



М. С. БАДАЛЯН

**ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕГО
ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ**

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԱՇԽԱՏԱՆՔԱՅԻՆ ԿԱՐՄԻՐ ԴՐՈՇԻ ՇՔԱՆՇԱՆԱԿԻՐ ԳԵՈՅԻՉԻԿԱՅԻ
ԵՎ ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՄՄՈՒՈՂԳԻԱՅԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Մ. Ս. ԲԱԴԱՅԱՆ

Հ Ա Յ Ա Ս Տ Ա Ն Ի
ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՀՐԱԲԵՆԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

(ԸՍՏ ԵՐԿՐԱՅԻՋԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ)

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1986

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ
ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

М. С. БАДАЛЯН

ОСОБЕННОСТИ
НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА
АРМЕНИИ

(ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



ББК 26.21+26.321

Б 150

Печатается по решению ученого совета ордена Трудового Красного Знамени Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Ответственный редактор—доктор геол.—мин.наук А.Е.СВЯТЛОВСКИЙ

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:

канд.геол.—мин.наук К.Г.ШИРИНЯН

канд.физ.—мат.наук С.М.ОГАНЕСЯН

В книге, на основе анализа геофизических данных, рассматриваются такие вопросы, как местоположение, глубина и размеры магматических очагов; строение моногенных вулканических аппаратов; связь вулканизма с разрывной тектоникой и др., имеющие важное значение не только для изучения новейшего вулканизма Армении, но и для познания механизма ареального вулканизма вообще.

Книга рассчитана на геофизиков, геологов, вулканологов, интересующихся вопросами новейшего вулканизма и тектоники.

Б I903020000 51-86
703(02)-86

© Издательство АН Армянской ССР, 1986.

В В Е Д Е Н И Е

В истории геологического развития территории Армянской ССР и всего Армянского нагорья новейший (верхнеплиоцен-четвертичный) вулканизм играл существенную роль. В настоящее время здесь насчитывается несколько сот моногенных, хорошо сохранившихся вулканических конусов и несколько полигенных вулканов, продуктами извержений которых покрыто почти две трети территории республики. Ряд характерных особенностей новейшего вулканизма Армении позволяет относить его к ареальному типу, известному лишь в немногих областях земного шара. Однако хорошо выраженный в Армении этот тип вулканической деятельности изучен еще слабо. Многие его вопросы до сих пор остаются спорными и являются предметом научных дискуссий. Это местоположение, глубина и размеры магматических очагов; взаимосвязь близповерхностных и глубинных магматических очагов; соотношение вулканотектонических структур с глубинным строением; связь вулканизма с разрывной тектоникой; роль глубинных разломов при ареальном вулканизме; строение моногенных вулканических аппаратов, изливших базальт-андезитовые лавы, и др. Именно эти вопросы рассматриваются в настоящей работе на основе геофизических данных.

Научный интерес указанных вопросов велик не только с вулканологической точки зрения: области новейшего вулканизма, в силу особенностей их глубинного строения и высоких тепловых условий в недалеком прошлом, могут являться местами огромных запасов геотермальной энергии, доступной для извлечения и использования. В этом отношении обещающими являются данные, полученные о глубине и размерах магматических очагов. Кроме того, исследование тектоники подластового основания, замаскированного вулканогенными отложениями и слабо изученного

В этом отношении, несомненно может способствовать более целеустремленным поискам полезных ископаемых в неовулканическом поясе.

В основу настоящей работы легли результаты специальных магнитометрических и гравиметрических исследований, проведенных на более, чем 30 моногенных вулканах, расположенных в различных районах вулканического пояса. Полевые магнитометрические работы выполнены автором, гравиметрические работы — Л.Б. Оганесяном, А.О.Оганесяном и другими сотрудниками отдела структурной геофизики ИПИС АН АрмССР. Комплексная интерпретация гравимагнитометрических материалов выполнена автором на основе имеющихся геолого-геофизических данных.

Кроме этих материалов, в работе широко использованы также имеющиеся данные о сейсмичности, геотермии, материалы по гравитационному и аэромагнитному картированию территории Армянской ССР. Все эти региональные геофизические данные, полученные разными организациями для различных целей, автором заново проинтерпретированы с целью их более углубленного анализа. Это позволило значительно расширить геологические выводы, сделанные ранее на основе этих же материалов, по отношению вулканизма и тектоники пояса.

Представленная работа, являющаяся, по существу, первым систематическим геофизическим исследованием новейшего вулканизма Армении, была начата под научным руководством доктора геол.-мин.наук Ц.Г.Акопяна и продолжалась в тесном сотрудничестве с сотрудниками лаборатории вулканологии ИГН АН АрмССР кандидатами геол.-мин.наук К.Г.Шириняном, К.И.Карапетяном и Ю.Г.Гуксяном. Всем названным товарищам, оказавшим помощь в проведении полевых работ и интерпретации полученных данных автор выражает искреннюю благодарность.

Г Л А В А I
ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НОВЕЙШЕГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

I. I. Новейший вулканический пояс и его положение в
тектонической структуре Малого Кавказа

Районы проявления новейшего (верхнеплиоцен-четвертичного) вулканизма Армянской ССР располагаются вдоль дугообразной линии и образуют целый пояс, который простирается от северо-запада республики на юго-восток, охватывая Ахалкалакское, Арагацское, Гегамское, Вайк-Варденисское и Сюникское вулканические нагорья (рис. I. I). В общей сложности в новейшее время здесь действовали около 650 моногенных и несколько полигенных вулканов, наиболее крупным из которых является щитовидный вулкан Арагац /III/. Продуктами их деятельности покрыто две трети территории республики.

Вулканизм начала верхнего плиоцена характеризуется трещинными излияниями долеритовых базальтов. Дальнейшее развитие вулканических извержений сопровождалось переходом от трещинных извержений к центральным. Вместе с тем продукты вулканических извержений эволюционировали от основных лав до кислых /73/.

Установлен первичный характер базальтовой магмы и производный - более кислых лав. Считается, что очаги базальтового вулканизма залегали на глубинах, отвечающих границе земной коры и верхней мантии. Изменение состава первичной магмы от основного до кислого связывается с процессами ассимиляции и дифференциации, происходящими в промежуточных магматических очагах /109/. Допуская наличие кислой магмы как первичной,

исследователи указывают на весьма ограниченное ее значение и незначительную роль в образовании серии лав неовулканического пояса /73/.

Устанавливается связь между типами вулканических проявлений и составом магмы. Широкие вариации состава магмы обусловили большое разнообразие форм вулканических проявлений.

По природе подводящего канала все вулканические центры Армении относятся к двум типам: 1/ жерловым, или центральным, вулканам; 2/ линейным, или трещинным, вулканам. Трещинные вулканы имеют обычно моногенную природу, а центральные вулканы представлены как моногенными (одноактными и многоактными), так и полигенными типами.

Размеры моногенных центральных вулканов по высоте самые различные: от первых десятков до нескольких сот метров. Это конусы с кратерными углублениями или без них. По составу слагающих пород они представлены в основном андезито-базальт-андезитовыми, андезито-дацит-дацитовыми и липаритовыми построениями /109/.

Полигенные вулканы в пределах пояса единичны. К ним относятся Арагац, Арай-лер, Мец и Покр Ишхансар.

Продуктами трещинного вулканизма являются долеритово-оливиновые базальты. Известны и кислые разновидности лав, связанные с линейными центрами. Эти лавы, ввиду их большой вязкости, образуют на месте выходов вытянутые лавовые валы. К трещинным извержениям относятся также образования итним-бритов и туфолав /109/.

Новейший вулканический пояс Армении разделяется на две главные области, или зоны: Гегам-Сюникскую и Арагац-Ахалкалакскую. Каждая из этих зон характеризуется общностью некоторых специфических черт проявления вулканизма, вулканических образований /60/ и геофизических полей /25,30/.

Тектоническое положение этих областей также различно. Гегам-Сюникская область, подчиненная донеогеновой зональности, расположена в основном в пределах Мисхано-Зангезурского мегаантиклинория (рис. I. I).

Арагац-Ахалкалакская область пересекает в своем простирании все донеогеновые тектонические зоны Малого Кавказа (рис. I. I) и соответствует территориально Транскавказскому

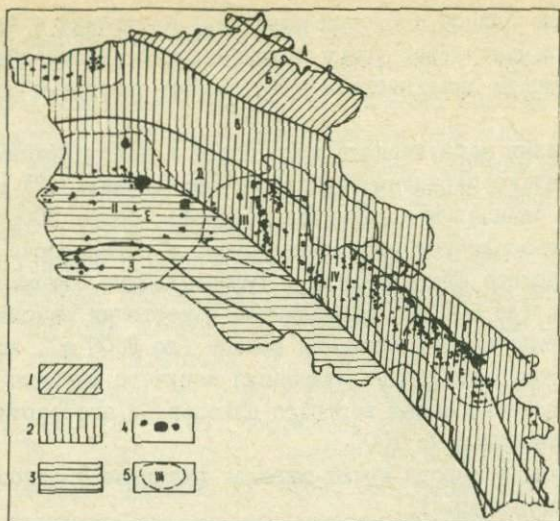


Рис. I. I. Схема донезогеновой тектонической зональности Армянской ССР по А.Т.Асланяну /18/ и расположения новейших вулканов. I - Антикавказский оротектонический пояс: А - Предмалокавказская интрагеосинклиналь, Б - Сомхато-Карабахская интрагеоантиклиналь; 2 - Севанский оротектонический пояс: В - Присеванская интрагеосинклиналь, Г - Кафанская моноκлиналь, Д - Мисхано-Зангезурская интрагеоантиκлиналь; 3 - Араксинский оротектонический пояс: Е - Еревано-Ордубадская интрагеосинκлиналь, З - Приараксинская интрагеоантиκлиналь; 4 - вулканы; 5 - условные границы вулканических нагорий: I - Ахалкалакского, II - Арагацского, III - Гегамского, IV - Вайк-Варденисского, V - Сюникского.

поперечному поднятию.

В пределах Мисхано-Зангезурского антиκлинория, ориентированного в СЗ-ЮВ направлении, обособляются Гегамское, Айцзор-Вардениское, Сюникское и Кафанское разноориентированные блоковые поднятия. В современном рельефе они выражены овальными щитовидными вулканическими массивами, насаженными на складчато-глыбовые основания /110/.

В пределах Армянского сегмента Транскавказской зоны

находятся две полосы блоковых поднятий: Кечутская и Арагац-ская, разделенные структурами среднеальпийской складчатости: Севано-Ширакским синклиномом и Базумским горстовым поднятием /110/.

В строении неовулканического пояса в целом принимают участие комплекс верхнепротерозойско-кембрийских (?) метаморфических сланцев и порфиритов мощностью более 3000 м, вулканогенно-осадочные отложения девона и пермкарбона (до 3000 м - в полосе Шишкерт-Гехи), туфоосадочные отложения тугона-коньяка (до 600 м), мергелистые известняки сенона (до 400 м), вулканогенные отложения эоцена (до 2500 м), покровные вулканогенно-осадочные отложения верхнего миоцена-поята, лавы и озерные отложения верхнего плиоцена и антропогена суммарной мощностью до 1500 м.

Интрузивные породы имеют широкое развитие и относятся к различным возрастам./17/.

1.2. Краткая характеристика физических свойств основных литологических комплексов

При изучении глубинного строения неовулканического пояса использованы в основном магнитометрические и гравиметрические данные, поэтому здесь мы приводим короткое описание лишь магнитных и плотностных свойств основных литологических комплексов, принимающих участие в строении пояса.

В разрезе вулканического пояса наиболее высокими магнитными свойствами обладают эффузивные породы неогенового и четвертичного возрастов /4,8,40/, представленные базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, порфиритами, вулканическими туфами, туфогенными породами. Они как правило характеризуются магнитной восприимчивостью (χ) порядка 10^{-3} СГС (исключение составляют некоторые кислые лавы, которые обладают слабыми магнитными свойствами). Однако естественная остаточная намагниченность (J_n) этих пород значительно превышает индуцированную (J_i). Отношение $Q = \frac{J_n}{J_i}$

в среднем составляет 12, и это означает, что остаточная намагниченность пород этого возраста является определяющим

фактором формирования аномального магнитного поля.

Некоторые данные о магнитных свойствах различных изверженных пород плиоцен-четвертичного возраста были получены нами при магнитометрическом исследовании отдельных вулканов (см. гл. 2). Анализ этих данных показывает, что наиболее часто встречающиеся значения J_n для андезито-базальтовых лав и шлаков лежат в пределах $2500 \cdot 10^{-6} + 6000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Донеогеновые породы по магнитным свойствам в общем значительно уступают эффузивам неоген-четвертичного возраста. Среди них наиболее высокими магнитными свойствами обладают эффузивные породы палеогена ($\mathcal{K} = 2800 \cdot 10^{-6}$ СГС, $J_n = 3400 \cdot 10^{-6}$ СГС), порфириды, их туфы и туфобрекчии юрского возраста ($\mathcal{K} = 1700-6000 \cdot 10^{-6}$ СГС), порфириды девона ($\mathcal{K} = 2000 \cdot 10^{-6}$ СГС, $J_n = 1500 \cdot 10^{-6}$ СГС), метаморфические сланцы эопалеозоя (\mathcal{K} доходит до $2000 \cdot 10^{-6}$ СГС). Остальные породы донеогенового основания представлены слабomagнитными или практически не магнитными разновидностями ($\mathcal{K} = 10-300 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Изверженные породы палеоген-четвертичного возраста подразделяются на две группы: нормально намагниченные (вектор направлен сверху вниз, склонение меняется $0^\circ + 90^\circ$) и обратно намагниченные (вектор направлен снизу вверх, склонение меняется $180^\circ + 90^\circ$). Эффузивные породы средне-верхнечетвертичного возраста намагничены нормально, верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста - обратно, среднего плиоцена - нормально, нижнего плиоцена - верхнего миоцена - обратно, среднего-верхнего эоцена - нормально /4, 7-9, II/.

Магнитные свойства вулканогенных пород, а особенно кайнозойских вулканогенных пород, сильно варьируют в зависимости от химического и минералогического состава. Лавы основного состава, как правило, являются сильно магнитными, а кислого состава - слабomagнитными.

Интрузивные породы основного состава мезозоя и кайнозоя, как правило, относятся к сильно магнитным породам. Граниты палеозоя и сиенит-диориты мезозоя характеризуются сравнительно пониженными значениями \mathcal{K} и J_n (порядка $100 \cdot 10^{-6}$ СГС). Следует отметить, что для интрузивных пород параметр Q почти всегда меньше единицы, в то время как для эффузивных пород обычно $Q > 5$ /II/.

В геологическом разрезе неовулканической зоны, как и всей территории Армянской ССР, выделяются две резкие плотностные границы, которые разделяют разрез на три структурно-плотностных этажа /83,90/. К нижнему этажу принадлежат метаморфические породы эопалеозоя со средней плотностью около $2,80 \text{ г/см}^3$. В состав среднего плотностного этажа входят стратифицированные образования, начиная от девонского возраста до верхнего эоцена включительно ($\bar{\rho} = 2,65 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$). Верхний этаж представлен осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями неоген-четвертичного времени. Плотность этих образований варьирует в широких пределах, однако в среднем близка к $2,35 \text{ г/см}^3$.

Плотность интрузивных пород изменяется в зависимости от их состава в широких пределах: от 2,5 (кислые интрузии) до 2,9-3,1 г/см^3 (ультраосновные интрузии) /11/. Следовательно, интрузивные тела в гравитационном поле могут отражаться или не отражаться, смотря какой состав они имеют и в каком плотностном этаже расположены.

1.3. Корреляция геофизических полей с донеогеновыми тектоническими структурами и новейшими вулканическими зонами

Первое, что бросается в глаза при попытке районирования геофизических полей Армянской ССР, — это их зональность, совпадающая в первом приближении с донеогеновой тектонической зональностью территории. О соответствии региональных аномалий геофизических полей определенным донеогеновым тектоническим зонам отмечается в работах Ц.Г.Акопяна /5,8/, Ш.С.Отанисяна /85,90/, Ю.И.Никольского /83/ и других.

При сопоставлении геофизических полей с вулканизмом становится очевидным, что региональные магнитные, гравитационные и геотермические аномалии во многом обусловлены магматическими процессами, особенно интенсивно протекавшими в неоген-четвертичное время.

Рассмотрим эти вопросы более подробно.

Гравитационное поле в редукции Буге по всему Малому Кавказу отличается отрицательными значениями, характерными

для горных областей. На этом отрицательном фоне в региональном плане выделяются две зоны линейных субпараллельных относительных максимумов, разделенные глубоким минимумом /90/. Эти три гравитационные зоны соответствуют мегаформам рельефа Малого Кавказа, отражающим новейшие тектонические движения. Зона юго-западного максимума соответствует Араксинскому оротектоническому поясу, зона северо-восточного максимума — Антикавказскому оротектоническому поясу. Зона центрального гравитационного минимума соответствует центральной, наиболее приподнятой высокогорной части Малого Кавказа — Саванскому оротектоническому поясу. Переход от одной гравитационной зоны к другой характеризуется высокими горизонтальными градиентами силы тяжести (рис.1.2).

Отметим, что исследуемая область неоген-четвертичного вулканизма в основном находится в пределах центрального гравитационного минимума.

Вышеописанные аномалии первого порядка осложнены (особенно на западе территории) рядом линейно вытянутых и изометрических аномалий более низких порядков, вследствие чего зональность гравитационного поля, четко наблюдаемая в центральной и восточной частях территории АрмССР и соответствующая тектонической зональности, на западе проявляется менее четко. Более того, здесь можно заметить близмеридиональное простираание аномалий Буге, совпадающее с простираанием Транскавказского поднятия.

Интересно отметить также, что в отличие от Гегам-Сюникской области, которая полностью находится в пределах относительного минимума, часть Арагац-Ахалкалакской вулканической зоны приурочена к относительным максимумам силы тяжести. Это, в первую очередь, относится к Арагацской вулканической области, где глубоким гравитационным минимумом отличается только массив горы Арагац.

Гравитационное поле в редукции Фая весьма резко отличается от поля в редукции Буге. Большой частью аномалии Фая являются положительными, местами слабоотрицательными без выраженной линейности. Наиболее интенсивными положительными аномалиями Фая отличается центральная высокогорная часть Малого Кавказа, в том числе и зоны новейшего вулканизма. Северо-

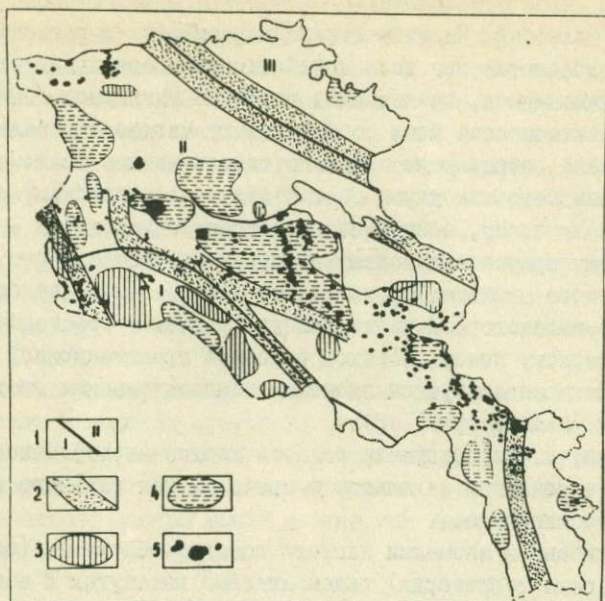


Рис. I.2. Схематическая карта гравитационного поля в редукции Буге (по материалам Ш.С.Оганисяна). I - границы региональных гравитационных зон. 2 - зоны высоких горизонтальных градиентов поля. Локальные аномалии: 3 - максимумы, 4 - минимумы. 5 - новейшие вулканы. Цифры на карте: I, III - зоны региональных относительных максимумов, II - зона регионального относительного минимума.

ро-восточная часть Антикавказского пояса и юго-восточная часть Араксинского пояса (Арагатская котловина) характеризуются слаболожительными, местами отрицательными аномалиями Фая. Таким образом, гравитационное поле в редукции Фая, хотя менее четко, но так же как и в редукции Буге, отличается зональностью, соответствующей геотектонической зональности данного региона. Более наглядна приуроченность положительных аномалий к районам проявления новейшего вулканизма.

Простирание изостатических аномалий тоже в первом приближении совпадает с простиранием основных тектонических

структур /87/. Антикавказский оротектонический пояс отображается на карте полосой интенсивных положительных аномалий в виде эллипсоидного овала, обращенного выпуклостью на запад. Севанский оротектонический пояс характеризуется в основном слабыми положительными аномалиями. Полоса отрицательных аномалий захватывает Ереванский и Севанский прогибы, а также часть Цахкуняцкого и Гегамского хребтов. Территория республики в целом характеризуется преобладанием положительных значений изостатических аномалий. Помимо общекавказской зональности отмечается также антикавказская зональность поля /87/.

Территория АрмССР достаточно хорошо изучена разными наземными и аэромагнитными съемками, что дает возможность магнитное поле региона рассматривать на различных высотах.

На высоте 9000 м территория Малого Кавказа отображается в основном положительным магнитным полем интенсивностью до 250–300 гамм, тогда как вся область Большого Кавказа на этой высоте фиксируется отрицательными значениями аномального поля (100–150 гамм). Наиболее интенсивными положительными аномалиями отличается центральная неовулканическая область АрмССР, вернее, Гегам-Сюникская вулканическая зона. Западная же часть территории отличается отрицательным или близнулевым магнитным полем.

На высоте 4000–4200 м территория АрмССР в магнитном поле рисуется серией субпараллельных зон относительных максимумов и минимумов /83/ (см. также рис. I.5), причем зоны максимумов представляются в виде цепочек отдельных аномалий. Все зоны ориентированы в общекавказском направлении и пространственно соответствуют основным геотектоническим зонам АрмССР. Наиболее интенсивные аномалии (до 700 гамм) наблюдаются в Мисхано-Зангезурской интрагеоантиклинальной зоне, входящей в состав Севанского оротектонического пояса и характеризующейся бурным развитием новейшего вулканизма.

Зона менее интенсивных (до 400 гамм) положительных аномалий соответствует Антикавказскому тектоническому поясу, где широко развиты магнитные вулканогенные образования юры, верхнего мела и, частично, эоцена.

Зональность магнитного поля, четко наблюдающаяся в центральных и южных районах республики, на западе наблюдается

менее четко. К западу от линии Паракар-Степанаван границы магнитных зон местами можно продолжать только по конфигурациям изолиний.

Наряду с общекавказской зональностью на высоте 4000-4200 м отмечаются также элементы антикавказских направлений. Они проявляются в резкой смене простираения изолиний, смещении аномальных осей и соответствуют, как правило, молодым наложенным тектоническим структурам.

Магнитное поле региона на высоте 1000-1200 м имеет сложный характер. Графики ΔT_n очень изрезаны и имеют пилообразный вид. Но несмотря на это вышеотмеченная зональность магнитного поля сохраняется, хотя и просматривается менее отчетливо. К востоку от линии Паракар-Степанаван (меридиональная пунктирная линия на рис. I.3) довольно наглядно выделяются зоны общекавказского простираения. При этом юго-западная зона, обозначенная на рисунке цифрой I, совпадает с Араксинским оротектоническим поясом и отличается слабоотрицательным магнитным полем. Вторая зона магнитного поля характеризуется интенсивными положительными аномалиями и совпадает с Мисхано-Зангезурской тектонической зоной, отличающейся широким развитием верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма. Третья зона отличается преимущественно отрицательным магнитным полем и совпадает с Присеванской интрагеосинклинальной зоной. Четвертая зона магнитного поля, как и вторая, отличается положительными аномалиями, однако интенсивность аномалий здесь значительно меньше, чем во второй зоне. Эта зона магнитного поля пространственно соответствует Сомхато-Карабахской тектонической зоне, где широко развиты вулканогенные и интрузивные породы юрского возраста.

Все вышеописанные зоны магнитного поля четко выделяются в центральных районах территории Армянской ССР, в то время как на западе и юго-востоке общекавказская зональность магнитного поля наблюдается менее четко или полностью нарушается.

Изменение характера магнитного поля особенно заметно в западной части Севанского оротектонического пояса (западнее линии Паракар-Степанаван), где интенсивные положительные аномалии второй магнитной зоны (Мисхано-Зангезурской зоны) резко сменяются отрицательным магнитным полем. На основании этого

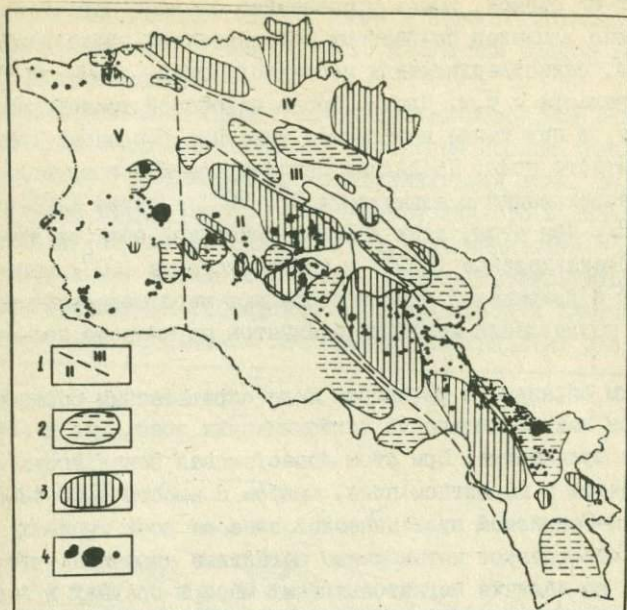
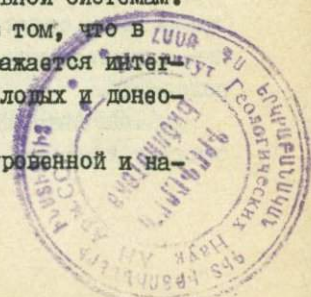


Рис. 1.3. Схематическая карта магнитного поля (ΔT_n) на относительной высоте 1000–1200 м (на основе карты изодинам, составленной Г.А.Сироткиной): I – номера и границы магнитных зон. Экстремальные значения магнитного поля: 2 – отрицательные, 3 – положительные. 4 – новейшие вулканы.

еще одну, пятую, зону магнитного поля можно выделить на западе АрмССР. Эта зона преимущественно отрицательных магнитных аномалий пространственно соответствует Арагац-Ахалкалакской вулканической области и пересекает все вышеописанные магнитные и донеогеновые тектонические зоны. Характерной особенностью этой зоны является ориентированность осей аномалий как по диагональной, так и по ортогональной системам. Причину этого явления, видимо, нужно искать в том, что в магнитном поле, при данной высоте съемки, отражается интегральное влияние по-разному ориентированных молодых и донеогеновых структур.

Магнитное поле региона, по данным низкоразовой и на-



земной /5-8/ съемок, имеет чрезвычайно сложный характер, что обусловлено влиянием по-разному намагниченных эффузивных образований, близповерхностных неоднородностей, влиянием магнитного рельефа и т.д. Однако после некоторой трансформации этих карт, в них также выделяются линейные тенденции элементов магнитного поля. Последние ориентированы в следующих основных направлениях с азимутами: 0° , 90° , а также 120° и 30° /25,31,33/. При этом, если в Гегам-Сюникской области преобладают общекавказское (120°) и антикавказское (30°) направления, то в Арагацской зоне преобладают меридиональное и широтное направления линейных элементов магнитного поля /31,33/.

Таким образом, в магнитном поле определенным образом отражаются как донеогеновые тектонические зоны, так и зоны новейшего вулканизма. При этом донеогеновая зональность лучше отражается в магнитном поле, снятом с высоты 4000-4200 м.

Гегам-Сюникской вулканической зоне на всех уровнях съемки соответствуют интенсивные магнитные аномалии, что указывает на наличие магнитоактивных масс в средних и верхних слоях земной коры. Внедрение и распределение последних в земной коре происходило по плану донеогеновых тектонических структур, ограничиваясь, в основном, в пределах Мисхано-Зангезурского мегаантиклинория. Видимо, по этой же причине из донеогеновых тектонических зон наиболее четкое отражение в магнитном поле находит именно Мисхано-Зангезурская зона.

На западной же части территории магнитное поле отражает интегральное влияние древних - общекавказских и молодых - вулканотектонических структур Транскавказского поднятия. Перестройка плана тектонических напряжений в новейшее время, видимо, предопределила ортогональную направленность новейших образований, что наиболее четко выражается в магнитном поле, снятом с низких уровней. При высотной же съемке в магнитном поле Арагац-Ахалкалакской зоны преобладают общекавказские элементы. В связи с этим можно полагать, что новообразованные магнитоактивные массы здесь занимают приповерхностное положение.

Заканчивая описание магнитного поля данного региона, следует отметить, что какой-либо зависимости между анома-

дями магнитного поля (в том числе и первого порядка) и мощностями гранитного и базальтового слоев или земной коры в целом не наблюдается.

Геотермическое поле в пределах Армянской ССР отличается аналогичной с гравитационным и магнитным полями зональностью. Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклинальная зона, отличающаяся бурными проявлениями неоген-четвертичного вулканизма, относительным минимумом силы тяжести и интенсивными положительными аномалиями магнитного поля, характеризуется также повышенными значениями геотермического градиента и плотности теплового потока (рис. I.4). Геотермический градиент здесь сос-

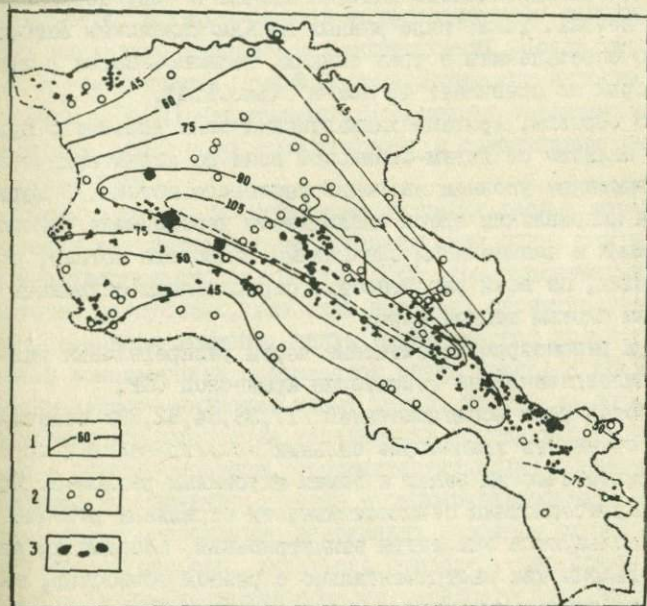


Рис. I.4. Карта тепловых потоков /35/.

I - изолинии теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 2 - пункты определения теплового потока; 3 - новейшие вулканы.

тавляет около 5°C на 100 м /78,80,81/. Величина плотности теплового потока в центральной части зоны изменяется в пределах $90\text{--}110 \text{ мВт}/\text{м}^2$ (в отдельных точках - достигая 130--

150 мВт/м²) /106,35/, в том случае, как среднее значение теплового потока для кайнозойских вулканических областей составляет 90,5 мВт/м² /104/.

Остальная часть территории республики отличается пониженными значениями геотермического поля.

Интересно заметить, что южная, большая часть Арагацкой вулканической подзоны характеризуется пониженными значениями (45–75 мВт/м²) плотности теплового потока. На Арагацком массиве геотермических данных не имеется, однако, судя по значениям в соседних точках, массив полигенного вулкана вместе с северной частью Арагацкого нагорья входит в зону повышенного теплового потока. Также мало данных на Ахалкалакском нагорье, но судя по определениям в трех точках, тепловой поток в южной части нагорья не превышает 45 мВт/м² (рис. I.4).

Таким образом, Арагац–Ахалкалакская зона новейшего вулканизма в отличие от Гегам–Сюникской зоны не характеризуется единым повышенным уровнем значений теплового потока. В меридиональном направлении здесь наблюдается чередование районов с пониженными и повышенными значениями теплового потока, соответствующих, по всей вероятности, определенным опущенным и приподнятым блокам земной коры.

Теперь рассмотрим характерные черты распределения эпицентров землетрясений на территории Армянской ССР.

В работах ряда исследователей /17,38,84,92,93/ отмечается приуроченность эпицентров сильных землетрясений к определенным тектоническим зонам и зонам глубинных разломов. При этом для характеристики сейсмоактивности отдельных районов нередко используются эпицентры землетрясений, координаты которых определены как инструментально с разной точностью, так и по макросейсмическим данным. Однако такое районирование сейсмического поля носит несколько условный характер, так как ошибка определения координат эпицентров (± 25 км для класса А, ± 50 км для класса Б и более 50 км для неклассных) в ряде случаев почти сравнима с поперечными размерами тектонических зон и в несколько раз превышает ширину зон разломов.

На рис. 3.1 нанесены эпицентры землетрясений, определен-

ные за период 735–1983 гг., в основном по макросейсмическим данным (с точностью ± 5 км). Несколько эпицентров последних лет землетрясений определены по инструментальным данным с ошибкой, не превышающей 25 км. На схеме отмечены только эпицентры землетрясений с магнитудой $M > 4$.

При рассмотрении схемы размещения вулканических центров и эпицентров землетрясений наблюдается следующая картина. Эвгеосинклинальная зона /18/ Малого Кавказа характеризуется небольшим числом эпицентров почти исключительно слабых ($M < 4,5$) землетрясений. По частоте и интенсивности землетрясений отличаются зона Араксинского прогиба и Транскавказское поднятие. В Гегам–Сюникском вулканическом районе известны лишь несколько эпицентров землетрясений. Последние группируются в узкой полосе, пересекающей Гегамское нагорье в антикавказском (ЮЗ–СВ) направлении. Эта полоса территориально соответствует узкой зоне отрицательных и близнулевых значений магнитного поля.

Таким образом, в геофизических полях весьма определенно отражаются как донеогеновые тектонические зоны, так и районы неоген–четвертичного вулканизма. При этом в центральной части территории республики, где план новейших структур унаследован от донеогенового времени, связь геофизических полей с тектонической зональностью проявляется очень четко. В пределах Транскавказского поднятия менее четко, но так же определенно наблюдаются две тенденции зональности геофизических полей. Первая – северо–западная, соответствует плану донеогеновых тектонических структур, вторая – субмеридиональная, соответствует общему направлению наложенных новейших структур.

С другой стороны, интересно отметить, что Арагац–Ахалкалакская и Гегам–Сюникская области новейшего вулканизма характеризуются разными (обратными) соотношениями геофизических полей.

Гегам–Сюникская зона характеризуется пониженными значениями силы тяжести, относительно слабой сейсмичностью, повышенными значениями геотермического поля и положительными интенсивными аномалиями магнитного поля.

Арагац–Ахалкалакская зона, пересекающая в своем прости- рании все донеогеновые тектонические зоны, отличается сла-

бым, преимущественно отрицательным магнитным полем, меняющимися значениями геотермического поля, высокой сейсмичностью и относительным максимумом силы тяжести в своей южной части.

Все эти особенности геофизических полей парагенетически связаны между собой и объясняются глубинным строением указанных зон. Разные соотношения между геофизическими полями в Гегам-Сюникской и Арагац-Ахалкалакской зонах показывают, что эти зоны отличаются не только магматическими формациями /60/ и другими "поверхностными" геологическими признаками, но и глубинными условиями вулканизма.

1.4. Вторичные магматические очаги

Ряд характерных особенностей проявления новейшего вулканизма на территории Армянской ССР бесспорно указывает на наличие в земной коре вторичных (промежуточных) магматических очагов, в которых происходили процессы ассимиляции, дифференциации и, в конечном счете, изменение состава первичной магмы от базальтового до дацитового /58,60,73,107,108,III/. Хотя мнения большинства исследователей в этом отношении сходятся, однако о местоположении, размерах и глубине этих очагов в геологической литературе имеются лишь недостаточно обоснованные представления.

Первая попытка оценки глубины залегания вторичных магматических очагов на основе геофизических данных сделана в работе /23/. Исходя из характера аномального магнитного поля на различных высотах в указанной работе было показано, что интенсивные магнитные аномалии, наблюдаемые в вулканических районах при повысотной аэромагнитной съемке, связаны с крупными магнитоактивными телами, имеющими глубокие корни. Там же было высказано предположение, что эти тела представляют собой застывшие вторичные магматические очаги, с которыми были связаны новейшие вулканические проявления Гегам-Сюникской зоны. Несложными расчетами, с использованием известных аналитических и графических методов интерпретации магнитных данных /69,70,74/, было найдено, что глубина залегания верхней кромки указанных тел составляет 2-5 км от поверхности земли.

В дальнейшем появление более детальной (масштаб

1:100000, высота съемки 4200 м) и высокоточной аэромагнитной карты (Самойлюк и др., 1976 г.) позволило провести более сложные и точные расчеты глубины залегания и размеров магнитоактивных тел. Прежде чем привести результаты этих расчетов, считаем необходимым коротко остановиться на некоторых моментах качественной интерпретации аномального магнитного поля.

На картах наземной и низкоуровневой аэромагнитной съемок областям новейшего вулканизма соответствует зона интенсивных аномалий положительных и отрицательных знаков /7,8,10/. Установлено, что в создании аномалий большую роль играют молодые эффузивные породы основного и среднего состава, имеющие высокую остаточную намагниченность и залегающие в верхней части разреза /4,7/. При этом верхнеплиоцен-нижнечетвертичные базальтовые и другие лавы, особенно широко развитые в пределах Арагац-Ахалкалакской области и в Сюникском нагорье, благодаря обратной намагниченности создают отрицательное поле; более молодые лавы, имеющие нормальную намагниченность, вызывают положительные аномалии /7,22/.

По мере возрастания высоты съемки аномалии магнитного поля постепенно сглаживаются и на высоте 4200 м локализуются в узкой зоне, простирающейся вдоль вулканических нагорий, начиная от Арагацкого до Сюникского (рис. I.5). При этом, если в соседних районах интенсивность поля с высотой убывает довольно резко, то в пределах указанной вулканической области изменение интенсивности аномалий происходит весьма плавно. Такой характер изменения поля связан с тем, что на больших высотах аэромагнитной съемки влияние по-разному намагниченных лавовых покровов резко уменьшается, а иногда и полностью исчезает. Древние же породы, слогающие подлавовый фундамент и имеющие в основном слабые магнитные свойства (см. параграф I.2), на больших высотах создают близнулевое магнитное поле. Естественно, что в таких условиях интенсивные положительные магнитные аномалии, наблюдаемые на общем близнулевом фоне, следует интерпретировать как эффект глубинных масс, отличающихся по магнитным свойствам от окружающих пород /69/. Вопрос касается только характера и происхождения этих неоднородностей. Ответ на эти вопросы может давать определение параметров

источников аномалий: формы, размеров, намагниченности, глубины залегания.

Исходя из вытянутой формы и высокой интенсивности отдельных аномалий, а также из линейного их расположения, можно утверждать, что источники аномалий вероятнее всего имеют маг-

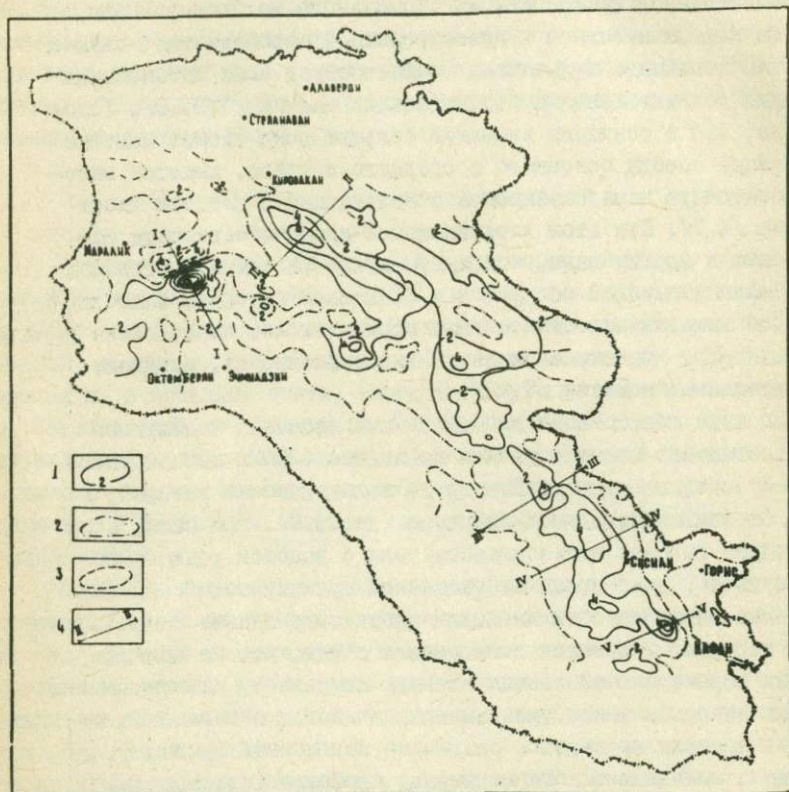


Рис.1.5. Схематическая карта аномального магнитного поля (ΔT_a) на высоте 4200 м и расположение интерпретационных профилей (составлена по данным Е.Г.Лапиной, Л.А.Самойлюка и др.).

Изолинии магнитного поля в мэд: 1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные; 4 - интерпретационные профили.

Матическое происхождение и представляют собой тела, внедренные в земную кору по зонам глубинных разломов¹.

Для уточнения параметров этих тел выполнена количественная интерпретация отдельных изолированных аномалий (рис. I.5-I.10). Решена прямая задача магниторазведки для двухмерных тел, имеющих различные формы, параметры намагниченности и элементы залегания. При расчетах один из указанных параметров зафиксировался, другие — изменялись в возможных пределах, определяемых по геолого-геофизическим соображениям. Для некоторых аномалий уровень нормального поля был сдвинут таким образом, чтобы намагниченностью окружающих пород можно было пренебречь. Аномалообразующим телам приписывалась намагниченность, соответствующая, фактически, их так называемой "избыточной намагниченности".

Аномалообразующие тела аппроксимировались при помощи вертикальных или горизонтальных уступов, что дает возможность вычислить магнитное поле для тел любой формы /52/. При расчетах использовано аналитическое выражение поля ΔT над уступом, следуемое из работы /70/:

$$\Delta T = 2J \sin \alpha \left[\sigma \operatorname{ctg} \frac{\chi}{h_1} - \sigma \operatorname{ctg} \frac{\chi - a}{h_2} \right] \cdot \sin(2\psi - \alpha) + \\ + \frac{1}{2} \ln \frac{h_2^2 + (\chi - a)^2}{h_1^2 + \chi^2} \cdot \cos(2\psi - \alpha),$$

где J — интенсивность намагниченности, α — угол падения уступа, h_1 , h_2 — глубина верхней и нижней поверхностей соответственно, i — наклонение вектора намагниченности, A — азимут простирания уступа,

$$a = \frac{h_2 - h_1}{\operatorname{tg} \alpha}; \quad \operatorname{ctg} \psi = \operatorname{ctg} i \cdot \cos A.$$

1. Предполагается наличие двух таких субпараллельных разломов (см. главу 3). На магнитных картах они выделяются по осям вышеотмеченных аномалий /25/ и по своему расположению в первом приближении соответствуют Ани-Ордубадскому и Ширак-Зангезурскому глубинным разломам, описанным А.Т. Асланяном /17, 18/.

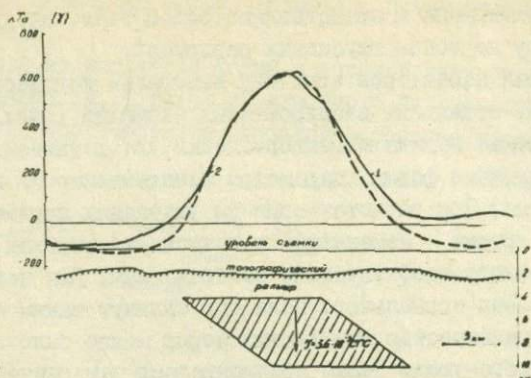


Рис.1.6. Профиль П-П (см.рис.1.5).

1 - наблюдаемая аномалия, 2 - рассчитанная аномалия.

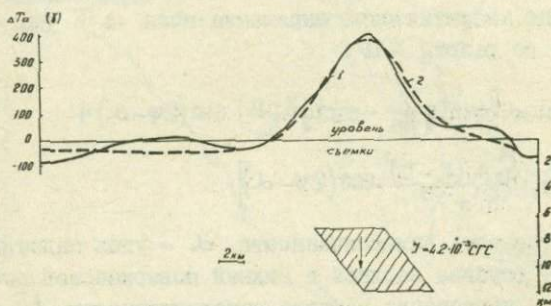


Рис.1.7. Профиль Ш-Ш (условные обозначения см.рис.1.6).

Навероятные параметры тел определены по методу подбора - путем сопоставления наблюдаемых и рассчитанных аномалий.

Следует отметить, что первоочередной целью количественной интерпретации была оценка интенсивности намагниченности и глубины залегания тел, поэтому направление вектора намагниченности принималось вертикальным, а максимальной совместности наблюдаемых и рассчитанных кривых мы старались достичь

по возможности при простейших формах тел.

Как видно из приведенных иллюстраций (рис. I.6-I.10),

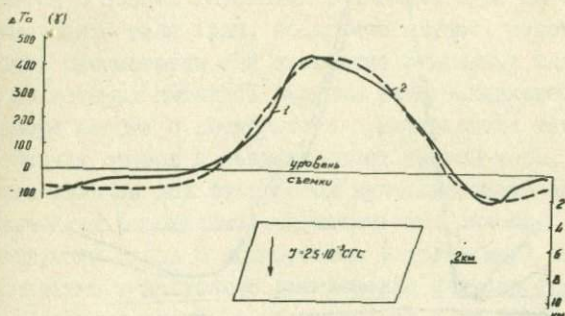


Рис. I.8. Профиль I-I' (условные обозначения см. рис. I.6).

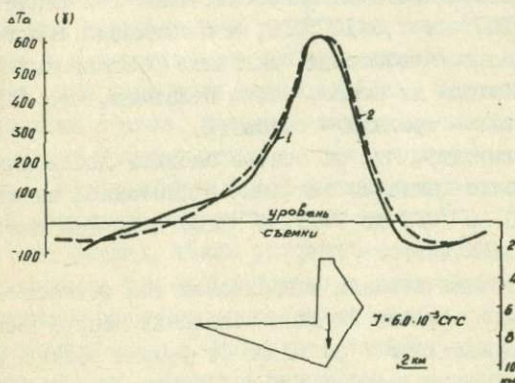


Рис. I.9. Профиль V-V' (условные обозначения см. рис. I.6).

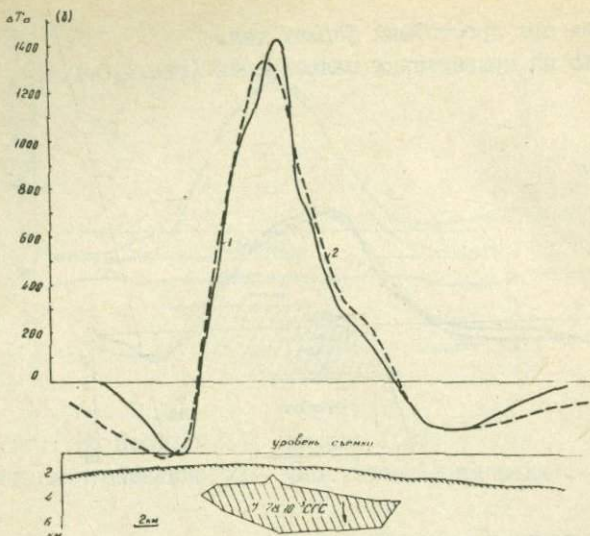


Рис. I.10. Профиль I-I (условные обозначения см. рис. I.6).

эффективная намагниченность аномалообразующих тел меняется в пределах от $2,5 \cdot 10^{-3}$ до $7,8 \cdot 10^{-3}$ ГГС, что примерно соответствует намагниченности андезитовых, андезито-базальтовых лав /4,9,22,24,25/. Исходя из этого, можно полагать, что вероятный состав этих тел – средний – основной.

Интересно заметить, что на основе анализа локальных аномалий ΔT_m точно такие же значения эффективной намагниченности (от $2300 \cdot 10^{-6}$ ГГС до $7700 \cdot 10^{-6}$ ГГС) получены для андезитовых вулканов Камчатки /97/.

Глубина залегания верхней поверхности тел составляет от 3 до 7 км от уровня съемки. Глубина залегания центра тяжести тел меняется в пределах от 7 до 10 км от уровня съемки (примерно 3–6 км ниже уровня моря и 5–8 км, считая от дневной поверхности). Глубина залегания нижней поверхности тел достигает 8 км, считая от уровня моря.

Аномалообразующие тела имеют довольно большие размеры: от нескольких км до 10–15 км в поперечнике.

Таким образом, выявленные тела по магнитным свойствам соответствуют составу главных изверженных пород вулканической зоны. По своему расположению они в общем контролируют вулканические проявления Гегам-Сюникской области и, одновременно, связываются с зонами глубинных разломов. Судя по этим признакам, отмеченные тела (или, во всяком случае, некоторые из них) могут быть рассмотрены как застывшие вторичные магматические очаги, из которых питались вулканы Гегам-Сюникской области.

Говоря вообще о возможности существования таких крупных магматических очагов в верхних слоях земной коры, надо сказать, что наличие под отдельными вулканическими аппаратами периферических (вторичных) магматических очагов, имеющих непосредственную связь с подкорковыми (первичными) магматическими источниками в настоящее время можно считать установленным фактом. Подобные очаги (с размерами от 2 до 10-15 км в поперечнике) на различных глубинах (начиная от 1,5-2,0 км от поверхности) геофизическими методами обнаружены во многих областях молодого и современного вулканизма /34, 113/.

Некоторые сомнения вызывает форма выявленных магнитоактивных тел. Магматические тела, внедренные по зонам разломов, вероятнее всего должны иметь вертикально вытянутые формы, в то время как вышеописанные тела имеют изометрические и даже вытянутые в горизонтальном направлении формы (рис. I.6-I.10). В связи с этим надо полагать следующее. Образование вторичных магматических очагов, особенно таких значительных размеров, видимо, может происходить в особых структурных условиях земной коры - в условиях высокой магмапроницаемости нижних слоев и слабой проницаемости ее верхних слоев.

На наш взгляд, такие условия могли создаваться вследствие активизации Ани-Ордубадского и Ширак-Зангезурского древних глубинных разломов, перекрытых мощным слоем пластичных осадочных образований. Магма под большим давлением, поднимаясь через каналы, открытые разломами, и встречая сопротивление вышележащих пластичных слоев, могла не только деформировать их, но и продвигаться в горизонтальном направлении, используя пути наименьшего сопротивления. К.Г.Ширинян /107/ считает, что благоприятными участками для образования вторичных магматических очагов могли служить межформационные расслабленные

горизонты.

Для объяснения формы предполагаемых магматических очагов следует учесть также возможные геотермические условия недр, о которых будем говорить ниже. Не исключено, что выявленные магнитоактивные тела представляют собой лишь верхние части магматических очагов. Нижние же части последних возможно сохраняют высокие температуры (выше точки Кюри для ферромагнитных минералов), и вследствие терморазмагничивания не участвуют в создании магнитных аномалий. В связи с этим интересно отметить, что нижние поверхности всех выявленных магнитоактивных тел (рис. I.6—I.9) залегают примерно на одинаковом уровне (6–8 км ниже уровня моря), соответствующем, вероятно, глубине изотермы Кюри в этих районах.

Результаты интерпретации аномального магнитного поля показывают, что вышеописанные тела несколько отличаются между собой по величине эффективной намагниченности, а, следовательно, также по составу. Этот факт можно объяснить изолированностью магматических очагов, что предполагается также по геологическим данным /58–61, 107, 108, 111/. Изменения состава первичной базальтовой магмы в каждом изолированном магматическом резервуаре, вероятно, протекали по-разному в зависимости от размеров очагов, интенсивности ассимиляции вмещающих кислых пород и т.д.

Судя по аномальному магнитному полю Арагац–Ахалкалакской зоны, вторичные магматические очаги, подобные таковым в Гегам–Сюникской области, здесь либо отсутствуют, либо имеют очень маленькие размеры, или находятся на больших глубинах — ниже изотермы Кюри.

Исключение составляет массив г.Арагац, расположенный в районе пересечения двух вулканических зон. Дипольная магнитная аномалия, наблюдаемая на западных, юго-западных склонах г.Арагац с высоты 4200 м, интерпретируется как эффект крупного магнитоактивного тела, аналогичного по размеру и глубине залегания с вышеотмеченными телами Гегам–Сюникской области (рис. I.11). На наш взгляд, оно представляет собой застывший магматический очаг, из которого питались вулканы Арагацского массива. Вероятный состав этого тела андезитобазальтовый.

Надо отметить, что других геофизических данных, содержащих информацию о вторичных магматических очагах, не имеется. Только косвенно в пользу их существования могут свидетельствовать данные станций "Земля" /46-49/, согласно которым сейсмологические границы, хорошо выделяемые в соседних районах внутри гранитного слоя, в пределах вулканической зоны выделяются менее четко или полностью исчезают.

Вышеописанные магматические очаги в гравитационном поле не отображаются.

По данным Никольского и других /83/, в пределах Мисхано-Зангезурского антиклинория мощность среднего структурно-плотностного этажа либо существенно сокращена, либо он полностью отсутствует, и вулканогенные образования на многих участках залегают непосредственно на поверхности нижнего структурно-плотностного этажа. Если это так, то естественно, интрузивные тела (или вторичные магматические очаги) среднего-основного состава, мало отличающиеся по плотности от пород третьего плотностного этажа (см. параграф I.2), в гравитационном поле не могут отображаться. И наоборот, тела кислого состава, расположенные в третьем структурно-плотностном этаже, могут отражаться в гравитационном поле в виде локальных минимумов. В связи с этим можно полагать, что локальные изометрические минимумы силы тяжести, наблюдаемые в районах липаритовых и липарито-дацитовых вулканов, возможно, связаны с их неглубоко залегающими очагами, предполагаемыми по геологическим данным /58,63-65,110/. В частности, существование таких очагов можно полагать в районах вулканов Спитакасар, Гехасар, Агис, Гутанасар, где наблюдаются локальные, хорошо выраженные минимумы аномалий Буге.

Образованию очагов коровой липаритовой магмы могло способствовать поднятие теплового фронта, связанное с общим растяжением вулканической зоны и образованием крупных вторичных очагов основной магмы. В этом отношении интересно отметить, что липаритовые и липарито-дацитовые вулканы приурочены в основном к краям вторичных очагов основной магмы, предполагаемых по магнитным данным.

В результате работ со станциями "Земля" установлено /46-49/, что на территории АрмССР мощность земной коры изме-

няется от 38 км на севере до 52 км на юге. При этом изменение мощности происходит скачкообразно у границ крупных тектонических зон, за счет увеличения базальтового слоя. В связи с этим региональные аномалии гравитационного поля, наблюдаемые в пределах АрмССР (см. параграф 1.3, рис. 1.2), трудно объяснить изменением мощности земной коры или отдельных ее слоев, как это делается в работе /85/. Скорее всего, региональные максимумы и разделяющий их минимум силы тяжести связаны с существованием в верхней мантии масс, аномальных относительно модели однородной среды: верхняя мантия отличается недостатком масс (разуплотнение) в зоне антиклинорного поднятия (зона гравитационного минимума) и избытком массы в сопредельных прогибах. Разуплотнение верхней мантии в зоне Мисхано-Зангезурской геоантиклинали, видимо, связано выходом подкорových масс на дневную поверхность.

Локальные относительные минимумы и максимумы гравитационного поля, осложняющие региональный минимум в пределах неовулканического пояса, могут быть связаны как с положением метаморфического фундамента, так и с местными изменениями мощности верхнего структурно-плотностного этажа.

Как уже было отмечено выше (см. параграф 1.3), в областях новейшего вулканизма АрмССР наблюдается прямая пространственная корреляция между геотермическим и региональным магнитными полями: Гегам-Сюникская область, отличающаяся крупными, положительными магнитными аномалиями, характеризуется также повышенными значениями геотермического поля. Исходя из этой корреляции было высказано предположение /23/, что аномалии геотермического и регионального магнитного полей Гегам-Сюникской области имеют единую природу — связаны с внедрением крупных магматических очагов в верхние слои земной коры. При этом предполагалось, что магнитные аномалии создаются верхними остывшими частями магматических очагов, имеющими температуру ниже точки Кюри. Дальнейшие исследования показали справедливость такого предположения.

По расчетам К.С.Вартанян /36/, выполненным на основе сейсмических данных о строении земной коры, оказалось, что фоновый тепловой поток, обусловленный радиоактивной теплогенерацией, на территории АрмССР варьирует в небольших преде-

лах и составляет около 50 мВт/м^2 , в том случае когда средняя величина теплового потока для этой же территории оценивается в 70 мВт/м^2 /35/.

В Гетам-Сюникской вулканической области наблюдаемый тепловой поток в среднем почти вдвое превышает фоновый. При этом наиболее высокие его значения (более 105 мВт/м^2) наблюдаются в узкой полосе, расположенной в центральной части вулканической зоны (рис. I.4). Так как высокие значения теплового потока обусловлены, по существу, высокими геотермическими градиентами /1,2,35,80/, то вышеописанный характер распределения тепловых потоков, на наш взгляд, указывает на локальный характер и приподнятое положение источников аномалий.

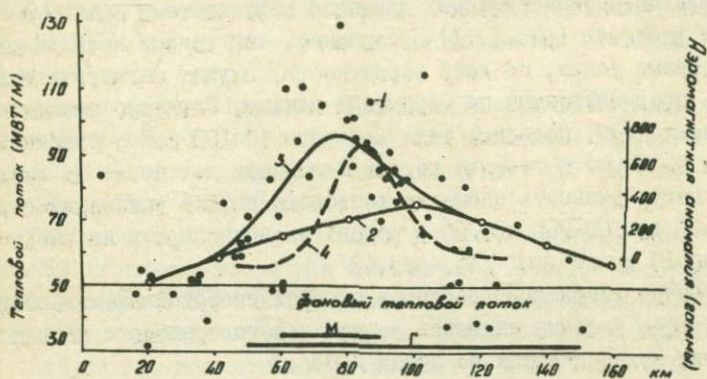


Рис. I. II. Тепловой поток (ТП) /36/ и магнитная аномалия по профилю вкрест простирания вулканической зоны.

1 — наблюдаемые значения ТП. ТП, рассчитанный с учетом эффекта только геосинклинальной активизации (2), геосинклинальной и магматической активизации (3); 4 — магнитная аномалия на высоте 4200 м над уровнем моря.

М — зона магматической активизации. Г — зона геосинклинальной активизации.

В работе /36/, на основе полиморфно-адвекционной гипотезы развития районов, теоретически были оценены величины тепловых потоков, обусловленных геотермическими эффектами геосинклинального этапа развития и последнего этапа магматической активизации исследуемой территории (рис. I. II). Результаты

этих расчетов показывают, что эффекты глубинных (в верхней мантии и в нижней половине коры) источников тепла полностью не объясняют тепловой поток, наблюдаемый в Гегам-Сюникской области: во многих пунктах наблюдаются значительные расхождения между фактическими и расчетными значениями теплового потока. Очевидно, имеет место "искажение" глубинного теплового потока приповерхностными факторами. Однако вряд ли во всех этих точках высокие значения теплового потока вызваны гидротермальными процессами, как это полагается в работе /36/. Скорее, расхождения между наблюдаемыми и теоретическими значениями теплового потока обусловлены наличием в верхних слоях земной коры дополнительных локальных источников тепла. Сопоставление магнитометрических данных с результатами вышеотмеченных расчетов (рис. I. II) показывает, что такими локальными источниками тепла, по всей вероятности, служат магматические очаги, предполагаемые по магнитным данным. Согласно имеющимся представлениям, подобные тела (объемом 10-100 км³ и глубиной кровли 5-10 км) в течение первых миллионов лет после их внедрения могут вызывать аномалии теплового потока интенсивностью от 10-20 до 100-200 мВт/м² в районе их эпицентра и на расстоянии до 10 км от них /41, стр. 63/.

Обычно такой подповерхностной вулканической активностью объясняются высокие значения регионального теплового потока и в других вулканических областях /104/.

Попытаемся дать приблизительную оценку современных температурных условий предполагаемых магматических очагов.

Бурные вулканические процессы в исследуемом поясе продолжались в течение всего четвертичного времени. Возраст некоторых лавовых потоков оценивается даже в порядке 10⁴ лет /19/. Отсюда следует, что еще в недалеком геологическом прошлом вторичные магматические очаги сохраняли не только расплавленное состояние, но и возможность создания апофиз (см. главу 2). Если даже считать, что кристаллизация расплава и общее остывание магматических очагов началось 10⁵ лет назад, то есть основание полагать, что упомянутые тела в настоящее время сохраняют высокие (близкие к точке Кюри) температуры. В самом деле, наиболее быстрое остывание очага может произой-

ти при действии в нем мощной конвекции: температура кровли очага поддерживается на начальном уровне вплоть до момента, когда все тепло кристаллизации будет израсходовано. В таком случае время кристаллизации может быть определено по формуле /41/:

$$\tau = \frac{\theta \Delta h \cdot h_1}{\Delta T_{\text{ср}}}$$

где θ - теплота кристаллизации (около 10^7 Дж/м³); ΔT - аномальная температура (примерно 500 град.С); Δh - мощность тела; h_1 - глубина кровли тела; ρ - температуропроводность (около $5 \cdot 10^{-7}$ м²/с); c_p - объемная теплоемкость ($3 \cdot 10^4$ Дж/м³·град).

Оценка времени остывания до температуры 500°С, выполненная по этой формуле для выявленных по магнитным данным тел (рис. I.6-I.9) при значениях $h_1 = 3$ км, $\Delta h = 6$ км, дает результат порядка $7,5 \cdot 10^5$ лет.

Таким образом, предположение о высокотемпературном современном состоянии вторичных магматических очагов выглядит вполне реальным. Судя по интенсивности магнитных аномалий, связанных с магматическими очагами, наиболее вероятными для них следует считать значения температуры в пределах 200-400°С, т.к. именно в этих пределах температур наблюдается значительное увеличение магнитной восприимчивости (χ) ферромагнитных минералов по сравнению с первоначальной /82/. При дальнейшем увеличении температуры происходит резкое уменьшение χ до полной ее потери в точке Кюри (около 600°С).

Ясно, что достоверное выделение тепловых аномалий, установление их связи со вторичными магматическими очагами и, тем более, достоверная оценка глубинных температур возможно лишь при наличии достаточно детальных геотермических и других геофизических данных, в том числе и сведений о вторичных магматических очагах. Однако, уже в настоящем этапе исследований геолого-геофизические данные, приведенные в данной книге, позволяют утверждать, что в неовулканическом поясе Армении на первых километрах глубины можно ожидать гораздо больших температур горных пород, чем это следует из расчетов /81,36/.

выполненных без учета возможных локальных источников тепла.

Магматические очаги, залегающие на глубине 2-5 км и имеющие температуры 300-400°, могут служить доступными источниками огромных запасов тепловой энергии. При охлаждении на 100° только одного из выявленных тел объемом 100 км³ можно получить количество тепла в порядке 10¹⁶ ккал, что соответствует теплотворной способности 1,5·10⁹ т условного топлива.

Все это указывает на широкую перспективность неовулканического пояса Армении в отношении освоения петрогеотермальных ресурсов путем создания искусственных циркуляционных систем.

Г Л А В А 2

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МОНОГЕННЫХ ВУЛКАНОВ

В неовулканическом поясе Армянской ССР насчитывается несколько сот потухших вулканов, подавляющее большинство которых представляют собой моногенные вулканы базальт-андезитового состава. Это вулканы, как правило, центрального типа, представленные конусами правильных форм, с кратерами или без них, сложенные эксплозивным, эксплазивно-лавовым или одним лавовым материалом. Высота их колеблется от первых десятков до нескольких сот метров; диаметр основания редко достигает до первых километров /61, 107/.

Настоящая глава посвящена изучению строения именно этих, небольших по размерам, однако наиболее представительных по количеству и по объему изверженных материалов, моногенных вулканов, создавших Армении славу области ареального вулканизма.

В главе также приводятся некоторые данные о строении полигенного вулкана Арагац и отдельных вулканических нагорий.

2.1. Методика геофизического изучения вулканов

Методика изучения строения моногенных базальт-андезитовых вулканов Армении была разработана на основе анализа довольно широкого опыта геофизических исследований на Камчатке, в Японии, на Гавайских островах, в Новой Зеландии и в других областях проявления молодого и современного вулканизма /42, 71, 72, 96, 97, 113, 114, 117-131/. Основным методом исследований была выбрана магниторазведка (в комплексе с гравиразведкой). При этом учитывались как довольно четкое отличие новейших вулканитов от других пород по магнитным свойствам /11/, так и доступность применения магниторазведки в горных

условиях.

Методика наблюдений была выбрана в соответствии с размерами и морфологическими особенностями вулканических конусов. Наблюдения производились по профилям, проходящим через вершину или через центр кратера вулканов. Для выбора направлений профилей предварительно была изучена аэромагнитная карта территории, снятая с высоты около 80 м (Г.А.Русаков и др.) в масштабе 1:50000. Направление наземных профилей выбиралось вкрест простираения аэромагнитных аномалий, связанных с вулканами. В случаях, когда аномалии имели изометрические формы или вовсе отсутствовали, наземные наблюдения производились по двум пересекающимся профилям.

В связи с маленькими размерами конусов, подводных каналов, трещин и возможных неоднородностей в массиве вулканических построек шаг наблюдений был выбран от 10 до 150 м в зависимости от характера изменения полей.

Гравимагнитным исследованиям предшествовали топо-геодзические работы с целью определения абсолютных высот и геофизических координат точек наблюдения. Погрешность измерения высоты пунктов наблюдений составляла 5 см. Для некоторых магнитных профилей координаты и высоты точек наблюдений определены по крупномасштабным топографическим картам.

Средняя квадратическая ошибка определений ускорения силы тяжести составляет $\pm 0,1$ мгл. При вычислении поправки за рельеф использовались топокарты в масштабах 1:25000 и 1:50000, таблицы и номограммы, составленные В.М.Березкиным. Радиус поправки был принят от 4,5 до 15 км в зависимости от протяженности профиля. Ошибка определения топографических поправок составляет 0,1 мгл. Ошибка в вычислении аномалии Буге составляет 0,25 мгл.

Средняя квадратическая погрешность магнитометрических измерений составляет ± 28 гамм. Результаты магнитной съемки представлены в виде графиков ΔZ и $Z_{\text{п}}$.

При интерпретации гравимагнитных аномалий, наблюдаемых на вулканических конусах, сталкиваемся с некоторыми трудностями, связанными с учетом влияния рельефа, с выбором плотности промежуточного слоя и т.д. Моногенные вулканы Армении, как правило, отличаются локальными изометрическими гравимаг-

литными аномалиями. При этом наблюдается определенная связь аномалий с вулканическим рельефом. Особенно тесной связью с рельефом отличаются гравитационные аномалии. Очевидно, при их создании значительную роль играют породы, слагающие вулканические массивы конусов. Информация о глубинном строении вулканических аппаратов, поступающая интегрированно вместе с гравитационным эффектом приповерхностных слоев, настолько мала, что ее разделение часто очень затруднительно. Опыт исследований показывает, что использование стандартной плотности промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$ /86/ и даже $2,30 \text{ г/см}^3$ сводит все возможности выявления структуры вулканов практически к нулю. Аномалии Буге, рассчитанные при этих значениях плотности, часто являются как бы зеркальным отображением рельефа. Такая связь аномалий силы тяжести с вулканическим рельефом показывает, что плотность пород, слагающих конусы, меньше, чем использованное значение плотности промежуточного слоя. Исходя из этого, эффективная плотность для отдаленных вулканических конусов определялась по способу Неттльтона /15/:

Согласно расчетам, выполненным по этому способу на различных вулканических конусах, наиболее характерные значения эффективной плотности варьируют в пределах $2,0-2,3 \text{ г/см}^3$ для лавовых конусов и $1,7-2,1 \text{ г/см}^3$ для шлаковых конусов. При правильном выборе плотности промежуточного слоя аномалии Буге над вулканами отличаются небольшой интенсивностью, что, видимо, связано с небольшими размерами аномалообразующих объектов и незначительным отличием их от окружающих вулканических пород по плотности. Поэтому данные гравиметрических наблюдений интерпретировались только качественно.

При создании же магнитных аномалий глубинные объекты (магматические тела и подводные каналы) играют более существенную роль. Магнитное поле, обусловленное ими, меняется плавно и характеризуется большими амплитудами. Магнитный эффект приповерхностных факторов часто имеет резко меняющийся характер и сравнительно небольшую интенсивность. В соответствии с этим при интерпретации магнитных аномалий первоочередная задача заключалась в попытке установить: какой частью вулканического аппарата создается аномалия - вулканическим

конусом или магматическими телами, залегающими под ними? Для решения этого вопроса рассчитывались теоретические аномалии от вулканических конусов, в предположении, что породы, слагающие конусы, намагничены однородно. Интенсивность намагниченности принималась равной средней намагниченности пород соответствующих вулканов. Теоретические аномалии сравнивались с наблюдаемыми. Совпадение кривых показывает, что наблюдаемая аномалия вызвана только вулканическим конусом. Если же наблюдаемая аномалия превосходит рассчитанную по интенсивности, то очевидно, что в создании аномалии, кроме вулканического конуса, принимает участие также другой объект, скрытый в массиве конуса или под ним. Разность наблюдаемой и теоретической аномалий дает так называемую остаточную магнитную аномалию, обусловленную только скрытыми магнитовозмущающими объектами. Для определения формы и элементов залегания последних остаточные магнитные аномалии пересчитаны на различные высоты. Все расчеты выполнены на ЭВМ по типовым программам /52, IOI/.

Выше описанная методика интерпретации магнитных аномалий позволяет также учесть влияние так называемого магнитного рельефа, оценить эффективную намагниченность вулканических конусов. С другой стороны, при пересчете поля на высоту частично исключаются влияния приповерхностных мелких неоднородностей вулканического массива и неоднородной намагниченности пород.

По знаку магнитных аномалий вулканы подразделяются на две группы: вулканы, характеризующиеся положительными аномалиями, и вулканы с отрицательными аномалиями. При этом знак аномалий, как правило, однозначно указывает на возраст вулканов. Над верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными вулканическими конусами обнаружены отрицательные магнитные аномалии /22/. Средне-верхнечетвертичные вулканы изучаемой зоны отличаются положительными аномалиями /24/.

Изучение магнитных свойств пород показывает, что нижнечетвертичные и верхнеплиоценовые эффузивные образования имеют обратную остаточную намагниченность, а более молодые лавы области намагничены в направлении современного геомагнитного поля (см. параграф I.2). Таким образом, наблюдается соответствие между знаком аномального магнитного поля вулканов и

установленным по палеомагнитным данным направлением намагни-
чения лавовых толщ, создающих это поле. Однако это не значит,
что отрицательные магнитные аномалии всегда можно объяснить
обратной намагниченностью пород. При изучении локальных вул-
канических сооружений, сформированных продуктами одного тек-
тоно-магматического цикла, знакопеременный характер магнитно-
го поля должен объясняться, естественно, не палеомагнитными
явлениями. Здесь, видимо, большую роль играют такие факторы,
как влияние расчлененного рельефа, неоднородность намагничи-
вания пород, неоднородное строение вулканических массивов и
т.д.

По характеру изменения магнитного поля аномалии, наблю-
даемые над вулканическими конусами, могут быть подразделены
на две основные группы:

- а) Магнитные аномалии сложного, резко меняющегося ха-
рактера, зачастую знакопеременные (рис.2.9, 2.11).
- б) Магнитные аномалии правильной изометрической формы,
хорошо локализованные, характеризующиеся концентрическим
расположением изолиний на аэромагнитной карте (рис.2.14).

Эти группы магнитных аномалий соответствуют главным ти-
пам вулканических построек.

Первая группа аномалий соответствует шлаковым конусам и
вулканам гетамского /55/ типа. Магнитные аномалии над вулка-
нами этих типов характеризуются не только резко переменным
характером, но и сравнительно меньшей интенсивностью. Выше-
описанный характер магнитного поля, видимо, обусловлен неод-
нородным строением вулканических массивов. Влияние рельефа
здесь не может оказаться большим, так как шлаки, слагающие
рельеф и основную массу конусов, как правило, характеризуют-
ся невысокими магнитными свойствами. Именно последним обсто-
ятельством обусловлена также сравнительно небольшая интен-
сивность аномалий, наблюдаемых над такими конусами.

Вторая группа магнитных аномалий соответствует лавовым
конусам, имеющим более однородное строение. Основная масса
этих конусов сложена лавовым материалом, имеющим высокие
магнитные свойства. Поэтому аномалии над такими конусами
отличаются не только изометрическими формами, но и сравни-
тельно большой интенсивностью /22,25/.

Таким образом, разные типы вулканических аппаратов различаются по характеру наблюдаемых над ними магнитных аномалий. Характер изменения магнитного поля обусловлен, главным образом, поверхностной структурой конусов (соотношением пирокластических, интрузивных и лавовых материалов) и не указывает на существенные различия между глубинными строениями вулканических аппаратов.

По вышеизложенной методике исследовано свыше 30 моногенных вулканических конусов, расположенных в различных вулканотектонических подзонах, характеризующихся различными формами и размерами, разными соотношениями пирокластических и лавовых материалов, слагающих конусы.

Ниже приводятся основные результаты этих исследований по отдельным районам.

2.2. Вулканы Гегамского нагорья

Гегамское нагорье в настоящее время считается геологически хорошо изученным. Несмотря на это, некоторые вопросы вулканизма нагорья остаются спорными. В частности, большие споры и разногласия между исследователями вызывают вопросы связи вулканизма с трещинной тектоникой, характера вулканической деятельности и т.д.

Довольно детальный разбор и критика взглядов и представлений разных исследователей по этим вопросам приводятся в работах К.И. Карапетяна /61/. Не углубляясь в детали этих представлений, их в общем можно подразделить на две группы:

- 1) представления об ареальном характере извержений, предполагающие существование неглубокозалегающих вулканических очагов;
- 2) представления о трещинном характере извержений, исключающие возможность существования близповерхностных магматических очагов.

Забегая вперед, отметим, что геофизические данные свидетельствуют в пользу первой концепции: под многими моногенными вулканами нагорья обнаруживаются неглубокозалегающие субвулканические тела, представляющие собой, по всей вероятности, застывшие магматические очаги вулканов.

Какие геофизические данные имеются для таких утверждений?

В первую очередь надо указать на аэромагнитную карту, снятую с высоты около 80 м с обтеканием рельефа. На этой карте Гегамское нагорье в целом отличается высокоаномальным магнитным полем. Установлено, что возмущенное магнитное поле нагорья в основном обусловлено высокой остаточной намагниченностью неоген-четвертичных изверженных пород /7/. Палеогеновые и мезозойские отложения, а также породы нижнепалеозойского метаморфического комплекса, слагающие подластовый фундамент, обладают слабыми магнитными свойствами /II/.

На общем возмущенном фоне магнитного поля выделяются многочисленные локальные положительные аномалии, большинство из которых пространственно совпадают с вулканическими конусами (рис.2.1). В некоторых случаях, когда центры аномалий точно совпадают с вершинами вулканов (рис.2.1а), создается ложное впечатление, что аномалии полностью обусловлены влиянием вулканического рельефа. В самом деле, рельеф местности, особенно если он сложен магнитными породами, в значительной степени отражается в магнитном поле. Влияние рельефа сказывается двояко. Во-первых, криволинейная форма поверхности наблюдения (как при наземной, так и аэромагнитной съемке с обтеканием рельефа) приводит к возникновению топографических аномалий. Во-вторых, изменение мощности магнитных пород вызывает дополнительные аномалии /II7/.

Однако точное совпадение контуров локальных аномалий и вулканических конусов — явление неповсеместное. В большинстве случаев центры аномалий несколько смещены от конусов в разных направлениях (рис.2.1б,г). Кроме того, аналогичные локальные аномалии иногда наблюдаются независимо от какой-либо вулканической постройки, на совершенно ровной местности, где трудно полагать увеличение мощности изверженных пород (рис.2.1в). И, наконец, известны также случаи, когда вулканические конусы не сопровождаются локальными аномалиями. Например, такие крупные шлаковые постройки, как вулканы Аждаак, Кармратумб, Мазаз, Цлуглук, не обнаруживают связи с какими-либо значительными аномалиями.

Исходя из всего вышесказанного, надо полагать, что влияние вулканического рельефа не является главным фактором формирования локальных магнитных аномалий, хоть и вносит в

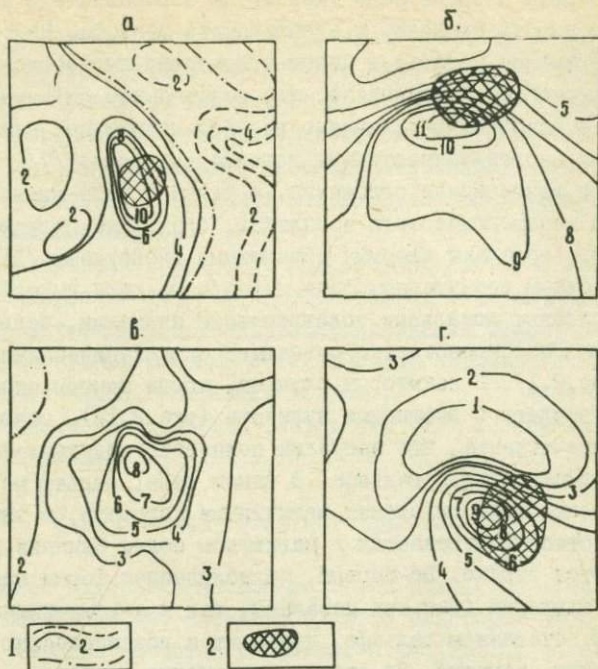


Рис.2.1. Локальные аномалии (ΔT_n), наблюдаемые:
 а) над вулканом Тар; б) над вулканом В.Богусар; в) на гладкой, слегка наклонной местности, в 3,5 км к юго-востоку от Ковасара; г) над вулканом Севкатар.
 1 - изолинии ΔT_n в мГ; 2 - вулканические конусы.

них свои искажения. Аномалии в основном вызываются магнитоактивными объектами, залегающими под вулканами.

Высказанное предположение подтверждается наземными гравимагнитными наблюдениями и аналитическими расчетами, выполненными на основании изучения магнитных свойств пород вулканов.

В качестве конкретных примеров рассмотрим результаты геофизического изучения вулканов гегамского типа, группы Акналич, Богусар и Норадуз, отличающихся друг от друга как по характеру магнитного поля, так и морфологическими особенностями.

Вулканы группы Акналич расположены в центральной части Гегамского нагорья. Выражены они шлаковыми постройками. Продукты извержений имеют андезитовый, андезито-базальтовый состав /6I/. Интенсивность остаточной намагниченности для шлаков и лав соответственно составляет $2500 \cdot 10^{-6}$ ГСГС и $5000 \cdot 10^{-6}$ ГСГС. Порода намагничена нормально. Угол наклона вектора намагниченности к горизонтальной плоскости составляет 50° .

Вулканы изучены по четырем гравимагнитным профилям. Наблюдаемые магнитные аномалии имеют типичный для шлаковых конусов пилообразный характер (рис.2.2), что во многом обусловлено неоднородным намагничением пород, слагающих вулканические конусы. Вычисление теоретических аномалий показывает, что эффект рельефа и шлаковых массивов составляет лишь незначительную часть наблюдаемых аномалий (рис.2.2). Остаточные магнитные аномалии отличаются узкими максимумами на вершинах конусов. Для выяснения характера скрытых аномалообразующих объектов выполнен пересчет магнитного поля на различные высоты и на основании этого составлена карта Z_{Π} в вертикальной плоскости (рис.2.3). Исходя из этой карты и судя по формам остаточных аномалий Z_{Π} , нужно полагать, что последние вызваны крутопадающими столбообразными телами, по всей вероятности, подводными каналами вулканов, заполненными магмой. С этими телами, в частности, могут быть связаны также относительные максимумы $\Delta \eta$, наблюдаемые над вершинами конусов и совпадающие с максимумами Z_{Π} (рис.2.2).

Аномалии Буге рассчитаны для плотности $1,8 \text{ г/см}^3$, определенной по способу Неттольтона /I5/. Влияние рельефа рассчитано с радиусом 10 км. Вулканы группы Акналич, как и большинство шлаковых и шлаково-лавовых вулканов, в общем характеризуются более или менее четко выраженными гравитационными минимумами, осложненными относительными максимумами. Сравнительно небольшую интенсивность относительных максимумов, видимо, надо объяснить небольшим различием между плотностями аномалообразующих объектов и окружающих пород. Что же касается минимумов аномалий Буге (вулкан Лодочникова), то они, на наш взгляд, могут быть связаны с воронками взрыва, расположенными под вулканическими конусами и заполненными шлаками или другими рыхлыми материалами.

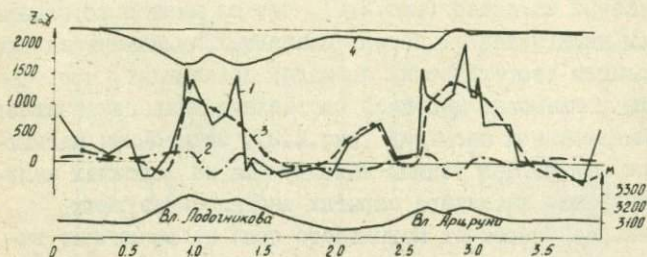
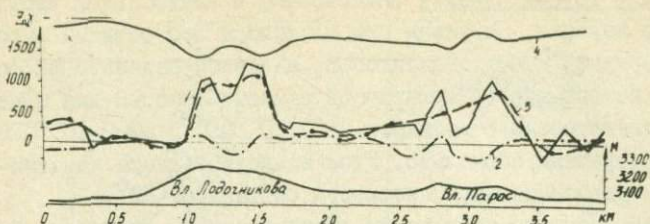


Рис.2.2. Гравимангнитные профили на вулканах группы Акналич. Мангнитные аномалии: I - наблюдаемая; 2 - теоретическая; 3 - остаточная; 4 - аномалия Буге.

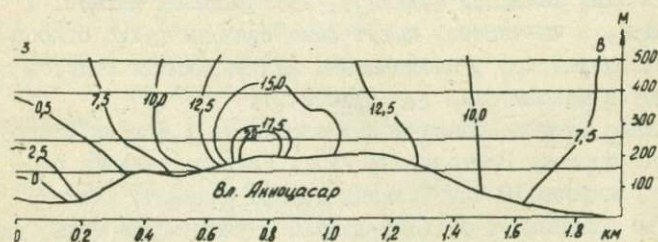


Рис.2.3. Мангнитное поле в вертикальной плоскости на одном из вулканов группы Акналич. Изолинии даны в мГ.

Дополнительные данные о глубинном строении вулканов группы Акналич дает аэромагнитная карта ΔT_a , снятая на относительной высоте 80 м (рис.2.4). Для уменьшения эффекта приповерхностных факторов (лавовые потоки, шлаковые конусы и т.д.) магнитное поле пересчитано на высоту. На новой кар-

те, полученной в результате пересчета поля на высоту 300 м, вычерчивается вытянутая в северо-западном направлении локальная аномалия. Очевидно, аномалия вызвана глубокозалегающим магнитоактивным объектом, каким может быть субвулканическое тело, из которого питались вулканы группы Акналич. По выполненным расчетам глубина залегания источника аномалии (в предположении, что он имеет форму горизонтального цилиндра), составляет около 1000 м.

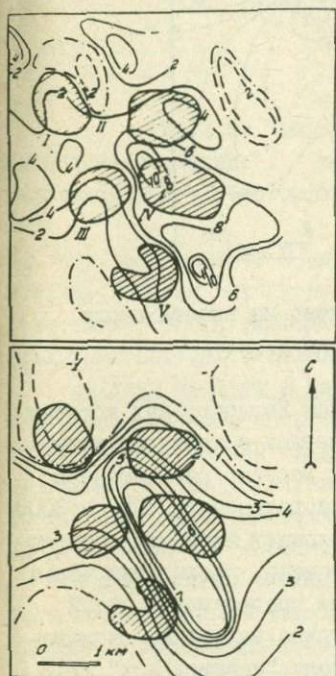


Рис.2.4. Карты аномалий магнитного поля над вулканами Лодочникова (I), Арцруни (II), Парас (III), Акноцсар (IV), Лчаин (V). Вверху: карта, снятая с высоты около 80 м. Внизу: карта на относительной высоте 300 м, вычисленная на основании верхней карты. Изолинии ΔT_0 даны в мЭ.

Вулканы Богусар (З.Богусар, Богусар и В.Богусар) расположены в высокоградиентной гравитационной зоне, проходящей в субширотном направлении и интерпретируемой /90/ как эффект крупного разлома. Высокоградиентная зона в пределах Гегамского нагорья сопровождается локальными магнитными аномалиями, четко выделяющимися на крупномасштабной аэромагнитной карте. По всей вероятности, аномалии вызваны интрузивными телами среднего или основного состава, внедрившимися в зону

разлома.

Локальные аномалии ΔT_n , наблюдаемые в районе вулканов Богусар (рис.2.5), подтверждаются также наземной съемкой. Для выяснения характера аномалообразующих объектов рассмотрим

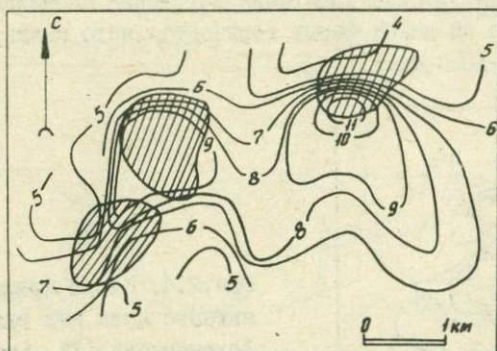


Рис.2.5. Магнитное поле вулканов Богусар на высоте около 80 м от поверхности. Изолинии поля даны в мЭ.

магнитометрический профиль через вулкан Богусар, над которым изолинии ΔT_n наилучшим образом совпадают с контуром конуса. Теоретическая аномалия Z_n от вулкана Богусар рассчитана в соответствии с магнитными свойствами пород конуса ($J_n = 3000 \cdot 10^{-6} \text{ ГСГС}$). После вычитания ее от наблюдаемой аномалии остаточная аномалия пересчитана на единый уровень, проходящий через вершину вулкана. Результирующий график представляет собой асимметричный максимум (рис.2.6). Глубина залегания аномалообразующего объекта рассчитана по методу "касательных" /74/, по обоим крыльям максимума. За истинную глубину принято среднее значение от двух определений. По расчетам для вертикального штока глубина залегания верхней кромки составляет около 850 м. Если же полагать, что аномалообразующий объект имеет изометрическую форму, то глубина залегания его центра составит около 1200 м, считая от вершины конуса.

Таким образом, субвулканический характер аномалообразующих объектов не вызывает сомнений. Магнитные аномалии

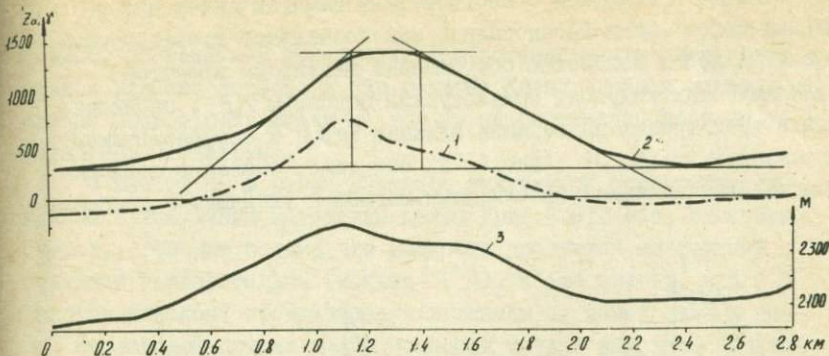


Рис.2.6. Профиль на вулкане Богусар.

Магнитные аномалии: 1 – теоретическая, 2 – остаточная (осредненная), 3 – топографический разрез по профилю.

(ΔT_0), наблюдаемые в районе Богусар (рис.2.5), на наш взгляд, вызваны вытянутым в субширотном направлении глубокозалегающим телом, имеющим восходящие ответвления (штоки) под вулканами Богусар и В.Богусар.

Вулканы Норадуз и Карап представлены небольшими конусами, расположенными на расстоянии около 400 м друг от друга. Первый из них сложен шлаками, второй – лавами /6I/. Породы, составляющие конусы, намагничены весьма неоднородно. Интенсивность остаточной намагниченности шлаков и лав меняется в пределах $3000 \cdot 10^{-6}$ – $6000 \cdot 10^{-6}$ ГС.

В структурном отношении вулканы Норадуз и Карап расположены на Норадузской синклинали, выполненной лессовидными суглинками и пролювиально-деллювиальными наносами, имеющими очень слабые магнитные свойства. Будучи расположенными на практически немагнитном основании, далеко от других вулканов и "посторонних" лавовых потоков, вулканы Норадуз и Карап представляют собой исключительно благоприятный объект для применения магнитных методов исследований.

Вулканы изучены по наземным гравимагнитным профилям, проходящим через вершины конусов. Наблюденные магнитные аномалии (рис.2.7) имеют пилообразный, резкопеременный характер,

что связано в основном с неоднородным намагничением изверженных пород. Сами же аномалии, как показывают теоретические расчеты, почти полностью обусловлены магнитным эффектом вулканических конусов. Только узкий максимум ΔZ , наблюдаемый в трех точках на вершине вулкана Карап и сопровождаемый изменением знака ΔH (рис.2.7), возможно, связан с подводщим каналом вулкана, заполненным магмой и уходящим в глубину.

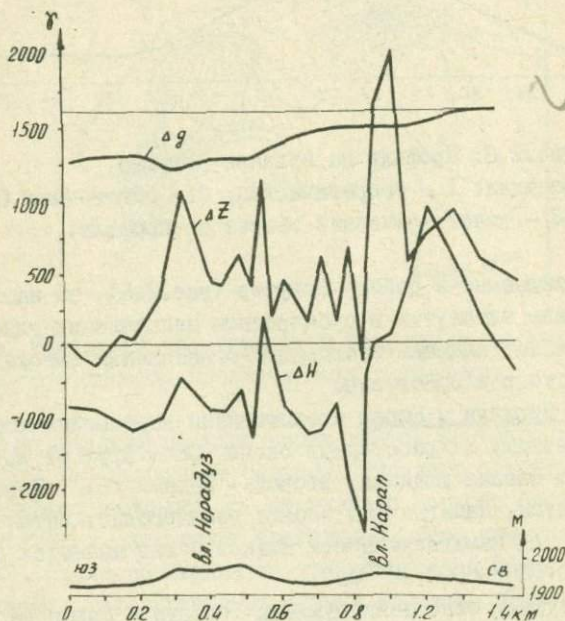


Рис.2.7. Гравимагнитный профиль по вулканам Норадуз и Карап.

Аномалии Буге рассчитаны для плотности $2,3 \text{ г/см}^3$. На вулкане Норадуз наблюдается небольшой минимум (рис.2.7), который может быть обусловлен как более низким фактическим значением средней плотности шлакового массива, так и существованием воронки взрыва под вулканом.

От юго-запада к северо-востоку наблюдается некоторое повышение магнитного и гравитационного полей, обусловленное,

видимо, постепенным изменением соотношения между мощностями шлаков вулкана Норадуз и лав вулкана Карап (лавы в данном случае превосходят шлаки не только по плотности, но и по магнитным свойствам).

С высоты 80 м район вулканов отличается совершенно спокойным близнулевым магнитным полем (рис.2.8). Это, в первую очередь, говорит о том, что мощность продуктов извержений вулканов незначительна (меньше 30 м). А это значит, что о "паразитическом" происхождении вулканов не может быть и речи. На лавовом потоке малой мощности трудно полагать образование "паразитических" конусов, хотя и маленьких размеров.

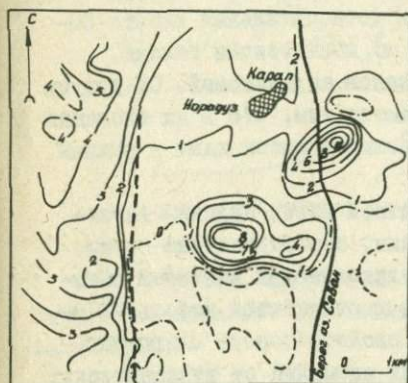


Рис.2.8. Карта ΔT_a района вулканов Норадуз и Карап (высота съемки 80 ± 20 м). Изолинии поля в мГ. Пунктирной линией показана трещина, выделенная по магнитным данным.

С другой стороны, никаких геофизических признаков, указывающих на трещинный характер извержений вулканов, не обнаруживается. Трещина, излившая лавы на протяжении более 0,5 км, при такой благоприятной геолого-геофизической обстановке, какая имеется в данном случае, должна была отражаться в магнитном поле.

Очевидно, Норадуз и Карап представляют собой самостоятельные вулканы центрального типа. При этом надо полагать, что очаги (или очаг), питающие вулканы, либо имеют очень маленькие размеры, либо находятся на большой глубине, или же залегают не под вулканами, а в стороне от них. В связи с этим интересно было выяснить природу интенсивных локальных аномалий ΔT_a , наблюдаемых в 2-3 км к югу и юго-востоку от вулканов (рис.2.8).

Расчеты показывают, что эти аномалии вызваны субвулка-

ническими телами основного или среднего состава, имеющими изометрическое сечение и залегающими на глубине 500–800 м от дневной поверхности.³ Судя по всему, образование этих тел и извержения вулканов парагенетически связаны между собой и являются выражениями единого тектоно-магматического процесса. Возможно, что вулканы были связаны с обнаруженными телами, как с питающими очагами. В таком случае следует полагать, что имела место почти горизонтальная миграция магмы от очага к дневной поверхности.

Вулканы гегамского типа (Налсар, Демехина⁴, Асегасар, Гамбаряна и др.) входят в состав Ератумберской группы, расположенной на северо-восточной периферии Гегамского нагорья. Выражены они относительно крупными (относительная высота 60–350 м, диаметр основания 600–2000 м) коническими телами. Состав продуктов деятельности вулканов андзитовый. От других моногенных вулканов региона отличаются тем, что в их сложении принимают участие многократно переслаивающиеся лавы и рыхлый материал /55/.

На крупномасштабной аэромагнитной карте вулканы гегамского типа характеризуются спокойным, безградиентным полем. Аномалии, наблюдаемые над этими вулканами при наземной съемке, имеют резкопеременный характер и отличаются небольшой интенсивностью. Изучение физических свойств пород, составляющих вулканы, и вычисление теоретических аномалий от вулканических конусов показывают, что магнитные аномалии, наблюдаемые на вулканах гегамского типа, полностью обусловлены эффектом изверженных пород. Резкопеременный же характер магнитного поля связан с неоднородным строением вулканических конусов⁵; а также с неоднородной намагниченностью пород, составляющих их.⁶

Полученные данные показывают, что в отличие от других моногенных вулканов Гегамского нагорья вулканы гегамского типа не имеют связи с какими-либо приповерхностными субвулканическими телами. По крайней мере, каких-либо значительных локальных аномалий, указывающих на наличие таких тел вблизи вулканов гегамского типа, не обнаруживается.⁷ Возможно, что очаги этих вулканов расположены глубже, чем очаги других моногенных вулканов Гегамского нагорья.

В отношении глубинной структуры вулканов гегамского ти-

па некоторый интерес представляет гравитационная аномалия, наблюдаемая на вулкане Гамбаряна. По субширотному профилю на этом вулкане наблюдается резкий скачок аномалий Буте (рис. 2.9), связанный, видимо, с трещиной, на которой насажен вулкан. Трещина четко отражается на аэромагнитной карте. Она имеет близмеридиональное простирание и проходит через вулканы Джрбашяна и Гамбаряна /29/.

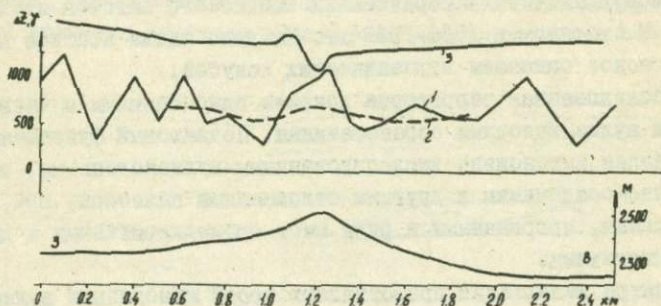


Рис. 2.9. Профиль на вулкане Гамбаряна.

Магнитные аномалии: 1 - наблюдаемая, 2 - остаточная; 3 - аномалия Буте.

Таким образом, приведенные примеры по геофизическому изучению глубинного строения вулканов подтверждают представления /59/ об ареальном характере вулканизма Гегамского нагорья.

Совместный анализ наземных и аэромагнитных данных показывает, что многочисленные локальные аномалии ΔT_m , наблюдаемые в пределах нагорья, вызваны субвулканическими телами, служившими, по всей вероятности, питающими очагами для моногенных вулканов. Правда, не все вулканы нагорья имеют под собой такие близповерхностные "апофизные" очаги. Вулканы гегамского типа, а также некоторые шлаковые конусы (Аждаак, Кармратулб, Мазаз, Цлутлух), видимо, питались непосредственно от вторичных (периферических) очагов, залегающих на глубине 2-5 км. С другой стороны, не все субвулканические тела являлись

очагами моногенных вулканических вспышек. В пределах нагорья выделяются также многочисленные субвулканические тела, оставшиеся "бесплодными".

Извержения моногенных вулканов были связаны с локальными трещинами, которые во многих случаях устанавливаются по магнитным данным.

2.3. Вулканы Сунжского нагорья

Неовулканические образования Сунжского нагорья изучались В.М.Амаряном в 1964-1966 гг. Им дано также краткое морфологическое описание вулканических конусов.

Исследованная территория покрыта плиоценовыми и четвертичными вулканическими образованиями. Подлавоновый фундамент представлен интенсивно дислоцированными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и другими отложениями палеозоя, юры, мела и эоцена, прорванными в ряде мест гранодиоритовыми и другими интрузиями.

Центры извержений представляют собой моногенные вулканические постройки, обычно правильных форм, с кратерами или без них, сложенные эксплозивным, эксплозивно-лавовым или одним лавовым материалом. Размеры их колеблются от первых десятков до 300-500 м. Продуктами их излияний являются базальтовые, андезитовые и андезито-базальтовые лавы, которые образуют небольшие покровы мощностью от нескольких метров до 100-150 м.

Аэромагнитной съемкой на исследованной территории выявлено значительное количество локальных положительных и отрицательных магнитных аномалий различной интенсивности. При этом отрицательные аномалии (интенсивностью до 1000 гамм) в основном совпадают с нижнечетвертичными и плиоценовыми вулканическими конусами.

Наземные геофизические исследования здесь проводились, главным образом, на вулканах Ераблурского плато.

Вулкан Пилур расположен у восточной границы Ераблурского плато. Представляет собой небольшой шлаковый конус. Имеет лавовые потоки, излияние которых происходило, вероятно, из-под основания конуса. По химическому составу вулканические продукты Пилура отвечают андезито-базальтам.

По данным аэромагнитной съемки, выполненной на высоте около 80 м, на вулкане наблюдается локальная отрицательная аномалия интенсивностью 500-600 гамм. Вулкан изучен двумя наземными гравимагнитными профилями, проходящими через вершину конуса (рис. 2.10, 2.11). Интенсивность магнитных аномалий, наблюдаемых при наземных исследованиях, достигает 2000 гамм. Магнитное поле имеет резкопеременный характер, типичный для шлаковых конусов. Изучение магнитных свойств пород вулкана показывает, что причиной наблюдаемых отрицательных магнитных аномалий является обратная намагниченность пород.

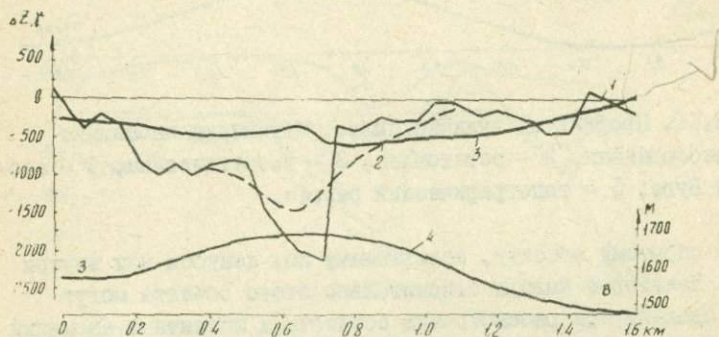


Рис. 2.10. Профиль на вулкане Пилур. Магнитные аномалии: 1 — наблюдаемая, 2 — остаточная, 3 — аномалия Буге, 4 — топографический разрез.

Вычисление теоретической аномалии позволяет оценить как влияние рельефа, так и воздействие самого вулканического конуса. Теоретическая аномалия вычислена при следующих значениях магнитных параметров, установленных лабораторными исследованиями: $J_n = 3000 \cdot 10^{-6} \text{ сГС}$, $J_i = 280 \cdot 10^{-6} \text{ сГС}$. Направление вектора J_n принималось вертикальным (в действительности $j = -40^\circ$).

Теоретическая аномалия, рассчитанная для вулканического конуса, по интенсивности значительно уступает наблюдаемой аномалии. Это значит, что при создании наблюдаемых аномалий основная роль принадлежит не вулканическому конусу, а како-

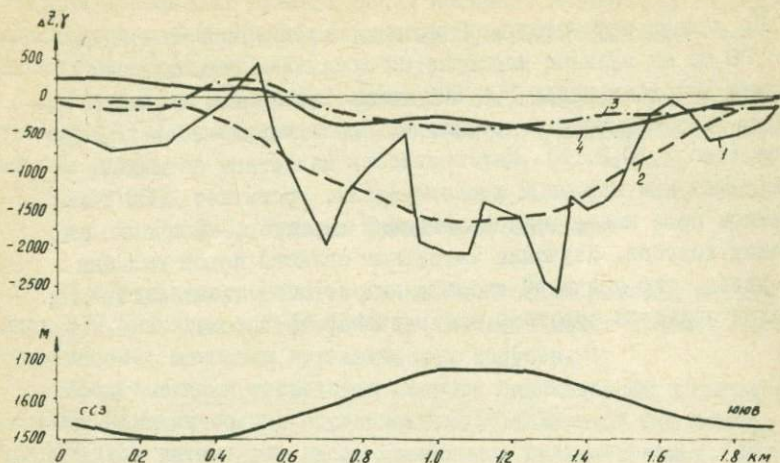


Рис. 2.11. Профиль на вулкане Пилур. Магнитные аномалии: 1 - наблюдаемая, 2 - остаточная, 3 - теоретическая; 4 - аномалия Буге; 5 - топографический разрез.

му-то скрытому объекту, залегающему под конусом или внутри него. Некоторые выводы относительно этого объекта могут быть сделаны при рассмотрении остаточных магнитных аномалий (рис. 2.10, 2.11). Расчеты показывают, что остаточная аномалия вызвана субвулканическим телом, залегающим на глубине около 500 м и вытянутым в северо-западном направлении. Центр его несколько смещен к юго-западу от вершины вулкана.

Средняя плотность вулканического конуса, определенная по методу Неттольтона, составляет $1,7 \text{ г/см}^3$. Аномалии Буге, рассчитанные при такой плотности промежуточного слоя, представляют собой широкие минимумы, осложненные относительно небольшими максимумами (рис. 2.10, 2.11). Относительные максимумы Δg совпадают с центрами магнитных аномалий и, вероятно, связаны с вулканическим каналом, заполненным породами, плотность которых больше $1,7 \text{ г/см}^3$.

Вулкан Караблур расположен у северной оконечности Ераблурского плато. Представляет собой небольшой конус, который в нижнечетвертичное время изливал ба-

зальтовые лавы. Относительная высота 150 м, диаметр основания около 1,5 км.

Породы вулкана имеют обратную косую ($i = -45^\circ$) намагниченность. Интенсивность остаточной намагниченности $2700 \cdot 10^{-6}$ ГСГ. Вычисление теоретической магнитной аномалии показывает, что породы, составляющие вулканический конус и имеющие вышеописанные магнитные параметры, не могут вызывать наблюдаемые над вулканом аномалии (рис. 2.12). Очевидно, аномалия вызывается в основном магнитным объектом, залегающим в глубине.

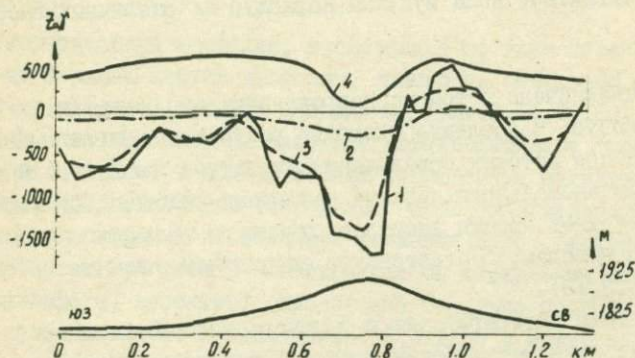


Рис. 2.12. Профиль на вулкане Карабулур. Магнитные аномалии: 1 - наблюдаемая, 2 - теоретическая, 3 - остаточная осредненная; 4 - аномалия Буте.

Об этом косвенно говорит также тот факт, что интенсивная аномалия наблюдается не над всем конусом, а лишь над некоторым участком на юго-западных склонах конуса. Остаточные магнитные аномалии, рассчитанные как разность между наблюдаемыми и теоретическими аномалиями, представляют собой асимметричные минимумы. Характер изменения магнитного поля с высотой (рис. 2.13) позволяет полагать, что аномалообразующий объект представляет собой расширяющееся с глубиной тело, вероятно, вертикальный шток. Положение верхней кромки тела определялось разными методами, при этом условно полагалось,

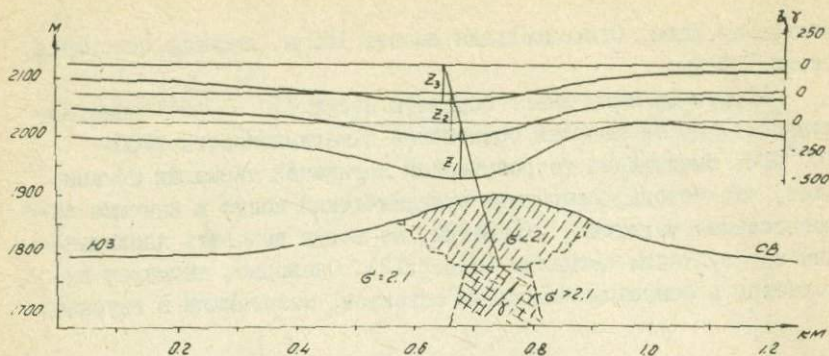


Рис.2.13. Магнитное поле вулкана Караблур на различных высотах.

что тело намагничено в том же направлении, что и породы, составляющие конус. Наибольшее сходство результатов вычислений достигается при методах определения элементов залегания тел по значениям аномального поля на различных высотах. Глубина залегания верхней кромки аномалообразующего тела, вычисленная по этим методам, соответствует абсолютной отметке 1750 м (рис.2.13):

Результаты интерпретации магнитного поля в общем не противоречат гравиметрическим данным. Привершинная часть конуса Караблур сложена шлаками, плотность которых по измеренным образцам не превышает $1,9 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность всего конуса, сложенного шлаками и лавами, по выполненным расчетам составляет $2,1 \text{ г/см}^3$. Надо полагать, что субвулканическое тело имеет плотность, значительно превышающую $2,1 \text{ г/см}^3$. Тем не менее, такое соотношение плотностей и предполагаемая по магнитным данным модель строения вулканического аппарата качественно могут обуславливать наблюдаемую гравитационную аномалию. Аномалия Буге, при плотности промежуточного слоя $2,1 \text{ г/см}^3$, представляет собой слабо выраженный максимум, осложненный в центральной своей части глубоким относительным минимумом. Общий гравитационный максимум можно объяснить влиянием плотного субвулканического

тела, верхняя часть которого находится в менее плотном массиве конуса. Что касается совпадающего с вершиной конуса локального минимума, то он, по всей вероятности, обусловлен воронкой взрыва, заполненной шлаками и другими рыхлыми материалами (рис. 2.12, 2.13).

Вулкан Картапа расположен на Ераблурском плато Сюникского нагорья. Сложен верхнеплиоценовыми андезито-базальтовыми лавами, имеющими весьма высокие магнитные свойства ($J_n = 5800 \cdot 10^{-6}$ ГГС, $J_i = 700 \cdot 10^{-6}$ ГГС, $j = -40^\circ$).

Аэромагнитной съемкой на вулкане выявлена отрицательная аномалия, длинная ось которой имеет север-северо-восточное направление. Центр аномалии смещен от вершины конуса к юго-западу /22/.

Теоретические аномалии, вычисленные по двум пересекающимся на вершине конуса профилям, далеко не совпадают с наблюдаемыми наземной съемкой аномалиями (рис. 2.14, 2.15). Можно полагать, что под конусом залегает магнитоактивное тело, которое, в основном, и обуславливает наблюдаемые магнитные аномалии. Предполагаемое тело какого-либо значительного гравитационного эффекта не создает. Аномалия Буге, рассчитанная при плотности $2,3 \text{ г/см}^3$, является как бы зеркальным отражением рельефа и, вероятно, обусловлена тем, что средняя плотность вулканического конуса меньше $2,3 \text{ г/см}^3$. Можно полагать, что внутренняя часть конуса сложена шлаками, являющимися продуктами начального этапа извержения вулкана. В самом деле, у западного подножья конуса в эрозионном срезе можно заметить шлаки, перекрытые лавами вулкана.

Остаточная магнитная аномалия над вулканом Картапа имеет довольно сложный вид, обусловленный влиянием приповерхностных неоднородностей. Для определения формы и элементов залегания магнитовозмущающего объекта выполнены пересчеты аномалии на высоту. Магнитное поле в вертикальной плоскости (рис. 2.16) по форме изолиний соответствует магнитному полю над вертикальным эллиптическим цилиндром /70/. Количественные расчеты выполнены для вертикального штока, вертикального пласта, вертикального цилиндра, а также не предопределяя форму тела. При этом использованы аномальные значения магнитного поля на различных высотах. Глубина верхнего полюса аномалообразующего тела, оп-

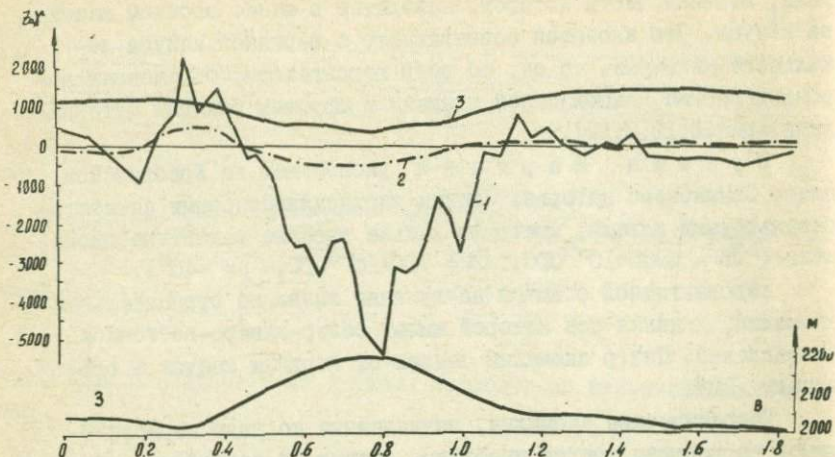


Рис.2.14. Профиль на вулкане Картага. Магнитные аномалии: 1 - наблюдаемая, 2 - теоретическая; 3 - аномалия Буге.

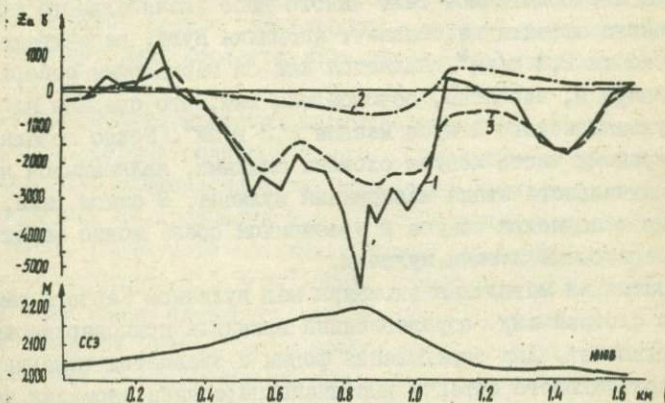


Рис.2.15. Профиль на вулкане Картага. Магнитные аномалии: 1 - наблюдаемая, 2 - теоретическая, 3 - остаточная.

редделенная как средние значения глубин, рассчитанных для тел разных форм (экстремальные значения не учитывались); составляет 350-400 м.

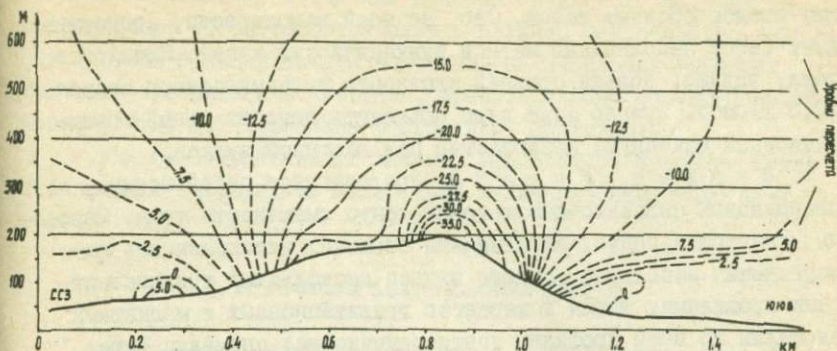


Рис.2.16. Магнитное поле (Z_n) вулкана Картапа в вертикальной плоскости. Изолинии даны в мГ.

Вулкан Чобантапа сложен в основном лавами базальтового состава. Лавы намагничены обратно: $J_p = 5200 \cdot 10^{-6} \text{ ГСГ}$, $J_i = 600 \cdot 10^{-6} \text{ ГСГ}$, $\delta = 260^\circ$, $j = -40^\circ$. Интенсивную магнитную аномалию, наблюдаемую над вершиной вулкана, никак нельзя связывать с поверхностным вулканическим массивом (рис.2.17). Магнитная аномалия сопровождается небольшим

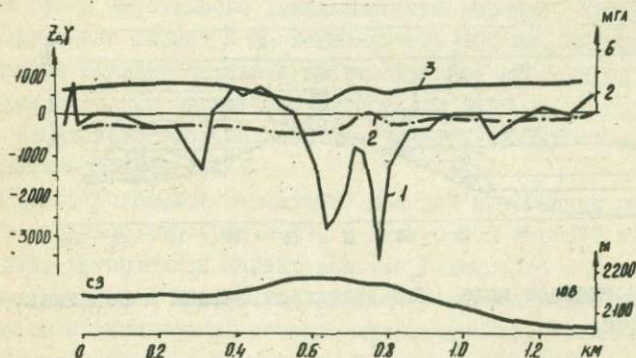


Рис.2.17. Профиль на вулкане Чобантапа. Магнитные аномалии: 1 - наблюдаемая; 2 - теоретическая, 3 - аномалия Буге.

относительным максимумом аномалии Буге, рассчитанной для плотности $2,3 \text{ г/см}^3$. В плане аномалии локализуются в привершинной части конуса и, на наш взгляд, связаны с крутопадаю-

щим столбообразным телом. Оно, по всей вероятности, представляет собой заполненный магмой вулканический канал. Плотность тела, видимо, больше средней плотности вулканического конуса ($2,3 \text{ г/см}^3$). Именно этим надо объяснить относительный гравитационный максимум, наблюдаемый на вершине вулкана.

Вулкан Учтапа представляет собой верхнеплиоценовый андезито-базальтовый конус смешанного типа. Породы, слагающие конус, намагничены обратно; интенсивность намагничения небольшая. Вулкан изучен несколькими гравимагнитными профилями. Форма и характер гравитационных и магнитных аномалий по всем профилям почти одинаковые: аномалии Буте имеют незначительную интенсивность (1-2 мгл, минимум), магнитные аномалии симметричны, имеют отрицательный знак /22, 25/. Сравнение теоретических и наблюдаемых аномалий дает основание полагать наличие магнитовозмущающего объекта, расположенного под вулканом.

Магнитная аномалия, наблюдаемая на вулкане Учтапа по профилю З-В, пересчитана на различные высоты. На основании этих расчетов составлена карта магнитного поля в вертикальной

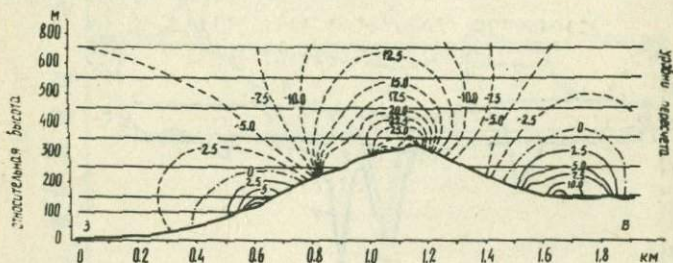


Рис.2.18. Магнитное поле (Z_p) вулкана Учтапа в вертикальной плоскости.

плоскости (рис.2.18). Форма изолиний поля характерна для тел изоматрической формы. Расчеты, выполненные с использованием аномальных значений магнитного поля на различных высотах, не предопределяя форму тела, показывают, что верхняя кромка аномалообразующего объекта находится на глубине 400-500 м, считая от вершины конуса.

Таким образом, извеченные вулканы Сюникского нагорья представляют собой самостоятельные вулканы центрального типа. Под многими вулканическими конусами, на небольших глубинах залегают субвулканические тела, представляющие собой, по всей вероятности, магматические очаги типа "апофизных".

Судя по аэроматнитным данным, аналогичное строение имеют подавляющее большинство моногенных вулканов Сюникского нагорья.

2.4. Вулканы Арагацского нагорья

Арагацское вулканическое нагорье в морфоструктурном отношении представляет огромный плосковыпуклый щитовидный массив с окружностью основания более 200 км, при относительном превышении над окружающей местностью до 3 км.

Площадь нагорья, более чем 3000 км², сложена верхнеплиоцен-четвертичными лавами и вулканогенно-обломочными породами, представляющими продукты активности полигенного вулкана Арагац, а также широко представленного здесь моногенного вулканизма, проявившегося преимущественно в ареальном типе.

Кратер полигенного вулкана, расположенный в северо-восточной части щитовидного вулканического массива, в современном виде имеет ширину 4 км и глубину до 400 м. Хорошо сохранившиеся близвертикальные стенки кратера сложены из чередующихся с рыхлым обломочным материалом лавовых потоков андезит-дацитового состава, местами подверженных постэруптивному метаморфизму /112/.

Пространственное размещение центров моногенных вулканов весьма неравномерно (рис.2.19) и лишено той строгой направленности, которая так характерна для Тетамского и Сюникского нагорий. Наиболее характерно групповое расположение моногенных центров активности, которые иногда вытянуты в линию и указывают на связь с локальными, близповерхностными разрывными нарушениями.

В Арагацской области насчитывается до 150 моногенных центров вулканической активности, причем 30 из них находятся непосредственно на склонах полигенного вулкана Арагац.

Целый ряд специфических особенностей определяет особое

однако без четко выделенных локальных аномалий.

Центральная зона занимает почти весь массив г.Арагац, кроме нижних частей северного и восточного склонов, и отличается сложным знакопеременным магнитным полем с экстремальными значениями $\pm 1000-1500$, а иногда до 3000 гамм. Характерной особенностью этой зоны является наличие локальных аномалий высокой интенсивности. Они имеют изометрические или вытянутые формы, отрицательный или положительный знак и одинаково четко выделяются как при низких, так и при высоких фо-

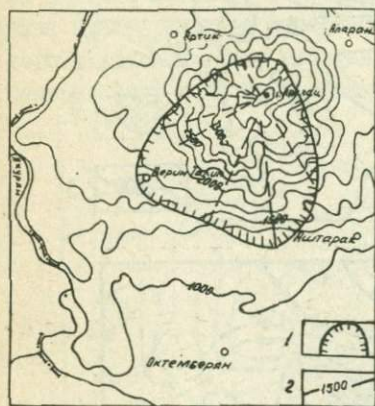


Рис.2.20. Схема районирования магнитного поля Арагацской вулканической области.

1 - границы центральной высокоаномальной зоны,
2 - изолинии высот (м).

новых значениях магнитного поля (рис.2.21). В этом отношении исключение составляет привершинное плато Арагацкого массива, которое повсеместно характеризуется повышенным (до 2500-3000 гамм) безградиентным полем положительного знака.

Определенный интерес представляет сопоставление магнитного поля с рельефом местности (рис.2.20). Оказывается, что высокоаномальная центральная зона не совсем четко совпадает с массивом г.Арагац; она несколько смещена в юго-западном направлении по сравнению с последним. В общем это может быть связано с положением основания вулканогенной толщи, которое согласно геологическим данным /13,17/ испытывает общее погружение на ю-юго-запад: на северо-востоке области обнажаются породы древнего доальпийского основания, а на юго-западе мощность пород альпийской формации превышает 3 км. Однако в

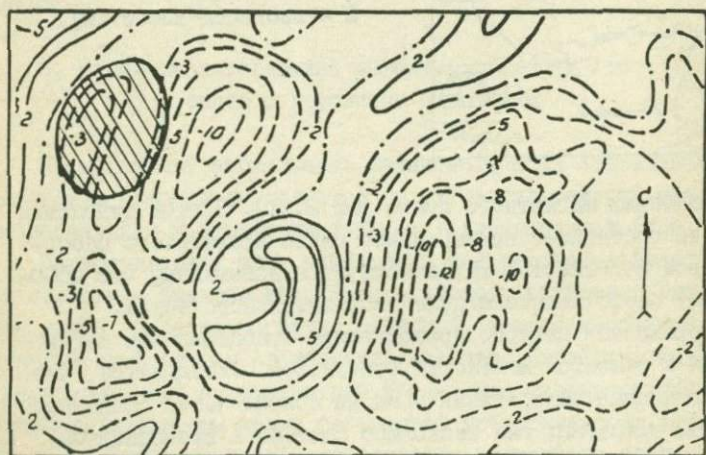
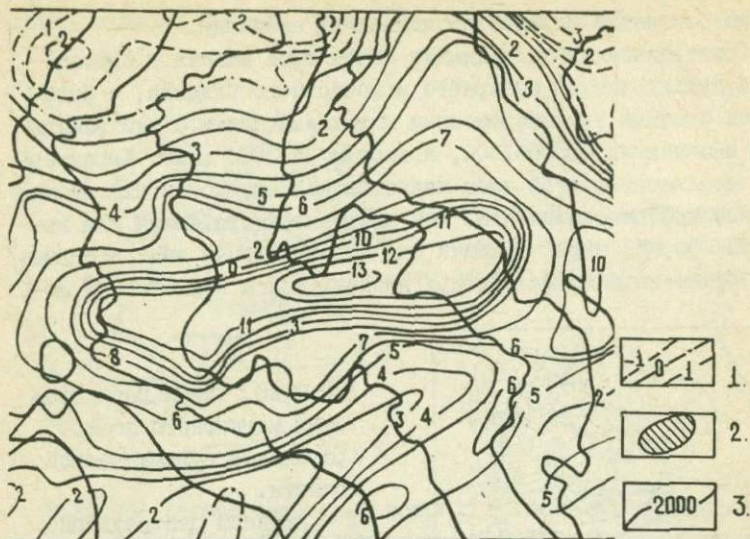


Рис.2.21. Фрагменты карты ΔT_{α} южного склона массива г.Арагац.

1 - изолинии магнитного поля (мэ), 2 - вулканический конус, 3 - изогипсы высот рельефа дневной поверхности.

пределах центральной - высокоаномальной магнитной зоны, несмотря на большие перепады гипсометрических высот (1500-2000 м в южном направлении), характер поля, в том числе и его интенсивность, совершенно не меняется. Исходя из этого, можно полагать, что в формировании высокоаномального магнитного поля мощность вулканогенной толщи играет не первую роль, и главную его причину, наверное, надо искать в особенностях глубинного строения массива. В пользу этого предположения говорит и тот факт, что все 30 моногенных вулканов, известные на склонах Арагаца, расположены именно на юго-западной половине вулканического массива, а к северо-востоку от терминального кратера вулкана моногенная вулканическая активность центрального типа не проявлялась (рис.2.19).

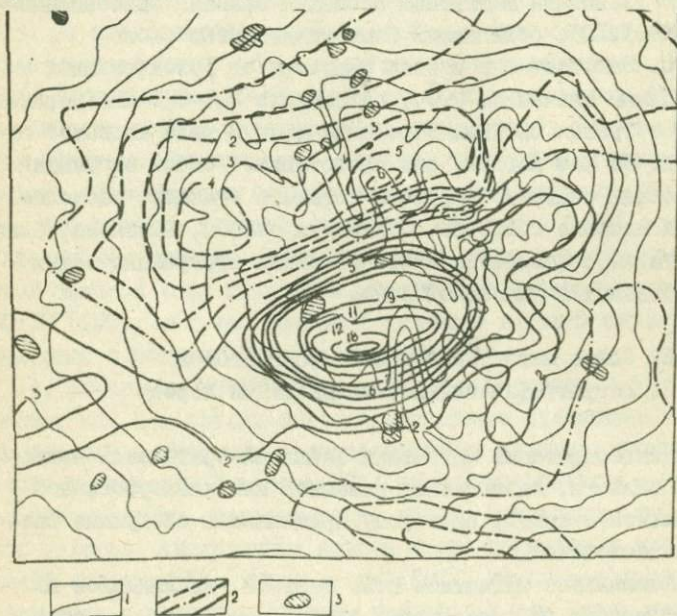


Рис.2.22. Магнитное поле (ΔT_a) массива г.Арагац на абсолютной высоте 4200 м.

1- изогипсы высот, 2 - изолинии поля в мГ, 3 - вулканические конусы.

По данным аэромагнитной съемки, проведенной на абсолютной высоте 4200 м, район г. Арагац характеризуется спокойным, преимущественно отрицательным магнитным полем. На этом фоне четко выделяется дипольная аномалия (с положительным и отрицательным полюсами), территориально охватывающая высокогорные склоны (с гипсометрическими отметками 2800—3400 м) г. Арагац и обширное плато, расположенное западнее от ее вершин (рис. 2.22).

Гравиметрической съемкой в зоне перехода от положительных значений ΔT_a к отрицательным обнаружен широкий максимум интенсивностью 4—6 мгл /86/.

Количественная интерпретация показывает (см. главу I, § 4), что указанная магнитная аномалия вызвана линзовидным телом (рис. I.10), обладающим намагниченностью около $8 \cdot 10^{-3}$ ГТС. Залегает оно в зоне перехода от положительных к отрицательным значениям ΔT_a , на глубине 2,8—3,6 км (верхняя кромка) от уровня съемки. Вероятный состав тела андезито-базальтовый. На наш взгляд, оно представляет собой застывший магматический очаг, из которого питались вулканы, расположенные на массиве г. Арагац. С этим же очагом, вероятно, было связано также образование многочисленных субвулканических тел, выделяемых в указанной зоне.

Б. Связь магнитного поля с возрастом и петрографическими особенностями пород

При интерпретации магнитных аномалий Арагацской вулканической области, наблюдаемых наземной или низкоуровневой аэромагнитной съемкой, за основу принимались следующие данные и предположения.

1. Аномальное магнитное поле области, наблюдаемое на небольшой высоте от поверхности земли, создается, в основном, комплексом пород верхнеплиоцен-четвертичного возраста. При этом главной причиной повышенного поля является высокая остаточная намагниченность пород, величина которой на порядок превосходит величину индукционной намагниченности /4/. Доплиоценовые же породы, пользующиеся ограниченным распрост-

ранением, обладая более слабыми магнитными свойствами /II/ и будучи более отдаленными от уровня наблюдения, не могут играть значительной роли в создании аномального поля.

2. Верхнеплиоцен-четвертичные эффузивные образования, отличаясь одинаково высокой остаточной намагничённостью, показывают разную полярность в зависимости от возрастных подразделений: породы верхнего плиоцена и нижнечетвертичного времени имеют обратную намагничённость, а средневерхне-четвертичные образования намагничены нормально /II/. В палеомагнитном разрезе Армянской ССР обратную намагничённость показывают также эффузивные породы нижнего плиоцена-верхнего миоцена /9/.

3. Четко выраженной связи между знаком наблюдаемого поля и палеомагнитными особенностями пород, залегающих на поверхности, не наблюдается; иногда в районах распространения нормально намагничённых пород наблюдается отрицательное поле /II2/. Единственным объяснением таких явлений может быть малая мощность пород, залегающих на поверхности. Отрицательное поле, очевидно, обусловлено мощными, обратными намагничёнными породами, перекрытыми более молодыми образованиями. Установлено, что лавовые покровы, мощность которых в 3-3,5 раза меньше высоты полета, могут быть и не зафиксированы аэромагнитной съемкой (при суммарной интенсивности намагничения $3000 \cdot 10^{-6} \text{ ГС}$), так как величина аномалии в таком случае будет соизмерима с погрешностью наблюдений /96/.

4. Локальные интенсивные магнитные аномалии в Арагацской области, как и в других областях новейшего вулканизма АрмССР, связываются со скрытыми магнитоактивными телами субвулканического характера. В работе /24/ приводятся несколько доводов, показывающих справедливость такого заключения для Гегамского нагорья. Аналогичные выводы можно привести и для Арагацской области. Как видно из рис. 2.21, локальные аномалии наблюдаются независимо от форм рельефа, в том числе и от вулканических конусов. Т.е. локальные изменения мощности эффузивных образований, как правило, не являются причинами интенсивных локальных аномалий. Количественные расчеты показывают, что аномалообразующие объекты имеют различные формы и залегают на глубине от нескольких сот метров до 1,5 км. Интересно

отметить, что на таких же глубинах залегают тела, вызывающие локальные аномалии на Гегамском нагорье /24/.

Принимая субвулканический характер указанных тел, надо полагать также, что тела, вызывающие отрицательные аномалии, внедрялись (точнее — остывали), вероятнее всего, в верхнеплицен-нижнечетвертичное время, так как породы именно этого возраста показывают обратную намагниченность.

Руководствуясь выше изложенными принципами интерпретации, ниже излагаем характерные особенности магнитного поля отдельных районов Арагацской области в свете поставленных в данном параграфе вопросов.

П р и в е р ш и н н о е плато полигенного вулкана Арагац отличается наиболее интенсивным положительным магнитным полем (до 2500—3000 гамм). Границы поля соответствуют контуру новейших мощных излияний андезито-дацит-дацитовых лав. Отдельные вулканические конусы привершинного плато на фоне интенсивного поля никаких локальных аномалий не создают.

На северных и северо-западных склонах массива г.Арагац наблюдается сравнительно спокойное магнитное поле, преимущественно отрицательного знака. На этом спокойном фоне выделяется ряд локальных аномалий отрицательного, реже положительного знака с интенсивностью до 1500 гамм. Любопытно, что здесь почти нет соответствия между знаком наблюдаемых аномалий и направлением намагниченности, распространенных на дневной поверхности пород. Так, на северо-западном склоне вулкана Арагац и на прилегающих площадях наиболее значительным распространением пользуются базальты среднечетвертичного возраста и туфо-туфоластовые образования, обладающие довольно высокой нормальной намагниченностью (в среднем $J_p = 10 \cdot 10^{-3}$ и $\alpha = 6 \cdot 10^{-3} \text{ стс}$). Однако на этой территории положительное магнитное поле наблюдается только в районе базальтовых излияний вулканов, расположенных в среднем течении р.Манташ (рис.2.23), и вулкана Голгат, где суммарная мощность среднечетвертичных вулканитов наибольшая. На остальной части территории наблюдается магнитное поле отрицательного знака. Отрицательное поле очевидно вызвано мощным комплексом обратномагнитных пород, подстилающих мало-мощные слои более молодых вулканитов. Из вышеизложенного сле-

дует также, что нижнечетвертичные (а, возможно, вместе с ними и верхнеплиоценовые) образования, фрагментарно выступающие из-под молодых лав, имеют несравненно большую мощность и распространены по всему северному склону массива г.Арагац.

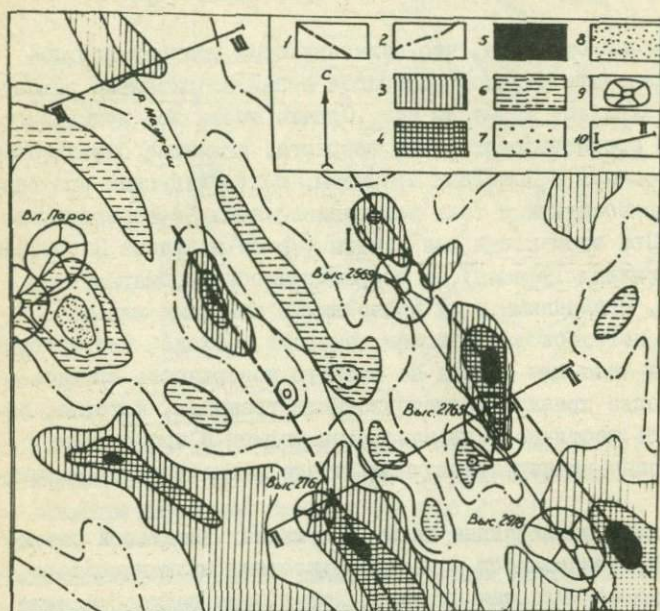


Рис.2.23. Схематическая карта ΔTa среднего течения р.Ман-таш. Высота съемки 80 ± 20 км.

I - тектонические трещины, 2 - изолинии нулевых значений магнитного поля. Интенсивность аномалий в гаммах: 3 - от -300 до -600, 4 - от -600 до -900, 5 - менее -900 гамм, 6 - от 300 до 600, 7 - от 600 до 900, 8 - более 900 гамм, 9 - вулканические конусы, 10 - профили магнитных наблюдений.

Локальные аномалии на северном и северо-западном склонах находятся почти только в пределах центральной магнитной зоны - южнее широты базальтового вулкана Парос. Они имеют преимущественно отрицательный знак, линейно вытянутую форму и интерпретируются как эффект магнитоактивных тел, внедренных по локальным трещинам (рис.2.23). По выполненным расче-

там глубина залегания верхней кромки этих тел составляет несколько сот метров. Судя по знаку аномалий, время внедрения (остывания) тел, вероятно, верхнеплиоцен-нижнечетвертичное. Положительные же локальные аномалии, видимо, соответствуют аналогичным телам, внедренным в средне-верхнечетвертичное время.

Интересно отметить, что вулканических центров верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста в районе развития вышеотмеченных локальных аномалий нет. Однако почти все вулканические центры среднечетвертичного возраста, излившие базальтовые лавы, приурочены к линейным трещинам, контролирующим вышеописанные магнитоактивные тела верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста. При этом почти все центры (кроме вулканов Паросской группы и вулкана Туфашен) не сопровождаются аэромагнитными аномалиями, связанными с их подводными каналами или же с возможными неглубокозалегающими камерами. Похоже, что молодые базальтовые лавы для выхода на дневную поверхность приспособились к более древним магмаподводящим трещинам, которые, вероятно, лишь частично были заполнены магмой в предыдущем (верхнеплиоцен-нижнечетвертичном) этапе магматической активности.

Аномалии, наблюдаемые на этих вулканах детальной наземной съемкой, связываются с неоднородностями вулканического конуса, выраженными, как правило, небольшими дайкообразными телами и, реже, подводным каналом вулкана (рис. 2.24, 2.25).

Положительная аэромагнитная аномалия наблюдается юго-восточнее Паросской группы базальтовых вулканов (рис. 2.23). Она вызвана небольшим магнитоактивным телом, залегающим на глубине порядка полкилометра и являющимся, вероятно, остывшим очагом вулканов этой группы.

Ю ж н ы й с к л о н в общем характеризуется знакопеременным магнитным полем средней интенсивности, на фоне которого выделяются многочисленные интенсивные локальные аномалии (преимущественно отрицательного знака). Последние здесь имеют в основном изометрические формы и сравнительно более крупные размеры. Глубина залегания аномалообразующих объектов составляет от нескольких сот метров до 1 км.

На верхней части среднегорного южного склона знак и

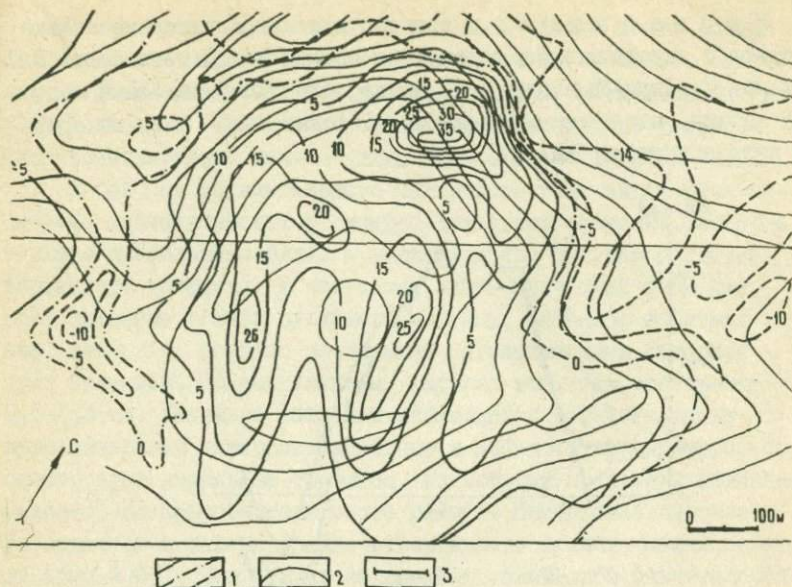


Рис.2.24. Карта Z_{Ω} вулканического конуса выс.2765.
 1 - изолинии поля в мГ, 2 - гипсометрические высоты,
 3 - интерпретационный профиль (см.рис.2.25).

интенсивность магнитных аномалий в общем находятся в соответствии с магнитными свойствами распространенных на дневной поверхности пород. А ниже по оклону, до предела Шамирамского плато наблюдается некоторое несоответствие между знаком аномалий и направлением намагниченности молодых андезито-базальтовых лав. Это объясняется тем, что в создании аномалий основную роль здесь уже начинает играть залегающая ниже более древняя (верхнеплиоцен-нижнечетвертичная) мощная толща вулканических образований, выходы которой наблюдаются в эрозийных врезях рек.

На южном склоне нижнечетвертичные вулканы Иринд, Мец и Покр Байонз сопровождаются локальными интенсивными аномалиями, связанными, вероятно, с застывшими магматическими камерами этих вулканов. У остальных вулканических центров (как нижнечетвертичных, так и более молодых) подобных аномалий не наблюдается.

На западном склоне выделяются несколько участков с определенными уровнями и знаком магнитного поля. В пределах Маралик-Мастаринского плато, сложенного кислыми молодыми лавами, наблюдается спокойное положительное поле со средней интенсивностью 200-400 гамм.

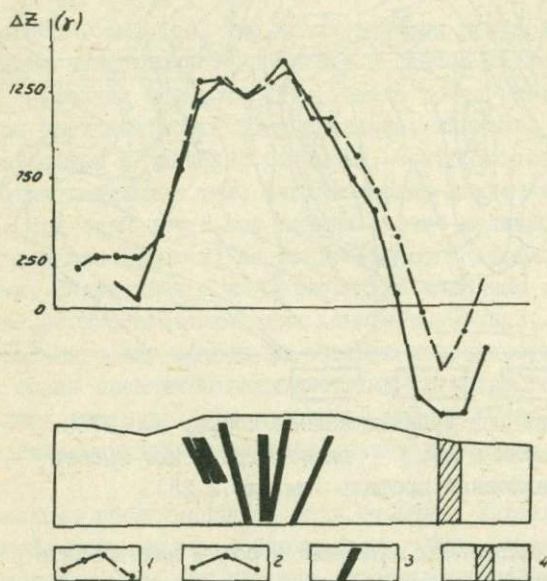


Рис.2.25. Принципиальный разрез вулканического конуса выс. 2765 по интерпретационному профилю (см.рис.2.24).

Графики вертикального составляющего магнитного поля:

1 - наблюдаемый, 2 - рассчитанный для данного разреза.

Дайки и другие магматические тела: 3 - нормально намагниченные, 4 - обратно намагниченные.

Аналогичное магнитное поле наблюдается юго-восточнее и юго-западнее вышеописанного плато, где развиты также кислые молодые лавы. Отдельные локальные аномалии в районах положительного магнитного поля имеют линейно вытянутую форму (с интенсивностью до 1400 гамм) и, вероятно, соответствуют локальным трещинам, по которым происходило излияние кислых лав.

Отрицательные аномалии на западном склоне почти всегда связываются с обратно намагниченными лавами основного состава, хотя они частично перекрываются тонким слоем молодых туфо-туфолавовых образований. Мощность последних по геолого-магнитометрическим данным нигде не превышает 15–20 м /II2/.

В районах отрицательного магнитного поля выделяются несколько изометрических и линейно-локальных аномалий, которые в плане расположены ближе к вулканическим центрам нижнечетвертичного возраста. В частности, изометрические аномалии, расположенные вблизи вулканов Мусхусар, Цахкасар и Катнахпур, возможно, вызваны застывшими магматическими камерами этих вулканов. По вычислениям, глубина этих тел составляет 0,5–1,3 км. Линейные аномалии наблюдаются в районе между вулканическими центрами Катнахпур и Кабахлер и, вероятно, соответствуют локальным трещинам, по которым произошли излияния андезито-базальтовых лав этого района. Интересная картина наблюдается в районе среднечетвертичного вулкана Малый Боготлу (рис.2.26). Сам вулкан не создает какой-либо значительной аномалии, и близко расположенного очага над собой, наверное, не имеет. Непосредственно к северу от вулкана наблюдается отрицательная локальная аномалия с интенсивностью 1300 гамм. Аномалия связывается с обратно намагниченным телом в форме горизонтально кругового цилиндра, залегającym на глубине несколько сот метров. Вероятное время внедрения тела верхнеплиоцен-нижнечетвертичное. Исходя из расположения вулкана и аномалии, можно полагать, что внедрение тела и извержение вулкана, несмотря на большой промежуток времени между этими событиями, происходили по одному и тому же каналу – вероятно, по трещине северо-восточного простирания (рис.2.26).

Периферическое плато, начиная от Шамирамской группы вулканов до вулкана Мепамор, характеризуется знакопеременным спокойным магнитным полем, преимущественно отрицательного знака. Средняя интенсивность поля составляет 200 гамм. Отдаленные аномалии с интенсивностью 300–350 гамм обусловлены лавовыми потоками различного состава и возраста. Вулканические центры плато не обнаруживают связи с какими-либо значительными аномалиями.

0 1 2 км

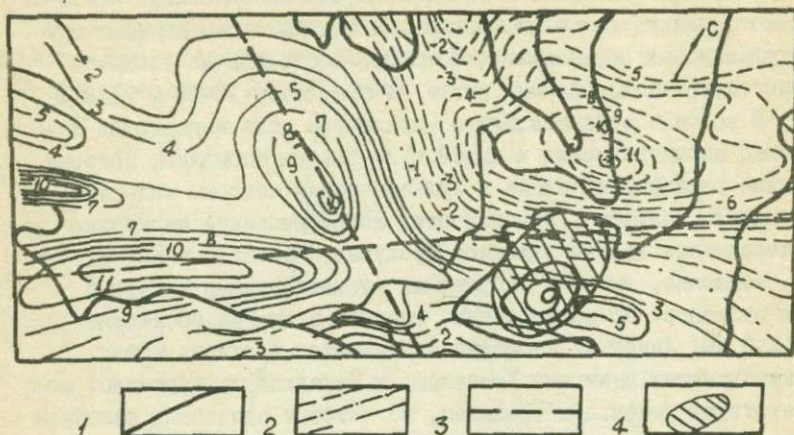


Рис. 2.26. Карта ΔT_a района вулкана М.Боготлу.

1 - изолинии гипсометрических высот 2 - изолинии магнитного поля (мэ), 3 - трещины, 4 - вулкан М.Боготлу.

Кармрашенское плато отличается положительным магнитным полем интенсивностью до нескольких сот гамм. Аномалии имеют линейный характер и в пределах отдельных участков ориентированы в определенных направлениях. Вероятно, характер поля отражает структуру какого-то глубокозалегающего горизонта (возможно метаморфического фундамента).

Лишь на двух участках, соответствующих размещению нижнечетвертичных вулканических центров Ахлер и Кызыл Элес, наблюдаются весьма ограниченные по площади, но интенсивные (до 1000-1500 гамм) отрицательные локальные аномалии. Последние обусловлены субвулканическими телами, верхние кромки которых расположены на глубине 200-300 м от дневной поверхности.

Необходимо отметить, что породы, слагающие Кармрашенское плато, относятся к андезито-базальтам, андезитам и перекрывающим их туфам, имеющим нижнечетвертичный возраст. Тот факт, что последние в магнитном поле не находят отражения, возмож-

но, объясняется их недостаточной мощностью.

Таким образом, характер магнитного поля центральной высокоаномальной зоны обусловлен, в первую очередь, особенностями строения массива горы Арагац, заключающимися в следующем.

Внутри массива (в пределах центральной магнитной зоны) на глубине от нескольких сот метров до 1,5 км залегают многочисленные субвулканические тела, подавляющее большинство которых образовались в верхнеплиоцен-нижнечетвертичное время. При этом лишь некоторые из этих тел приурочены к вулканическим центрам и могут быть рассмотрены как застывшие близповерхностные магматические очаги этих вулканов. Думается, что внедрение субвулканических тел и извержение моногенных вулканов происходило независимо друг от друга как разные, одинаково возможные явления вулканического единого процесса. В обоих случаях подъем магмы происходил по локальным магмаподводящим трещинам, выраженным в самых верхних слоях подластового фундамента.

В Арагацской области особенно бурным был верхнеплиоцен-нижнечетвертичный цикл вулканизма, продукты которого на северном, северо-восточном и южном склонах пользуются несравненно большим распространением, чем это известно по геологическим данным. При этом на северном и северо-восточном склонах в верхнеплиоцен-нижнечетвертичное время преобладали трещинные излияния, чем и объясняется отсутствие здесь моногенных вулканических центров соответствующего возраста. Трещины затем перекрывались продуктами средне-верхнечетвертичного вулканизма.

Магнитное поле периферической зоны отражает, в основном, суммарное влияние по-разному намагниченных эффузивов. Локальных аномалий, показывающих на наличие каких-либо субвулканических тел или близповерхностных небольших очагов, здесь почти нет.

Г Л А В А 3

СВЯЗЬ ВУЛКАНИЗМА С РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Одним из проблематичных вопросов новейшего вулканизма Армении является связь вулканизма с разрывной тектоникой, имеющая важное значение для познания механизма вулканических процессов. Как справедливо отмечает К.И.Карпетян, "сущность вулканизма, особенно ареального, во многом, если не в основном, определяется трещинной тектоникой" /61, стр.47/.

В настоящей главе излагаются результаты геофизических исследований автора по изучению разрывной тектоники вулканических районов Армении. На основе этих данных обсуждается также вопрос роли глубинных разломов и локальных трещин в вулканических проявлениях, вызывающий некоторые разногласия у исследователей.

3.1. Глубинные разломы

На территории Армянской ССР известен ряд глубинных разломов, которые играли далеко не одинаковую роль как при развитии земной коры в общем, так и при новейшем вулканизме в частности. Выявлены они разными исследователями в разные времена, по различным геолого-геофизическим критериям /5,8, 17,18,25,37,40,48,90-92/. Ниже дается геофизическая характеристика глубинных разломов и делается попытка определить их отношение к вулканизму.

При исследованиях в Араратской котловине установлено /84/, что эпицентры сильных землетрясений приурочены к зонам высоких горизонтальных градиентов силы тяжести. Эта связь в своем частном случае прослеживается для всей Армении: некоторые зоны высоких градиентов силы тяжести сопровождаются

эпицентрами сильных землетрясений (рис.3.1).

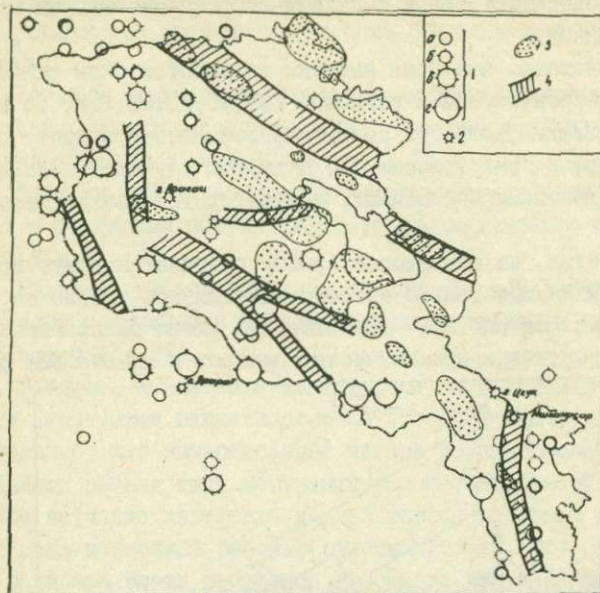


Рис.3.1. Схема расположения зон высоких градиентов силы тяжести, положительных аномалий регионального магнитного поля (на высоте 4000 м), изолиний теплового потока и эпицентров сильных землетрясений /33/.

1 - эпицентры и дата землетрясений (а - $M = 4,0-4,5$, б - $M = 4,6-5,0$, в - $M = 5,1-5,5$, г - $M \geq 5,6$), 2 - полигенные вулканы, 3 - магнитные аномалии с интенсивностью 200 гамм и более, 4 - зоны высоких градиентов силы тяжести, 5 - изолинии теплового потока (в $\text{мккал/сек}\cdot\text{см}^2$).

Еще одна закономерность может быть выявлена из рис.3.1: зоны высоких горизонтальных градиентов силы тяжести сопровождаются либо эпицентрами землетрясений, либо магнитными аномалиями. Так, например, в северо-восточной высокоградиентной гравитационной зоне, отличающейся также линейными положительными аномалиями магнитного поля, не известно ни одного эпицентра сильного землетрясения за последнее тысячелетие. Высокоградиентные зоны на юго-западе и юге территории республики,

сопровождающиеся эпицентрами сильных и значительных землетрясений, не испытывают связи с какими-либо значительными магнитными аномалиями.

Если считать, что зоны высоких градиентов силы тяжести в общем соответствуют зонам разломов /17,40,83,84,90/, то становится очевидным, что эти зоны, сопровождаемые в одном случае эпицентрами землетрясений, а в другом случае - положительными магнитными аномалиями, соответствуют разным типам разломов.

Кроме этих, на территории АрмССР отмечаются также другие разломы, выделяемые только по сейсмическим или только по магнитным данным. На рис.3.2 представлена схема расположения плиоцен-четвертичных вулканических центров и главнейших раз-

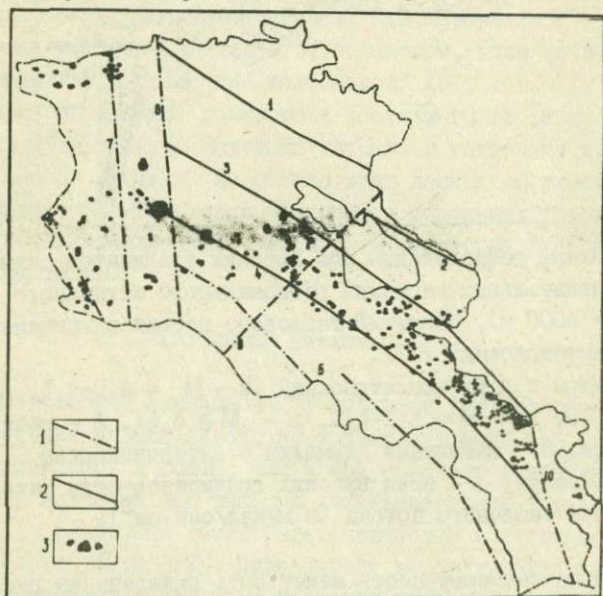


Рис.3.2. Схема расположения вулканических центров, глубинных и других крупных разломов, установленных по геофизическим данным.

1 - разломы, сопровождаемые эпицентрами сильных землетрясений, 2 - разломы, несопровождаемые эпицентрами сильных землетрясений, 3 - вулканические центры.

ломов, выделенных разными исследователями /5,8,25,48,90-92/ по геофизическим данным. По характеру их отображения в геофизических полях эти разломы могут быть подразделены на следующие группы:

1. Разломы, характеризующиеся зонами высоких градиентов силы тяжести, местами совпадающими с эпицентрами сильных землетрясений (разломы 5,6,7,10 на рис.3.2).

2. Разломы, характеризующиеся эпицентрами сильных землетрясений и границами нарушения структуры магнитного поля (разломы 8 и 9).

3. Разломы, характеризующиеся зонами высоких градиентов силы тяжести и линейными положительными аномалиями магнитного поля (разломы 1 и 2).

4. Разломы, характеризующиеся только интенсивными положительными аномалиями магнитного поля (разломы 3 и 4).

Очевидно, что вышеописанные четыре группы разломов представляют разные типы нарушений сплошности земной коры. Подробное изучение характера каждой группы разломов не составляет цель настоящей работы; отметим только, что разные группы разломов имеют различное отношение к вулканизму. В этом отношении их в общем можно подразделить на два типа: сейсмогенные и магмапроводящие.

К магмапроводящим, в первую очередь, следует относить разломы четвертой группы. Как видно из схемы (рис.3.2), они контролируют вулканические проявления Гегам-Сюникской области. Эти разломы образовались в центральной части антиклинорного поднятия — в зоне наибольшего растяжения. Вероятно, наибольшую, возможно сквозную, проницаемость они имели в верхнем плиоцене. Затем проницаемость разломов постепенно спала в связи с замедлением темпов поднятия, однако условия растяжения в общем сохранились до современной эпохи. В результате образовались крупные магматические очаги, обусловившие четвертичные ареальные вулканические проявления Гегам-Сюникской области и Арагацского массива.

К магмапроводящим относятся также разломы третьей группы, хотя они, вероятно, отличались более низкой проницаемостью. Однако эти разломы, будучи расположены вне вулканической зоны, прямого отношения к новейшему вулканизму не мо-

гут иметь.

Здесь нужно оговориться, что нами к магмапроводящим несколько условно относились только те разломы, зоны которых более или менее насыщены магматическими породами, создающими положительные магнитные аномалии. Однако нельзя отрицать возможности существования также магмапроводящих разломов, не насыщенных магматическими породами. Естественно, такие разломы в магнитном поле четко отражаться не могут.

К сейсмогенным относятся разломы первой и второй групп. Из них разломы, обозначенные цифрами 7, 5 и 10 (рис.3.2), ограничивают Гегам-Сюнникскую вулканическую область соответственно с запада, юго-запада, востока и, вероятно, являются границами сводово-глыбового поднятия. Эти три разлома являются наиболее активными из всех сейсмогенных разломов, что, видимо, обусловлено наибольшей контрастностью неотектонических движений в их зонах.

Некоторые выводы относительно возраста сейсмогенных разломов можно сделать, исходя из особенностей их отображения в геофизических полях. Так, имея в виду, что наиболее высокими магнитными свойствами обладают плиоцен-четвертичные вулканические породы, можно полагать, что наиболее молодыми из сейсмогенных разломов являются те, которые, помимо других геофизических признаков, отличаются также зонами близнулевых или отрицательных значений магнитного поля, указывающих на раздробленность и измененность молодых пород в их зонах (разлом 9). Интересно, что разлом 8 является границей интенсивных положительных аномалий Гегам-Сюнникской области и сравнительно пониженного поля Арагац-Ахалкалакской области. Можно полагать, что заложение именно этого разлома (Арагат-Спитакский разлом по Пирузяну /92/) обусловило различие в тектоническом развитии вулканических областей.

Как было сказано выше, в пределах Арагац-Ахалкалакской зоны выявлена лишь одна интенсивная магнитная аномалия, говорящая на наличие крупного магнитоактивного тела (магматического очага) внутри массива г.Арагац. Судя по расположению тела, внедрение его может быть связано с магмапроводящим разломом, обозначенным на рис.3.2 цифрой 4. Других аналогичных примеров в этой области не известно, поэтому судить о

Связи вулканизма с глубинными разломами здесь несколько затруднительно. Возможно, что некоторые из сейсмогенных в современную эпоху разломов (например разломы 7 и 6) в период их заложения (или активизации) имели высокую сквозную проницаемость, обусловившую излияние базальтовых лав. Затем, вероятно в связи с резким изменением знака тектонических движений, условия растяжения быстро сменялись условиями сжатия и разломы теряли свою проницаемость. Кратковременность магматической активности разломов, видимо, исключала возможность образования крупных периферических магматических очагов. В принципе не исключается, что такие очаги образовались на больших глубинах, ниже глубины изотермы Кюри.

Таким образом, глубинные разломы на территории АрмССР по характеру их отображения в геофизических полях могут быть подразделены на два главных типа. Разломы первого типа, отличающиеся высокой современной активностью, и поэтому названные сейсмогенными, на геофизических картах соответствуют либо зонам высоких градиентов силы тяжести, либо границам нарушения структуры магнитного поля. Второй тип разломов характеризуется либо зонами высоких градиентов силы тяжести и линейными положительными магнитными аномалиями, либо только положительными магнитными аномалиями, расположенными вдоль разломов.

Разломы первого типа, будучи заложеными в условиях сжатия и не сопровождающиеся интенсивными магматическими проявлениями, при сохранении благоприятных условий могут оставаться активными в течение долгого времени, в то время как разломы второго типа (разломы растяжения) заполняются магматическими телами, после чего постепенно теряют свою тектоническую активность и, следовательно, также сейсмоактивность.

На наш взгляд, именно с этих позиций надо объяснить относительно слабую сейсмоактивность Арагац-Сюникской области новейшего вулканизма и северо-восточной части области раннеальпийской складчатости (район развития юрского вулканизма), с одной стороны, и высокую сейсмоактивность остальных районов республики (в том числе и большей части Арагац-Ахаллакской зоны новейшего вулканизма) — с другой стороны. Уровень сейсмичности в отмеченных районах должен объясняться, в первую очередь, характером современных движений, обусловлен-

ным, помимо возраста складчатости основания /38,92/, также строением земной коры в этих областях /30,32/.

В частности, относительно слабая сейсмичность Гегам-Сюникской области, а также массива г.Арагац, может быть объяснена насыщенностью верхних слоев земной коры интрузивными телами, уменьшающей возможность тектонических движений дифференциального характера. В связи с этим интересно отметить, что согласно имеющимся данным о глубине очагов сильных землетрясений на территории АрмССР (70-80% гипоцентров землетрясений находятся на глубине 8-15 км /40/), накопление и разрядка тектонических напряжений на указанной территории происходит, в основном, именно в верхних слоях земной коры.

В пользу такого истолкования вопроса свидетельствует также тот факт, что наибольшей интенсивностью и контрастностью современных тектонических движений отличаются западные и юго-западные районы республики, а также Зангезур, которые характеризуются отрицательным или сложнодифференцированным магнитным полем. Общая амплитуда контрастных вертикальных движений в этих районах составляет до 9 мм в год /88/.

Такое истолкование сейсмичности Гегам-Сюникской области и сопредельных с ней районов соответствует современным представлениям о связи сейсмичности и вулканизма со строением земной коры в мобильных областях. В современных динамических поясах Земли зоны растяжения, по которым из глубин Земли на поверхность поднимается магма, и зоны сжатия, в которых возникают надвиги, сбросы и землетрясения, сопряжены между собой /100/.

Магмапроводящие разломы, выделяемые в неовулканическом поясе Армянской ССР (рис.3.2) по расположению крупных магнитных аномалий, в первом приближении соответствуют Ани-Ордубадскому и Ширак-Зангезурскому глубинным разломам, описанным А.Т.Асланяном /17,18/. Магматические проявления Гегам-Сюникской области, а также Арагацского массива, по всей вероятности, были связаны с активизацией этих древних разломов в новейшее время, обусловленной интенсивным воздыманием центральной части Малого Кавказа.

Однако указанные глубинные разломы, в общем контролируя расположение отдельных вулканических подзон и крупных магма-

Тических очагов, не контролируют расположение отдельных вулканических центров. В лучшем случае с ними непосредственно могут быть связаны лишь полигенные вулканы (Арагац, Цхук, Ишханасар, Араилер), приуроченные к зонам разломов, а большинство вулканических конусов разбросано вокруг них, иногда на значительных расстояниях.

Исходя из этого и других особенностей проявления вулканизма (см.гл.2) можно полагать, что магма по этим разломам не доходила или почти не доходила до земной поверхности. Их роль, видимо, заключалась только в подаче магмы во вторичные магматические очаги.

Сотни моногенных вулканов и не менее многочисленные субвулканические тела питались, очевидно, из вторичных магматических очагов. При этом, как следует из взаимного расположения вулканических центров и вторичных магматических очагов, имела место довольно далекая миграция магмы (до 10-15 км) в горизонтальном направлении.

Подводящими каналами для моногенных извержений могли служить локальные трещины, доходящие до глубины вторичных магматических очагов.

3.2. Магмаподводящие трещины

В областях ареального вулканизма предполагается наличие целых систем магмаподводящих трещин /5I,6I/, однако данные о них, основанные на прямых наблюдениях, очень редки. Тем не менее геофизические исследования полностью подтвердили справедливость этого предположения.

В результате детальных магнитометрических исследований в Сюникском, Гегамском и Арагацском вулканических нагорьях были выявлены многочисленные локальные разрывные нарушения, которые в зависимости от их характера и местоположения магнитных пород до и после образования разлома в магнитном поле отображаются по-разному /22,24,25,28/. Магмаподводящие разломы и трещины, частично заполненные высокомагнитными магматическими породами, в магнитном поле выделяются, как правило, узкими зонами локальных аномалий. На рис.3.3 приведены наиболее характерные примеры отображения магмаподводящих

Трещин в магнитном поле. Они, по сути дела, соответствуют двум основным случаям поведения магмаподводящих трещин, указанным К.И.Карапетяном /61/. В первом случае (рис.3.3а) трещина, возникшая в толще ранее изверженных эффузивов и оставшаяся незаполненной магмой на значительной части своего простираения, отображается в основном слабыми линейными отрицательными аномалиями. Отдельные изометрические интенсивные аномалии, наблюдаемые вдоль таких трещин, соответствуют вулканам центрального типа или приповерхностным внедрениям магмы.

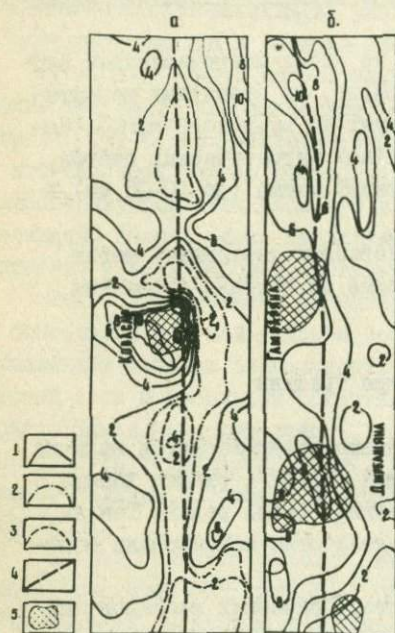


Рис.3.3. Отражение магмаподводящих трещин в магнитном поле. Изолинии магнитного поля (мэ): 1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные; 4 - трещины; 5 - вулканические центры.

Во втором случае (рис.3.3б) трещина, заполненная дайками и другими телами внедрения, фиксируется линейными интенсивными аномалиями, как правило, одного знака (или положительного, или отрицательного). В зависимости от магнитных свойств пород, заполняющих трещины или отдельные их фрагменты, интенсивность аномалий меняется от нескольких сотен до 1500-2000 гамм. Знак аномалий зависит от палеомагнитного

фактора. Особенно большое распространение такие трещины имеют на Гетамском нагорье, на северном и южном склонах г.Арагац, а также в районах распространения молодых дацитовых лав (Привершинное и Маралик-Мастаринское плато).

В обоих случаях каких-либо признаков, указывающих на значительные вертикальные смещения крыльев трещин относительно друг друга, не наблюдается. Протяженность трещин обычно небольшая: от нескольких сотен метров до первых километров, редко доходит до 10-15 км. Вулканические центры с равной вероятностью могут быть связаны как с первым, так и со вторым типом трещин. Многие трещины, четко фиксируемые в магнитном поле, не обнаруживают связи с вулканами, и наоборот, - для многих вулканов не удается определить трещину, с которой он связан. Последнее обстоятельство, конечно, еще не говорит об отсутствии такой трещины, а скорее всего обусловлено неблагоприятной физико-геологической обстановкой, не позволяющей выявить трещину.

О глубине вышеописанных трещин можно судить исходя из роли, которую они играли при вулканизме - подъем магмы от вторичных и апофизных очагов до дневной поверхности. Судя по глубинам этих очагов (2-5 км и 0,5-1,5 км соответственно), глубина проникновения трещин может составить 0,5-5 км.

Из всего вышеизложенного следует, что направления линейных магнитных аномалий в общем должны соответствовать направлениям магмаподводящих трещин и, в принципе, могут быть использованы для изучения закономерностей расположения последних в данной области.

Для этой цели вместо магнитных карт удобно использовать некоторые их трансформации, подчеркивающие линейные элементы поля. В качестве одной из трансформаций магнитного поля использована схема осей магнитных аномалий (рис.3,4).

Основой для построения схемы служила аэромагнитная карта, снятая с небольшой высоты. Оси аномалий проводились по планам изолиний поля в масштабе 1:50000. В процессе трансформации включены только те локальные аномалии положительного и отрицательного знака, которые имеют резко выраженную линейность. Аномалии, форма которых близка к изометрической, не были учтены.

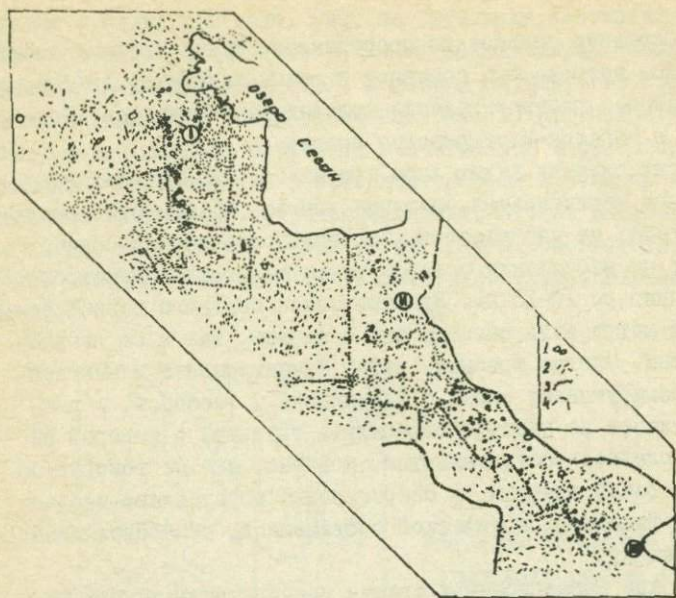


Рис.3.4. Схема осей магнитных аномалий Гегам-Сюникской области

1 - вулканические центры, 2 - оси магнитных аномалий, 3 - границы участков с различными преобладающими направлениями осей аномалий, 4 - границы магнитной съемки.

На схеме (рис.3.4) выделяются несколько участков с различным характером распределения линейных элементов магнитного поля. При этом их границы выделяются довольно четко и, как правило, прямолинейно. Бросается в глаза тот факт, что в пределах некоторых участков подавляющее большинство линейных элементов ориентировано в определенном едином направлении. Для различных участков это субмеридиональное, субширотное, общезональное (по простиранию Гегам-Сюникской вулканической зоны) и антизональное направления. Этот факт показывает, что при формировании линейных магнитных аномалий случайные факторы (вулканический рельеф, направления течений лавовых потоков и т.д.) играют незначительную роль. Существенного влияния

в этом отношении не может оказать также рельеф подластового основания, который по данным электроразведочных работ /77/ представляет собой, главным образом, пологую равнину. Очевидно, ориентация линейных элементов магнитного поля, а вместе с ним и общая картина распределения высокомагнитных магматических масс в верхних слоях земной коры, подчинены какой-то строгой закономерности, имеющей, по всей вероятности, тектонический характер.

В других районах Гегам-Сюнникской области (участки I, II и III на рис.3.4) картина ориентации осей магнитных аномалий довольно сложная. Однако, как показывают статистические расчеты, здесь тоже распределение осей аномалий по азимутам отличается от случайного. На рис.3.5 приведены осредненные частотные кривые, показывающие число осей аномалий, лежащих в различных направлениях. На каждой из них четко выделяются 3-4 максимума, соответствующие господствующим направлениям осей в пределах различных участков. Наиболее часто (по крайней мере в двух участках из трех) повторяются максимумы на азимутах 90° , 0° , $325-330^{\circ}$, которые отвечают субширотным, субмеридиональным и общезональным направлениям.

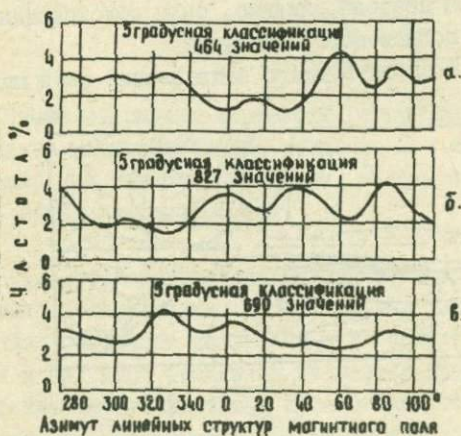


Рис.3.5. Частотные кривые для участков I(а), II(б) и III(в), выделенных на рис.3.4.

Таким образом, линейные элементы магнитного поля Гегам-Сюникской области в общем ориентированы в четырех основных направлениях, составляющих две взаимно перпендикулярные системы: ортогональную и диагональную. В пределах же отдельных участков наблюдается 1 или 2-3 господствующих направления линейных элементов. Исходя из геолого-геофизических представлений о районе исследований, отмеченных выше, можно утверждать, что схема осей магнитных аномалий отражает общие тенденции направленности магмаподводящих трещин, выраженных в самых верхних слоях земной коры; в пределах каждого участка трещины ориентированы в соответствии с господствующими направлениями осей магнитных аномалий. Интересно отметить, что по направлению господствующих простираний осей аномалий ориентированы не только трещины растяжения, но и в некоторых случаях нарушения взбросо-сбросового типа. Так, на восточных склонах Гегамского нагорья, где линейные аномалии имеют резко выраженное меридиональное простирание, Е.Е.Милановским описан ряд средне- и позднечетвертичных взбросо-сбросовых нарушений, ориентированных в этом же направлении /75/.

Направления магмаподводящих трещин и других нарушений, выраженных в лавовом покрове, видимо, были обусловлены тектоническим строением подлавого основания.

Границы смены господствующего направления осей магнитных

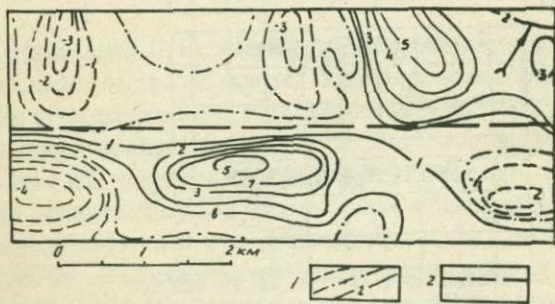


Рис. 3.6. Фрагмент карты ΔT_p южного склона массива г.Арагац. 1 - изолинии магнитного поля (мэ), 2 - разлом, выделяемый как граница смены простирания магнитных аномалий.

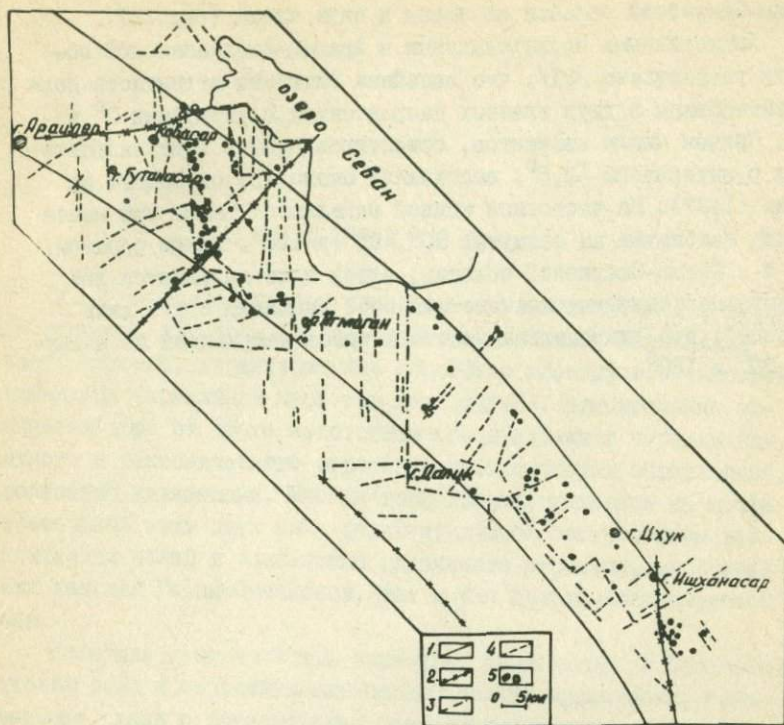


Рис.3.7. Схема разрывных нарушений Гегам-Сюникской области. 1 - глубинные магмапроводящие разломы, 2 - крупные сейсмогенные разломы, 3 - локальные разломы, 4 - магмаподводящие трещины, 5 - вулканические центры.

аномалий (рис.3.4) в принципе должны соответствовать сравнительно крупным нарушениям. Возможно, они выражены не только в подластовом осадочном чехле, но и в верхней части жесткого субстрата и являются границами небольших блоков с определенными направлениями складчатых и разрывных структур. Пример отображения такого нарушения на магнитной карте приведен на рис.3.6. Как правило, они не контролируют расположение вулканических центров.

Результаты исследований по изучению разрывной тектоники

Тегам-Сьникской области обобщены в виде схемы (рис.3.7).

Аналогичными исследованиями в Арагац-Ахалкалакской области установлено /31/, что линейные элементы магнитного поля ориентированы в двух главных направлениях с азимутами 0° и 90° . Причем число элементов, ориентированных в этих направлениях с интервалом $\pm 2,5^{\circ}$, составляет около 15% от общего их числа (1487). На частотной кривой выделяются также три менее четких максимума на азимутах 30° , 65° и 120° . Таким образом, как и в Тегам-Сьникской области, здесь тоже выделяются две взаимно перпендикулярные системы осей аномалий с той лишь разницей, что диагональная система здесь направлена по азимутам 30° и 120° .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В неовулканическом поясе Армении выделяются две главные области, или зоны (Гегам-Сюникская и Арагац-Ахалкалакская), которые, характеризуясь общностью главных особенностей вулканизма (ареальный характер извержений), одновременно отличаются друг от друга некоторыми специфическими чертами глубинного и тектонического строения, вулканических образований, проявления вулканизма. Массив горы Арагац, находясь на месте пересечения этих двух зон, характеризуется соотношением геофизических полей и элементами глубинного строения, свойственными как для Гегам-Сюникской, так и для Арагац-Ахалкалакской зоны.

Новейшие тектонические движения, протекавшие в Гегам-Сюникской зоне и сопровождавшиеся процессами вулканизма, обнаруживают связь с донеогеновым структурным планом. Эта связь выражается в региональном совпадении основных новейших и донеогеновых тектонических элементов.

Развитие же Арагац-Ахалкалакской зоны в новейшее время происходило по плану Транскавказского поднятия, пересекающего все донеогеновые тектонические зоны в субмеридиональном направлении.

2. Важной особенностью глубинного строения Гегам-Сюникской зоны является наличие в земной коре крупных магнитоактивных тел. Площадь поперечного сечения этих тел составляет около 20 км^2 , глубина залегания верхней кромки — от 2 до 5 км, считая от дневной поверхности. По магнитным свойствам, предполагаемым на основе аномального поля, эти тела соответствуют составу наиболее распространенных в вулканической зоне изверженных пород (андезито-базальты). Расположены они по простиранию вулканической зоны и, судя по всему, представ-

лдят собой застывшие вторичные магматические очаги вулканических проявлений Гетам-Сюникской области.

Судя по аномальному магнитному полю Арагац-Ахалкалакской зоны, вторичные магматические очаги, подобные таковым в Гетам-Сюникской области, здесь либо отсутствуют, либо залегают ниже глубины изотермы Кюри для ферромагнитных минералов. Исключение в этом отношении составляет только массив горы Арагац, внутри которого выявлено магнитоактивное тело, аналогичное по размеру и глубине залегания с вышеописанными телами Гетам-Сюникской области.

3. Внедрение вторичных магматических очагов происходило по зонам Ани-Ордубадского и Ширак-Зангезурского донетеновых глубинных разломов вследствие их активизации в новейшее время. Однако магма по этим разломам почти не доходила до земной поверхности. С ними непосредственно могут быть связаны лишь некоторые крупные вулканы, приуроченные к зонам разломов. Основная роль глубинных разломов заключалась только в подаче магмы во вторичные магматические очаги. Сотни моногенных вулканов и не менее многочисленные субвулканические тела питались из вторичных магматических очагов посредством локальных разломов и трещин, выраженных в подластовом осадочном чехле. При этом иногда имела место довольно далекая миграция магмы (до 10-15 км) в горизонтальном направлении.

Трещины и разломы, с которыми непосредственно связаны вулканические извержения пояса, ориентированы в четырех основных направлениях - в азимутах 0° , 90° , $325-330^{\circ}$, 60° , отражающих, по-видимому, главные направления тектонических напряжений в новейшее время.

4. Основной тип извержений новейших моногенных вулканов изучаемой области - центральный. Трещинные излияния происходили, в основном, в верхнеплиоцен-нижнечетвертичное время, получая особенно бурное развитие в Арагацской вулканической области.

Под вулканическими конусами, во многих случаях, на небольших глубинах (до 0,5-1,5 км) залегают субвулканические тела, вызывающие локальные магнитные аномалии. Судя по всему, они представляют собой магматические очаги типа апофизных, с которыми вулканы связаны узкими питающими каналами.

С другой стороны, оказывается, что не со всеми субвулканическими телами связаны вулканические извержения. По данным крупномасштабной аэромагнитной съемки в пределах изучаемой области выделяются также многочисленные субвулканические тела, не имеющие связи ни с вулканическими конусами, ни с другими положительными формами рельефа. При этом основная часть как субвулканических тел, так и моногенных вулканических конусов сконцентрирована в тех районах, где по данным региональных магнитных данных в верхних слоях земной коры предполагается наличие крупных вторичных магматических очагов. Исходя из соотношения глубин "апофизных" очагов и других субвулканических тел (0,5–1,5 км) и вторичных очагов (2–5 км), надо полагать, что первые представляют собой приподнятые к дневной поверхности ответвления (штоки) вторичных очагов. Те вулканы (например вулканы гегамского типа), под которыми субвулканические тела не обнаруживаются, вероятно, питались непосредственно от вторичных очагов, эффект которых при низкоуровневых магнитных съемках отражается только в фоновых значениях магнитного поля. В таких случаях над вулканами каких-либо значительных аномалий не наблюдается. В этом отношении открытым остается вопрос некоторых вулканов периферических плато Арагацской области, в районе расположения которых не обнаруживаются аномалии, связанные с "апофизными" или вторичными магматическими очагами.

Полученные результаты в общем подтверждают ареальный характер вулканических извержений изучаемой области на фоне отдельных крупных вулканов центрального типа.

5. Интенсивное проявление молодого вулканизма, многочисленные выходы термальных вод с высокими устьевыми температурами, высокие значения глубинного теплового потока и геотермического градиента и ряд других геолого-геофизических данных свидетельствуют о перспективности территории Армянской ССР по геотермальным ресурсам, пригодным для использования в топливно-энергетическом балансе республики /1,2,14, 19–21, 78–81, 106, 107, 111, 115/. В этом отношении большой интерес представляют приведенные в настоящей работе данные о местоположении и размерах вторичных магматических очагов. Объем наиболее крупных из них оценивается в порядке 100–

200 км³. Задетаят они под мощной (2-5 км) толщей вулканогенно-осадочных пород, обладающих сравнительно низкой теплопроводностью. С другой стороны, вышеописанный механизм проявления вулканизма предполагает жидкое состояние магмы во вторичных очагах вплоть до последних извержений, давность которых оценивается в порядке несколько десятков тысяч лет /19/.

Все эти данные указывают на большую вероятность наличия в недрах неовулканического пояса мощных тепловых ресурсов, пригодных для извлечения и использования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисянц А.А. и др. Тепловой поток в Закавказье. - ДАН СССР, т.222, № 3, 1975.
2. Аветисянц А.А. Геотермические условия недр Армении. М.: Наука, 1979.
3. Акопян Ц.Г. Влияние рельефа местности на поле ΔZ в связи с характером намагниченности эффузивных пород. - ДАН АрмССР; т.21, № 3, 1955.
4. Акопян Ц.Г. Об остаточной намагниченности эффузивных горных пород Армении. - ДАН АрмССР, т.24, № 5, 1957.
5. Акопян Ц.Г. Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. - ДАН АрмССР, т.29, № 5, 1959.
6. Акопян Ц.Г. Магнитное поле Араратской котловины АрмССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1960.
7. Акопян Ц.Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород АрмССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1963.
8. Акопян Ц.Г. Магнитные свойства горных пород АрмССР и их использование в целях интерпретации магнитных аномалий и корреляции вулканогенных образований. Автореферат дисс.на соискание уч.степени доктора геол.-мин.наук, 1967.
9. Акопян Ц.Г. Палеомагнетизм мезокайнозойских изверженных пород Армянской ССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1968.
10. Акопян Ц.Г. Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование. - В кн.: Геология Армянской ССР, т.10, Геофизика. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1972.
11. Акопян Ц.Г., Отанисян Ш.С. Плотностная и магнитная характеристика геологического разреза. - В кн.: Геология

АрмССР, т.10, Геофизика. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1972.

12. Акопян Ц.Г. и др. Новые данные о тектоническом строении Зангезурской сейсмоактивной зоны. - В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1973.

13. Амарян В.М. Строение и происхождение Арагаца. - Бюлл.МОИП, отдел геол., № 1, 1965.

14. Анабян А.Л. Некоторые особенности теплового поля района курорта Джермук. - В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966.

15. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Гостоптехиздат, 1962.

16. Аракелян Р.А., Ширинян К.Г. Некоторые сравнительные характеристики вулканизма Земли и Луны по данным космических снимков. - В кн.: Проблемы палеонтологии, т.2. Ленинград-Ереван: Изд.АН АрмССР, 1977.

17. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: "Айпетрат", 1958.

18. Асланян А.Т. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т.43, Армянская ССР. М.: Недра, 1970.

19. Асланян А.Т. Некоторые вопросы изучения и использования подземного тепла в Армянской ССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1979.

20. Асланян А.Т. и др. Состояние изученности геотермических условий недр Армянской ССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1980.

21. Асланян А.Т. и др. Задачи исследования и возможности использования подземного тепла в Армянской ССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1980.

22. Бадалян М.С. Отрицательные магнитные аномалии на некоторых вулканических конусах Сюникского нагорья. - Молодой научный работник, № 2(20). Ереван: Изд.ЕрГУ, 1974.

23. Бадалян М.С. О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1976.

24. Бадалян М.С. Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным. - Изв.АН

АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1977.

25. Бадалян М.С. Исследование верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма Гегам-Сюникской области геофизическими методами. Автореферат дисс. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук. Днепропетровск, 1977.

26. Бадалян М.С. Некоторые вопросы методики интерпретации гравимагнитных аномалий, наблюдаемых на моногенных вулканах АрмССР. - В кн.: Материалы республиканской конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию Великого Октября. Ленинакан, 1977.

27. Бадалян М.С., Титов С.П. Еще раз о зональности геофизических полей Армянской ССР. - В кн.: Материалы республиканской конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию Великого Октября. Ленинакан, 1977.

28. Бадалян М.С., Тер-Давтян Н.З. Некоторые результаты геофизического исследования четвертичного вулканизма Кафанского района. - В кн.: Материалы республиканской конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию Великого Октября. Ленинакан, 1977.

29. Бадалян М.С. Магнитное поле вулканов Гегамского типа. - В кн.: Материалы республиканской конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию Великого Октября. Ленинакан, 1977.

30. Бадалян М.С., Отанисян Ш.С., Пирузян С.А. О некоторых соотношениях между геофизическими полями и вулканизмом территории Армянской ССР. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1978.

31. Бадалян М.С., Асланян С.Р., Киракосян А.А. Линейные тенденции магнитного поля западной части территории Армянской ССР и их тектоническое истолкование. - В кн.: Тезисы докладов республиканской научно-технической конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию установления советской власти в Армении. Ленинакан, 1980.

32. Бадалян М.С., Пирузян С.А., Симонян С.С. Оценка сейсмичности вулканических областей Армении по геофизическим данным. - В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980.

33. Бадалян М.С. Линейные элементы магнитного поля и

Разрывная тектоника Гегам-Сюникской вулканической области. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983.

34. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981.

35. Вартанян К.С., Гордиенко В.В. Новые определения теплового потока на территории Армянской ССР. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1984.

36. Вартанян К.С., Якоби Н.М. Источники аномального теплового потока территории Армянской ССР. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1984.

37. Габриелян А.А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1974.

38. Габриелян А.А., Пирузян С.А., Симонян Г.П. Новая схема сейсмического районирования территории Армянской ССР. — ДАН АрмССР, т.13, № 3, 1976.

39. Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. Изд.АН СССР, 1963.

40. Геология Армянской ССР, т.10, Геофизика. Ереван: АН АрмССР, 1972.

41. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. — Киев: Наукова думка, 1982.

42. Горшков А.П. Глубинное строение вулкана Малый Семячик на Камчатке по гравиметрическим данным. — Геология и геофизика, № 4, 1973.

43. Грознова А.А., Бельфер В.М. Программы для решения геофизических задач на ЦВМ. Л., 1970.

44. Дворов И.М. Использование тепла Земли за рубежом. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973.

45. Дядькин Ю.Д., Порийский Ю.М., Байнблат А.Б., Романов В.А. Исследование и разработка рациональных систем извлечения и использования тепла, аккумулированного глубинными слоями земной коры в районах Крайнего Севера и Северо-Востока СССР. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973.

46. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. — Совет-

ская геология, № 6, 1973.

47. Егоркина Г.В. Природа анизотропии скоростей распространения упругих волн в условиях Армении. - Прикладная геофизика, вып.78, 1975.

48. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Изучение глубинных разломов по материалам, полученным по станциям "Земля" на территории Армении. - Разведочная геофизика, вып. 72, 1976.

49. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. - Советская геология, № 3, 1976.

50. Егоркина Г.В., Ракитов И.В., Гаретовская И.В. и др. Напряженное состояние земной коры на территории Армении по сейсмическим данным. - Геотектоника, № 2, 1977.

51. Заварицкий А.Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. - Изв.АН СССР, серия геол., № 1, 1945.

52. Зейгельман М.С. Методическое руководство и сборник программ для решения прямых задач магниторазведки (математическое обеспечение ЭВМ "Минск-22"). Киев: Наукова думка, 1972.

53. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1972.

54. Карта аномального магнитного поля (ΔT_c) СССР м-ба 1:2500000 (под ред. Э.А. Макаровой). М.: МГ СССР, ВСЕГЕИ, 1977.

55. Карапетян К.И. О новом, гегамском типе вулканов. - Изв.АН СССР, серия геол., № 5, 1962.

56. Карапетян К.И. Вулкан Армаган. - Изв.АН АрмССР, серия геол.и географ.наук, т.15, № 2, 1962.

57. Карапетян К.И. Четвертичный вулканизм бассейна реки Арпа в Армении. - В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд.АН СССР, 1962. ✓

58. Карапетян К.И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора. - В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд.АН СССР, 1963.

59. Карапетян К.И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. - В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966. ✓

60. Карапетян К.И. Верхнеплиоцен-четвертичные магмати-

Ческие формации и вулканизм Армении. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1969.

61. Карапетян К.И., Адамян А.А. Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1973.

62. Карапетян Н.К. О сейсмичности Кавказа. — Изв.АН АрмССР, серия геол.и географ.наук, т.13, № 1, 1960.

63. Карапетян С.Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. — В кн.: Вулканические и вулcano-плутонические формации. М.: Наука, 1966.

64. Карапетян С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород АрмССР. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.

65. Карапетян С.Г. Особенности состава и строения новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1972.

66. Ковальский В.Л. Неотектонические движения — инженерно-геологический фактор. — Проблемы инженерной геологии. Изд.МГУ, 1970.

67. Ласточкин А.Н. О неотектонических критериях нефтегазоносности. — Изв.ВУЗ, 3, 1971.

68. Ласточкин А.Н. Связь геотермического режима с неотектоническими движениями и морфоструктурами нефтегазоносных областей. — Геоморфология, № 3, 1973.

69. Логачев А.А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. Госгеолиздат, 1955.

70. Логачев А.А. Магниторазведка. Л.: Недра, 1968.

71. Малахов А. Гравитационные аномалии вулканических районов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

72. Малахов А. Исследования магнитного поля над вулканами. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

73. Малхасян Э.Г., Ширинян К.Г. Эффузивные породы. — В кн.: Геология СССР, т.43, Армянская ССР. М.: Недра, 1970.

74. Миков Д.С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Томск: Изд.Томского университета, 1962.

75. Милановский Е.Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. Автореферат дисс.на соиск. уч.степени докт.геол.-мин.наук. М., 1965.

76. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1969.
77. Минасян Р.С. Новые данные о характере подлавого рельефа северной части Гегамского вулканического нагорья. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3-4, 1965.
78. Мириджанян Р.Т. О природе аномального повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1974. ✓
79. Мириджанян Р.Т. Перспективы практического использования геотермальной энергии в Армянской ССР. - Промышленность Армении, № 5, 1975. ✓
80. Мириджанян Р.Т. Некоторые данные о геотермических особенностях территории Армянской ССР. - В кн.: Геология Армянской ССР, т.10, Геофизика. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1972. ✓
81. Мириджанян Р.Т. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1979. ✓
82. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965.
83. Никольский Ю.И., Сироткина Т.Н., Милай Г.А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. - Методы разведочной геофизики. Вып.12. Л.: Недра, 1971. ✓
84. Отанисян Ш.С. Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью (на примере Арагатской котловины и сопредельных с ней районов АрмССР). - ДАН АрмССР, т.26, 1958.
85. Отанисян Ш.С. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории АрмССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 1-2, 1966.
86. Отанисян Ш.С., Отанисян Л.Б. Основные черты строения массива горы Арагац по гравиметрическим данным. - В кн.: Некоторые вопросы физики Земли. Тбилиси: Изд.АН ГССР, 1971.
87. Отанисян Ш.С. Изостатические аномалии силы тяжести и новейшие движения земной коры на территории Армянской ССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
88. Отанисян Ш.С. и др. Некоторые предварительные результаты исследований современных локальных вертикальных движений и изменений силы тяжести во времени на геодинамических полигонах Армянской ССР. - В кн.: Материалы конферен-

Тили "Современные движения земной коры". Новосибирск: Изд.ИГТ СО АН СССР, 1976.

89. Отанисян Ш.С. Строение земной коры территории Армении. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 4-5, 1977.

90. Отанисян Ш.С. Гравитационное поле и его геологическое истолкование. - В кн.: Геология Армянской ССР, т.10, Геофизика. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1972.

91. Пирузян С.А. и др. Блоковое строение территории Армянской АЭС и сопредельных районов в связи с сейсмическим районированием. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1978.

92. Пирузян С.А. Новые данные по сейсмотектонике Большого Ереванского района. - ДАН АрмССР, т.16, № 4, 1965.

93. Пирузян С.А. О причинах так называемых общих сотрясений или одновременных землетрясений. - ДАН АрмССР, т.17, № 1, 1966.

94. Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966.

95. Рафорд М.С., Самнер Дж.С. Аэромагнитная съемка (обзор). - В кн.: Аэромагнитные методы в геофизике. М.: Мир, 1966.

96. Ривош Л.А. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным). - Геология и геофизика, № 6, 1963.

97. Ривош Л.А., Штейнберг Г.С. Геофизическое изучение камчатских вулканов. - Геология и геофизика, № 7, 1964.

98. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Наука, 1970.

99. Смирнов Я.Б. Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии. - Геотектоника, № 6, 1968.

100. Святловский А.Б. Структурная вулканология. М.: Недра, 1971.

101. Снежко А.А. Решение прямой задачи магниторазведки (общий случай). Л.: ВИРТ, 1968.

102. Ходжоян М.П., Ядоян Р.Б. Гидротермальные ресурсы Армянской ССР. - В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973.

103. Холл Д.Х. Магнитное и тектоническое районирование

на о.Тексада, Британская Колумбия. - В кн.: Аэромагнитные методы в геофизике. М.: Мир, 1966.

104. Хоран К., Уэда С. Тепловой поток в вулканических областях. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

105. Череменинский Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972.

106. Чернявский Г.А., Яникян В.О., Мириджанян Р.Т. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1980.

107. Ширинян К.Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 5-6, 1967.

108. Ширинян К.Г., Аджимамудов Э.Б. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении. - В кн.: Труды второго Всесоюзного вулк.совещания. М.: Наука, 1966.

109. Ширинян К.Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. - В кн.: Геология Армянской ССР, т.4, Петрография, вулканические породы. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1970.

110. Ширинян К.Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1975.

111. Ширинян К.Г. Возможные петрогеотермические ресурсы новейшего вулканического пояса Армянской ССР и некоторые проблемы их поисков и изучения. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1980.

112. Ширинян К.Г., Бадалян М.С., Гукасян Ю.Г. Некоторые особенности магнитного поля Арагацского вулканического нагорья. - Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1981.

113. Штейнберг Т.С., Зубин М.И. О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом. - ДАН СССР, т.152, № 4, 1963.

114. Штейнберг Т.С., Рындин Э.А., Чирков А.М. Изучение геомагнитного поля на вулкане Авача. - Геомагнетизм и аэрoномия, № 5, 1964.

115. Ядоян Р.Б. Наложенные тектонические впадины как перспективные структуры для выявления термоминеральных вод.-

116. Affleck I. Magnetic anomaly trend and spacing patterns. *Geophysics*, 28, 1963.
117. Gupta V.K., Fitzpatrick M.M. Evaluation of terrain in ground magnetic surveys. *Geophysics*, vol.36, 3, 1965.
118. Hagiwara Y. Analysis of the results of the aeromagnetic surveys over volcanoes in Japan. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, 1965.
119. Keller F., Meuschall J. Aeromagnetic survey in the Aleution, Marshall and Bermuda islands. *Trans. Amer. Geophysics Union*. vol.35, 4, 1954.
120. Kubotera A., Tajima H., Sumitomo N., Doi H., Izutuya S. Gravity surveys on Aso and Kuji Volcanic Region. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ*, 47, p.2. 1969.
121. Malahoff A., Origin of magnetic anomalies over the central volcanic region of New Zealand. The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area, *Geophys. Monograph 12, Am. Geophysical Union, Washington, D.C.*, 1968.
122. Malahoff A., Woollard G. Magnetic and tectonic trends over the Hawaiian ridge. The crust and Upper mantle of the Pacific Area, *Geophys. Monograph 12, Am. Geophysical Union, Washington. D.C.*, 1968.
123. Modriniak N., Studt F.E., Geological structure and volcanism of the Taupo-Tarawera district. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 2 (4), 1959.
124. Rikitake F. On magnetisation of volcanoes. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* vol.30, 1963.
125. Robertson E.I., Gravity survey in the Cook Islands, *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 10 (6), 1967.
126. Steinberg G.S., Rivosh L.A., Geophysical study of the Kamchatka volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 70, 1965.
127. Wellman P., The aeromagnetic anomalies and the bathymetry of the central part of the Hawaiian ridge. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 10 (6), 1967.
128. Yokoyama J. Geomagnetic studies of volcano Mihara. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* vol.32, 1954.

129. Yokoyama I., Gravity survey on the Aria Caldera, Kyushu, Japan, Nature, 191, 1961.

130. Yokoyama J., Tajima H. Gravity survey on the Kuttyara caldera by means of a Worden Gravimeter. Nature, 183, 1959.

131. Yokoyama J., Hadikisumo A. A Gravity survey on the Krakatau Islands, Indonesia. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 47, 1969.

О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е	5
Г л а в а 1. Особенности глубинного строения новейшего вулканического пояса	7
1.1. Новейший вулканический пояс и его положение в тектонической структуре Малого Кавказа...	7
1.2. Краткая характеристика физических свойств основных литологических комплексов	10
1.3. Корреляция геофизических полей с донезогено- выми тектоническими структурами и новейшими вулканическими зонами	12
1.4. Вторичные магматические очаги	22
Г л а в а 2. Особенности строения моногенных вулканов ..	37
2.1. Методика геофизического изучения вулканов..	37
2.2. Вулканы Гегамского нагорья	42
2.3. Вулканы Сюникского нагорья	54
2.4. Вулканы Арагацского нагорья	63
А. Общая характеристика магнитного поля и его связь с глубинным строением	64
Б. Связь магнитного поля с возрастом и петро- графическими особенностями пород	68
Г л а в а 3. Связь вулканизма с разрывной тектоникой....	78
3.1. Глубинные разломы	78
3.2. Магмаподводящие трещины	85
З а к л ю ч е н и е	93
Л и т е р а т у р а	97

Мушег Седракович Бадалян

ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

Редактор издательства Ж. В. Налчаджян

Художник К. К. Кафадарян

Тех. редактор Л. К. Арутюнян

Корректор В. Т. Симонян

ИБ № 1160

Сдано в производство 18.06.1986 г.,

Подписано к печати 11.06.1986 г.,

ВФ 06229 Формат 60x84 1/16, бумага № 2

Офсетная печать. Печ. л. 6,88

Усл. печ. л. 6,39. Учетно-изд. л. 5,75

Тираж 800. Зак. № 452 Изд. № 6731

Цена 185 коп.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,

пр. Маршала Баграмяна, 24 г.

Типография Издательства АН АрмССР,

378310, г. Эчмиадзин.

5352

28.30.34.81