

УДК 550.837+550.372+551.21

ТРЕХМЕРНАЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНАЯ ТОМОГРАФИЯ ЭЛЬБРУССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ПО МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИМ И СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2007 г. В. В. Спичак, В. П. Борисова, Э. Б. Файнберг, А. А. Халезов, А. Г. Гойдина

Центр геоэлектромagnetных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Московская область, 142190

Поступила в редакцию 27.12.2005 г.

По профильным магнитотеллурическим данным с учетом объемной модели поля тектонической раздробленности, разработанной на основе дешифрирования космических снимков, построена трехмерная геоэлектрическая модель потенциально активного вулкана Эльбрус и его окрестности. При построении применен оригинальный метод поиска корреляции и определения характера взаимосвязи между наземными и спутниковыми данными. Построенная объемная геоэлектрическая модель содержит два разнесенных по глубине проводящих объекта. Один из них с удельным сопротивлением 25–40 Ом · м, расположенный в диапазоне глубин 0–10 км, с наибольшей интенсивностью проявляется на глубине 5 км. Здесь объект квазиизометричен по форме и по изолиниям 40–60 Ом · м имеет радиус, равный 10 км. Другой объект с удельным сопротивлением 10–40 Ом · м расположен на глубине ~45 км, где его размеры по изолинии 40 Ом · м составляют 35 и 15 км по широте и долготе соответственно. Мощность проводящего ядра объекта – приблизительно 20 км. Верхний объект можно трактовать как магматическую камеру вулкана, а нижний – как его материнский очаг.

ВВЕДЕНИЕ

Результаты развернувшихся в последнее десятилетие геолого-геофизических исследований по проблеме вулканизма Кавказского региона свидетельствуют о нарастании уровня тектонических напряжений, развивающихся в земной коре региона – особенно в пределах Транскавказского поперечного поднятия [4, 6], что может привести к активизации вулканических центров Большого Кавказа.

Разработка трехмерных моделей глубинного геологического строения земной коры и верхней мантии по данным геофизических полей в районах активных и потенциально активных вулканов является актуальной задачей как в аспекте прогноза вулканической опасности, так и с позиций сравнительной геодинамики и общей тектоники. Настоящая работа ориентирована на создание объемной геоэлектрической модели среды в окрестности потенциально активного вулкана Эльбрус, расположенного вблизи густонаселенных районов России и Грузии.

Для построения трехмерной геоэлектрической модели вулкана необходимо располагать электромагнитными (ЭМ) данными, измеренными по всей его поверхности, что, однако, затруднительно из-за сложного рельефа поверхности и/или недоступности отдельных районов, прилегающих к вершине вулкана. Эту проблему можно решить с помощью нового подхода, который объединяет анализ как наземных, так и спутниковых данных. Он основан на методе макси-

мального корреляционного подобия (МКП), позволяющем восполнить пропуски в ЭМ данных измеренных на земной поверхности, привлекая геологические или геофизические данные, которые коррелируют со значениями удельного сопротивления пород.

Метод МКП применен для построения трехмерной модели сопротивления вулкана Эльбрус по магнитотеллурическим (МТ) данным, полученным на субмеридиональном профиле, пересекающем вершину вулкана [1]. Для восполнения недостающих электромагнитных данных использованы карты тектонической раздробленности земной коры, построенные Нечаевым [11] в результате дешифрирования спутниковых фотографий земной поверхности. Анализ распределения коэффициента тектонической раздробленности (КТР) геосреды и сопротивления, заданных в одних и тех же точках разреза, соответствующего субмеридиональному профилю, позволил выделить подмножество точек, в которых наблюдается максимальный коэффициент корреляции между этими двумя параметрами. Далее искусственная нейросеть обучалась соответствию параметров КТР и сопротивления, а затем использовалась для реконструкции трехмерного распределения сопротивления по значениям КТР во всей искомой области.

Таким образом, граф построения трехмерной геоэлектрической модели Эльбрусского вулканического центра состоял из следующих этапов:

- анализ объемной модели коэффициента тектонической раздробленности литосферы в окрестности вулкана Эльбрус,
- определение характера соответствия между значениями КТР и значениями удельного сопротивления на участке МТ-профиля Чегет–Кисловодск,
- построение объемной модели удельного сопротивления литосферы в окрестности ЭВЦ.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНА

Вулканические центры Большого Кавказа, крупнейший из которых – Эльбрусский (ЭВЦ, $43^{\circ}20' N$ и $42^{\circ}27' E$), находятся в пределах Центрально-Кавказского тектонического блока – жесткого кристаллического массива, сформированного в герцинский этап тектогенеза. Тектоническими границами мегаантиклинория Большого Кавказа служат продольные протяженные глубинные разломы, хорошо прослеживающиеся по геофизическим данным. Главнейшие из них – Пшекиш-Тырныаузская зона на севере (в тылу ее располагается ЭВЦ) и Кахетино-Лечхумская шовная зона на юге, отделяющая Большой Кавказ от Закавказской межгорной впадины. К числу главных поперечных разломов антикавказского простирания относят Пшехинско-Адлерский, Штавлерско-Эльбрусский и Самурский разломы. ЭВЦ, находящийся на северном склоне Главного Кавказского хребта, приурочен к месту пересечения продольной Сылтранской разломной зоны и поперечного Штавлерско-Эльбрусского разлома. Сеть продольных и поперечных разломов в пределах мегаантиклинория Большого Кавказа обуславливает блоковый характер его строения [5, 7].

Активная деятельность вулканов Эльбрус, Казбек, Арагац и др. сопровождала формирование складчато-покровной структуры сооружений Кавказа, наиболее интенсивно происходившее в средне-плиоценовую-раннеплейстоценовую Кавказскую фазу альпийской тектоно-магматической эпохи [15]. Сегодня Эльбрус с его двумя, Западной (5642 м) и Восточной (5620 м), вершинами – высочайшая гора Европы и один из самых крупных центров оледенения на Кавказе. Вершины Эльбруса, пересекаемые Сылтранским разломом, предположительно магмоконтролирующим, представляют собой вулканические неоплейстоцен-голоценовые постройки, различающиеся типом, размерами и временем формирования. Обе вершины, образующие ниже 5400 м общий конус, приурочены к огромной кальдере предположительно средне-позднеплейстоценового возраста площадью $\sim 230 \text{ км}^2$. Проведенное в последние годы изучение образцов из лавовых потоков, игнимбритовых горизонтов, пеплового материала вкупе с па-

леомагнитными и геологическими данными дает основание считать, что породы вулкана Эльбрус формировались, вероятно, в интервале от позднего плиоцена – раннего плейстоцена до голоцена включительно. Последние извержения произошли в I–II вв. н. э.; катастрофические извержения имели место лишь в позднем плейстоцене. Извержения других периодов носили относительно спокойный характер. Наблюдаемые сегодня высокая плотность теплового потока на Эльбрусе, более чем в 10 раз превышающая фоновый показатель для Центрального Кавказа ($71\text{--}193 \text{ мВт/м}^2$), высокий геотермический градиент под вулканом (100°C/км), довольно высокая температура углекислых вод глубинного происхождения ($22\text{--}24^{\circ}\text{C}$), фумаролы – все это возможные проявления еще не остывшего магматического очага [6].

Центрально-Кавказский кристаллический массив входит в структуру Транскавказского поперечного поднятия (ТПП) – крупной меридионально ориентированной зоны, четко выраженной в рельефе, в стиле разломной тектоники, в геофизических полях и характеризующейся повышенной тектоно-магматической активностью. Зона ТПП на территории мегаантиклинория Малого Кавказа включает Армянское и Джавахетское вулканические плато; в области Закавказской межгорной впадины – Дзирульский выступ кристаллического фундамента; далее к северу ТПП разделяет центральный и восточный секторы мегаантиклинория Большого Кавказа, а в Предкавказье охватывает Минераловодский выступ и Ставропольское поднятие. Перечисленным тектоническим элементам присущи, как правило, высокие значения тепловых потоков, термальные проявления, активность неоген-четвертичного вулканизма, высокая сейсмичность [6, 7].

Геофизические исследования последнего времени (методы обработки космической видеоинформации, гравиметрия, сейсмология и сейсмотомография, геоэлектрика) показывают, что магматическая камера вулкана Эльбрус располагается достаточно близко к поверхности ($\sim 7 \text{ км}$) [6]. Учитывая, что гипоцентры землетрясений на большей части территории Кавказа, в том числе в окрестности Эльбруса, лежат в диапазоне глубин 5–15 км, не исключено, что нарастание сейсмичности в пределах ТПП может инициировать возобновление деятельности вулкана и, после продолжительного периода покоя (1700–1800 лет), привести к катастрофическим последствиям.

Возможная активизация ЭВЦ делает необходимым изучение строения литосферы в его окрестности с целью:

- выявления и определения параметров элементов вулканической постройки (магматических очага и камеры, а также соединяющих их каналов переноса магмы) и

– прогнозирования зон возможного излияния лавовых потоков.

Знание параметров структурных элементов вулкана позволит правильно организовывать сеть наземных режимных наблюдений за эволюцией магматической системы, в процессе которой меняются как геометрические характеристики составляющих ее элементов (их размеры, конфигурации, взаимное расположение), так и геофизические параметры, отражающие изменения химического состава и свойств среды наполнения элементов системы.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ ПО МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В 2001–2002 гг. на профиле Чегет–Эльбрус–Кисловодск–Ессентуки–Александровское протяженностью 192 км было выполнено свыше 60 магнитотеллурических зондирований (МТЗ) с шагом 2.5–3 км [1]. Электроразведочные работы вошли как составная часть в общий комплекс геолого-геофизических исследований, направленных на изучение глубинного строения сейсмоактивных зон и зон тектоно-магматической активизации Центрального Кавказа и прилегающей к нему южной периферии Скифской плиты. Работы выполнялись организациями ФГУП “Кавказгеолсъемка” (электроразведка методами ЗСБ, ЧЗ-ВП, АМТЗ, магниторазведка, переинтерпретация результатов ранее выполненных исследований, в т. ч. гравиразведки, геологическое сопровождение), МГНПВП “Сей-Эко-Геон” (глубинные исследования МОВЗ), ООО “Северо-Запад” (МТЗ) [1, 8, 9].

Интерпретация материалов МТЗ проведена в классе двумерных моделей с учетом данных сейсмологии, гравиметрии и магнитной съемки. На рис. 1 представлен южный фрагмент геоэлектрического разреза глубинного строения исследуемой территории по версии МТЗ. Плановое положение южного участка Приэльбрусского профиля показано на рис. 3 ломаной линией. Фрагмент Чегет–Кисловодск (пункты МТЗ № 11...68) отвечает складчато-глыбовому сооружению Большого Кавказа. На разрезе по вертикали отложены значения глубин в километрах, а по горизонтали – положение пунктов МТЗ (шкала расстояний) также в километрах. В настоящей статье используется правая система координат, в которой ось x направлена на север, ось y – на восток, ось z – вниз. Начало координат совмещено с местоположением Эльбруса и находится на уровне моря. Изолинии удельных сопротивлений оцифрованы в Ом·м. Разрез построен до глубины 80 км.

Мегаблок складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа, сложенный древнейшими протерозойскими метаморфическими комплек-

сами, осадочно-вулканогенными толщами нижнего-среднего палеозоя, ультрабазитами и гранитоидами предположительно средне-верхнепалеозойского возраста, на рис. 1 представлен тремя блоками, входящими в состав Центрально-Кавказского тектонического блока и различающимися по своим геоэлектрическим характеристикам. Это (с севера на юг):

– Малкинский блок протяженностью ~50 км (пункты МТЗ № 16...64),

– Верхнемалкинский блок протяженностью ~15 км (пункты МТЗ № 2...16),

– Эльбрусский блок протяженностью ~18 км (пункты МТЗ № 11...2).

В Малкинском блоке удельное сопротивление верхней коры не превышает 1000 Ом·м. Удельное сопротивление коры падает до 150 Ом·м уже на глубине 15 км. Малкинский блок отделен от соседних высокоомных Верхнемалкинского и примыкающего к нему с севера (и отсутствующего на рис. 1) Минераловодского блоков низкоомными зонами, соответствующими северной ветви (граница между Малкинским и Минераловодским блоками) и южной ветви (граница между Верхнемалкинским и Малкинским блоками) Срединного разлома. Обе ветви на глубине ~25 км сливаются в единую область пониженного сопротивления, уходящую в подкоровую литосферу.

В высокоомном Верхнемалкинском блоке удельное сопротивление верхней коры (глубины 8–15 км) составляет свыше 10000 Ом·м, на глубинах 40–45 км удельное сопротивление уменьшается до 600–400 Ом·м и до 150 Ом·м – в подкоровой литосфере на уровне 65 км.

Расположенный на южном участке Приэльбрусского профиля низкоомный Эльбрусский блок отделен от Верхнемалкинского блока градиентной зоной, соответствующей по своему положению Пшекиш-Тырныаузскому разлому. Судя по характеру изолиний сопротивлений на глубинном геоэлектрическом разрезе и изолиний относительных аномалий скорости проходящих P -волн на глубинном разрезе, построенном по данным сейсмической томографии [8], Пшекиш-Тырныаузский разлом имеет изогнутую форму. В верхней части коры – до глубины 17 км – разлом круто (80°) падает в южном направлении, затем резко изгибается и под углом 70° падает на север. Разлом обрывается в нижней коре на глубине ~50 км.

По данным МТЗ, проведенных на склонах Эльбруса и в непосредственной близости к нему, удельное сопротивление вулканогенных образований превышает 1000 Ом·м, а удельное сопротивление кристаллического основания вулкана, сложенного метаморфическими комплексами протерозоя и палеозойскими гранитами, составляет сотни и тысячи Ом·м.

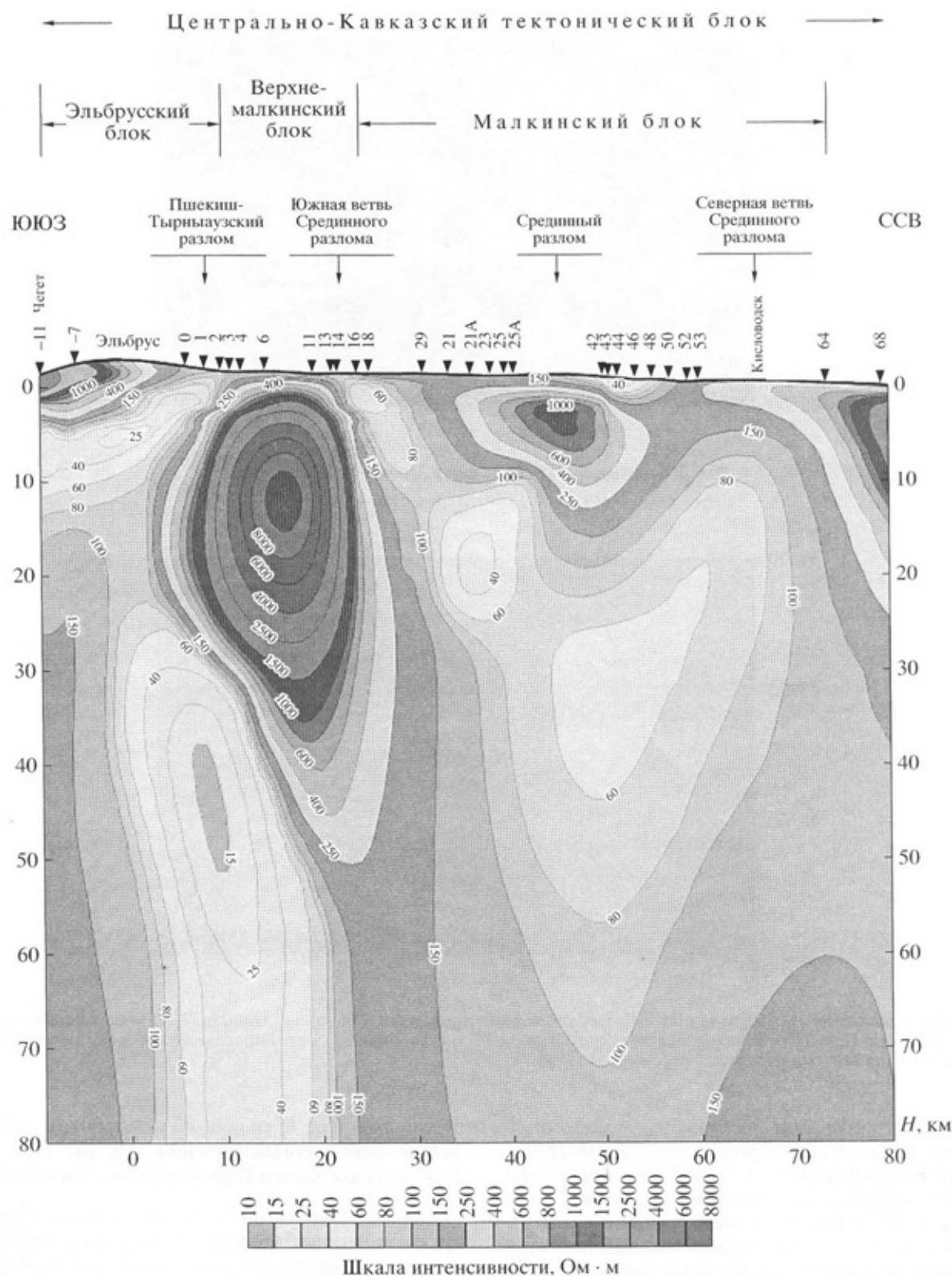


Рис. 1. Вертикальный разрез сопротивлений земной коры, построенный для участка Чегет–Кисловодск Приэльбрусского профиля [1]. Профиль ориентирован вкrest простиранию Кавказа и проходит через вулкан Эльбрус. Указана привязка профиля к условной системе координат. Изолинии удельного сопротивления даны в Ом · м.

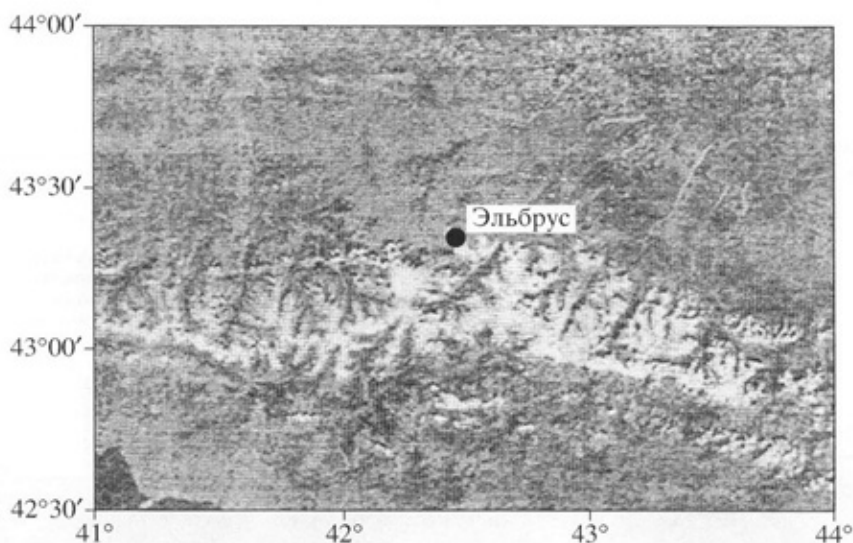


Рис. 2. Спутниковая фотография Северного Кавказа [11].

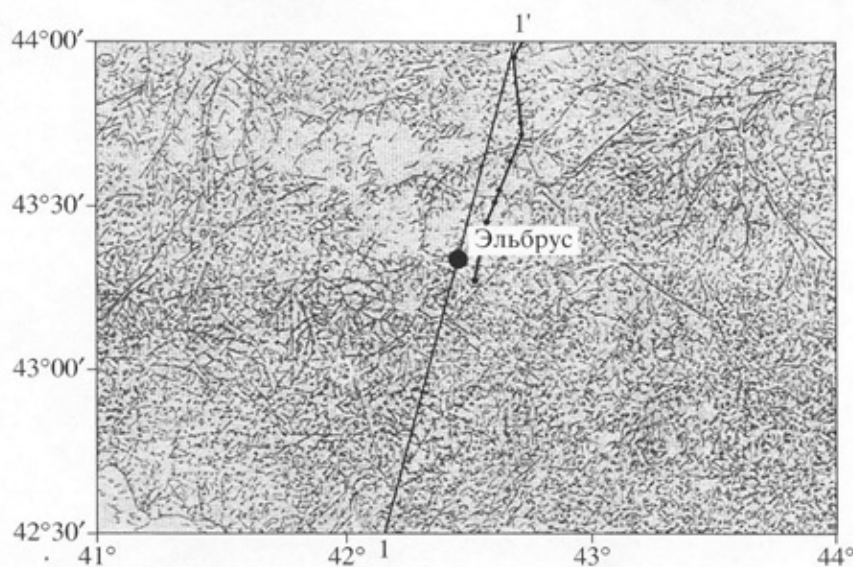


Рис. 3. Сеть линеаментов, полученная в результате дешифрирования спутниковых данных [11]. Ломаная линия – южный фрагмент Приэльбрусского профиля (Чегет–Кисловодск), отработанного методами геоэлектрики [1]; линия 1–1' – профиль поля тектонической раздробленности [10].

В диапазоне глубин 5–10 км удельное сопротивление верхней коры понижается до 40–25 Ом · м. Область пониженного сопротивления воздымается в северном направлении с глубины 10 км до 0 (уровень моря). В средней и нижней коре (на глубинах от 25 до 55 км и ниже) локализована еще одна низкоомная область, в центре которой удельное сопротивление понижено до 25–15 Ом · м. Эта область шириной ~10 км, расположенная в тылу Пшекиш-Тырныаузского разлома, вслед за разломом круто падает в северном направлении, распространяясь в подкоровые глубины, т.е. глубины, превышающие 55 км. Как видно из рис. 1,

верхнекоровая и средне-нижнекоровая области пониженного сопротивления как бы облекают ядро высокоомного Верхнемалкинского блока.

Геоэлектрический разрез литосферы Приэльбрусья в целом отражает стандартное изменение сопротивления геосреды с глубиной [3]. Верхняя кристаллическая часть земной коры в интервале глубин от 0 до 10–15 км характеризуется значениями удельного сопротивления 10^3 – 10^4 Ом · м, а в средней–нижней коре – в связи с ростом температуры и давления (а следовательно, с изменением физического состояния и химического состава

горных пород) – удельное сопротивление среды понижается на 2–3 порядка и составляет первые сотни Ом · м. На этом общем фоне разреза сопротивлений выделяются два типа аномалий, различающихся по своей природе.

Аномалии первого типа приурочены к зонам тектонических нарушений, предположительно соответствующих уходящим в мантию глубинным разломам и прослеженным по контактам высокоомных/высокоскоростных и низкоомных/низкоскоростных блоков в земной коре [1, 8]. На рис. 1 – это зоны Пшекиш-Тырныузского разлома, а также южной и северной ветвей Срединного разлома. Высокая электропроводность среды в зонах разломов имеет электролитическую природу и определяется двумя факторами:

- степенью минерализации флюидов, поступающих из глубоких горизонтов верхнего корового слоя, образующихся в результате химических реакций в средней–нижней коре и привносящихся из мантии;

- объемом занимаемого флюидом проницаемого трещинно-порового пространства в верхней коре, а также объемом связанных между собой микротрещин в средней–нижней коре [3].

Иными словами, наблюдается *прямая зависимость электропроводности среды от степени ее раздробленности и проницаемости*.

Верхнекоровая и средне-нижнекоровая аномалии электропроводности, присутствующие в разрезе Эльбрусского блока и отождествляемые с магматической камерой и материнским очагом, связаны, вероятнее всего, с частичным плавлением самой горной породы [6, 8] и могут быть отнесены к аномалиям электропроводности второго типа. Хрупкая высокоомная среда верхнекорового слоя в высокотемпературных областях литосферы (зоны магматических камеры и очага) сменяется пластичной низкоомной средой. В этой ситуации имеет место *обратная связь между раздробленностью среды и ее электропроводностью* (или – что то же – *прямая связь между раздробленностью среды и ее сопротивлением*).

Выявленные в пределах Эльбрусского блока аномалии электропроводности коррелируют с результатами интерпретации поля тектонической раздробленности литосферы, определенно по материалам обработки космических снимков Центрального Кавказа [6], что побудило обратиться к этим данным с целью разработки объемной геоэлектрической модели вулкана.

При построении трехмерной модели использованы материалы профильной магнитотеллурики, характеризующие Эльбрусский, Верхнемалкинский и Малкинский блоки. Протяженность южного участка Приэльбрусского профиля (пункты МТЗ № –11...68) составляет примерно 90 км.

ОЦЕНКА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

При восполнении электромагнитных данных, недостаточных для построения объемной геоэлектрической модели, мы исходили из гипотезы о корреляции двух характеристик геолого-геофизической среды в окрестности ЭВЦ, а именно, удельного сопротивления среды и степени ее тектонической раздробленности. В этом разделе рассматриваются основные принципы определения коэффициента (меры) тектонической раздробленности среды и особенности проявления элементов исследуемой вулканической системы в объемном поле значений параметра КТР.

Поле тектонической раздробленности литосферы, в котором находят выражение разного рода и разного порядка линейные деформации структуры и вещественного состава, претерпеваемые средой в течение всего процесса ее геологического развития, определяется с помощью предложенной Ю.В. Нечаевым [2, 11] технологии, основанной на построении и обработке космофототомографических карт поверхности исследуемых территорий. При этом литосфера представляется как иерархически упорядоченная объемная система зон контакта различных по вещественному составу блоков горных пород, трещин, разрывов и разломов разного ранга, различающаяся в разных регионах Земли по их преимущественной ориентации, протяженности и глубине проникновения. На земной поверхности эта система представляется как линеаментная сеть, которая реконструируется с помощью спутниковых фотографий. Территория наших исследований располагается между 42°30' и 44° с.ш. и 41° и 44° в.д. и занимает площадь 185 × 277 км, в центре которой находится ЭВЦ (рис. 2). В результате дешифрирования этой фотографии в [11] была построена карта линеаментной сети, представленная на рис. 3.

Коэффициент тектонической раздробленности выделенного объема геологической среды определяется как отношение суммарного объема неоднородностей (трещин) ко всему выделенному объему среды и для кубического объекта со стороной основания a (рис. 4):

$$(КТР)_a = \sum_i \left(\gamma_i \frac{h_i l_i}{a^2} \right), \quad (1)$$

где γ_i – ширина, а l_i – длина i -го линеамента на верхней грани кубического объема, а h_i – глубина проникновения i -й трещины в выделенный объем среды.

Если предположить, что ширина трещин в пределах изучаемой территории постоянна ($\gamma_i = \gamma = \text{const}$)

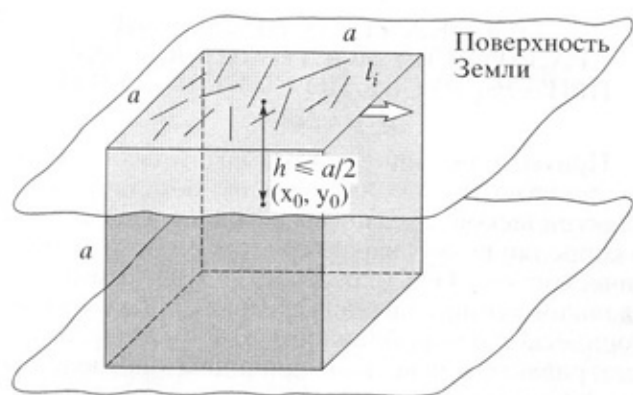


Рис. 4. Схема обработки карты линеamentной сети. Определение КТР для рассматриваемого объема геологической среды: "окно" с горизонтальными размерами $a \times a$ передвигается по всей сканируемой поверхности карты линеamentной сети; (x_0, y_0) – координаты точки, к которой относится вычисленное значение КТР; h – глубина исследования метода поля тектонической раздробленности.

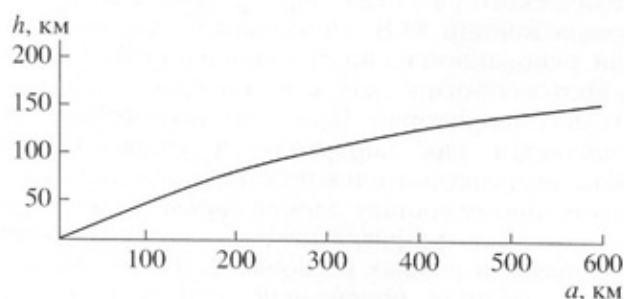


Рис. 5. Эмпирическая зависимость глубины исследования h от масштаба съемки a [11].

и что глубина проникновения трещин в пределах выбранного объема характеризуется некой средней величиной ($h_i = h = \text{const}$), которую можно охарактеризовать как глубину исследования, то выражение (1) можно переписать в виде:

$$(\text{КТР})_a = C \cdot C_a \cdot l_a, \quad (2)$$

где $C = \gamma$ – коэффициент, постоянный для изучаемой территории, $C_a = h/a$ – коэффициент, постоянный для выбранного размера a и характеризующий относительную глубину исследования, а $l_a = (\sum_i l_i)_a / a^2$ – удельная длина линеamentов, равная отношению суммарной длины всех линеamentов в пределах верхней грани кубического объекта с ребром a к ее площади.

Таким образом, при сделанных допущениях $(\text{КТР})_a$ прямо пропорционален величине удельной длины линеamentов l_a и, следовательно, может рассматриваться как мера тектонической раздробленности среза литосферы, отвечающего глубине h , определяемой выбранным размером a .

Определение глубины h , к которой следует отнести вычисленное значение $(\text{КТР})_a$ для выбранного размера площадки $a \times a$, осуществляется в [11] с помощью эмпирической зависимости $h = f(a)$, построенной в процессе изучения горно-складчатых сооружений (рис. 5).

Предложенная Ю.В. Нечаевым технология создания объемных моделей поля тектонической раздробленности заключается в построении на различных глубинах карт-срезов путем сканирования карты линеamentной сети ячейками переменного размера $a \times a$. На каждой карте-срезе, построенной для фиксированного a , представлена "информация о распределении поля тектонической раздробленности литосферы, соответствующая своему среднестатистическому уровню" [11].

В [10, 11] приводятся примеры карт поля тектонической раздробленности литосферы Центрального Кавказа, отражающие ее строение на разных глубинных уровнях. Минимальный размер квадратной ячейки (a) сканирования карты составляет 2 км, максимальный – 100 км. Карты параметра КТР построены в диапазоне глубин 1–50 км, значения поля тектонической раздробленности на которых вычислены по сети 1×1 км. Построены также вертикальные разрезы КТР. Все эти материалы, оцифрованные в одних и тех же условных единицах (далее – усл. ед.), в совокупности формируют объемную модель КТР. Модель отражает закономерности и особенности строения литосферы Центрально-Кавказского региона и поэтому может быть использована для реконструкции физических свойств слагающих литосферу пород.

На рис. 6 показан вертикальный разрез КТР, соответствующий ориентированному вкрест простиранию Кавказа профилю 1–1' (рис. 3), вблизи которого и параллельно которому располагается отработанный методами геоэлектрики Приэльбрусский профиль. Разрез КТР в своих основных частях согласуется с изображенным на рис. 1 геоэлектрическим разрезом. Для удобства сопоставления разрезов на обоих рисунках над профилями приведено положение выделенных по данным геоэлектрики, сейсмологии, гравиметрии и геологии коровых блоков (Эльбрусского, Верхне-малкинского и Малкинского) и разделяющих их зон тектонических разломов. Как и геоэлектрический разрез, разрез КТР отражает сложное строение верхней – хрупкой – части коры (глубины до 10–15 км), представленное объектами со средними размерами 5–15 км. Значения КТР этих объектов меняются от 20 до 120 усл. ед. и более.

По мере увеличения глубины строение литосферы Приэльбрусья упрощается. В южной части профиля 1–1', пересекающей геоструктуры южного крыла Большого Кавказа, объекты

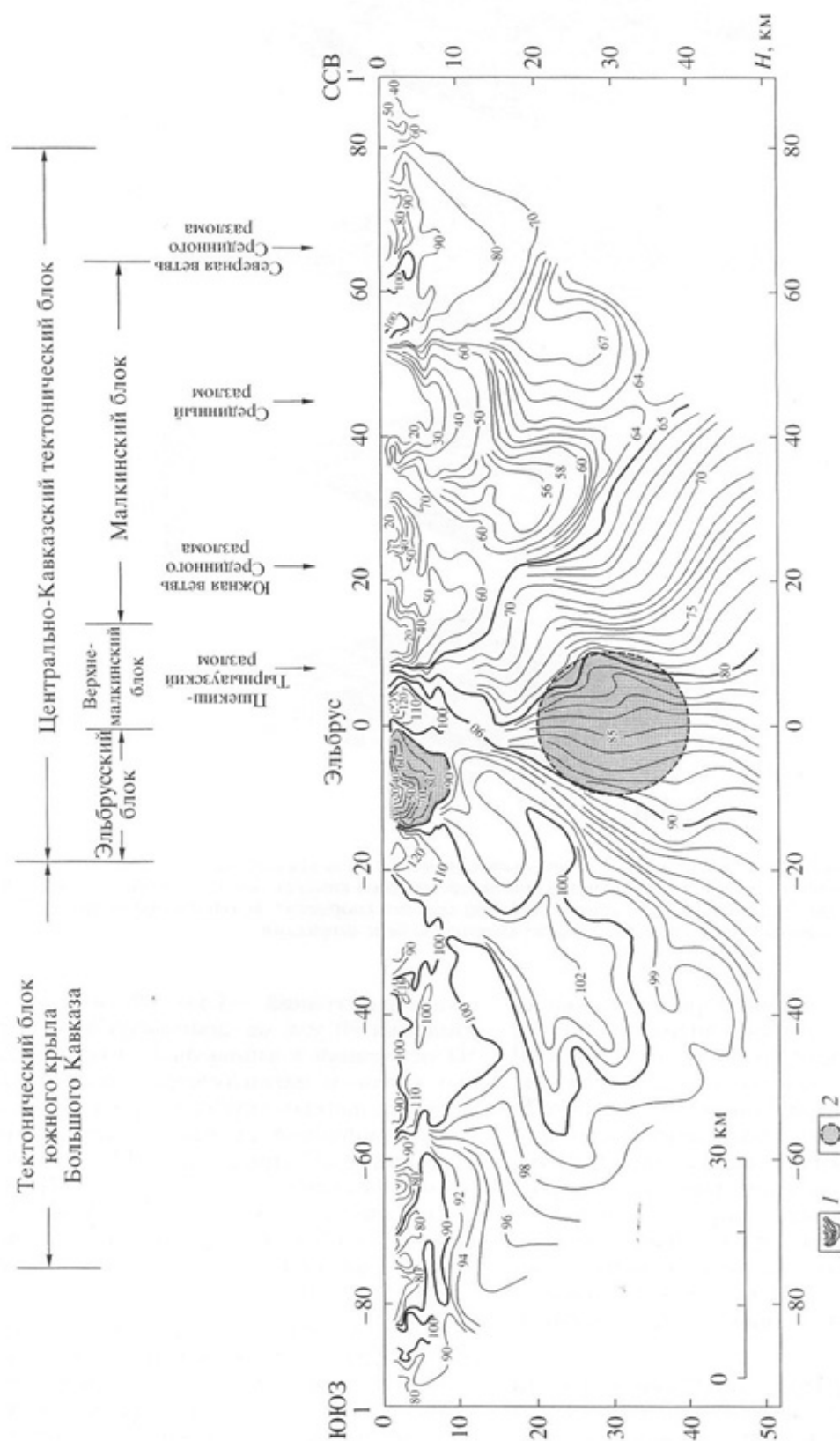


Рис. 6. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности литосферы (КТР) вдоль профиля 1–1' [10], ориентированного вкосте простиранию Кавказа и проходящего через конус вулкана Эльбрус. Плановое положение профиля показано на рис. 3. Указана привязка профиля к условной системе координат. Изолинии КТР даны в условных единицах. Изолинии без надписей имеют промежуточные значения. 1 – область расположения аномально пониженных значений параметра КТР, отождествляемая с вулканической камерой Эльбруса [10, 12]; 2 – область вероятной локализации материнского очага вулкана Эльбрус, определенная по материалам [11].

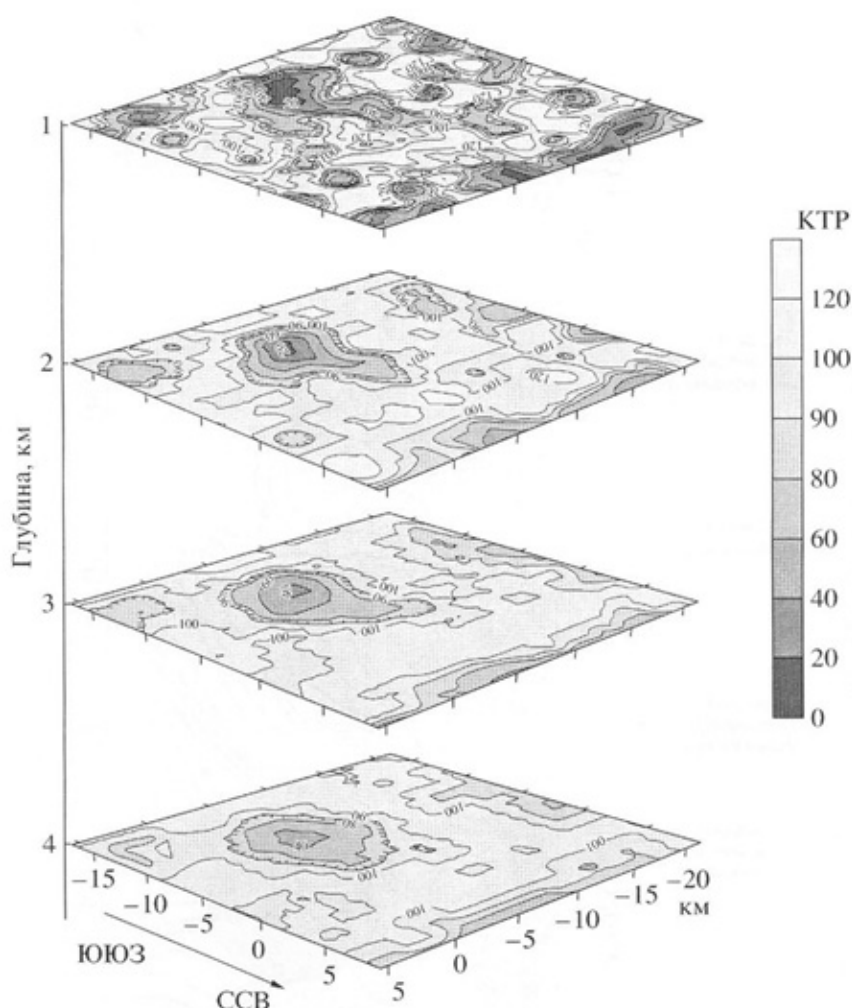


Рис. 7. Карты-срезы KTP в области anomalно пониженных значений поля тектонической раздробленности, отождествляемой с присутствием в верхней части земной коры магматической камеры вулкана Эльбрус. Карты относятся к глубинам 1, 2, 3 и 4 км. Указана привязка карт к условной системе координат. Изолинии параметра KTP даны в условных единицах. Изолинии 90 усл. ед. на всех картах дополнены берг-штрихами.

средней и нижней коры характеризуются значениями KTP, изменяющимися в диапазоне 96–102 усл. ед. В северной части профиля значения KTP средне- и нижнекоровых объектов, слагающих низкоомный Малкинский блок, не превышают 70 усл. ед. Расположенная в центральной части профиля 1–1' и разделяющая Эльбрусский и Верхне-малкинский блоки Пшекиш-Тырныаузская разломная зона проявляется – как и на разрезе сопротивлений – в виде градиентной зоны. В верхней, наиболее узкой части этой зоны значения KTP превышают 120 усл. ед. Книзу градиентная зона расширяется, а значения KTP понижаются до 99–65 усл. ед.

На вертикальном разрезе KTP в верхней части верхней коры Эльбрусского блока (отметки на шкале глубин 1–8 км) в тылу Пшекиш-Тырныаузского разлома выделяется область пониженных – 90–20 усл. ед. – значений KTP (отметки на

шкале расстояний –14 км – 0; область затенена, изолиния 90 усл. ед. дополнена берг-штрихами). На основании комплексной интерпретации данных грави- и магнитометрии, сейсмологии, геотермики, данных других геофизических методов и геохимической съемки область пониженных значений KTP трактуется Ю.В. Нечаевым как магматическая камера вулкана Эльбрус [10, 12]. На геоэлектрическом разрезе Приэльбрусского профиля этой области соответствует зона пониженных значений удельных сопротивлений: 40–25 Ом · м и менее.

Карты-срезы KTP для глубин 1, 2, 3 и 4 км [10], рис. 7, позволяют проследить, как трансформируется при передвижении по разрезу аномальная область, отождествляемая с магматической камерой. Эта область прослеживается в виде системы замкнутых concentрических изолиний KTP, значения которых изменяются от периферии к цен-

тру от 90 до 20 усл. ед. На карте, отвечающей глубине 4 км, форма камеры, обрисованная дополненной берг-штрихами изолинией 90 усл. ед., близка к изометричной, а радиус аномальной зоны составляет ~5 км. С продвижением вверх по разрезу (глубины 3 и 2 км) форма камеры приобретает вытянутый в субмеридиональном направлении вид; на глубинном срезе, на уровне в 2 км, отчетливо виден и рукав северо-восточного простирания, отходящий от основного тела камеры и прослеживаемый по изолинии 100 усл. ед. На карте, соответствующей глубине в 1 км, видно, что размеры основного ядра камеры сокращены, а сама камера распалась на ответвляемые от нее каналы [10].

На картах-срезах, отвечающих глубинам 1, 2, 3 и 4 км, Пшекиш-Тырныаузская зона разломов проявилась в виде разомкнутых изолиний КТР, ориентированных параллельно ССВ-краю карт, т.е. по простиранию Большого Кавказа.

Обратимся вновь к вертикальному разрезу КТР литосферы, представленному на рис. 6. На разрезе в явном виде не просматриваются объекты, которые можно было бы отождествить с материнским очагом ЭВЦ. Можно предположить, что размеры очаговой зоны вулкана в субмеридиональном направлении меньше разрешающей способности, которой обладает метод на глубинах ее возможного расположения, т.е. меньше 30–40 км. Вместе с тем материалы объемной модели поля тектонической раздробленности Приэльбрусья позволяют определить область вероятной локализации магматического очага на разрезе, соответствующем субмеридиональному профилю. Геометрия искомой области определяется из совместного рассмотрения карты КТР, отвечающей срезу 30 км (рис. 6 в [11]), и вертикального разреза КТР вдоль субширотного профиля, то есть профиля, ориентированного по простиранию Большого Кавказа (рис. 7 в [11]). Карта позволяет определить размеры аномальной области в плане: 20 км по долготе и 40–65 км по широтному направлению, а вертикальный разрез КТР – глубину расположения (20 км) и размер аномальной зоны по вертикали – 20 км. На рис. 6 область вероятной локализации материнского очага, приуроченная к зоне сочленения Эльбрусского и Верхнемалкинского блоков, затенена и ограничена пунктиром. Представленный на рис. 7 в [11] вертикальный разрез КТР позволяет также определить интенсивность аномалии КТР, трактуемой как очаговая зона: ядро очаговой зоны обрисовано замкнутыми изолиниями 84–87 усл. ед. при фоновых значениях параметра КТР – 95–96 усл. ед.

Описанная аномальная область параметра КТР по своему местоположению достаточно хорошо согласуется с низкоомной аномальной зоной, выделенной на геоэлектрическом разрезе

Приэльбрусского профиля (область удельных сопротивлений, пониженных до 15 Ом · м и менее; диапазон глубин – 35–50 км).

Качественное согласие разрезов КТР и сопротивления, определенных принципиально различными геофизическими методами, послужило основанием для их совместной интерпретации с целью построения объемной геоэлектрической модели ЭВЦ.

Для реконструкции глубинного распределения электрического сопротивления в окрестности ЭВЦ в настоящей работе избран нейросетевой подход, часто используемый при решении задач распознавания образов и интерпретации разнородных данных.

НЕЙРОСЕТЕВОЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ

За последнее десятилетие методы обработки данных, основанные на аналогии с работой нейросетей головного мозга человека, хорошо зарекомендовали себя при решении аналогичных задач в других областях науки, в частности, геоэлектрике [13]. Предпосылкой для успешного применения нейросетевого подхода служат следующие известные свойства нейросетей (НС):

- НС способны извлекать “правила вывода” из неполных и зашумленных данных, причем для обучения и тестирования сети при выводе и проверке правил возможно использование как реальных, так и модельных данных;

- НС обладают способностью к интерполяции и экстраполяции на основе имеющейся базы знаний;

- НС обеспечивают способ интеграции отдельных рядов данных в составной интегральный отклик, что позволяет выполнять комплексную интерпретацию разнородных данных, полученных различными геофизическими методами.

Ниже мы кратко остановимся на нейросетевых методах, использованных нами для построения трехмерной геоэлектрической модели ЭВЦ по магнитотеллурическим и спутниковым данным.

Метод обратного распространения ошибок. В работе использован один из так называемых “методов обучения с учителем” – метод обратного распространения ошибок (МОРО) (см. методологию его применения в задачах геофизики в [14]). Такой подход подразумевает два этапа решения задачи: обучение сети и распознавание. На этапе обучения “учитель” задает соответствие некоторых входных данных выходным данным, что аналогично механизму обучения человека. В n -слойной сети каждый нейрон одного слоя соединен некоторыми связями с нейронами других слоев. При этом для входного слоя нейронов сигнал поступает извне системы, в то время как для нейронов других слоев его величина зависит от величины сигналов и коэффициентов связи всех

соединенных с ним нейронов предыдущего слоя. Кроме того, так же, как и в биологических системах, суммарный отклик нейрона описывается нелинейной функцией.

В настоящей работе использовалась трехслойная нейросеть, которая состояла из слоя входных нейронов (значений КТР в узлах сетки, покрывающей двумерный разрез), слоя скрытых нейронов (число которых, вообще говоря, произвольно и определяется сложностью системы) и слоя выходных нейронов (значений функции сопротивления в тех же узлах сетки). Нейроны любых двух соседних слоев были связаны коэффициентами связи w_{ij} , где i, j – индексы нейронов предыдущего и последующего слоев. Архитектура данной нейросети предусматривает такие связи по принципу “каждый с каждым” для каждой пары соседних слоев.

Распространение входного сигнала по такой сети происходит следующим образом. На каждый i -й нейрон входного слоя подается входной сигнал V_i , равный значению соответствующего элемента входного вектора, составленного из значений КТР в узлах сетки. Каждый i -й нейрон из двух остальных слоев получает от всех нейронов предыдущего слоя суммарный входной сигнал V_i^{inp} :

$$V_i^{inp} = \sum_k w_{ki} U_k^{out}, \quad (3)$$

где U_k^{out} – выходной сигнал от k -го нейрона предыдущего слоя, а суммирование ведется по всем нейронам предыдущего слоя. Этот входной сигнал V_i^{inp} нейроны двух слоев преобразуют в выходной U_i^{out} с помощью так называемой функции отклика нейрона $G(x)$:

$$U_i^{out} = G(V_i^{inp}). \quad (4)$$

С этой целью обычно используется нелинейная функция. В частности, в настоящем исследовании для задания функции отклика $G(x)$ использовался гиперболический тангенс:

$$G(x) = \frac{1}{2} Gf (1 + \tanh(x)), \quad (5)$$

где значения коэффициента Gf (так называемый “Gain-factor”, т.е. параметр, определяющий “крутизну” функции отклика) подбираются отдельно для скрытого и выходного слоев. Выходной сигнал U_i^{out} выходного слоя и является результирующим при обработке входного сигнала.

На этапе обучения требуется получить на выходе такие сигналы U_i^{out} , которые для каждой p -й обучающей выборки минимизируют среднеквадратичную ошибку Er_p :

$$Er_p = \sum_{i=1} (U_i^{out} - U_i^t)^2, \quad (6)$$

где суммирование ведется по всем нейронам выходного слоя нейросети, а U_i^t – значение “правильного” ответа, который должен соответствовать данному входному сигналу. Эта ошибка записана для одного соответствия входного сигнала выходному. Такие пары “вход–выход” определяются “учителем” и составляют обучающий ряд нейросети. Суммарная среднеквадратичная ошибка, которую требуется минимизировать, равна:

$$Er = \left(\frac{1}{P} \sum_p Er_p \right)^{1/2}, \quad (7)$$

где суммирование ведется по всем обучающим примерам. Коэффициенты связи между слоями сети “входной”–“скрытый” и “скрытый”–“выходной” являются теми параметрами, которые определяют прохождение сигнала по сети, и, следовательно, величину ошибки. Таким образом, суть процесса обучения состоит в подборе для каждой пары слоев матрицы связей нейронов w_{ij} с целью минимизации ошибки (7).

Обучение начинается с небольших случайных значений коэффициентов связей. Входной сигнал проходит по сети на выход. Выходной сигнал выходного слоя сравнивается с “правильным” значением, и вычисляется соответствующая ошибка. Если ее значение превышает пороговую величину, задаваемую “учителем”, то сигнал распространяется назад по сети на вход. При этом значения коэффициентов связей устанавливаются стандартным МОРО с использованием на каждом шаге для каждой пары соседних слоев вычисляемого градиента ошибки и учета инерционного члена, дающего вклад от предыдущего шага:

$$\Delta w_{ij}^{(n)} = -\alpha \frac{\partial Er}{\partial w_{ij}} + \beta \Delta w_{ij}^{(n-1)}, \quad (8)$$

где $\Delta w_{ij}^{(n)}$ – приращение матрицы связей на n -м шаге, $\Delta w_{ij}^{(n-1)}$ – на предыдущем, α – скорость обучения, β (learning momentum) – коэффициент инерционности ($0 < \beta < 1$). Эта процедура выполняется для всего обучающего ряда и заканчивается при достижении некоторого задаваемого порога точности eps ($Er < eps$).

Метод максимального корреляционного подбора. Точность нейросетевой экстраполяции существенно зависит не только от качества и объема используемых для ее обучения данных, но и от уровня корреляции значений двух рассматриваемых

мых функций. Поэтому перед тем, как нейросеть обучалась, из всего множества пар исходных значений сопротивления и КТР необходимо было отобрать те, которые давали наибольший коэффициент корреляции.

С этой целью был разработан метод максимального корреляционного подобию, идея которого состоит в следующем.

Пусть дана выборка $E = \{x\}$, состоящая из n пар $x = (x_1, x_2)$ значений двух, вообще говоря, случайных величин. Выборочный коэффициент корреляции этих величин равен:

$$r = \frac{n \sum_{x \in E} x_1 x_2 - \left(\sum_{x \in E} x_1 \right) \left(\sum_{x \in E} x_2 \right)}{\sqrt{n \sum_{x \in E} x_1^2 - \left(\sum_{x \in E} x_1 \right)^2} \sqrt{n \sum_{x \in E} x_2^2 - \left(\sum_{x \in E} x_2 \right)^2}}. \quad (9)$$

Ищется такое подмножество $A \subseteq E$ из $m \leq n$ точек, чтобы "парциальный" коэффициент корреляции

$$r_A = \frac{m \sum_{x \in A} x_1 x_2 - \left(\sum_{x \in A} x_1 \right) \left(\sum_{x \in A} x_2 \right)}{\sqrt{m \sum_{x \in A} x_1^2 - \left(\sum_{x \in A} x_1 \right)^2} \sqrt{m \sum_{x \in A} x_2^2 - \left(\sum_{x \in A} x_2 \right)^2}} \quad (10)$$

был максимальным.

Решение этой задачи осуществляется следующим образом. Пусть $\theta(x)$ – характеристическая функция множества A , т.е.

$$\theta(x) = \begin{cases} 0, & \text{если } x \notin A, \\ 1, & \text{если } x \in A. \end{cases}$$

Тогда выражение для частичного коэффициента корреляции можно переписать в виде

$$r_A = \frac{\left(\sum_{x \in E} \theta(x) \right) \left(\sum_{x \in E} x_1 x_2 \theta(x) \right) - \left(\sum_{x \in E} x_1 \theta(x) \right) \left(\sum_{x \in E} x_2 \theta(x) \right)}{\sqrt{\left(\sum_{x \in E} \theta(x) \right) \left(\sum_{x \in E} x_1^2 \theta(x) \right) - \left(\sum_{x \in E} x_1 \theta(x) \right)^2} \sqrt{\left(\sum_{x \in E} \theta(x) \right) \left(\sum_{x \in E} x_2^2 \theta(x) \right) - \left(\sum_{x \in E} x_2 \theta(x) \right)^2}}.$$

Пусть теперь в полученном выражении $\theta = \theta(x, a)$ является гладкой функцией от x и от некоторого множества параметров a , принимающей значения в интервале $[0, 1]$. Тогда величина r_A не обязательно в точности равна частичному коэффициенту корреляции некоторого подмножества $A \subseteq E$, поскольку для некоторых значений x возможно $0 < \theta(x, a) < 1$. Но зато теперь величина r_A становится гладкой функцией $r(a)$ параметра a и можно с помощью стандартных алгоритмов поиска максимума функции найти значение a , при котором величина $r(a)$ максимальна. После этого можно определить подмножество A условием: $x \in A$ тогда и только тогда, когда $\theta(x, a) > 0.5$. При этом есть все основания надеяться, что соответствующий парциальный коэффициент корреляции будет близок к максимальному. Поскольку эта математическая задача, очевидно, имеет неединственное решение, то необходимое подмножество находится с помощью наложения естественного требования взаимной однозначности значений двух функций.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТРЕХМЕРНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В ОКРЕСТНОСТИ ЭВЦ

Процесс построения объемной геоэлектрической модели состоял из двух этапов. На первом этапе в пространстве значений удельного сопротивления, соответствующих фрагменту профиля Чегет–Кисловодск, определялось подмножество точек, в которых коэффициент корреляции между параметрами КТР, соответствующими субмеридиональному разрезу 1–1' поля тектонической раздробленности, и удельного сопротивления был максимальным, а затем – для точек выделенного подмножества – определялся характер соответствия этих параметров. Установленная корреляционная зависимость параметров КТР и удельного сопротивления (рис. 8) с коэффициентом корреляции 0.73 открыла путь ко второму этапу создания объемной модели удельного сопротивления. Здесь следует отметить, что полученная зависимость достаточно специфична и является особенностью, присущей именно Эльбрусскому блоку. При изучении корреляционной связи между параметрами КТР и удельного сопротивления

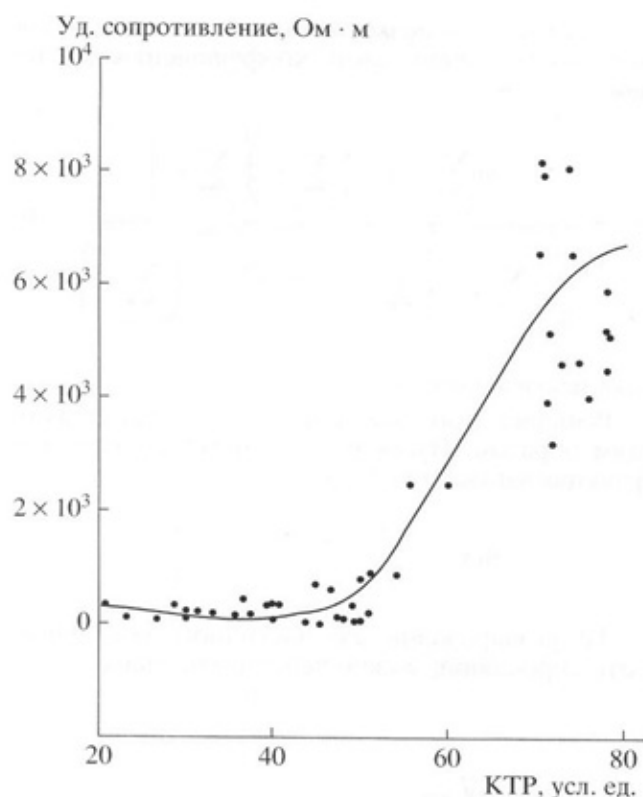


Рис. 8. Связь между КТР и удельным сопротивлением, установленная для профиля субмеридионального направления (профиль 1–1') в области Эльбурского вулканического центра. Точки — экспериментальные данные; гладкая линия — сплайн-аппроксимация экспериментальных данных.

в геоэлектрическом разрезе Чегет–Кисловодск нами выявлены также области прямой корреляции параметра КТР с удельной электропроводностью среды (аномалии первого типа). Как отмечалось выше, такой вид корреляции характерен для флюидонасыщенных субвертикальных зон дробления и тектонических разломов, зон латерального повышения трещиноватости в промежуточном слое земной коры и т.д. Очевидно, что применение ко всему региону, включающему области распространения аномалий как первого, так и второго типа, выявленной нами и изображенной на рис. 8 зависимости между параметрами КТР и удельного сопротивления среды приведет к получению моделей, дающих неверное представление о распределении электропроводности в пределах этих областей. Окончательные же выводы о трехмерном распределении удельного сопротивления во всей рассматриваемой области и механизмах, лежащих в основе корреляционных связей между КТР и удельным сопротивлением пород, по-видимому, можно будет сделать при получении дополнительных данных.

На втором этапе искусственная нейросеть обучалась выявленному соответствию между КТР и удельным сопротивлением. При этом подаваемым на вход нейросети значениям КТР на выходе соответствовали значения удельного сопротивления. Затем обученная нейросеть использовалась для прогноза — по известным значениям КТР — удельного сопротивления в узлах пространственной сетки, покрывающей всю исследуемую область. Построенная по прогнозным значениям удельного сопротивления геоэлектрическая модель Эльбурского вулканического центра показана на рис. 9.

Объемная геоэлектрическая модель ЭВЦ представлена в виде совокупности карт-срезов для глубин 0, 5, 10, 20, 30, 40 и 50 км. Изолинии удельных сопротивлений оцифрованы в Ом·м. Для удобства прочтения и сопоставления карт изолинии 60 Ом·м дополнены берг-штрихами.

Три верхних среза демонстрируют изменение с глубиной верхнекоровой низкоомной аномалии, отождествляемой с магматической камерой вулкана. Как видим, аномалия проявляется с наибольшей интенсивностью на глубине 5 км. Здесь по изолиниям 60 и 40 Ом·м форма аномалии близка к изометричной, а радиус аномальной зоны составляет 10 км; в центре зоны удельное сопротивление понижено до 25 Ом·м. Как и на геоэлектрическом разрезе (рис. 1), верхнекоровая аномалия электропроводности быстро затухает по горизонтали: на расстоянии в ~10 км удельное сопротивление увеличивается в 100 раз, возрастая от 40 до 4000 Ом·м. По вертикали аномалия затухает медленнее: на глубине в 20 км удельное сопротивление в центре аномальной зоны не превышает 150 Ом·м.

На глубинах 30–50 км модель содержит проводящий объект с удельным сопротивлением 10–35 Ом·м и размерами (изолиния 40 Ом·м) по широте ~35 км и по долготе ~15 км, погруженный в высокоомную среду (>300 Ом·м). Сжатый по долготе проводящий объект, локализованный на средне-нижнекоровых глубинах, может интерпретироваться как область вулканического материнского очага, форма которого отвечает направлению напряжений сжатия, преобладающих в регионе.

Выводы. На основе комплексного анализа наземных магнитотеллурических данных и информации о коэффициенте тектонической раздробленности земной коры разработана предварительная трехмерная модель поля сопротивления Эльбурского вулканического центра. Построенная прогнозная объемная геоэлектрическая модель содержит два разнесенных по глубине проводящих объекта. Верхнекоровый проводник с удельным сопротивлением 25–40 Ом·м, трактуемый как магматическая камера вулкана и распо-

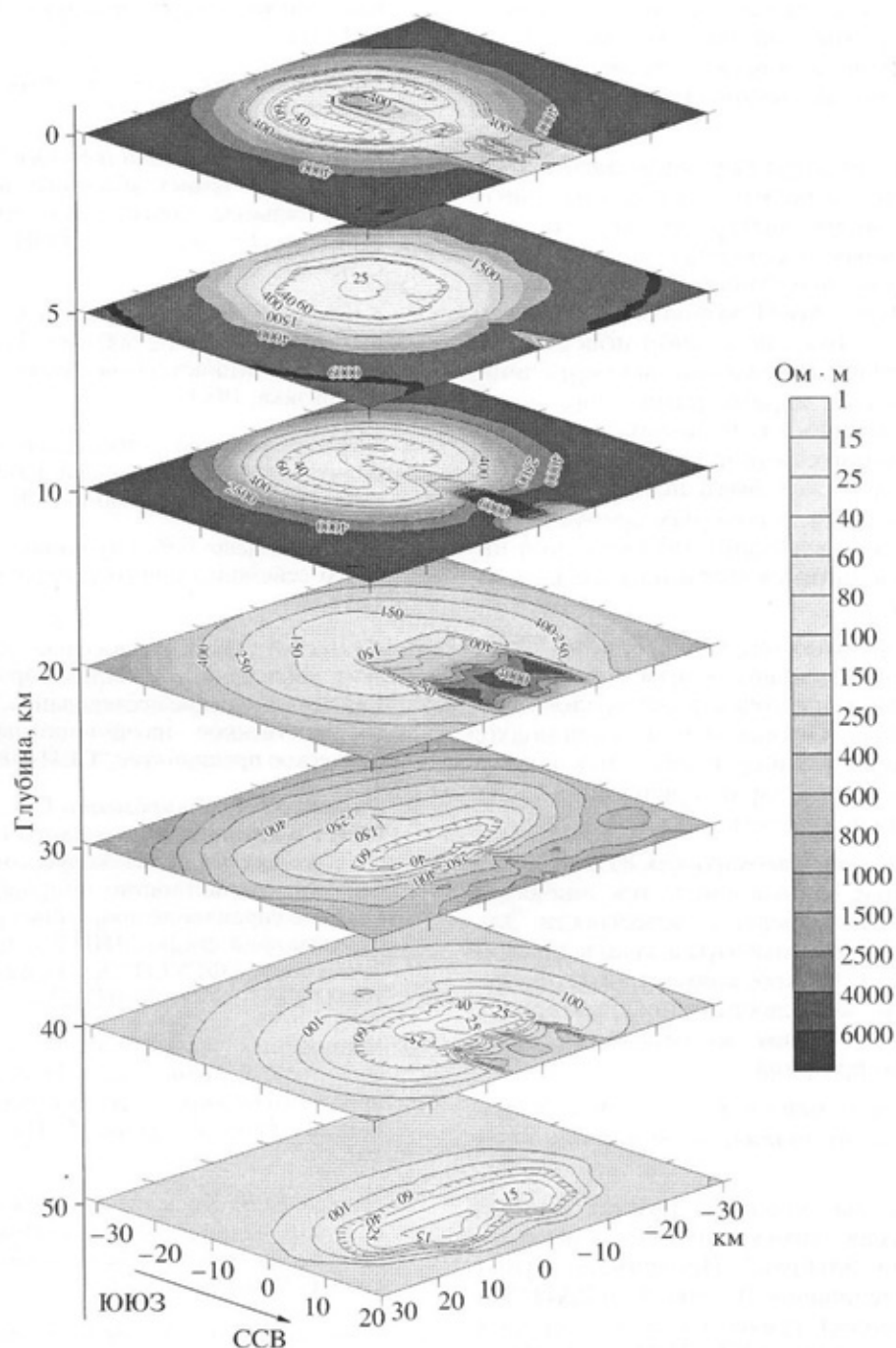


Рис. 9. Карты-срезы удельных сопротивлений в основании ЭВЦ. Карты относятся к глубинам 0, 5, 10, 20, 30, 40 и 50 км. Указана привязка карт к условной системе координат. Изолинии удельных сопротивлений даны в Ом · м. Изолинии 60 Ом · м на всех картах дополнены берег-штрихами.

поженный в диапазоне глубин 0 – ~10 км, наиболее интенсивно проявляется на глубине 5 км. Здесь проводник изометричен в плане и по изолиниям 40–60 Ом · м имеет радиус, близкий к 10 км. Локализуемый на средне-нижнекоровых глубинах проводящий объект (удельное сопротивление 10–40 Ом · м), отождествляемый с материнским

очагом Эльбруса, наиболее полно проявляется на глубинах 45–50 км, где по изолинии 40 Ом · м его размеры составляют 35 км в широтном направлении и 15 км по долготе. Мощность проводящего ядра этого объекта оценивается в 20 км. Построенная модель может служить основой для решения двух важнейших задач ЭМ мониторинга вул-

кана: оптимизации сети наблюдений и построения "опорного уровня", на фоне которого будут выделяться временные и пространственные аномалии, связанные с тектонической активностью региона.

Для восполнения отсутствующих магнитотеллурических данных в работе предложена оригинальная методология интеграции наземных и спутниковых данных, основанная на разработанном методе максимального корреляционного подбора (МКП). Метод МКП позволяет восполнять пропуски в измеренных на земной поверхности ЭМ данных посредством нахождения корреляционных связей между параметрами сопротивления (электропроводности) и иными геологическими или геофизическими параметрами. Предложенный метод может быть использован для решения других задач, в которых требуется реконструкция отсутствующей геофизической информации по имеющимся спутниковым или наземным данным.

Полученные результаты свидетельствуют об эффективности применения нейросетевого подхода к комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Очевидно, что такой подход позволяет расширить набор и повысить информативность параметров, характеризующих изучаемые геологические объекты.

Авторы выражают благодарность Ю.В. Нечаеву за предоставленные данные о поле тектонической раздробленности литосферы в окрестности Эльбурского вулканического центра и за полезные обсуждения, а также В.Н. Арбузину, П.Ю. Пушкареву и А.Г. Яковлеву за предоставленные материалы по геолого-геофизическим исследованиям вдоль Приэльбурского профиля.

Авторы признательны д. ф.-м. н. А.Д. Завьялову за полезные замечания, позволившие улучшить статью.

Исследования выполнены в рамках проекта "Электромагнитная томография вулканов (на примере вулкана Эльбрус)" Программы фундаментальных исследований Президиума РАН "Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы" и гранта РФФИ № 07-05-00017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбузкин В.Н., Компаниец М.А., Андреева Е.В. и др. Магнитотеллурические зондирования на Приэльбурском профиле // Пятые геофизические чтения им. В.В. Федынского. Тез. докл. М.: ГЕОН, 27 февраля – 01 марта 2003 г. С. 120.
2. Багатаев Р.М., Сулейманов А.К., Нечаев Ю.В. и др. Отображение глубинных структур Дагестана в поле тектонической раздробленности литосферы // Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле РАН". 2003. № 1 (21).
3. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 221 с.
4. Греков И.И., Арбузкин В.Н. Особенности глубинного строения Транскавказского поперечного поднятия // Седьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского. Тез. докл. М.: ГЕОН, 3–5 марта 2005 г. С. 45–46.
5. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 2 500 000 / Под ред. А.В. Сидоренко М.: Министерство геологии СССР; ВНИИ-Геофизика, 1980.
6. Катастрофические процессы и их влияние на природную среду // Глобальные изменения природной среды и климата. Вулканизм. Т. 1. М.: 2002. 435 с.
7. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 108 с.
8. Кухмазов С.У. Комплексные геолого-геофизические наблюдения по Приэльбурскому профилю. Сейсмологические исследования. Ессентуки: Малое государственное научно-производственное внедренческое предприятие "СЕЙ-ЭКО-ГЕОН", 2002.
9. Литовко Г.В., Трофименко Е.А., Греков И.И. и др. Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбурскому профилю. Ессентуки: Министерство природных ресурсов РФ; Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Ставропольскому краю; ФГУП "Кавказгеолсъемка"; МГН-ПВП "СЕЙ-ЭКО-ГЕОН", 2002.
10. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус // Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2001. 192 с.
11. Нечаев Ю.В. Космические технологии в задачах изучения локальных неоднородностей земной коры // Геофизика на рубеже веков. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 276–290.
12. Собисевич А.Л., Нечаев Ю.В., Арбузкин В.Н. и др. Новые геофизические данные о структуре магматических образований в районе Эльбурского вулканического центра // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 272–285.
13. Спичак В.В. Магнитотеллурические поля в трехмерных моделях геоэлектрики. М.: Научный мир, 1999. 204 с.
14. Спичак В.В., Попова И.В. Методология нейросетевой инверсии геофизических данных // Физика Земли. 2005. № 3. С. 71–85.
15. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. 548 с.

Electromagnetic 3D Tomography of the Elbrus Volcanic Center Using Magnetotelluric and Satellite Data

V. V. Spichak, V. P. Borisova, E. B. Fainberg, A. A. Khalezov, A. G. Goidina

*Geoelectromagnetic Research Center, Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Troitsk, Moskovskaya oblast, 142190, Russia*

Magnetotelluric profile data were used to develop a geoelectric 3D model for the potentially active Elbrus volcano and its environs incorporating a 3D model of the tectonic fragmentation field based on satellite imagery interpretation. We used a method of our own in the search for correlation and for finding how land and satellite data are related. The resulting 3D geoelectric model involves two conducting objects at different depths. One of these has a resistivity of 25–40 ohm-meters, is situated in the depth interval 0–10 km, and manifests itself mostly at 5 km depth. At that depth the object has a quasi-isometric shape with a radius of 10 km, judging by the 40–60 ohm-meter isolines. The other object has a resistivity of 10–40 ohm-meters and is situated at 45 km depth where its latitude and longitude dimensions are 35 and 15 km, respectively, judging by the 40 ohm-meter isoline. The conducting core of this object is about 20 km thick. The upper object can be interpreted as a magma chamber beneath the volcano, while the lower one may be its parent chamber.