



К. г.-м. н., в.н.с.  
ИФЗ РАН,  
Ю.В. Нечаев



Д. ф.-м. н., зав. лаб.  
ИФЗ РАН  
А. Л. Собисевич

# Новые технологии мониторинга внутренней структуры вулканов

(магматического очага и магматических камер)

Ю.В. Нечаев, А.Л. Собисевич

*Наблюдаемое в последние годы повышение сейсмической активности в пределах Транскавказского поднятия неразрывно связано с активизацией вулканических процессов в регионе. Возможным следствием этого процесса может быть возобновление деятельности вулкана Эльбрус [1, 14].*

*В интересах всестороннего изучения геолого-геофизических и тепловых процессов в районе вулканической постройки необходимо иметь достоверную информацию о существовании и основных параметрах магматического очага и магматической камеры в пределах Эльбрусского вулканического центра [1, 6, 14, 15].*

*В статье приведены данные о новых технологиях, использующих информацию, поступающую с борта спутников, которая позволяют получать независимые данные об особенностях строения земной коры на различных глубинных уровнях путем анализа трехмерного поля тектонической раздробленности литосферы. Специализированный анализ космических снимков позволил выделить под Эльбрусом две области аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности. Одна из них, фиксируемая в интервале глубин 20–40 км, рассматривается в качестве потенциального материнского магматического очага, служившего поставщиком материала для извержений вулкана Эльбрус. Вторая, располагающаяся в верхней части коры до глубин порядка 8 км, отождествляется с магматической камерой вулкана Эльбрус.*

## 1. ОСНОВЫ НОВОЙ ТЕХНОЛОГИИ

В процессе анализа сложно построенных геологических образований в районе вулканической постройки и на прилегающих территориях сегодня можно использовать данные космической фотографии поверхности Земли. Использование спутниковых фотографий поверхности различной разрешающей способности позволяет построить линеаментную структуру исследуемого региона и перейти к оценке «поля тектонической раздробленности (или неоднородности) литосферы». Физическим параметром этого поля является степень тектонической раздробленности конкретного объема жесткой оболочки Земли. В разработанной технологии в качестве меры тектонической раздробленности принимается «удельная длина линеаментов», значение которой вычисляется (с единым шагом)

для каждого из заранее выбранных по глубине срезов литосферы [11].

Реализация развиваемого методологического подхода включает три основных этапа: полное дешифрирование космического снимка с целью построения карты линеаментной сети; компьютерную обработку полученной карты для построения разномглубинных карт-срезов поля тектонической раздробленности литосферы; их интерпретацию.

Дешифрирование фотографии проводится визуально, а обработка полученной карты линеаментной сети выполняется с использованием современных программных продуктов. Эффективность разработанного метода заверена на региональном [3, 4, 8, 11, 12] и локальном [2, 7, 10] масштабных уровнях.

В настоящей статье приведены результаты применения метода для обработки космических снимков Центрального Кавказа с целью выделения маг-

матического очага и магматической камеры вулкана Эльбрус.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

Решению вопросов геологического строения, сейсмотектоники и вулканизма территории Северного Кавказа, а также истории развития вулкана Эльбрус и проблеме его активизации посвящено значительное количество публикаций [1–6, 8–14].

Особое положение в структуре Кавказа занимает зона Транскавказского поперечного поднятия. На фоне запад-северо-западного (кавказского) простираения основных структурно-тектонических единиц Кавказа зона поднятия характеризуется антикавказским (близмеридиональным) структурным планом. Зарождаясь в пределах Русской платформы, она прослеживается через Ставропольский свод, Минераловодский выступ, пересекает вкрест простираения все структурно-тектонические зоны Большого и Малого Кавказа и через Эльбрус, Дзирульский массив, Арагац и Арарат уходит на юг в Иран и Турцию. В пределах этой широкой структуры располагаются глубокие близмеридиональные расколы фундамента, контролирующие магмопроявления в неогене и антропогене. Длительная устойчивость зоны поднятия в процессе эволюции всей Кавказской подвижной области, связь ее границ с крупными поперечными разрывами, а также продолжение некоторых поперечных элементов в пределы платформы позволяют полагать, что границы этого поперечного поднятия должны контролироваться зонами глубоких разломов значительной протяженности и времени заложения.

Современные геологические исследования вулкана Эльбрус, в частности датировки его извержений в историческое время [1, 14, 15], свидетельствуют о том, что данный вулкан является активным.

## 3. ОТОБРАЖЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВУЛКАНА В ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

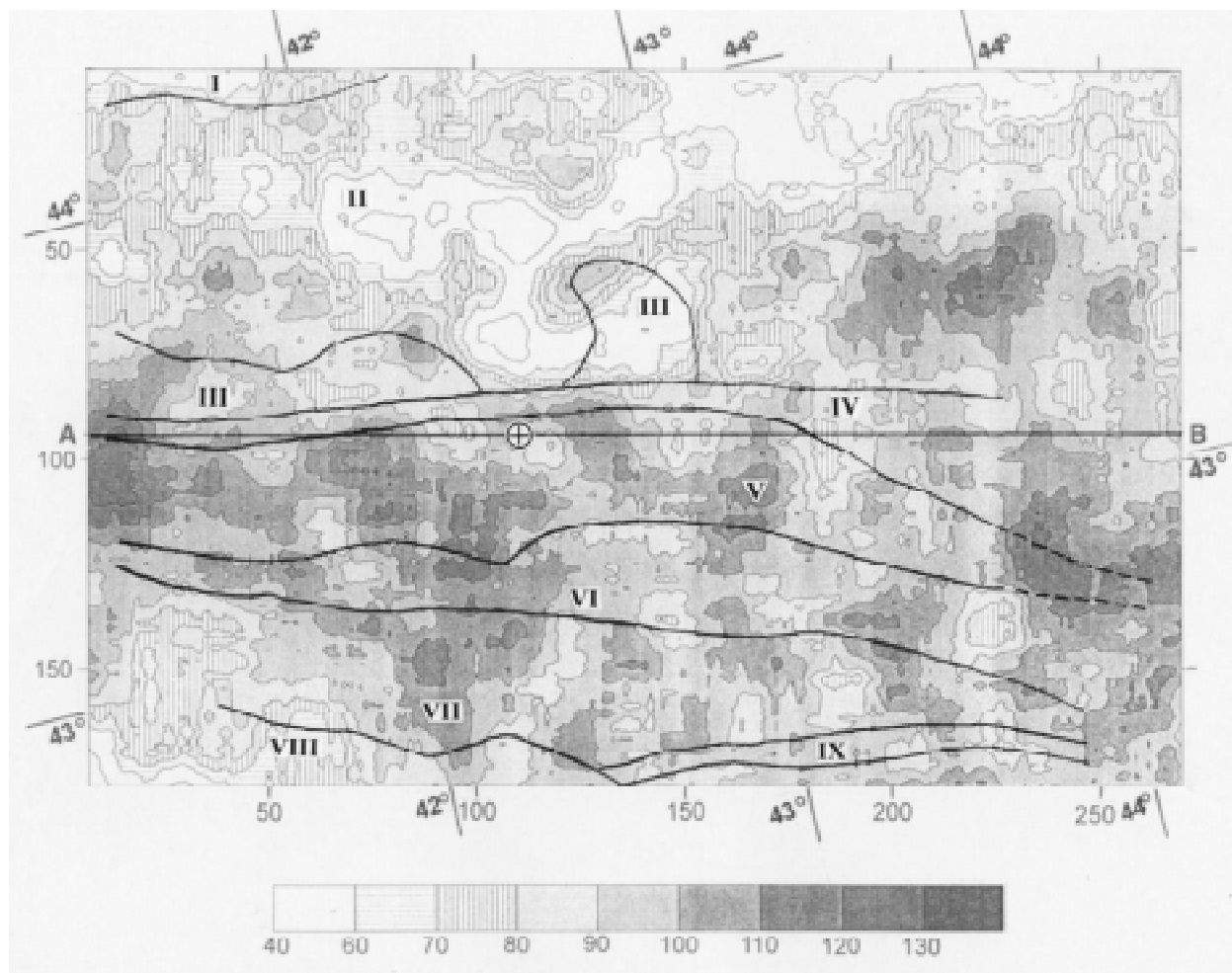
Поле тектонической раздробленности литосферы Центрального Кавказа построено по результатам обработки фотографий земной поверхности, полученных со спутника «Ресурс». Составлена карта линеаментной сети для территории размером

185х277 км, в центральной части которой расположен вулкан Эльбрус. Последующая обработка карты позволила получить 19 разноглубинных (от 1 до 50 км) карт-срезов, на которых значения поля тектонической раздробленности вычислены по сети 1х1 км. Анализ полученного поля тектонической раздробленности литосферы, как и ранее [2, 3, 7, 8, 10–12], выполнялся по различным глубинным уровням (картам) и вертикальным сечениям (разрезам). Численные значения поля тектонической раздробленности на картах и разрезах приведены в условных единицах, одинаковых для всех карт-срезов и вертикальных разрезов. Рассмотрим особенности этого поля для верхней части литосферы Центрального Кавказа, выбрав для этого карту-срез, отвечающую среднестатистическим глубинам порядка 7 км (рис. 1).

На выделенном срезе наблюдается постепенное увеличение значений поля тектонической раздробленности от южного окончания эпигерцинской Скифской платформы к области горст-антиклинория Центрального Кавказа. Затем идет последующее их снижение в сторону южного погружения Большого Кавказа.

Лабино-Малкинская зона поднятий характеризуется областью пониженных значений поля (менее 80 усл.ед.), в то время как для ее западной области (полого моноклиналиного мезозойского чехла) характерны более высокие значения поля (70–90 усл.ед.), нежели для ее восточного окончания (вовлеченного в поднятие южного участка эпигерцинской Скифской платформы, менее 70 усл.ед.).

Выступы палеозойского фундамента отличаются значениями поля тектонической раздробленности (80–100 усл.ед.). Тырнаузская шовная зона, сложенная породами палеозоя и юры, выделяется в виде узкой переходной области повышенных горизонтальных градиентов (наиболее четко выражена ее восточная часть – восточнее р. Кубань). Инверсионный антиклинорий ядра Большого Кавказа, сложенный интенсивно смятыми метаморфизованными породами лейаса-доггера (горст-антиклинорий Центрального Кавказа), характеризуется максимальными значениями поля (до 120 и более усл.ед.), выделяясь в виде отдельных блоков, разделенных областями пониженных значений (менее 100 усл.ед.). Расположенная южнее область синклинириев южного крыла Большого Кавказа, выполненная изоклинальным складчатым флишем мальма и мела, представлена пониженными значениями поля (менее 110 усл.ед.) в виде

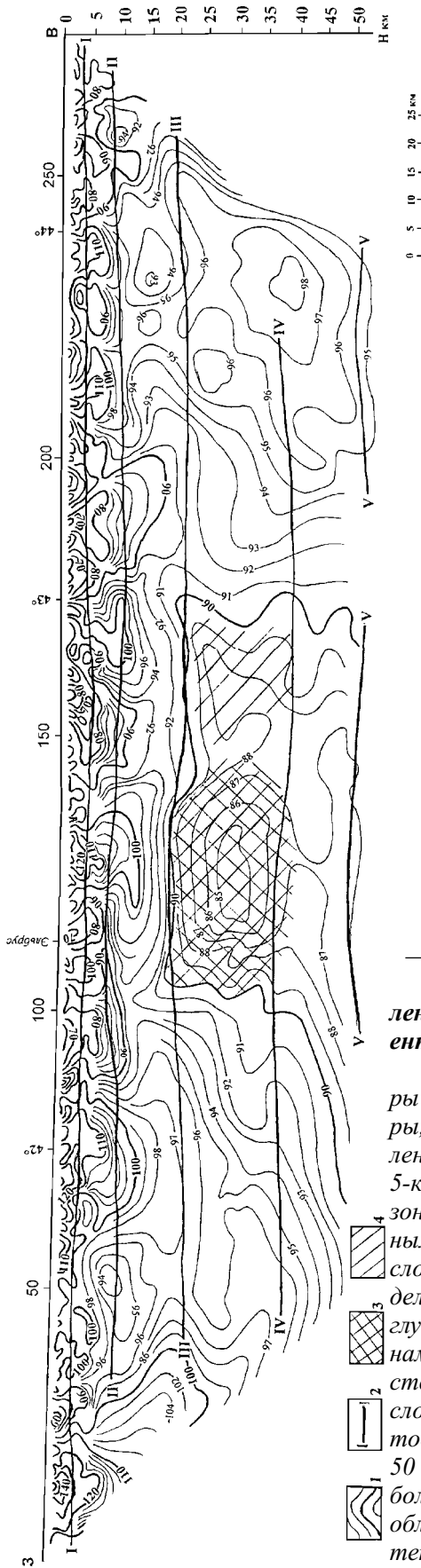


**Рис. 1. Карта тектонической раздробленности литосферы Центрального Кавказа, отвечающая срезу литосферы на глубине порядка 7 км с нанесением границ важнейших структурных подразделений.**

1 – положение вулкана Эльбрус; 2 – изолинии поля тектонической раздробленности литосферы, характеризующие особенности строения литосферы на этих глубинах (шкала раскраски приведена под рисунком); 3 – границы распространения важнейших структурных подразделений по геологическим данным и их наименование (I – Предкавказские альпийские краевые прогибы, выполненные кайназойскими молассами; II – Лабино-Малкинская зона поднятий; III – выступы палеозойского фундамента; IV – Тырнаузская шовная зона (палеозой, юра); V – унаследованный от герцинского цикла горст-антиклинорий Центрального Кавказа (кристаллические породы палеозоя); VI – синклиний южного крыла Большого Кавказа, выполненный изоклиально складчатым флишем мала и мела; VII – Абхазско-Рачинская ступень, представленная антиклинориями и ступенями южного крыла Большого Кавказа (умеренно складчатый нефлишевый мезозой); VIII – Рионская впадина; IX – Кахетинско-Лечхумская шовная зона (прогибы); X – участок Грузинского срединного массива, вовлеченный в поднятие южного крыла Большого Кавказа); 4 – положение области аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности, выделенные на срезе, отвечающем глубинам порядка 30 км.

отдельных локальных аномалий (90 усл.ед. и ниже). Абхазо-Рачинская ступень, располагающаяся на юге рассматриваемой территории и выраженная антиклинориями и ступенями южного крыла Большого Кавказа (умеренно складчатый нефлишевый мезозой), характеризуется несколько пониженными значениями поля (менее 100 усл.ед.). При этом наиболее высокие значения поля фиксируются в восточной части, в то время как для западной части характерны пониженные значения (менее 80 усл.ед.).

На срезе литосферы, отвечающем среднестатистическим глубинам порядка 30 км, региональная картина поля сохраняется. Четко разделяются области распространения южного окончания эпигерцинской Скифской платформы и горного сооружения Большого Кавказа. Наглядно фиксируется блоковое строение последнего, при этом его западная часть характеризуется повышенными значениями поля (до 103 усл.ед.), по сравнению с восточной (97–98 усл.ед.), которая характеризуется также суще-



**Рис. 2. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности, проходящий через вершину вулкана Эльбрус и ориентированный вдоль простирания Кавказа:**

1 – изолинии поля тектонической раздробленности литосферы (усл.ед.); 2 – близгоризонтальные границы раздела литосферы, выделенные по особенностям поля тектонической раздробленности: I – подошва верхней части коры (отделяющая верхний 5-километровый слой, характеризующийся максимальными горизонтальными градиентами рассматриваемого поля и минимальными размерами (2–5 км) выделяемых объектов), II – подошва слоя земной коры (в пределах которого характерные размеры выделяемых объектов составляют порядка 15–20 км, приурочена к глубинам порядка 10 км), III – подошва слоя земной коры с глубинами порядка 20 км и размерами объектов 25–30 км (отождествляется с подошвой коры гранитоидного типа), IV – подошва слоя земной коры с глубинами порядка 40 км и размерами объектов 30–35 км, V – подошва слоя земной коры с глубинами порядка 50 км (возможно, и глубже) и размерами выделяемых объектов более 60 км (отождествляется с границей Мохоровичича); 3, 4 – области расположения anomalously пониженных значений поля тектонической раздробленности: 3 – высокоаномальные, 4 – среднеаномальные.

ственной расчлененностью и меньшими размерами выделяемых блоков. По сравнению с верхним срезом заметно смещение осевой зоны антиклинория к югу порядка 20 км. Уверенно прослеживается область Транскавказского поперечного поднятия, на западной окраине которого располагается вулкан Эльбрус. На этом глубинном уровне находится область anomalously пониженных значений поля (рис. 1).

Выделение неоднородностей литосферы, потенциально связанных с магматическим очагом вулкана Эльбрус, осуществлено на основе анализа вертикальных разрезов поля тектонической раздробленности, один из которых приведен на рис. 2. Профиль имеет общекавказское простирание и проходит вдоль Тырнаузской шовной зоны непосредственно через вулкан Эльбрус.

Характер поля тектонической раздробленности позволяет выделить в пределах литосферы Центрального Кавказа ряд близгоризонтальных границ раздела, включая:

- 1) подошву верхней части коры, отделяющую верхний 5-километровый слой, характеризующийся максимальными горизонтальными градиентами рассматриваемого поля и минимальными размерами (2–5 км) выделяемых объектов;
- 2) подошву слоя земной коры, приуроченную к глубинам порядка 10 км, в пределах которой характерные размеры выделяемых объектов 15–20 км;

3) подошву слоя земной коры с глубинами порядка 20 км и размерами объектов 25–30 км;

4) подошву слоя земной коры с глубинами порядка 40 км и размерами объектов 30–35 км;

5) подошву слоя земной коры с глубинами порядка 50 км (возможно, и глубже) и размерами выделяемых объектов более 60 км. Третья граница отождествляется с подошвой коры гранитоидного типа, пятая – с границей Мохоровичича.

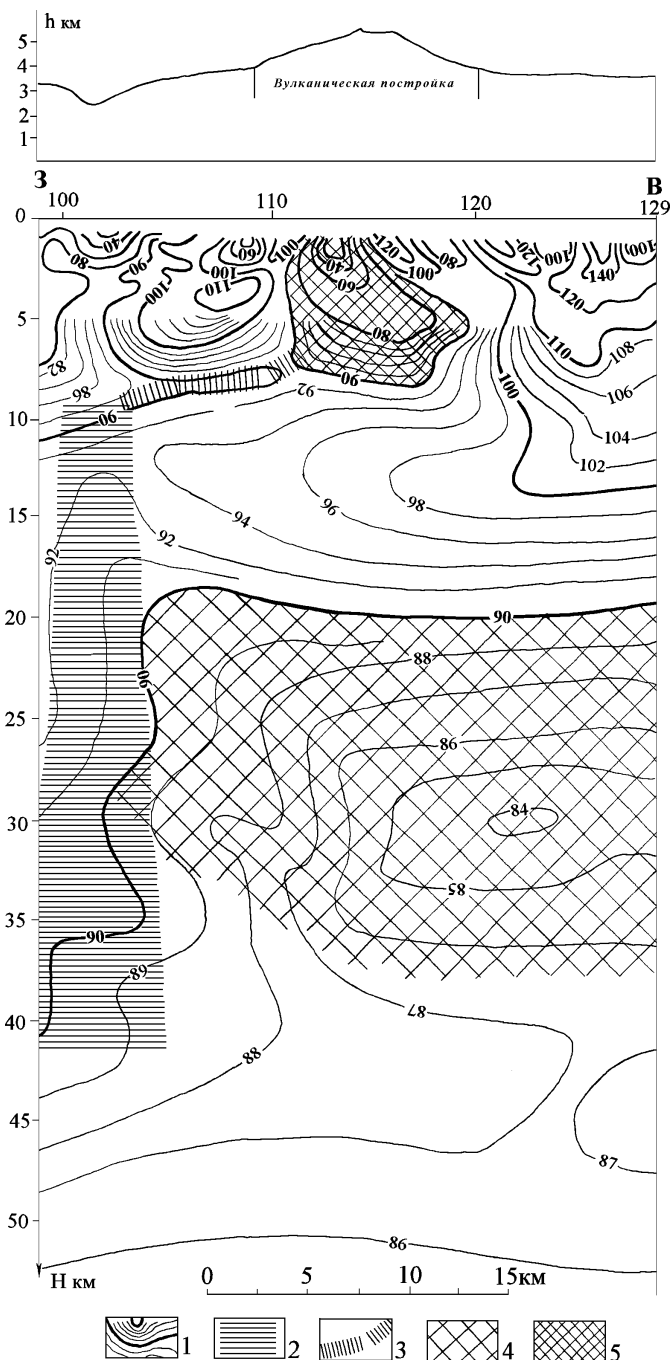
На этом профиле в пределах литосферы Центрального Кавказа можно выделить два структурных этажа (с границей между ними на глубинах порядка 20 км), нижний из которых отождествляется с корой базальтоидного типа (его подошва фиксируется на глубинах несколько более 50 км).

Рассматривая поведение выделенных близгоризонтальных границ раздела литосферы в окрестностях вулканической постройки Эльбруса, следует отметить их закономерный подъем кверху, что свидетельствует о приуроченности положения вулканической постройки к области аномального строения литосферы. Рассмотрим эти особенности.

В региональном плане верхняя часть коры базальтоидного типа (между третьей и четвертой границами) разделяется на три крупных блок-пластины мощностью около 20 км. Их кровля в восточной и западной частях профиля приурочена к глубинам порядка 25 км, а в центральной части несколько выдвинута кверху.

Центральная блок-пластина (на срезе выделена штриховкой) отличается аномально пониженными значениями поля тектонической раздробленности (менее 90 усл.ед.) и, в свою очередь, состоит из двух частей: западной и восточной, разделенных небольшой перемычкой.

В пределах западной части центральной блок-пластины (расположенной непосредствен-



**Рис. 3. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности коры, проходящий через вулкан Эльбрус и ориентированный вдоль простираения Кавказа (совпадает с положением профиля АВ на рис.1):**

1 – изолинии поля тектонической раздробленности коры: жирные – сечением через 10 усл.ед., тонкие – через 2 или 1 усл.ед.; 2 – область (зона) повышенной тектонической раздробленности в нижней части коры; 3 – близгоризонтальные ослабленные зоны (возможный путь перетока первичной магмы в вулканическую камеру); 4 – область аномально 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 аномально пониженных значений поля в верхней части коры, отождествляемая с вулканической камерой.

Над профилем дана его привязка к условной системе координат (см. рис. 1), а над разрезом приведен рельеф местности вдоль профиля с указанием конуса вулканической постройки.

но под вулканической постройкой Эльбруса) значения поля уменьшаются до 84 усл.ед., а в восточной – до 88 усл.ед. При этом западная часть наиболее продвинута кверху (кровля приурочена к глубинам порядка 17 км), восточная выдвинута меньше (кровля на глубинах порядка 20 км).

Характерно, что в пределах блок-пластин, расположенных к западу и востоку от аномальной центральной, наблюдаются повышенные значения поля и близгоризонтальный характер поведения изолиний. Однотипность поведения изолиний и близкие между собой значения (95–96 усл.ед.) в пределах этих двух блок-пластин свидетельствуют о квазиоднородности их состава и свойств в латеральном направлении.

Таким образом, в пределах описанной выше верхней части земной коры базальтоидного типа (мощностью около 20 км) в ее центральной части, расположенной непосредственно под вулканом Эльбрус, обнаружены аномально пониженные значения поля тектонической раздробленности. Данные результаты свидетельствуют:

1) рассматриваемая территория Центрального Кавказа первоначально обладала единым типом базальтоидной коры, который по своим физико-механическим характеристикам был близок к существующим сегодня ее останцам (допалеозойским частям цоколя) – блок-пластинам, расположенным к западу и востоку от центральной аномальной области;

2) на последующей стадии развития Центрального Кавказа, когда начался процесс формирования аномальной области (с охватом глубоких слоев литосферы, о чем свидетельствует подъем границы Мохоровичича), произошло выдвигание центрального блока к северу и вверх по разрезу по близмеридиональным глубинным разломам (формирование Транскавказского поперечного поднятия);

3) уменьшение почти на 10% значений поля тектонической раздробленности в пределах данной аномальной области свидетельствует об изменении физико-механических характеристик центральной блок-пластины в сторону меньших значений. Последнее указывает на существование в пределах Транскавказского поперечного поднятия (его западной периферии) области растягивающих напряжений.

Выделенная локальная область аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности может рассматриваться в качестве потенциального магматического очага вулкана Эльбрус.

Возможность существования магматического очага послужила основанием для поисков магматической камеры вулкана Эльбрус в верхней части коры.

Для этого была определена территория размером 30х30 км (в центральной части которой располагается вулкан Эльбрус) и произведена обработка космических снимков с более высокой детализацией. В результате было получено распределение поля тектонической раздробленности для срезов, отвечающих среднестатистическим глубинам 4, 3, 2 и 1 км. Определение положения вулканической камеры Эльбруса на этих картах-срезах осуществлено по пониженным (минимальным) значениям поля, территориально расположенным в пределах проекции магматического очага.

Анализ разноглубинных карт показал, что вулканическая камера Эльбруса на глубине около 4 км характеризуется близизометричной формой (с характерными размерами 10х15 км), вытянутой в северном направлении относительно положения кратера (рис. 3). На срезе, отвечающем глубинам порядка 3 км, заметно незначительное ответвление (рукав) в близширотном (восток-северо-восточном) направлении, которое достигает максимального продвижения на вышележащем срезе (2 км) и сохраняет его на следующем уровне (1 км).

Интересно отметить взаимосвязь вулканической камеры Эльбруса с материнским магматическим очагом на вертикальном разрезе поля тектонической раздробленности, проходящем вдоль простиранья Кавказа.

Магматическая камера Эльбруса, оконтуренная по изолинии 90 усл.ед., располагается практически под вулканической постройкой и характеризуется значительными размерами: нижняя кромка приурочена к глубинам порядка 8 км; западная граница камеры – близвертикальна, восточная – наклонена к востоку под углом порядка 40°; на глубинах около 5 км ширина камеры достигает размеров порядка 9 км и, по мере продвижения к поверхности, постепенно уменьшается; резкое уменьшение размеров камеры начинается с глубин порядка 2 км, где она не превышает 5 км, на глубине 1 км размеры камеры 2–2,5 км.

Магматическая камера вулкана Эльбрус приурочивается к западной периферии магматического очага, располагаясь выше него на расстоянии 10–12 км. Очевидно, что поставка вулканического материала из очага в камеру происходит вдоль тектонически ослабленных зон. Значения поля тектонической раздробленности литосферы подтверждают наличие ослабленной (пограничной) зоны западного окончания Транскавказского поперечного поднятия. Эта зона прослеживается в интервале глубин от

45 до 12 км и выражена резким изменением поведения изолиний поля (их близвертикальностью) и практически неменяющимися значениями поля (90–92 усл.ед.). Подобный характер поля позволяет наметить потенциально возможный путь движения магмы в камеру (рис. 4, штриховка).

Таким образом, используя современные технологии обработки космических фотографий земной поверхности в районе Эльбрусского вулканического центра, нами выделены в первом приближении области аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности, интерпретируемые как потенциальные магматический очаг и магматические камеры вулкана Эльбрус. Важно отметить, что впоследствии эти данные были подтверждены результатами независимых исследований.

Так, сопоставление результатов механико-математического моделирования со специализированным анализом записей литосферных деформаций в районе вулканической постройки, возбуждаемых удаленными и местными землетрясениями, позволило выявить спектральные компоненты с частотами 0,015–0,025 Гц, что подтверждает возможность существования локальных неоднородностей (включений) с характерными размерами порядка 50–10 км [14, 15, 16].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 05-05-64154-а, 06-05-64048-а, 06-05-79024-к), Фонда содействия отечественной науке (<http://www.science-support.ru/>) и программы №16 фундаментальных исследований Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: Природные катастрофы», проекты: №№ 1.4, 2.7 и 7.5.*

## Литература

- 1. Богати́ков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г.** и др. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1998. Т. 363, № 4. С. 515–517.
- 2. Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А.** и др. Использование материалов аэрокосмических съемок при изучении эпицентральной зоны Рачинского землетрясения 1991 года на Кавказе // Исследования Земли из космоса. 1993. № 6. С. 94–100.
- 3. Гаджиев Т.Г., Нечаев Ю.В., Потапова Е.И., Саттарова В.М.** Карта глубинных структур Кавказа по космическим данным, масштаб 1:1 000 000. – Баку: Изд-во ПО Азербайджангеодезия ГУТК СССР, 1989. 4 листа.
- 4. Гаджиев Т.Г., Нечаев Ю.В., Потапова Е.И.** Особенности глубинного строения Кавказа по космическим данным. – Баку: Изд-во НПО Косм. исслед., 1987. 89 с.
- 5. Лаверов Н.П., Богати́ков О.А., Гурбанов А.Г.** и др. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм северо-западного Кавказа // Глобальные изменения природной среды и климата. Отд. вып. – М., 1996. С. 103–124.
- 6. Лаверов Н.П., Богати́ков О.А., Гурбанов А.Г.** и др. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Центрального Кавказа // Глобальные изменения природной среды и климата. – М.: Наука, 1997. С. 109–130.
- 7. Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А.** Анализ тектонической раздробленности очаговой области Спитакского землетрясения 1988 г. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 6. С. 1441–1445.
- 8. Рогожин Е.А., Нечаев Ю.В., Солодилов Л.Н., Исмаил-Заде Т.А.** Тенденции развития сейсмичности Кавказа и сейсмогенерирующие зоны Ставрополя // Разведка и охрана недр. 1998. № 2. С. 23–28.
- 9. Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.** Складчатость Большого Кавказа. – М.: Наука, 1993. 132 с.
- 10. Rogozhin E.A., Bogachkin B.M. and Nechaev Yu.V.** Joint Analysis of Field Research and Aerospace Information Obtained from the Investigation of Strong Earthquake Epicentral Zones (exemplified by the 1991 Racha earthquake) // Journal of Earthquake Prediction Research. V.4, N.2. 1995. P.175–189.
- 11. Нечаев Ю.В.** Космические технологии в задачах изучения локальных неоднородностей земной коры // Сб. научных трудов «Геофизика на рубеже веков». М.: ОИФЗ РАН. 1999. С.276–290.
- 12. Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л.** Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды // Третий Международный аэрокосмический конгресс IAC'2000. Сб. тезисов (23–27 августа 2000 г). С. 293–294.
- 13. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа** // М.: ОИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ГНИЦ ПГК (МФ) при Куб. ГУ Минобразования России, 2001. С.336.
- 14. Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Богати́ков О.А., Гурбанов А.Г., Миллюков В.К., Конаев А.В., Куликов В.И., Гончаров А.И., Лаврушин В.Ю., Собисевич А.Л.** Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. Монография. – М.: Научный совет подпрограммы «Глобальные изменения природной среды и климата». М.: ОИФЗ РАН, 2001. 191с.
- 15. Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богати́ков О.А., Бандур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарева В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолюк В.В.** Новейший и современный вулканизм на территории России. Отв. ред. Н.П. Лаверов; ИФЗ РАН. – М.: Наука, 2005. 604 с.
- 16. Собисевич А.Л.** Мониторинг слоистых неоднородных сред. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. 354 с.