

Комплексные исследования

Эльбрусского и Казбекского вулканических центров:

мониторинг и прогноз

О.А. Богатиков, А.Г. Гурбанов



Акад. О.А. Богатиков,
ИГЕМ РАН



К.г.-м.н. А.Г. Гурбанов,
ИГЕМ РАН

В 1999 г., по просьбе Президента Республики Северная Осетия-Алания А.С. Дзасохова, Российская Академия наук начала комплексное изучение вулканов Эльбрус и Казбек с целью оценки их современного состояния (потухшие, «спящие» и потенциально активные), возможности возобновления их активности в будущем и определения типов и масштабов связанных с нею катастрофических последствий (лахары и наводнения, связанные с быстрым таянием снежно-ледового покрова на вулканических постройках при взаимодействии с ним раскаленной магмы; образование подпрудных озер; взрывные извержения с аэральным переносом пеплового материала на значительные (от десятков и до сотен километров) расстояния; землетрясения и сейс-

модислокации, региональные пожары и др.).

Эти исследования проводились силами ведущих специалистов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Института вулканической геологии и геохимии ДВЦ РАН и Объединенного института физики земли РАН им. О.Ю. Шмидта. В связи с резко ограниченным объемом финансирования наши исследования были начаты с более доступного (нали-

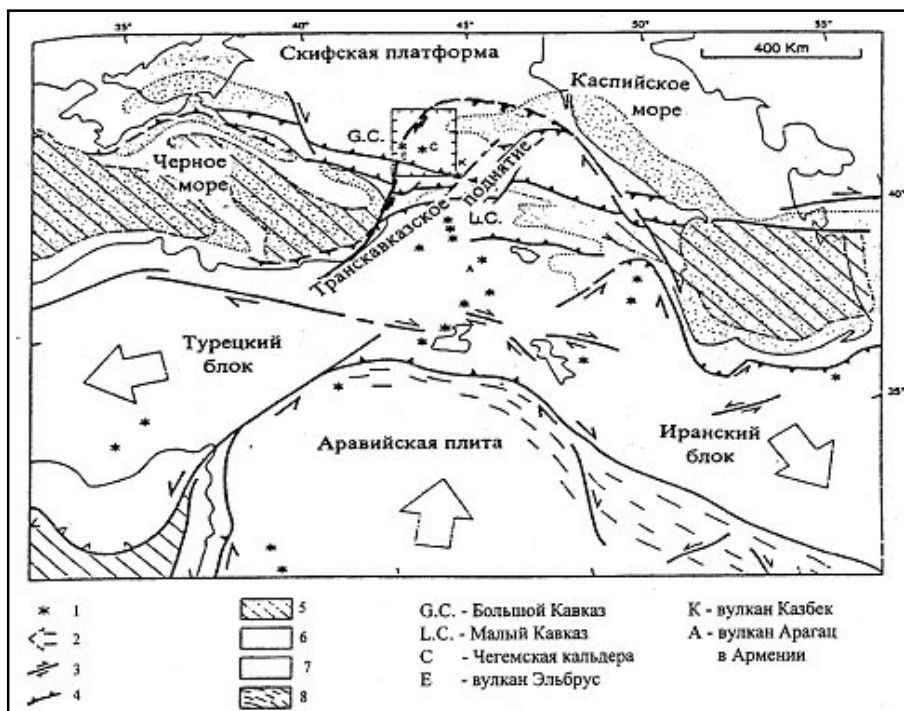


Рис.1. Схема коллизионной обстановки (Аравийская плита с микроплитами Малого и Большого Кавказа) для интервала времени 10 млн. лет назад [Philip et al., 1989]. Западная граница зоны максимального выражения коллизии уточнена по данным А.Г. Гурбанова [Kral, Gurbanov, 1996].

1 – плиоцен-четвертичные вулканы; 2 – относительные перемещения блоков по отношению к Евразии; 3 – главные сдвиги; 4 – главные надвиги; 5 – океаническая и промежуточная коры; 6 – континентальная кора; 7 – основной осадочный бассейн; 8 – современная складчатость вдоль продвигающейся к северу Аравийской плиты.

чие автомобильных дорог, линий электропередач, жилых помещений, троп и т.д.) вулкана Эльбрус.

На первом этапе исследований была изучена и проанализирована геодинамическая обстановка Кавказа, существовавшая здесь с позднего миоцена (~ 10-11 млн. лет назад) и до настоящего времени. Ее обобщенное проявление показано на рис. 1. Установлено [Philip et al., 1989], что примерно 10 млн. лет назад закрылся палеоокеан Тетис и произошло столкновение (коллизия типа континент-континент) Аравийской плиты, двигавшейся в ССВ направлении со скоростью до 3 см/год, с Кавказской микроплитой, при продолжающейся субдукции океанической коры Палеотетиса под Кавказскую микроплиту (южное обрамление Евразийской плиты). В процессе коллизии Турецкая (Анатолийская) плита «выжималась» в юго-западном направлении со скоростью до 19-23 мм/год, а Иранская – в юго-восточном направлении. Если вышеуказанные события (коллизия и субдукция) действительно имели

место, то в пределах коллизионной структуры (или Транскавказского поперечного поднятия) на территории Большого Кавказа должно было происходить интенсивное воздымание (апфит) рельефа в интервале времени от 11 млн. лет назад и до настоящего времени. Косвенным подтверждением наличия такого апфита, по геоморфологическим данным, является информация о ширине долин рек, пересекающих эскарп позднеюрских и мел-палеогеновых известняков, прослеживающийся вдоль всего Кавказа от Черного и до Каспийского моря. Так, если рассматривать Северо-Кавказский регион с запада от Анапы на восток до реки Кубани, то ширина долин рек в местах пересечения ими вышеуказанных известняков варьируется в пределах первых километров; далее к востоку – ширина долины рек Малки и Баксана составляет первые сотни метров, а далее к востоку ширина долин рек (Чегема, Черка-Безенгийского, Черка-Балкарского, Уруха, Ардона, Фиагдона, Геналдона, Гизельдона и Терека) обычно не превышает

первых десятков метров, т.е. долины становятся каньонообразными. Следовательно, в междуречье Малка – Терек скорость апфита должна быть настолько высокой, что река не успевает разрабатывать (расширять) долины рек, а только «прорезает» их, что в итоге и привело к образованию этих красивейших каньонов Северного Кавказа. Для подтверждения или опровержения правомерности такого вывода, сделанного на основе геоморфологических данных, нами [Kral, Gurbanov, 1996] было проведено фишен-трековое датирование акцессорных апатитов для определения време-

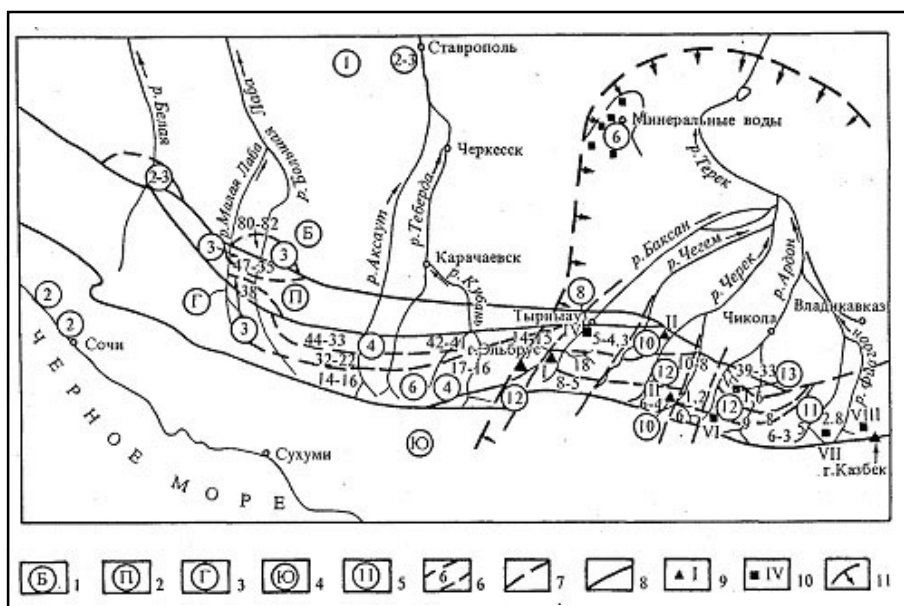


Рис. 2. Схема времени проявления апфита и его вертикальных скоростей на Северном Кавказе по результатам фишен-трекового датирования акцессорных апатитов по А.Г. Гурбанову [Kral, Gurbanov, 1996]

Условные обозначения. Структурно-формационные зоны (СФЗ): 1 – Бечасынская, 2 – Передового хребта, 3 – Главного хребта, 4 – Южного склона; 5 – скорости (мм/год) современных вертикальных перемещений отдельных блоков земной коры; 6 – время апфита в млн. лет назад. Тектонические границы СФЗ и отдельных блоков: 7 – предполагаемые; 8 – достоверные; 9 – центры вулканической активности (I – Верхне-Баксанско-Эльбрусский, II – Верхне-Чегемский кальдерный комплекс, III – Тютюн-су); 10 – неинтрузии гранитоидного состава: IV – Эльджуриная, V – Сангутидонская, VI – Танадонская, VII – Теплинская, VIII – Геналдонская.

ни проявления аплифта отдельных крупных блоков и оценки его скорости по данным GPS-измерений (сверхточная космическая геодезия) в рамках международного проекта "WEGENER" за 1993-1994 гг.

Полученные данные (рис. 2) подтвердили нашу точку зрения о том, что молодой аплифт и интенсивные горизонтальные перемещения проявились только в коллизионной структуре в интервале времени от 10 и до 1,2 млн. лет назад, и позволили уточнить западную границу коллизионной структуры, которую следует проводить через междуречье Малка – Баксан, включая вулкан Эльбрус, и до лакколлитов Кавминвод, а не как это делалось ранее [Philip et al., 1989] – ее проводили существенно восточнее – по меридиану вулкана Казбек.

Анализ имеющихся и полученных нами новых данных по геодинамике Большого Кавказа позволил выявить следующие важные особенности, присущие коллизионной структуре:

1. Все плиоцен-голоценовые вулканы Турции, Ирана, Армении, Грузии и Северного Кавказа, так же, как и эпицентры с очаговыми зонами мелко- и глубокофокусных сильных землетрясений, не выходят за границы коллизионной структуры.

2. Современные максимальные горизонтальные (10-17 мм/год на юге зоны коллизии с постепенным ее уменьшением в северном направлении до 1-7 мм/год в пределах Ставропольского поднятия) и вертикальные (до 8-13 мм/год) перемещения отдельных блоков земной коры также наблюдаются только в пределах коллизионной структуры.

3. Установлено нарастание сейсмической активности в направлении с юга на север за последние 25-30 лет (Спитакское, Рачинское, Джавское, Параванское, Чалдыранское и др., более мелкие землетрясения).

Следовательно, эта структура действительно характеризуется повышенной сейсмической и вулканической активностью.

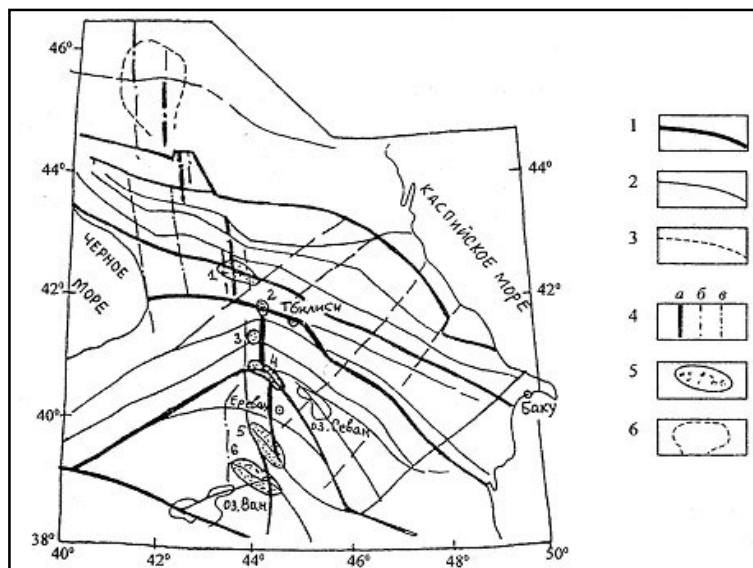


Рис. 3. Схема расположения крупнейших разломов Кавказа.

1 – межзональные объекты; 2 – региональные разломы; 3 – то же «антикавказского» простираения; 4 – разломы Транскавказского простираения (а – подчеркивающиеся цепочками вулканов – Эльбрус, Казбек, Кабарджин, Кельское плато, Арагац, Арарат и др.; б, в – выделенные по структурно-геологическим характеристикам; б – крупные, в – мелкие); 5 – очаговые зоны сильных землетрясений в пределах коллизионной структуры или Транскавказского поперечного поднятия (1 – Рачинского, 1991 г., 2 – Горийского, 1920 г., 3 – Параванского, 1986 г., 4 – Спитакского, 1988 г., 5 – Араратского, 1840 г., 6 – Чалдыранского, 1976 г.); 6 – контуры Ставропольского поднятия.

Затем нами были проведены целенаправленные тектонические исследования и проанализированы опубликованные данные. В результате было показано, что очаговые зоны сильных землетрясений и центры вулканической активности приурочены к местам пересечения региональных меридиональных и субширотных глубинных разломов (рис. 3).

На втором этапе исследований, переходя к оценке состояния вулканов Эльбрус и Казбек, следует отметить, что, по принятой вулканологами мира классификации, вулкан считается активным, если его последнее извержение было не более чем 7 тыс. лет тому назад. С помощью радиоуглеродного датирования (^{14}C) нами было установлено [Богатиков и др., 1998], что в голоцене активность вулкана Эльбрус, как из вершинных, так и из мелких паразитических кратеров, происходила в интервалах времени 7300–7200, 6000–5800, 5200, 4000, 2900, 2600 гг. до нашей эры и в I-II веках нашей эры. В пределах Казбека пока удалось датировать только несколько извержений, которые имели место примерно 7000–6000 тыс. лет

назад. Здесь необходимо привлечение научного потенциала историков ВНИЦ РАН и Правительства РСО-А, что поможет отыскать в древних рукописях или сказаниях упоминания об извержениях вулканов Эльбрус и Казбек в историческое время.

Следовательно, по этому критерию вулканы Эльбрус и Казбек следует относить к активным, извергавшимся в историческое время. Теперь необходимо подчеркнуть еще одну важную особенность, заключающуюся в том, что чем длительнее был период покоя вулкана после его последнего извержения, тем мощнее может быть его будущее извержение.

Если эти вулканы действительно активны, то под ними сейчас должны располагаться приповерхностные магматические камеры и глубинные очаги. Для получения объективных данных о наличии или отсутствии камеры и очага под Эльбрусом нами были применены следующие независимые методы исследований:

1. Выявление тепловой аномалии, связанной с приповерхностной (промежуточной) магматической камерой, на основе анализа архивных и текущих материалов теплового дистанционного зондирования

Выяснение местоположения, формы и размеров промежуточной (приповерхностной) магматической камеры и глубинного очага в районе современной вулканической постройки Эльбруса является весьма актуальной задачей для оценки возможности возобновления в Приэльбрусье вулканической активности и связанных с нею катастрофических последствий. Для проведения таких целенаправленных исследований к работе были привлечены высокопрофессиональные специалисты в этой области кандидаты геолого-минералогических наук О.В. Ляшенко и С.Г. Корниенко. Важно отметить, что геофизические исследования (гравика, магнитотеллурическое зондирование и др.) надежно выявили приповерхностную магматическую камеру и глубинный очаг, но только, к сожалению, в одном пересечении по профилю, проходящему через вулканическую постройку Эльбруса из долины реки Баксан через седловину между двумя вершинными кратерами и далее на

север в долину реки Малки. Однако по этому единичному профилю невозможно было представить объемно-пространственную модель магматической камеры и глубинного очага.

Для более целенаправленного расположения будущих геофизических профилей и возможного их разрежения, по разработанной нами методике, сначала необходимо обработать архивные и текущие материалы по тепловому дистанционному зондированию (американская система спутников NOAA) территории Приэльбрусья. Предлагая такую последовательность исследований и набор методов, мы исходили из следующих соображений. Выявленная приповерхностная магматическая камера с магмой, разогретой до 1070–1100°C (данные гомогенизации расплавных включений в минералах вкрапленниках из Эльбрусских лав [Толстых и др., 2001]), должна была нагреть вмещающие и перекрывающие ее породы хотя бы на десятые доли градуса или на первые градусы, по сравнению с породами, удаленными на несколько километров в стороны от камеры. Эта разница температур вполне может быть уловлена с помощью теплового дистанционного зондирования с системы космических спутников, и мы сможем выявить на дневной поверхности тепловые аномалии, обусловленные приповерхностной магматической камерой и, возможно, глубинным очагом.

Главной целью применения этого метода является обнаружение и оконтуривание зоны температурного влияния над магматическими камерой и очагом в районе Эльбрусского вулканического центра на основе анализа архивных и текущих материалов космической съемки видимого и теплового диапазонов длин волн. Новизна такого подхода в исследованиях заключается в использовании опыта геотермических исследований, идеологии динамического моделирования, возможностей космического ТДЗ, методов комплексного анализа на основе ГИС-технологий.

Метод теплового дистанционного зондирования (ТДЗ) основан на бесконтактном измерении температуры поверхности и представляет собой информационный слой, на который проецируются: вещественно-структурные неоднородности от поверхности до глубины про-

никновения суточных (годовых) колебаний температуры; процессы тепломассопереноса (флюидодинамика) в верхних слоях земной коры; экзогенные и эндогенные источники тепла. Перечисленные факторы прямо или косвенно могут отражать глубинное строение Земли, а также и нестационарные процессы в верхних слоях коры. Идентификация факторов и определение вклада каждого из них проводится на основе результатов математического и физического моделирования, методов комплексного анализа индикационных признаков теплового поля. Методика выявления зон влияния магматических очагов и оценки вулканической активности базируется на сравнительном анализе изменчивости теплового поля, тепловых и физических свойств земной поверхности исследуемого региона и сходных тестовых вулканически активных районов с современными извержениями.

Одними из наиболее важных результатов изучения теплового режима земной коры стали системные представления о нормальных и аномальных геотермических полях, их связи с разломно-блоковым строением района, иерархией геологических тел, а также установление геотермического критерия тектонической ак-

тивности [Сардаров и др., 1984; Савин, 1989]. Приповерхностное геотемпературное поле является индикатором активности разломов, что обусловлено процессами конвективного теплообмена в среде повышенной пористости (трещиноватости) [Савин, 1989; Корниенко и др., 1996]. По предварительным данным установлена связь между значимыми изменениями температуры поверхности и новейшими геодинамическими процессами [Savin, Kornienko, 1998].

На рис. 4 приведена карта температуры земной поверхности в районе вулкана Эльбрус (он расположен в центре снимка в виде аномалии синего, а в ядре – фиолетового цвета) с градациями $0,84^{\circ}\text{C}$, построенная по фрагменту теплового снимка со спутника NOAA в состоянии на 00 ч. 24 мин. (по Гринвичу) 24.02.1998 г.

На карте температуры поверхности вулканической постройки Эльбрус (рис. 5), построенной по фрагменту того же снимка размером $7,5 \times 7,5$ км, но с градациями $0,38^{\circ}\text{C}$ и с применением разработанной нами математической модели, четко видно разделение двух вершинных кратеров (А, В на рис. 5), покрытых ледником, с разницей температур в $0,5^{\circ}\text{C}$ (восточ-

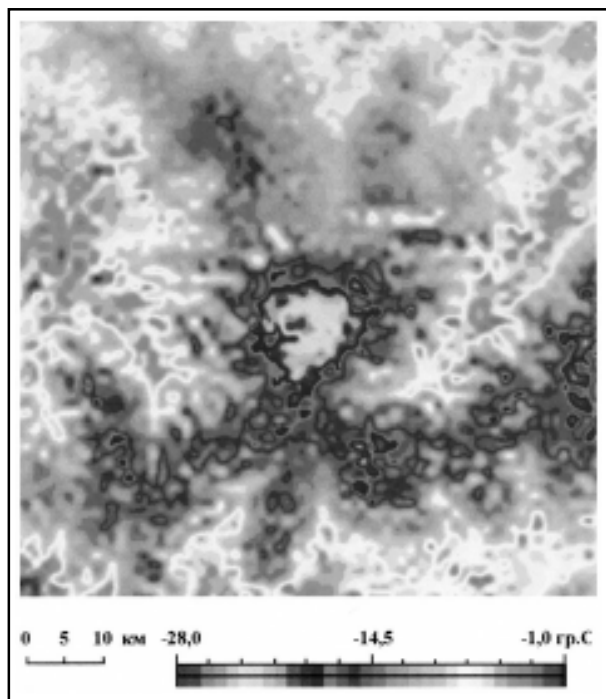


Рис. 4. Температура земной поверхности Приэльбрусья по данным спутника NOAA.

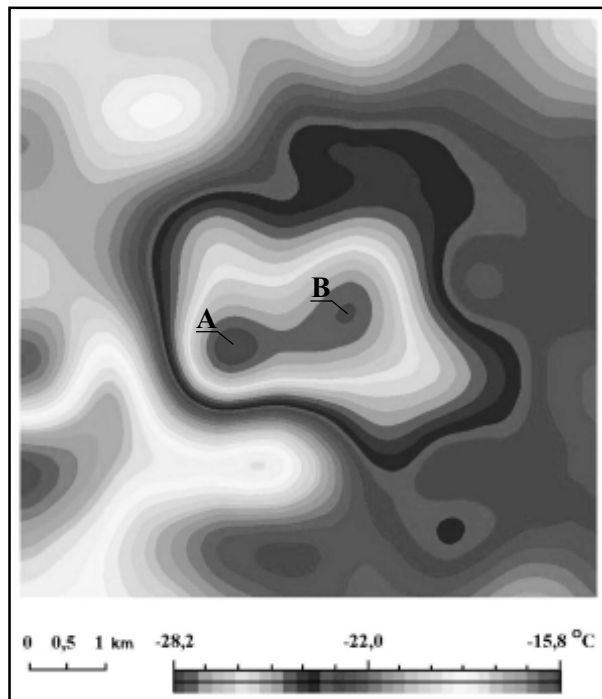


Рис. 5. Температура земной поверхности в районе вершинных кратеров Эльбруса по данным спутника NOAA.

ный кратер теплее западного), которая не наблюдалась в исходных данных. Следовательно, по этому параметру можно сделать вывод о том, что под вулканом имеется эндогенный источник тепла, каковым может быть приповерхностная магматическая камера.

Следующим шагом в предлагаемой методике является определение признаков изменения теплового поля и тепловых свойств поверхности тестовой территории, связанных с вулканической, тектонической и сейсмической активностью, на основе ретроспективного анализа изображений, построенных по данным тепловых каналов.

После этой операции можно выявлять области изменения теплового поля и тепловых свойств поверхности исследуемой территории по установленным признакам на основе ретроспективного анализа (5 и 10 лет тому назад) изображений, построенных по данным тепловых каналов.

2. Гидрогеологический метод определения эндогенного источника тепла

Для измерения температур вод и определения величин гелиевых отношений в спонтанных газах минеральных источников мы привлекли специалиста в этой области – кандидата геол.-мин. наук В.Ю. Лаврушина из ГИН РАН, который проводил вместе с нами целенаправленные полевые исследования, результаты которых приведены в совместной монографии [Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа, 2001].

Температура вод минеральных источников дает нам информацию о физических условиях их формирования (глубине их циркуляции), и по этому параметру они подразделяются на два класса – холодные и термальные. В процессе наших исследований было учтено ~ 200 измерений температур различных минеральных источников Приэльбрусья, расположенных на расстоянии от 5-6 км и до 80 км от Эльбруса, проведенных в разные годы. При обработке полученных и литературных данных была выявлена тенденция роста температур водопроявлений по мере приближения к Эльбрусу [Масуренков, 1961].

Известно, что температура вод источников формируется под воздействием разнородных

факторов как экзогенного, так и эндогенного характера. К экзогенным факторам относятся: соотношение поверхностного и грунтового стока и высота над уровнем моря. Среди эндогенных факторов основная роль принадлежит проявлениям глубинного магматизма и его производной – современного вулканизма, влияние которых накладывается на фоновое тепловое поле региона. Для получения более корректных данных по температурам минеральных источников с учетом экзогенных данных была рассчитана [Рогожин и др., 2001] так называемая «приведенная» (к единой гипсометрической отметке – уровню моря) температура источника по формуле $t_{\text{прив}} = t_{\text{изм}} + (dt/dh)h$, где $t_{\text{изм}}$ – измеренная температура воды в источнике; $dt/dh = 3.5^{\circ}\text{C}$ – высотный градиент температуры; h – абсолютная отметка источника в км; $t_{\text{прив}}$ – «приведенная» температура воды в источнике.

Рассчитанные таким образом величины «приведенных» температур вод минеральных источников показали четко выраженный тренд убывания температур по мере удаления от вулканической постройки Эльбруса. Наиболее высокие значения «приведенных» температур наблюдаются в радиусе 20 км от вершинных кратеров Эльбруса, а далее они сначала все же заметно повышены, а затем постепенно уменьшаются до фоновых величин на расстоянии до 80 км. Вероятно, что в радиусе 20 км вокруг Эльбруса, скорее всего, фиксируется тепловое воздействие приповерхностной (промежуточной) магматической камеры, размеры которой по геофизическим данным [Авдулов, 1962; Рогожин и др., 2001] аппроксимируются слегка уплощенной сферой диаметром до 16-18 км, толщиной около 7-8 км с центром на глубине 10-12 км от вершины Эльбруса. На большем (чем 20 км) расстоянии от Эльбруса, вероятнее всего, на разогрев вод оказывает влияние более глубинный и обширный источник тепла, который может быть глубинным магматическим очагом, образовавшимся при частичном плавлении нижней коры, которое могло быть обусловлено метасоматическим воздействием на нее «астенолинзы» с радиусом до 50-60 км, выделяемой под Эльбрусом по геофизическим данным [Гаретовская и др., 1986; Милановский и др.,

1989].

Следовательно, из анализа распределения в Приэльбрусье «приведенных» температур вод минеральных источников можно сделать предварительный вывод о наличии сейчас под Эльбрусом и под одноименной кальдерой как промежуточной магматической камеры, так и глубинного очага.

Важно отметить, что выявленные латеральные вариации «приведенных» температур практически полностью совпадают с вариациями базовых температур формирования минеральных вод, оцененных с помощью ряда геотермометров, включая Si и Mg-Li термометры. Относительно современной вулканической постройки зона повышенных температур вод минеральных источников располагается асимметрично, наиболее сильно вытягиваясь в северо-восточном и восточном направлениях, а сам современный вулкан располагается в узле пересечения линейных зон температурных аномалий широтного (долины рек Кыртык – Бийтик-Тебе), северо-восточного (верховья долины реки Малки) и северо-западного (долина Худеса и верховья Кубани) направлений.

Анализ литературных данных по минеральным источникам вулканически активных областей Камчатки, Курил, Аляски, Запада США, Колумбии, Индонезии и Италии показал, что при подготовке к извержению обычно резко изменяется температура и состав вод минеральных источников и состав газов с обильным выделением радона, что может негативно сказаться на здоровье населения, регулярно употребляющего эту минеральную воду. Для постоянного наблюдения за составами минеральных вод источников в районе вулкана Казбек и спонтанных газов желательна привлекать научного потенциала Института медико-биологических проблем ВНИИ РАХ и Правительства РСО-А. Активное участие этого института также желательна и при изучении воздействия на людей резкого возрастания электромагнитного излучения, наблюдаемого при подготовке и реализации сейсмических событий в эпицентрах.

3. Космические технологии и геофизические методы

Метод изучения структуры локальных не-

однородностей в земной коре Приэльбрусья базируется на глубоком знании геологического, тектонического строения изучаемого региона, региональных геофизических данных и на использовании современных космических технологий. Последние открывают широкие возможности для феноменологических построений и создания методов выявления и расшифровки природы глубинных структур литосферы, включая обнаружение магматических камер и глубинных очагов. Для этих целей используются разномасштабные аэро- и космические снимки с различных типов спутников, полученные как в узких участках видимого диапазона, так и за его пределами. На этих снимках производится тотальное дешифрирование линейной сети, которая и характеризует степень тектонической раздробленности определенных объемов литосферы. Подробное описание этого метода изложено в монографии «Геодинамика, сейсмоструктурология и вулканизм Северного Кавказа» [Рогожин и др., 2001]. Этим методом, в сочетании с активным и пассивным сейсмическим зондированием, были выявлены (рис. 6) приповерхностная магматическая камера (глубина залегания ее кровли ~ 2-3 км ниже уровня моря, а подошвы ~ 8-10 км) и глубинный очаг (кровля на глубине ~ 20 км, а подошва – ~40 км) и установлены их резонансные особенности. Также было подтверждено, что продольные волны проходят через магматическую камеру и глубинный очаг с расплавом, а поперечные волны в них гаснут.

Полученные этим методом важные данные о наличии камеры и очага и глубинах их залегания мы решили проверить другими, независимыми, надежными, но дорогостоящими методами. Так, магнитотеллурическим зондированием пройден пока единственный профиль через вулкан Эльбрус. Он начался на поляне Азау (истоки р. Баксан), затем прошел вверх по склону вдоль канатной дороги, через «скалы Пастухова», седловину между Западной и Восточной вершинами и далее на север в долину реки Малки. На этом профиле были очень четко выявлены приповерхностная магматическая камера и глубинный очаг (защитрихованные области на рис.7), расположенные в тех же интервалах глубин, которые были установлены первым методом. И наконец, для

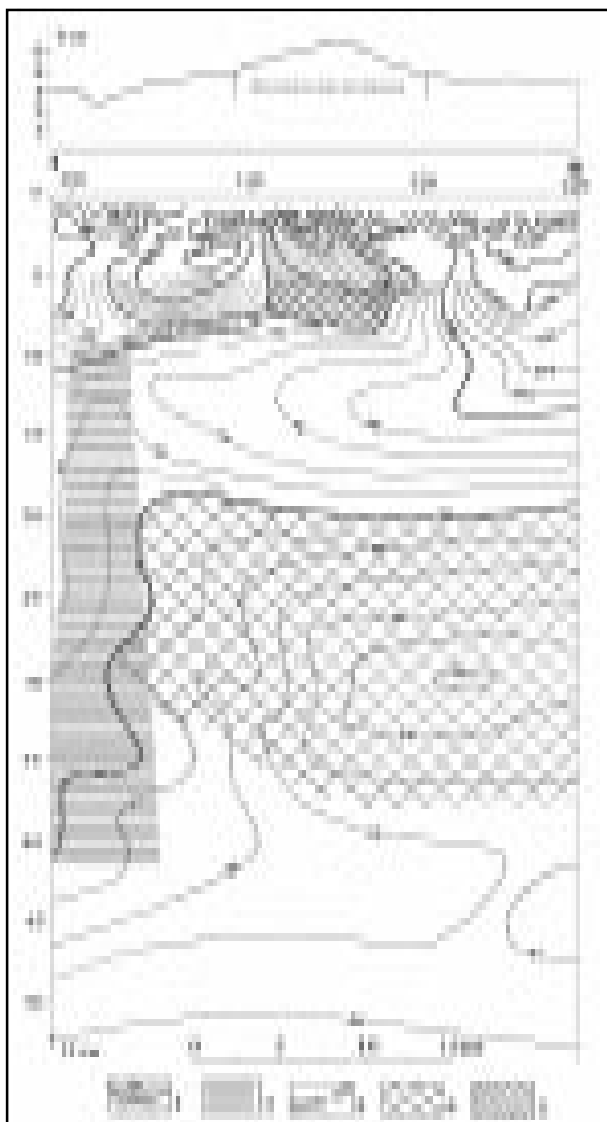


Рис.6. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности коры, проходящий через вулкан Эльбрус и ориентированный вдоль простирания Кавказа.

1 – изолинии поля тектонической раздробленности коры: жирные – сечением через 10 усл.ед., тонкие – через 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); 4 – область anomalно пониженных значений поля в верхах базальтовой коры, рассматриваемая в качестве потенциального материнского магматического очага, служащего в прошлом поставщиком материала для заполнения вулканических камер; 5 – область anomalно пониженных значений поля в верхней части коры, отождествляемая с вулканической камерой. [Нечаев, Собисевич, 2000].

еще большей уверенности в полученных данных мы заверили их по тому же профилю гравиметрическими наблюдениями, которые полностью подтвердили наши данные о присут-

ствии камеры и очага и о глубинах залегания их кровель. Следовательно, если теперь нет сомнений в наличии под вулканом Эльбрус камеры и очага, то генерировать расплав в низах континентальной коры должна активная мантия или «горячая точка». Для проверки этой гипотезы были определены величины изотопных гелиевых отношений ($^3\text{He}/^4\text{He}$) в спонтанных газах минеральных источников Приэльбрусья и прилегающих территорий.

Кроме того, при проведении геофизических исследований было установлено, что под Эльбрусом существует как бы сейсмическая брешь, что вероятнее всего объясняется наличием приповерхностной магматической камеры и глубинного очага.

4.Изотопный метод оценки состояния мантии (активная или пассивная) под Приэльбрусем по величинам гелиевых отношений ($^3\text{He}/^4\text{He}$) в спонтанных газах минеральных источников

В процессе изучения изотопии стронция и

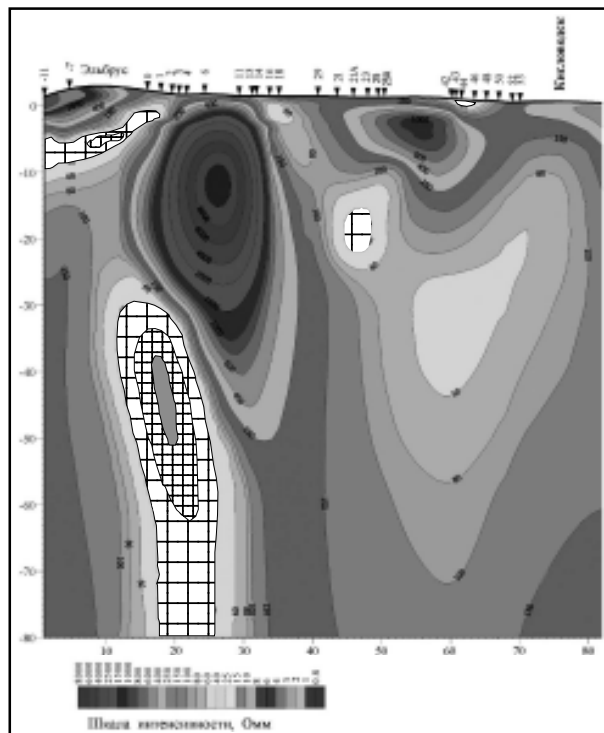


Рис. 7. Геоэлектрический разрез, отражающий интерпретацию данных, полученных методом магнитотеллурического зондирования по линии Приэльбрусского профиля.

Горизонтальная ось – расстояние по профилю в км, вертикальная ось – глубина в км. Слева на разрезе – юг, справа – север. На рисунок нанесены изолинии равных сопротивлений [Арбузкин и др., 2002].

ниодима в породах лавовых потоков, характеризующих докальдерный ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705091-0.706143$; величины $e\text{Nd}$ = от -0.94 до -1.23) и кальдерный с посткальдерным ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705265-0.706533$ и величины $e\text{Nd}$ от -1.32 до -1.95 и от -0.33 до 0.86 , соответственно) циклы развития Эльбрусского вулканического центра, было убедительно доказано присутствие мантийной компоненты в расплавах, сформировавших Эльбрусский вулканический центр и поставляющих на поверхность из промежуточной камеры и глубинного очага. Скорее всего эти магмы образовались при смешении базальтовых или андезибазальтовых расплавов, имеющих опосредованный мантийный источник (плавление пород в низах континентальной коры при мантийном метасоматозе с частичной контаминацией), с кислой риолитовой коровой магмой. Следовательно, мантия во время прошлых извержений Эльбруса была активной. Если мантия и сейчас находится в активном состоянии и продолжает генерировать расплав в условиях низов континентальной коры (глубинный магматический очаг и связанная с ним промежуточная приповерхностная камера), то это должно было найти отражение в величинах гелиевых отношений ($^3\text{He}/^4\text{He}$) в спонтанных газах минеральных источников. Для проверки этого предположения были трижды (в 1998–2000 гг.) опробованы 42 минеральных источника в Приэльбрусье и прилегающих регионах.

В спонтанных газах определялись содержания CO_2 , N_2 , CH_4 и O_2 газохроматографическим методом, изотопный состав углерода в CO_2 -масспектроскопически (на приборе МИ-1201 В), концентрации и изотопия гелия, неона, аргона (на масс-спектрометре МИ-1201ИГ, аналитик И.Л. Каменский) и расчет величин отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ производились в Геологическом институте КНЦ РАН. При интерпретации данных по изотопии гелия измеренные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ корректировались с учетом степени контаминированности пробы атмосферным воздухом, оцениваемой по величине отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ [Прасолов, 1990].

Латеральные вариации изотопного состава гелия.

Исследованиями Б.Г. Поляка и др. [1979]

было показано, что для значительной части территории Северного Кавказа, особенно в пределах коллизионной структуры, характерны высокие (превышающие как «канонические» величины для дорифейской коры [$R = 1.0 \times 10^{-8}$], так и фоновые для эпигерцинской Скифской плиты [$R = 1.0 \times 10^{-7}$]) значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = R$. Максимальные величины R были установлены только в пределах Эльбрусской кальдеры. От нее высокие значения R прослеживаются в район Кавказских Минеральных Вод (КМВ) и далее на север в район Ставропольского сводового поднятия, располагающегося в северном окончании позднемiocен-четвертичной коллизионной структуры (или Транскавказского поперечного поднятия). К западу от кальдеры область повышенных величин R ограничивается долинами рек Теберды и Кубани. Восточная граница выражена менее четко и проходит по долине реки Чегем, включая Верхне-Чегемскую позднеплиоценовую кальдеру. В пределах вышеуказанного региона величина R варьируется в широком диапазоне – от субмантийных (1.0×10^{-5}) до близких к «каноническому» коровому ($R = \sim 1-5 \times 10^{-8}$). Наиболее часто встречающиеся величины R варьируются в пределах от 2.0×10^{-7} до 3.0×10^{-6} . На этом фоне выделяются следующие зоны максимальных значений величин R : вдоль западного и северного подножий со-временной вулканической постройки Эльбруса ($\sim 0.9 \times 10^{-5}$ в источнике Джилла-су в долине реки Бийтик-Тебе; 0.54×10^{-5} в источнике Джилла-су в истоках реки Малки и 0.63×10^{-5} в скважине №1 в верховьях реки Кизилкол); вдоль восточной части вулканической постройки в верховьях реки Баксан (от 0.3×10^{-5} до 0.68×10^{-5} в источниках Герходжан-су, Тырныауз, Джан-Туган, Бадаевых, Баксан-Баши) и на южном склоне Большого Кавказа (до 0.8×10^{-5} в районе селения Мазери). Следовательно, в выделенном поле распределения величины R (изотопно-гелиевые отношения), кроме собственно Эльбрусской аномалии, выделяются еще, по крайней мере, два участка с высокими значениями R . Все эти участки частично перекрываются (сливаются), что позволяет нам считать, что в целом вулкан Эльбрус приурочен к западной части этой объединенной зоны максимальных значений вели-

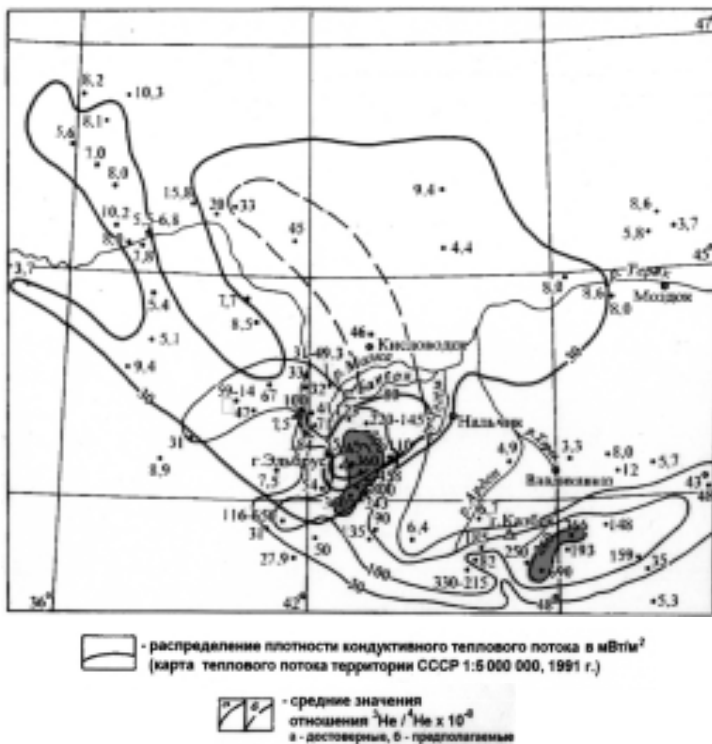


Рис.8. Латеральные вариации величин гелиевых отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\times 10^{-8}$) в спонтанных газах минеральных источников и плотности кондуктивного теплового потока для Центрального Кавказа (составлена А.Г.Гурбановым с использованием материалов Б.Г. Поляка и др. [1979])

чин R.

Однако в непосредственной близости от вулкана наблюдается некоторая неоднородность в распределении величин $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\times 10^{-8}$). Так, по мере удаления от вулканической постройки в северном и западном направлениях на расстоянии до 9-12 км и более 15 км наблюдается резкое снижение величин R от $(0.5-0.6) \times 10^{-5}$ до 0.2×10^{-5} соответственно (рис. 8).

Важно подчеркнуть, что границы площади с высокими значениями величин R практически совпадают с контуром кальдеры [Богатиков и др., 1998]. Эти данные позволяют нам считать, что в настоящее время под Приэльбрусьем в целом и под кальдерой в частности мантия находится в «активном» состоянии.

Флуктуации изотопного состава гелия во времени

Хорошо известно, что в различных регионах мира в геологически однородных блоках латеральные вариации величин гелиевых отношений крайне незначительны и обычно не превышают ошибки лабораторных измерений (5-10%). Судя по результатам ранее проведен-

ных исследований [Поляк и др., 1979; Polyak et al., 2000], по пробам, отобранным из одних и тех же источников в разные годы, в большинстве водопроявлений Приэльбрусья величины R также практически постоянны. Однако вблизи вулканической постройки наблюдается иная картина. Так, в нарзанах по реке Бийтик-Тебе (источники Джилы-су, Тархор-нарзан) величина R менялась в разные годы от 0.55×10^{-6} до 0.87×10^{-5} при среднем значении 0.3×10^{-5} . При опробовании в 1998 году здесь наблюдалась высокая дисперсия величин R даже в соседних грифонах. Несмотря на то, что они располагаются близко друг к другу (от первых десятков и до первых сотен метров), диапазон вариаций величин R (от 0.18 до 0.32×10^{-5}) в них существенно превышает точность измерения величины R, давая при этом почти то же самое среднее значение $R = 0.26 \times 10^{-5}$. Такие вариации величин R как по площади, так и во

времени (результаты анализов проб, отобранных в разные годы), скорее всего, указывают на высокую динамичность вулканической системы в Приэльбрусье и современное активное состояние вулкана Эльбрус.

Аналогичные вариации величин R во времени и пространстве наблюдались рядом исследователей на некоторых действующих вулканах Японии и Южной Америки [Sano et al., 1984; 1990; et al.], что еще раз косвенно подтверждает нашу точку зрения о том, что Эльбрус является активным вулканом и мантия под ним сейчас активна.

Особо следует отметить, что аномалии, выделенные в Приэльбрусье, по величинам R практически полностью совпадают с аномалиями и зонами резко повышенных «приведенных» температур, т.е. величины R повторяют, в общем, характер распределения величин «приведенных» температур.

На третьем этапе исследований важно определить место возможного будущего извержения вулкана Эльбрус, что поможет при прогнозировании типов и масштабов катастрофических последствий, в связи с вероятным во-

зобновлением его активности. Анализ имеющихся данных о возрастах прошлых извержений показал, что после формирования кальдеры (720–690 тыс. лет назад) в ее западной части (истоки реки Уллу-Хурзук) в интервале 660–620 тыс. лет назад функционировал один из древнейших кратеров – Кюкюртлинский, а после него, несколько восточнее, образовались кратеры, которые и сформировали современную вулканическую постройку Эльбруса.

Однако, как видно из рис. 9, в разное время извержения были и вдали от стратовулкана. Так, 140–150 тыс. лет назад сформировался Сылтранский вулканический центр, расположенный в 15 км к востоку от современной вулканической постройки, затем слабый всплеск вулканической активности наблюдался еще восточнее – в левом борту долины реки Баксан (серия neckов). 39 тыс. лет тому назад, в 20 км к северо-востоку от Эльбруса функционировал маленький одноактный вулкан Таш-Тебе. Все эти данные убедительно свидетельствуют о значительных размерах приповерхностной магматической камеры и глубинного очага и о том, что во время эволюции вулкана извержения были не только в пределах стра-

товулкана, но и на значительном удалении от него. Из этого вытекает предположение о том, что будущее извержение не обязательно будет из современных вершинных кратеров Эльбруса. Для определения возможных мест прорыва магмы на дневную поверхность планируется ретроспективное (пять и восемь лет назад) изучение тепловых космических снимков, на которых будут выявлены тепловые аномалии, а динамика их развития (образование резко контрастных аномалий в конкретных местах) и укажет нам предполагаемый участок, где магма может выйти на поверхность, т.е. произойдет извержение с образованием нового вулкана или же оно будет из современной вулканической постройки. Над выявленными тепловыми аномалиями, обусловленными эндогенными источниками тепла (камера и возможно очаг), будут проводиться, по выбранным профилям, геофизические исследования с обязательным сопровождением GPS (космическая система глобального позиционирования) измерений скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений (с точностью до 5–7 мм/год).

Логика применения GPS-измерений скоро-

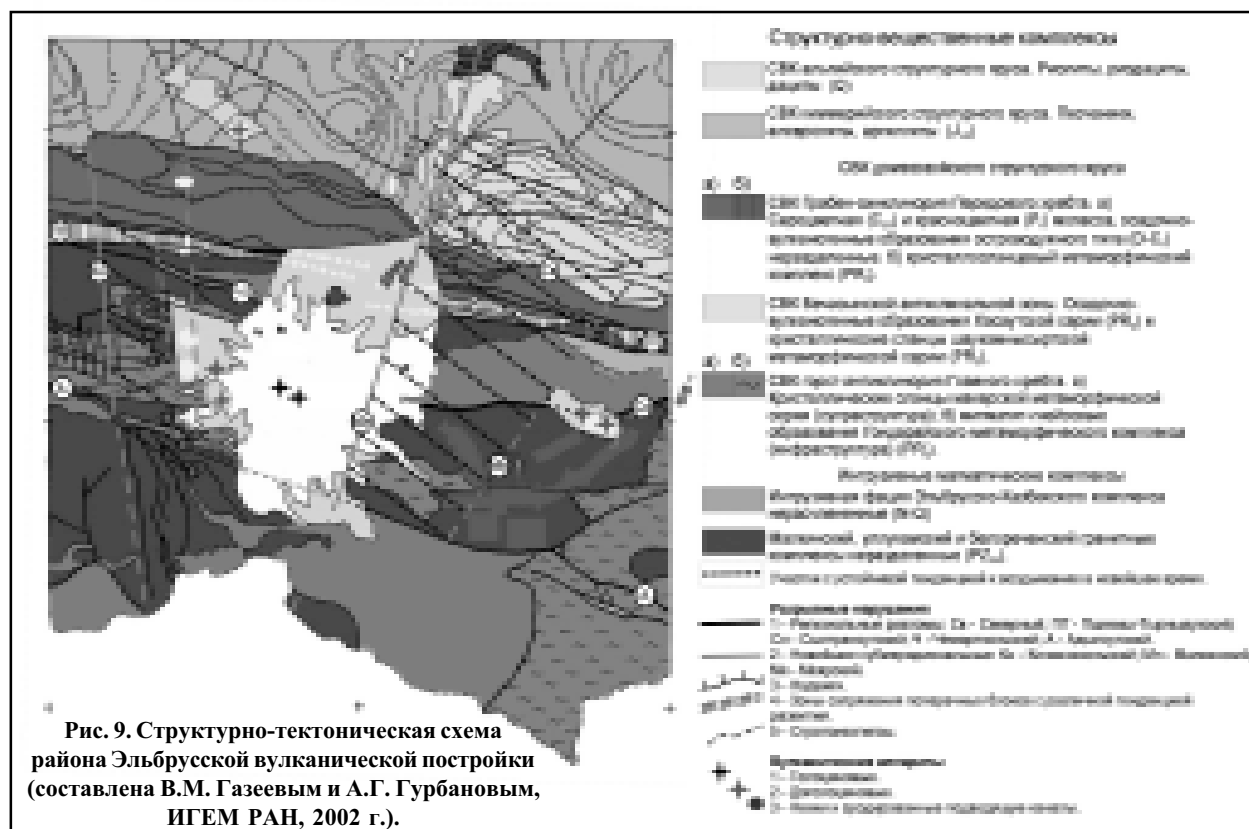


Рис. 9. Структурно-тектоническая схема района Эльбурской вулканической постройки (составлена В.М. Газеевым и А.Г. Гурбановым, ИГЕМ РАН, 2002 г.).

стей вертикальных перемещений состоит в том, что при подготовке к извержению из глубинного очага расплав будет поступать в приповерхностную магматическую камеру, увеличивая ее объем и вызывая адекватное всплывание, в районе термальной аномалии, вмещающих ее пород. Зная глубину залегания кровли камеры и скорость ее всплывания к дневной поверхности, можно будет грубо оценить время начала извержения.

На четвертом этапе исследований выявляются возможные типы и масштабы катастрофических последствий прошлых извержений Эльбруса с тем, чтобы более корректно предсказать возможные типы и масштабы катастрофических событий в случае возобновления вулканической активности.

Анализ геологической, геоморфологичес-

кой и гляциологической обстановок на современной вулканической постройке позволил предполагать, что, независимо от местонахождения эруптивного центра, силы и типа будущих извержений Эльбруса и состава излившихся лав, активность вулкана может сопровождаться образованием катастрофических лахаров, подпрудных озер и наводнениями, поскольку для их возникновения в пределах вулканической постройки везде имеются благоприятные условия. В связи с этим было необходимо установить, имели ли место такие лахары в Приэльбрусье в прошлом, по каким долинам рек, берущих начало с вулкана, они распространялись и как далеко по ним они проходили. Первоочередными объектами для таких исследований стали наиболее плотно заселенные и легкодоступные для посещения

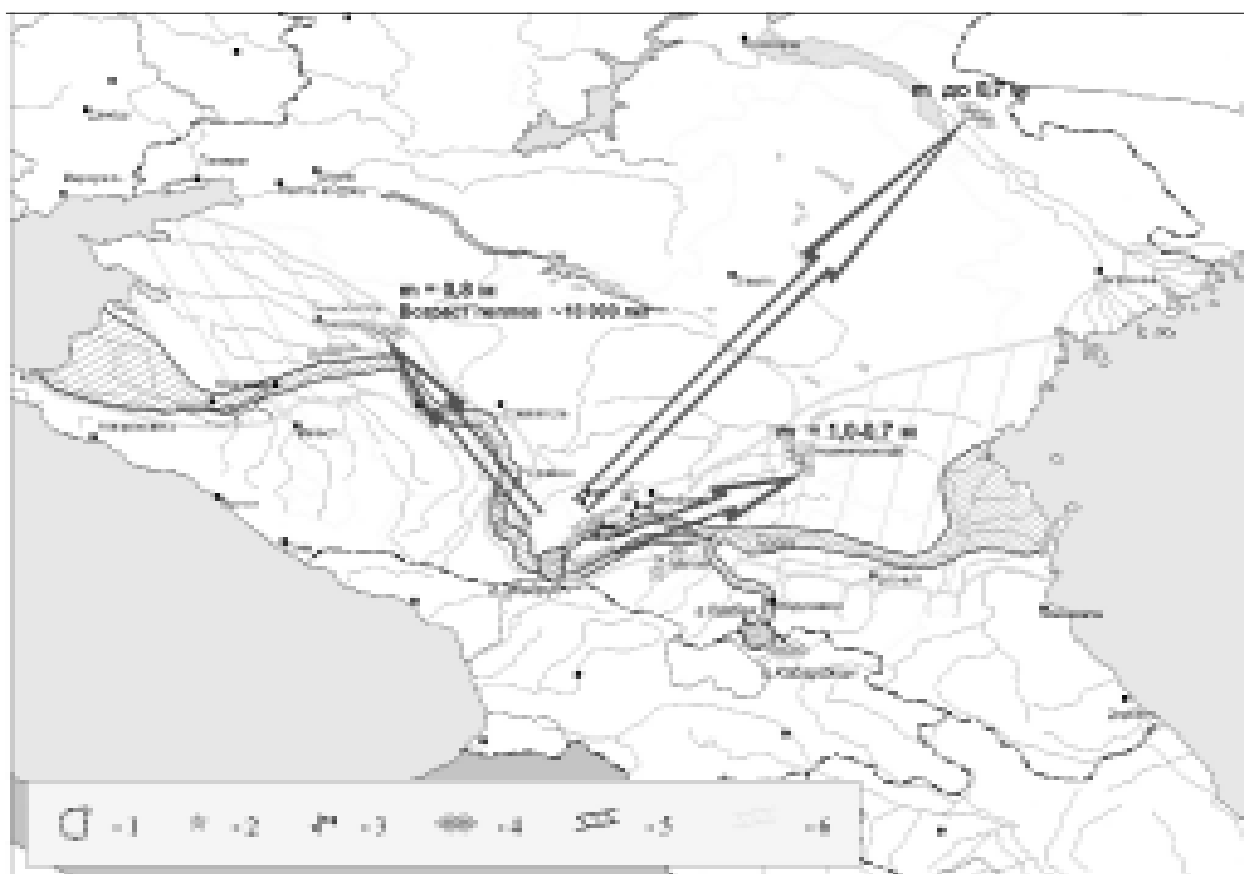


Рис.10. Схематическая карта катастрофических последствий извержений вулкана Эльбрус (составлена А.Г.Гурбановым).

Условные обозначения: 1 – снежно-ледовые «панцири» на вулканических постройках; 2 – мелкие эруптивные центры; 3 – места находок отложений палеолахаров; 4 – места находок аэралью перенесенных пеплов при взрывных извержениях с указанием их мощности и времени проявления; 5 – участки возможного катастрофического затопления вдоль долин рек, берущих начало с вулканов Эльбрус и Казбек; 6 – зона влияния возможного катастрофического затопления.

долины рек Баксана, Кубани и Малки от их верховьев и до выхода на равнину, что, в среднем, соответствует расстоянию в 100 км. Вниз по долине реки Баксан лахары проходили на расстояние 55, 57 и 72 км около 6200, 5100 и 4060 лет тому назад. Вниз по долине реки Малки лахары спускались примерно на 70 км.

В результате проведенных исследований были установлены следующие типы катастрофических последствий, показанные на рис. 10: катастрофические лахары; взрывные извержения с аэральным переносом пеплового материала на сотни километров (пока датированы извержения, имевшие место примерно 700, 120 и 21 тыс. лет тому назад); образование в истоках реки Малки подпрудных озер (2280 лет назад) с их последующими прорывами и наводнениями; сейсмодислокации, представленные нептуническими дайками, каменными лавинами (происходили 1630 и 530 лет назад), трещинами отрыва, оползнями и каменно-ледовыми обвалами в I-II веках нашей эры в истоках реки Кюкюртли, аналогичными тем, которые происходили в Кармадонской долине к северу от вулкана Казбек; землетрясения и региональные пожары.

Анализ всего изложенного выше материала однозначно доказал необходимость организации системы мониторинга вулканической, сейсмической и гляциологической опасностей и их катастрофических последствий для Северо-Кавказского региона. Однако создание системы и проведение такого мониторинга (в течение 8 лет) будет возможно только при наличии целевого финансирования из федерального бюджета через ВНЦ РАН и Правительства РСО-А.

На заключительном этапе исследований осуществляется самая актуальная задача – оценка вероятности и компьютерное моделирование (в трехмерном пространстве с построением векторной модели) возможного возобновления вулканической и сейсмической активности и связанных с ними катастрофических последствий. На предыдущих этапах исследований должны быть получены данные о нали-

чии магматической камеры и глубинного очага, их местоположении, форме, размерах, глубинах залегания кровель и скорости их «всплывания» к дневной поверхности. Однако, основываясь только на этих данных, будет очень трудно, да и практически невозможно предсказать вероятное время и место извержения вулкана, так как для этого необходимо учитывать массу факторов (наличие новейших разломов; степень тектонической раздробленности, которая может облегчить или затруднить подъем расплава к поверхности; состав вмещающих пород и температуру их плавления и т.д.), могущих направить прогнозируемое событие в ту или иную сторону. Следовательно, необходимо создание мощного математического обеспечения этой заключительной задачи, в решении которой уже принимает участие Институт прикладной математики и информатики ВНЦ РАН и Правительства РСО-А с привлечением кадрового потенциала и вычислительных ресурсов Российско-индийского суперкомпьютера, Института прикладной математики им. Келдыша РАН и ГИС-технологий, разработанных в ИГЕМ РАН.

Литература

1. Philip H., Cristernas A., Gvishiani A., Gorshkov A. *The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision* // *Tectonophysics*. 1989. V. 161. P. 1-21.
2. Kral J., Gurbanov A.G. *Apatite fission track data from the great Caucasus pre-Alpine Basement* // *Chem. Erde*. 1996. V. 56. P. 177-192.
3. Богати́ков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Сулерджицкий Л.Д. и др. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // Докл. РАН. 1998. Т.363, №2. С. 219-221.
4. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Богати́ков О.А., Кононкова Н.Н. Состав магматических расплавов вулканов Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах // *Геохимия*, 2001, № 4, С. 441-448.
5. Сардаров С.С. (мл.), Савин А.В., Пашук М.Г. Нормальные и аномальные геотермические поля и их связь с иерархией геологических тел // Доклады АН СССР, 1984 г. т.275, № 5. С. 1084-1087.
6. Савин А.В. Разномасштабные проявления геотермической активности. // Тез. докл. Международного симпозиума «Тепловая эволюция литосферы и ее связь с глубинными процессами». Москва, 1989. С. 125-126.
7. Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Савин А.В. Поиск нефтегазовых залежей методом наземной тепловой съемки // *Геология нефти и газа*. N 8, 1996. С. 32-36.
8. Savin A.V., Kornienko S.G. *Surface anomalies of temperature as indicators of new geodynamics* // *Proceedings of the International Conference «The Earth's Thermal Field and Related Research Methods»*, May 19-21. 1998. Moscow. Russia. P.241-243
9. Корниенко С.Г. Обнаружение зон напряженно-деформированного состояния бетонных монолитов методом тепловой инфракрасной съемки // *Прикладная физика*. № 1. 1997. С. 101-109
10. Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л., Богати́ков О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Газеев В.М. и др. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа. – М.: Минпромнауки и технологий РФ, 2001. 338 с.
11. Масуренков Ю.П. *Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области*. – М.: Изд. АН СССР, 1961. 132 с.
12. Авдулов М.В. О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* N9. 1962. С. 67-74.
13. Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов Ф.И., Файтельсон А.Ш., Щукин Ю.А. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмической зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье) // *Основные проблемы сейсмотектоники*. – М.: Наука, 1986. С. 105-119.
14. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбруско-Минераловодской области Северного Кавказа // *Геодинамика Кавказа*. – М.: Наука, 1989. С.99-105.
15. Прасолов Э.М. *Изотопная геохимия и происхождение природных газов*. – Л.: Недра, 1990. 283 с.
16. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // *Геотектоника*, 1979. № 5. С. 3-23.
17. Богати́ков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ), ДАН. 19982. Т.363. N4. С.515-517.
18. Polyak B.G., Yakovlev L.E., Kamenskii I.L., Tolstikhin I.N., Marty B., Cheshko A.L. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. vol. 64. no.11. P.1925-1944.
19. Sano Y., Nakamura Y., Wakita H. Et al. Helium-3 emission related to volcanic activity // *Science*/ 1984. Vol. 224. P. 150-151.
20. Sano Y., Wakita H., Williams S.N. Helium-isotopes systematic at Nevadeo del Ruiz volcano, Columbia implications for the volcanic hydrothermal system // *Journ. Of volcanology and geotherm. Res*. 1990. Vol. 42. P. 41-52.

