$), $Q = 1.7 \cdot 10^{20}$ Дж. При подсчете Q среднее значение температуры в зачётном тороиде снижалось с 275°C до 75°C .

3. Расчёт количества тепла, накопленного периферическим магматическим очагом вулкана Эльбрус во вмещающих его породах. Проводится оценка количества тепла, накопленного магматическим очагом вулкана Эльбрус во вмещающих его породах за время, отсчитываемое от зарождения его современного очага до настоящего времени.

Оценка размеров магматических очагов в настоящем и их эволюции в прошлом, начиная от зарождения очага, позволяет выполнить моделирование процесса длительного накопления тепла во вмещающих очаг породах магматическими телами переменных размеров. Основным результатом, полученным в данной работе, является оценка количества тепла, накопленного магматическим очагом вулкана Эльбрус во вмещающих его породах с момента начала его последней фазы формирования, начавшегося предположительно 225 тыс. лет до н. в. Оценка проводилась для тороида, образованного вращением вокруг вертикальной оси очага криволинейной трапеции (рис. 7, 8). В обоих случаях тороиды ограничены сверху и снизу поверхностями изотерм 200 и 350°C. Замыкание объема тороида производится за счет двух вертикальных соосных цилиндрических поверхностей. Центр тяжести вертикального осевого сечения тороида выбирается с учётом рациональной глубины бурения нагнетательных и добывающих скважин при создании кратко описанного ниже подземного теплообменника. Разность радиусов цилиндров вертикальных боковых поверхностей тороида определена размерами подземного теплообменника.

При расчётах распределения температур вокруг магматического очага предполагалось, что это распределение носит кондуктивный характер. При этом учитывалось также кондуктивное охлаждающее влияние поверхности Земли за счёт введения зеркально симметричного относительно плоскости Земли очага тех же размеров.

При оценке накопленного тепла во вмещающих породах нами учитывалось тепло, доступное для энергетического использования в заданных температурных кондициях, ограниченных снизу – 200°C и сверху - 350°C. 200°C- это минимальная температура теплоносителя, в которой заинтересованы энергетики в первую очередь при производстве электроэнергии.

Запасы тепла, накопленного очагом во вмещающих породах за 225 тысяч лет в объеме зачетных тороидов, ограниченных боковыми поверхностями изотерм 200 и 350°C составляют: для эллипсоида вращения с полуосями 1,2 и 1,8 км – $1,2 \cdot 10^{20}$ Дж – нижняя грань оценки, для эллипсоида вращения с полуосями 4,5 и 3,0 км - $1,7 \cdot 10^{20}$ Дж – верхняя грань оценки (табл. 3). Оба результата накопленного тепла получены в предположении, что тепловые машины, использующие тепло, например для производства электроэнергии, снижают среднее значение температуры нагретых горных пород в зачётном тороиде с 275°C

до 75°C, т.е. на 200°C. При оценке накопленного тепла учитывалось охлаждающее влияние поверхности Земли и переменная высота профиля вулканической постройки. При этом использовались технологии ГИС и трёхмерные цифровые модели поверхности вулканической постройки [18].

Таблица 3. Исходные данные и результаты расчета размеров магматического очага вулкана Эльбрус и его тепловых ресурсов.

Вариант	Глубина залегания очага от уровня моря, м	Температура вмещающих пород, °С	Температура втекающей в очаг магмы, °С	Температура стенок очага для вариантов 1-3; температура стенок аномальной зоны, отождествляемой с магматическим очагом для варианта 4, °С	Объем изверженных продуктов, км ³	Размеры магматического очага, м	Запасы тепла, накопленного очагом во вмещающих породах от начала зарождения до наших дней в указанном объеме тороида, 10 ²⁰ Дж
1	4000	240	1300	900	150	Малая полуось эллипсоида, A = 1200; Большая полуось, B = 1800	1.2
2	4000	240	1300	900	200	Малая полуось эллипсоида, A = 1500; Большая полуось, B = 2250	1.4
3	4000	240	1300	900	260	Малая полуось эллипсоида, A = 1900; Большая полуось, B = 2850	1.6
4	4000	–	–	700	–	Малая полуось эллипсоида, A = 3000; Большая полуось, B = 4500	1.7

Примечание. 1 - Длительность существования современного магматического очага 225 тыс. лет;
2 - Запасы тепла, накопленного современным магматическим очагом во вмещающих породах, рассчитаны в объеме тороида, ограниченном изотермами 200 и 350°C;
3 - Жирным шрифтом выделены результаты расчетов.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ПРЕДПОСЫЛКИ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Оценка тепловых ресурсов, все необходимые для этого расчёты проводились для верхнего периферического очага. Но, как видно на рис. 1 под периферическим очагом существует более глубокий очаг, роль которого в формировании тепловых ресурсов периферического очага в достаточной мере не изучена. Судя по составу изверженных пород, периферический очаг вулкана Эльбрус образован, главным образом, за счёт

плавления своих стенок теплом магмы, протекающей через очаг. По всей вероятности, верхний и нижний очаги имеют общую магматическую питающую систему. Можно предположить, что почти наверное их соединяет питающий магматический канал. Со всей определённой уверенностью говорить о способе формирования, эволюции размеров нижнего очага по аналогии с верхним очагом затруднительно. В случае, если механизм образования и развития верхнего и нижнего магматических очагов вулкана Эльбрус в основном идентичны, то соотношение размеров очагов должно определяться в первую очередь глубиной их расположения и температурой плавления вмещающих их пород. Более глубокий очаг должен быть больше, поскольку скорость плавления стенок его выше из-за более высокой температуры вмещающих пород на большей глубине в соответствии с геотермальным градиентом температур в земной коре. На скорость плавления стенок верхнего очага и, как следствие, на размеры верхнего очага и соотношение размеров обоих очагов могут влиять три фактора.

Первый и основной фактор - интенсивность среднего расхода магмы, проходящей через магматические очаги и оставляющей в них часть своего тепла. Влияние расхода магмы на динамику роста и развития размеров проточных очагов с момента зарождения и до настоящего времени мы учитывали выше в расчётах, с помощью разрабатываемых нами математических моделей [32, 33, 36].

Второй фактор - конвективный подогрев извне верхнего магматического очага нижним. Оба очага расположены практически на одной вертикали. Нижний очаг создает и ускоряет поток флюидов, приходящий снизу из глубин Земли и обтекающих оба очага. Кондуктивное влияние очагов друг на друга при расстояниях между ними более 15 км и времени существования очагов 225 тысяч лет пренебрежимо мало. Для сколько-нибудь заметного конвективного влияния второго фактора необходимо наличие достаточно интенсивного потока флюидного теплоносителя, омывающего оба очага извне. Такой флюидный поток должен весьма заметным образом выходить на поверхность Земли в районе вулканической постройки. Так происходит, например, на вулкане Мутновский на Камчатке в районе Активной воронки [25]. Но на Эльбрусе такого интенсивного потока флюидных проявлений на поверхности нет, поэтому влияние этого фактора в данном случае не может быть признано существенным.

Третий фактор - передача тепла от нижнего очага верхнему очагу конвективным кругооборотом потока магмы, циркулирующей между очагами [5]. Рассмотрим модель, состоящую из верхнего и нижнего проточных магматических очагов и соединяющего их общего питающего канала (рис. 9). Верхний и нижний очаг принимаются в форме эллипсоидов с вертикальной осью вращения и соотношением вертикальной и горизонтальной осей 1/1.5.

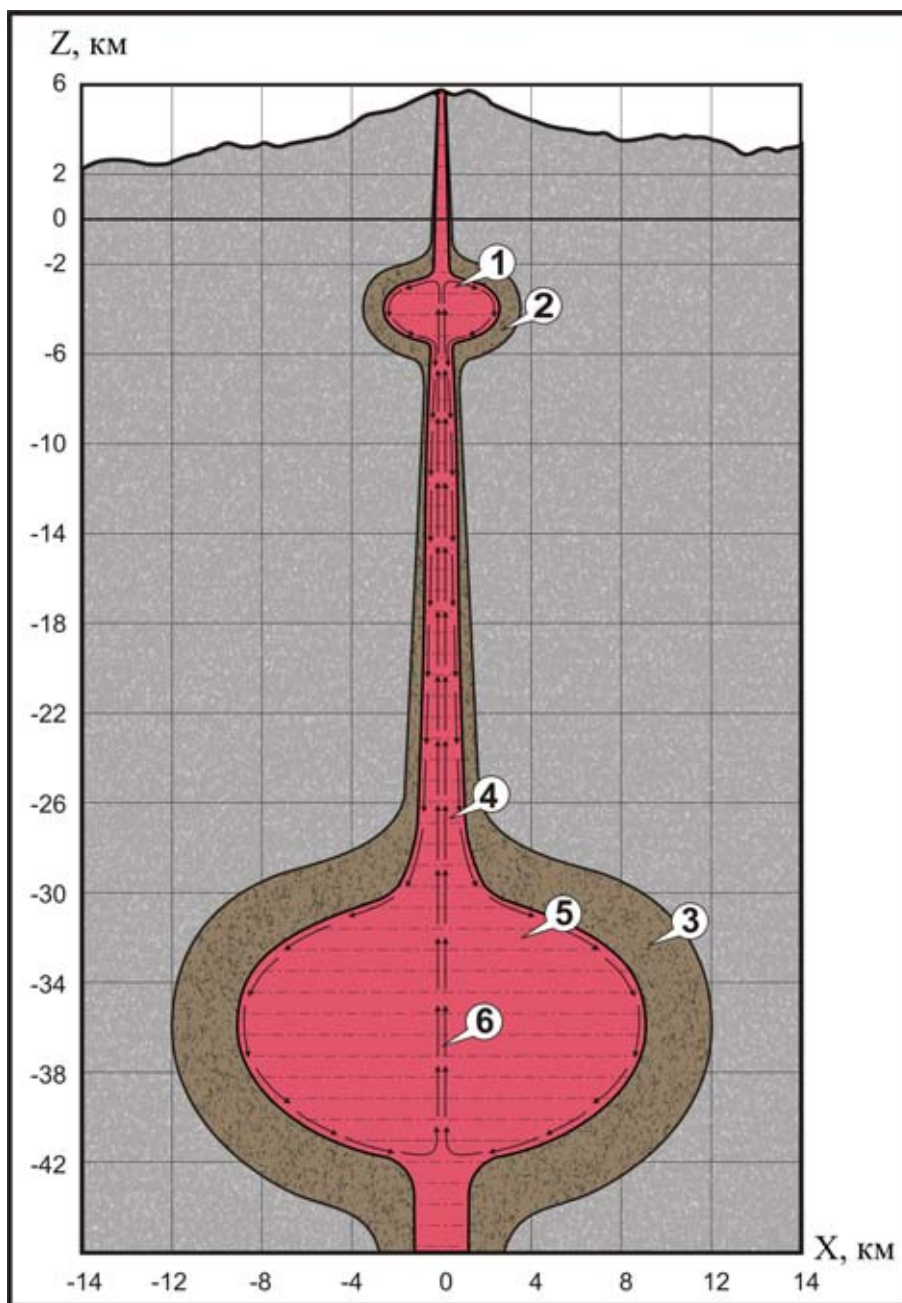


Рис. 9. Принятое расположение магматических очагов вулкана Эльбрус и соединяющего их канала, соответствующие модели [5]. 1 и 5 – периферический и нижний, «промежуточный» магматические очаги, размеры которых получены на основе геофизических данных (табл. 1); 2 и 3 – аномальные зоны, определенные по данным инструментальных измерений и геофизических исследований, в которых находятся верхний и нижний магматические очаги; 4 – магматический питающий канал, соединяющий очаги; 6 – стрелки указывают траекторию и направление движения магмы, вызванного конвекцией в очагах и канале.

Размеры на рис. 9 верхнего очага соответствует значениям, полученным для периферического очага расчётным путём при моделировании динамики изменения его размеров во времени при количестве изверженных продуктов 200 км^3 в соответствии с табл. 3. Длина большой оси нижнего очага принимается равной размерам потенциального магматического очага по 23, рис.1. Глубина расположения нижнего очага предполагает, что температура среды на этой глубине и в отсутствии очага близка к температуре плавления стенок очага. В этих условиях нижний очаг, если он существовал 800 тыс. лет до н. в., мог

сохранить свои размеры до настоящего времени. Размеры нижнего очага в кальдерный период не могли быть меньше размеров верхнего очага и соответственно меньше размеров кальдеры. Малые оси верхнего и нижнего очагов в 1.5 раз меньше соответствующих больших осей очагов. На рис. 9 показаны также аномальные по геофизическим показателям зоны, повторяющие своей формой форму очагов. Аномальные зоны аппроксимированы эллипсоидами с вертикальной осью вращения. Соотношение размеров вертикальной и горизонтальной оси эллипсоидов соответствует 1:1.5. Объемы эллипсоидов соответствуют среднеарифметическому значению объёмов аномальных зон [23, 29]. Глубины расположения и размеры аномальных зон выбраны по литературным данным и совпадают с усреднёнными соответствующими значениями, взятыми из таблицы 2. Отношения величин объёмов магматических очагов и вмещающих их аномальных зон примерно совпадают для верхнего и нижнего очага. Аномальная зона для верхнего очага показана на рис. 9 с целью дать возможность визуально сравнить размеры рассчитанного нами периферического очага с размерами вмещающей его аномальной зоны.

Как будет пояснено ниже, размеры и форма питающего очага канала между очагами должны быть определены расчётным путём и верифицированы в процессе моделирования динамики формирования канала за счёт плавления его стенок при протекании по нему магмы. Передача тепла от нижнего очага верхнему очагу обеспечивается конвективным кругооборотом потока магмы, циркулирующей между очагами. Из нижнего очага более нагретая магма доставляется в верхний очаг по центральной приосевой части питающего магматического канала, проходит по осевой линии верхнего очага, радиально расходится во все стороны, обтекая верхнюю поверхность стенки очага. Далее магма спускается, остывая вдоль относительно холодных стенок верхнего очага, стенок питающего канала, растекается по верхней, боковой, затем нижней поверхности нижнего очага и собирается к нижнему входному отверстию этого очага уже подогретой на его стенках. Далее цикл кругооборота повторяется. Температура стенок верхнего очага должна быть, для обеспечения конвекционного перетока магмы из нижнего очага в верхний и теплообмена между очагами, ниже температуры стенок нижнего очага. Этому способствует естественный геотермальный градиент температур Земли. Имеется также другая причина разности температур на стенках верхнего и нижнего очагов, вызывающая конвекцию. Температуры стенок очагов фиксируются температурами плавления материалов вмещающих пород. Температура плавления пород стенок верхнего очага должна быть несколько ниже температуры плавления стенок нижнего очага. И это условие, как правило, выполняется, если верхний и нижний очаги расположены в различных слоях пород. Известно, что по мере приближения к поверхности Земли температура плавления слоёв пород, слагающих Земную кору, уменьшается. Описанная выше окончательная модель предназначена, в

первую очередь для проверки гипотезы о возможности поддержания постоянных размеров верхнего магматического очага без необходимости протекания магмы через верхний очаг с выходом на земную поверхность. Возможность эффективной передачи тепла от нижнего очага верхнему конвекционным кругооборотом жидкого теплоносителя была доказана экспериментально на подобной модели [5].

Третий фактор, конвекционный кругооборот магмы между очагами, при выполнении определённых условий может оказывать существенное влияние также на скорость плавления стенок верхнего очага и в итоге на длительность его существования и его размеры. При достаточной глубине расположения верхнего очага и невысокой вязкости магмы следует ожидать, что фактор конвекционного кругооборота может быть не только существенным, но даже определяющим. Так вполне вероятен случай, когда количества магмы, отдающей тепло верхнему проточному очагу и затем извергаемой на Земную поверхность, не хватает для поддержания квазистационарных размеров очага [34, 35, 41]. Тогда, в отсутствие нижнего очага размеры верхнего уменьшаются и очаг застывает. При наличии большого нижнего очага размеры верхнего сохраняются длительное время даже при больших паузах между извержениями. Предположительно верхний очаг может сохранять свои размеры даже при полном прекращении вулканической деятельности за счёт конвекционного кругооборота магмы в обоих магматических очагах столько времени, сколько может существовать нижний очаг. Время существования крупного нижнего очага может быть очень большим, если он расположен на глубине более 35 км относительно Земной поверхности, где температура окружающих пород лишь немного ниже температуры плавления стенок очага. Предположение о взаимообмене тепла очагов за счёт непрерывно циркулирующей по ним магмы заслуживает проверки его возможности и эффективности на моделях. Одновременно необходимо рассмотрение механизма формирования, эволюции размеров, поддержания в квазистационарном состоянии питающего магматического канала, соединяющего очаги с учётом эффекта плавления его стенок [31]. Вопросы возможности существования квазистационарного по размерам магматического канала для вулканов центрального типа были изучены в [36]. Описанный выше механизм подогрева периферического очага нижним, значительно более глубоко расположенным магматическим очагом за счёт магмы, циркулирующей между очагами по соединяющему их магматическому каналу, может работать в паузах между смежными периодами вулканической активности. Постоянно и непрерывно поступающее в периферический очаг дополнительное тепло, кроме тепла, поступающего во время извержений с проточной через очаг магмой, должно увеличивать общее количество тепла, накапливаемого магматическим очагом в зоне вмещающих пород его ближайшего окружения. В данной работе это тепло не

учитывается, ещё и поэтому мы говорим о том, что нами дается нижняя грань оценки накопленного тепла.

Описанное выше обтекание магмой по замкнутому конвекционному циклу верхнего и нижнего очагов через общий питающий магматический канал поддерживает квазистационарный размер верхнего очага [32-37]. Такой режим обеспечивается только при достаточном проходном сечении питающего магматического канала. Режимы эволюции формы и размеров магматического питающего канала и питаемых им очагов взаимосвязаны и взаимообусловлены, поскольку процесс плавления стенок магматического канала зависит от скорости конвекционного перетока магмы из одного очага в другой, и следовательно от размеров очагов, вязкости магмы и от наименьшего проходного сечения канала [31].

6. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕХНОЛОГИИ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ТЕПЛА СУХИХ ГОРНЫХ ПОРОД, НАГРЕТЫХ ПЕРИФЕРИЧЕСКИМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ОЧАГАМИ

Развитие наших работ предполагает дальнейшие исследования возможности извлечения накопленного тепла для отопления зданий и сооружений, а также для производства электроэнергии.

Тепловая энергия может извлекаться из сухих нагретых пород, окружающих магматический очаг с помощью искусственного трещинного теплообменника, создаваемого, в частности, методом гидроразрыва нагретых пород. Вода, закачиваемая в трещинный теплообменник через нагнетательную скважину, нагревается, проходя через трещинный теплообменник, и затем извлекается на поверхность Земли другой (дуплет) или двумя (триплет) другими скважинами. Количество дуплетов или триплетов определяется требуемой мощностью ГеоТЭС. Мощность, снимаемая с дуплета или триплета, ограничена рациональным (рентабельным) выбором диаметра скважин, технически достижимого расстояния между нагнетательной и добывающими скважинами, эффективной площадью подземного трещинного теплообменника, а также температурой окружающих пород [37].

При длительности эксплуатации подземной циркуляционной системы в течение 100 лет блок нагретых пород в объеме порядка 50 км^3 для нижней грани оценки накопленного тепла может обеспечить ГеоТЭС получение приблизительно 360-400 Гкал/час тепла или около 200-210 МВт электроэнергии. С одного километра длины тороида, рис.7, 8, можно выработать 20-25 МВт электроэнергии. Полный же объем тороида позволяет получить 600-700 МВт электроэнергии.

В СССР теоретические разработки технологий использования тепла нагретых сухих пород выполнялись учеными Киевского Института технической теплофизики и Санкт-Петербургского Горного института О.А. Кремневым, А.Н. Щербанем, Ю.Д. Дядькиным и др. [14, 40].

Промышленная реализация такого рода технологий представляется вполне осуществимой в связи с успехами последних лет в освоения тепла «сухих» горных пород - Hot dry rock technology. Это подтверждают, например, практические результаты работ по проекту в Сульц-су-Форе (The Soultz-Sous-Forêts HDR project) и другие [43].

В РФ в последнее время исследования возможностей технологии извлечения тепла из горных пород, окружающих очаг успешно проводятся в Научно-исследовательском геотехнологическом центре Дальневосточного отделения Российской академии наук Пашкевичем Р.И. и Таскиным В.В. [24].

Перспективность данного направления геоэнергетики определяется экологическими преимуществами такого способа получения энергии, её рентабельностью в сравнении с дорожающими способами производства тепла и электроэнергии за счёт сжигания углеводородов и истощением самих запасов углеводородного сырья. Тщательного рассмотрения и изучения требуют немалые возможности и меры снижения рисков вулканической опасности, связанных с близким расположением ГеоТЭС к действующим вулканам. Геолого-геофизические предпосылки существования периферического магматического очага вулкана Эльбрус и нагретых пород в сфере его влияния, содержащих громадные запасы накопленного тепла, позволяют ставить проблему создания геотермальной циркуляционной системы с целью извлечения тепловой энергии вулкана для тепло- и электроснабжения.

ВЫВОДЫ

1. Данные геологических и геофизических исследований, в том числе последних лет, свидетельствуют о наличии не застывшего магматического очага под вулканом Эльбрус и позволяют приблизительно оценить глубину его залегания и его объём. О форме очага можно судить весьма приближённо, однако на ресурсы запасённого им тепла в окружающих его породах влияет в первую очередь объём очага и в значительно меньшей степени его форма. По усреднённым данным [23, 29] форму магматического очага вулкана Эльбрус можно аппроксимировать эллипсоидом с вертикальной осью вращения с соотношением длин горизонтальной и вертикальной полуоси примерно 1/1,5. Положение верхней кромки периферического магматического очага оценивается на уровне 1-2 км ниже нулевой отметки уровня моря. В результате расчётов установлено, что усреднённый за период 225 тыс. лет размер горизонтальной и вертикальной полуосей эллипсоида очага составляют 1,5 и 2,25 км, что соответствует нижней грани оценок размеров магматического очага. При этом температура стенки очага принималась равной 900°C. Верхняя грань оценки размеров эллипсоида магматического очага принята по данным анализа геофизических исследований: большая полуось эллипсоида $a = 4,5$ км, малая полуось $b = 3$ км.

2. Запасы тепла, накопленного периферическим магматическим очагом во вмещающих породах от его зарождения до наших дней (225 тыс. лет) в объеме зачётного тороида, ограниченного поверхностями изотерм 200 и 350°C для эллипсоида вращения с полуосями 1,2 и 1,8 км равны $1,2 \cdot 10^{20}$ Дж, для эллипсоида вращения с полуосями 4,5 и 3,0 км – $1,7 \cdot 10^{20}$ Дж (табл. 3). Глубина центра тяжести тороида от 0 до 4 км ниже уровня моря, рис. 7, 8. При оценке накопленного тепла вмещающих пород принималось, что тепловые машины, утилизирующие тепло смогут использовать его таким образом, что при входной средней температуре теплоносителя 275°C, его значение на выходе машины будет составлять не более 75°C, т.е. снижение температуры будет происходить на 200°C. Результаты расчётов тепловых ресурсов тороида малого эллипсоида очага приняты за нижнюю грань оценки тепловых запасов нагретых вмещающих очаг пород.

3. Геолого-геофизические данные о существовании периферического магматического очага вулкана Эльбрус и большого объема нагретых вмещающих пород вокруг него, которые содержат громадные запасы накопленного тепла, позволяют ставить проблему создания геотермальной циркуляционной системы с целью извлечения тепловой энергии вулкана для тепло- и электроснабжения.

При длительности эксплуатации подземной циркуляционной системы в течение 100 лет блок нагретых пород в объеме 50 км^3 может обеспечить приблизительно получение 450-500 Гкал/час тепла или получение около 250 МВт электроэнергии. Такой объем пород заключен в 1/3 части выделенного тороида, длина которой 8-10 км.

Большая часть периметра всего тороида может быть неудобной для размещения ГеоТЭС, их сооружений и скважин. Ограничения в выборе мест для них могут быть связаны с вулканической опасностью, сильной пересеченностью рельефа над тороидом, трудностями с обеспечением водой, необходимой при строительстве и эксплуатации станции. Возможные места размещения ГеоТЭС находятся в пределах окружностей с радиусами 8 и 10 км с центром в кратере западной вершины вулкана Эльбрус. По сделанным расчетам, площадки для бурения скважин могут размещаться на окружностях с этими радиусами, когда размеры магматического очага соответствуют нижнему или верхнему уровням оценок накопленного тепла. Наклонные скважины, пробуренные на расстояниях 8 и 10 км от вершины вулкана Эльбрус, могут достигать области пород, нагретых до температуры 200-350°C.

Извлечение тепла и производства электричества при использовании горячих сухих пород, окружающих магматический очаг вулкана Эльбрус, может стать одной из основ энергетики Приэльбрусья, послужит развитию экономики и туризма, поможет укреплению и обустройству населенных пунктов РФ, расположенных в непосредственной близости

южнее Эльбруса. Опыт такого проекта важен для дальнейшего развития геотермальной энергетики в России и в мире.

Авторы благодарят И.Ф.Делеменя и С.Н. Рычагова за полезные замечания и В.М.Сугрובה за конструктивные советы и обсуждение статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 16 фундаментальных исследований Президиума РАН, проект 2.7, и проекта РФФИ № 08-05-00453а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адушкин В.В., Богатиков О.А., Бондур В.Г. и др.* Новейший вулканизм, закономерности его активности и сопутствующие катастрофические следствия //Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. М.: ИГЕМ РАН, 2007. 200 с.
2. *Авдулов М.В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса //Изв. АН СССР. Сер.геолог. 1962. № 9. С. 67-74.
3. *Авдулов М.В., Короновский Н.В.* О геологической природе Эльбрусского гравитационного минимума //Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 3.1993. С. 32-39.
4. *Арбузкин В.Н., Компаниец М.А., Швец А.И., Греков И.И., и др.* Отчёт о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. ФГУП «Кавказгеолсъёмка». Ессентуки. 2002. 120 с.
5. *Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Петрушин Е.И.* Экспериментальное исследование структуры конвективных течений магматических расплавов в полной системе: мантийный очаг – промежуточный очаг - вулкан //Вулканология и сейсмология. 2008. № 5. С. 49-59.
6. *Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коцуг Д.Г. и др.* Основные циклы эволюции вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) по данным ЭПР датирования кварца //Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 3-14.
7. *Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др.* Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные её последствия //Глобальные изменения природной среды. Мин. Науки и технологий РФ. РАН. Новосибирск. 1998. С.153-164.
8. *Богатиков О.А., Залиханов М.Ч., Карамурзов Б.С. и др.* Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.
9. *Богатиков О.А., Карамурзов Б.С., Гурбанов А.Г. и др.* Данные ЭПР датирования и геохимические особенности породообразующего кварца из разнообразных лавовых потоков и туфовых горизонтов вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) /Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. Нальчик: Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова. 2003. С. 70-97.
10. *Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др.* Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая активность вулканического центра Эльбрус (Северный Кавказ, Россия): события и хронология по данным ¹⁴С, ЭПР и К-Аг датирования //Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 3-17.
11. Главные компоненты временных рядов: метод «Гусеница» /Под. ред. Данилова Д.Л., Жиглявского А.А.. СПб: Пресском, 1997. 307 с.
12. *Глико А.О., Петрунин А.Г.* Моделирование тепломассопереноса в системах черных курильщиков и их взаимодействия с магматическими камерами /Геофизика на рубеже веков. Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. М: ОИФЗ РАН. 1999. С. 60-69.
13. *Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Богатиков О.А. и др.* Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории. /Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. М.: ИФЗ РАН. 2005. С. 94-119.

14. Дядькин Ю.Д. Основы геотермальной технологии. Ленинград. 1985. 176 с.
15. Короновский Н.В., Рудаков Л.М. О возрасте последних извержений Эльбруса //Известия высш.учеб. завед. Сер. геология и разведка. 1962. № 8. С. 133-135.
16. Лавёров Н.П., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. и др. Геодинамика, сейсмоструктурная и вулканизм северо-западного Кавказа /Глобальные изменения природной среды и климата: Избранные научные труды под редакцией академика Н.П.Лавёрова. М: Научный совет программы, Московский филиал Государственного научно-исследовательского центра прогнозирования и предупреждения геоэкологических и техногенных катастроф при Кубанском государственном университете Министерства общего и профессионального образования Российской Федерации. 1997. С 103-124.
17. Лавёров Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. и др. Новейший и современный вулканизм на территории России /Отв. ред. Н.П. Лавёров. Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М: Наука, 2005. 604 с.
18. Лексин А.Б. Использование цифровых карт и космических снимков для информационного наполнения ГИС "Вулканоопасность" //Вулканология и сейсмология. 2003. №3. С. 75-80.
19. Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага вулкана Эльбрус // Бюл. вулканол. станций. 1971. № 4. С.79-82.
20. Медведский Р.И. Метод приближенного решения двухфазной задачи Стефана с возвратным движением фронта. //ИФЖ. 1987. Т. 53. № 3. С. 467-474.
21. Милуков В.К. Мониторинг состояния магматических структур вулкана Эльбрус по наблюдениям литосферных деформаций //Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 3 - 15.
22. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гурбанов А.Г., Газеев В.М. Состав магматических расплавных включений во вкрапленниках кварца, плакиоклаза из последовательного эволюционного ряда лавовых и пирокластических потоков Эльбрусского вулканического центра //Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т.1. Вулканизм /Под ред. Лавёрова Н.П. М: ИФЗ РАН, 2002. С. 311-320.
23. Нечаев Ю.В. Космические технологии в задачах изучения локальных неоднородностей Земной коры /Геофизика на рубеже веков. Избранные труды ОИФЗ РАН. ОИФЗ РАН. 1999. С. 276–290.
24. Пашкевич Р.И., Таскин В.В. Численное исследование динамики паровых зон магма–геотермальных систем на примере вулкана Мутновский, Южная Камчатка //Геофизика. 2007. № 5. С. 68 - 71.
25. Потапов В.В. Физическая модель тепломассопереноса в магматогенной геотермальной системе под вулканом Мутновский //Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 21-29.
26. Ритман Ф. Вулканы и их деятельность М: Мир, 1964. 437 с.
27. Собисевич А.Л., Лавёрова Н.И., Собисевич Л.Е. и др Эльбрусская и Казбекская вулканические области //Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа. Глава 6. М.: ИФЗ РАН, 2005. С. 135-152.
28. Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. и др. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. Под редакцией академика Лавёрова Н.П. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 192 с.
29. Спичак В.В., Борисова В.П., Фрейнберг Э.Б. и др. Трёхмерная электромагнитная томография эльбрусского вулканического центра по магнитотелургическим и спутниковым данным //Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 58-73.
30. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.
31. Уткин И.С. Исследование тепловых процессов течения магмы в плоском и круглом магматических каналах с учётом плавления-намерзания магмы на стенках канала //Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 14-28.
32. Уткин И.С., Федотов С.А., Делемень И.Ф., Уткина Л.И. Динамика роста и развития проточных магматических очагов Мутновско–Гореловской группы вулканов, их

- тепловые поля и накопленное ими подземное тепло //Вулканоология и сейсмология. 2005. № 6. С. 11-29.
33. Уткин И.С., Федотов И.С., Уткина Л.И. Об эволюции и размерах магматических очагов вулканов //Вулканоология и сейсмология. 1999. № 3. С. 7-18.
 34. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов //Вулканоология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3-39.
 35. Федотов С.А. Расчёт питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру //Вулканоология и сейсмология. 1982. № 3. С. 3-17.
 36. Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 455 с.
 37. Федотов С.А., Сугробов В.М., Уткин И.С., Уткина Л.И. Возможности использования тепла магматического очага Авачинского вулкана и окружающих его пород для тепло- и электроснабжения //Вулканоология и сейсмология. 2007. № 1. С.1-15.
 38. Хитаров Н.И., Щукин Ю.К., Сизов А.В. К оценке активности вулкана Эльбрус //Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 952-954.
 39. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Аракелянц М.М., Гольман Ю.В. Этапы магматической активности Эльбрусского вулканического центра. (Большой Кавказ): изотопно-геохронологические данные. Докл. РАН. Т. 380, 2001. № 3, С. 384-389.
 40. Щербань А.Н., Бабинец А.Е., Цырульников А.С., Дядькин Ю.Д. Тепло Земли и его извлечение. Киев: Наукова думка, 1974. 264 с.
 41. Fedotov S.A. Temperatures of Entering Magma, Formation and Dimensions of Magma Chambers of Volcanoes //Bull. Volcanol. 1982. v. 45. № 4. P. 333-347.
 42. Golyandina N., Nekrutkin V., Zhigljavsky A. Analysis of Time Series Structure: SSA and Related Techniques. Boca Raton: Chapman & Hall/CRC. 2001. 305 p.
 43. Rummel, F., Baumgärtner, J. Hydraulic fracturation measurements in the GPK1 borehole, Soultz-sous-Forêts. In: Geothermal Energy in Europe. The Soultz Hot Dry Rock Project (edited by Bresee, J. C.). Gordon and Breach Science Publishers. 1991. P. 119-148.
 44. www.igem.ru/igem/volc/elbrus/elbrus.htm