

С. Н. НАЗАРЕТЯН

**ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ
ТЕРРИТОРИИ
АРМЯНСКОЙ
ССР**

ЕРЕВАН



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԱՇԽԱՏԱՆՔԱՅԻՆ ԿԱՐՄԻՐ ԳՐՈՇԻ ՇՔԱՆՇԱՆԱԿԻՐ
ԳԵՈՖԻԶԻԿԱՅԻ ԵՎ ԻՆՓԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՄՄՈՒՈՐԳԻԱՅԻ
ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ



Ս. Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ
ԲԵԿՎԱԾՔՆԵՐԸ

(ԸՍՏ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ)

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ
ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

С. Н. НАЗАРЕТЯН

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ТЕРРИТОРИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

(ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

4189

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1984



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

*Ответственный редактор академик АН АрмССР А. А. ГАБРИЕЛЯН
Книгу рекомендовали к печати рецензенты:*

доктора геол.-мин. наук К. Ф. ТЯПКИН, О. А. САРКИСЯН

Назаретян С. Н.

Н 191 Глубинные разломы территории Армянской ССР
(по геофизическим данным)/Отв. ред. А. А. Габриелян.—Ер.: Изд-во АН АрмССР, 1984.—138 с., рис.
1 л. табл.

Книга является первой работой, специально посвященной изучению глубинных разломов территории Армянской ССР на основе комплекса геофизических методов. В ней обсуждаются такие актуальные научные и практические вопросы, как выявление новых и уточнение местоположения известных разломов, их систематизация, тектоническое районирование территории республики, связь сейсмичности с разломами и др. Полученные результаты имеют определенное значение в познании тектонических особенностей Малого Кавказа.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся вопросами региональной геологии, тектоники и сейсмостектоники.

ББК 26.3+26.2

Н $\frac{1903020000}{703(02)-84}$ 74—83

© Издательство АН Армянской ССР, 1984.

ОТ РЕДАКТОРА

Глубинные разломы (зоны разломов) являются одним из главнейших структурных элементов земной коры. Без преувеличения можно сказать, что в научных трудах, опубликованных в последние десятилетия и посвященных региональной геологии и тектонике складчатых областей и платформ, трудно найти работу, в которой не было бы раздела о разломах глубокого заложения.

Ныне неоспоримо доказана важнейшая роль глубинных разломов в заложении и развитии геосинклинальных прогибов, изменении фаций и формаций горных пород, в пространственном размещении магматических тел и рудных месторождений.

Армения и Кавказ в целом исключения в этом отношении не составляют. На территории нашей республики геологами и геофизиками также выявлены и описаны разломы, тянущиеся на большие расстояния и проникающие в глубь земной коры на десятки километров.

Вместе с тем следует отметить, что до сих пор нет обобщающей работы, специально посвященной описанию глубинных разломов Армении. Монография С. Н. Назаретяна является первой попыткой в этом отношении и поэтому, безусловно, представляет значительный научный и практический интерес*. В ней автор подытоживает все имеющиеся геофизические (гравиметрические, магнитометрические, сейсмологические) данные и дает детальную характеристику выделенных им глубинных разломов. В ряде случаев при описании разломов использованы также геологические показатели.

В работе обсуждаются такие актуальные научные и практические вопросы, как классификация глубинных разломов, глубинные разломы и тектоническое районирование, связь глубинных разломов с сейсмичностью и др. Вместе с тем многие вопросы, выдвигаемые автором и касающиеся возраста, классификации и других признаков разломов, остаются еще спорными и нуждаются в уточнениях и новых исследованиях. Так, например, в некоторых случаях выявленные автором по геофизическим данным глу-

* Краткое описание разломов глубокого заложения имеется в работе А. А. Габриеляна и др. «Сейсмотектоника Армянской ССР», изд. Ереванского университета, 1981.

бинные разломы не фиксируются на геологических картах даже хорошо обнаженных участков. Нередки и случаи, когда установленные по комплексу геологических данных разломы не отражены на геофизических полях. Не совсем удачной является классификация разломов по простиранию (общекавказские, антикавказские и др.), в отдельных случаях нуждаются в уточнении также названия разломов.

Однако, мы считаем, что опубликование монографии С. Н. Назаретяна послужит толчком для дальнейшего исследования указанных и многих других вопросов и развития учения о разломах.

Завершается первый этап изучения разломной тектоники территории нашей республики, результатом чего является выявление геологическими и геофизическими методами дизъюнктивов глубинного заложения.

Задача дальнейших исследований—детальное изучение внутреннего строения зон разломов геологическими, геохимическими, геофизическими, структурно-геоморфологическими и др. методами. Зоны глубинных разломов на территории Армении, в пределах которых развиты десятки и сотни разнонаправленных разрывных нарушений различных кинематических типов, обычно имеют ширину от нескольких до 10—15 км. Детальное изучение их, разумеется, имеет не только теоретическое, но и важное практическое значение.

Академик АН АрмССР
А. А. ГАБРИЕЛЯН

ВВЕДЕНИЕ

Глубинными разломами (ГР) называются морфологически четко выраженные, длительно развивающиеся дизъюнктивные поверхности или узкие зоны тектонического перемещения участков земной коры сдвигового, покровно-надвигового, сбросового и раздвигового характера, проникающие в земную кору и верхнюю мантию, с большим протяжением и определенной связью с основными геологическими процессами—седиментацией, магматизмом, складкообразованием [2, 47, 89, 109, 119].

Понятие ГР впервые было введено в отечественную литературу А. В. Пейве в 1945 г., после чего изучение этих структурных элементов привлекло особое внимание исследователей. Было выяснено, что ГР являются важнейшими структурными элементами земной коры, которые играли и продолжают играть чрезвычайно важную роль в ее формировании. В настоящее время с ГР геологи связывают перспективы поисков месторождений полезных ископаемых, сейсмологи—прогнозирование землетрясений, геоморфологи—формирование рельефа дневной поверхности и др., поэтому выявление и комплексное изучение ГР в любых регионах—это одна из важнейших современных задач в науках о Земле, имеющих большое научное и народнохозяйственное значение.

В последнее время для изучения геоструктур, и ГР в частности, более широко применяются геофизические методы исследования, так как они позволяют получать информацию от глубинных горизонтов коры. Весьма актуальной и все еще мало разработанной проблемой является геофизическая характеристика структурных элементов земной коры и верхней мантии. Геофизическая характеристика ГР является частной задачей этой общей проблемы.

На территории Армянской ССР изучение ГР приобретает особое значение в связи с решением двух важнейших проблем: а) поиски и разведка месторождений полезных ископаемых; б) сейсмическое районирование и прогноз землетрясений.

Недра республики очень богаты полезными ископаемыми. На сравнительно небольшой территории известны медно-молибденовые и медно-колчеданные месторождения всесоюзного значения, промышленные месторождения железных руд, хромита, кобальта, мышьяка, свинца и цинка, проявления и месторождения гематитовых руд, сурьмы, ртути, вольфрама. В то же время ве-

роятность обнаружения месторождений, выходящих на дневную поверхность или близко к ней расположенных, очень мала. Дальнейшее увеличение минерально-сырьевых ресурсов прогрессивными методами в районах действующих горнодобывающих предприятий (Зангезурский и Алавердский меднохимические комбинаты, Араратская золото-изыскательная фабрика) предусмотрено в решениях съездов КПСС и КП Армении. Для воплощения в жизнь решений съездов очень важно изучение ГР, так как они контролируют размещение всевозможных видов полезных ископаемых.

Территория Армянской ССР входит в состав Средиземноморского сейсмоактивного пояса, где зарегистрированы землетрясения с интенсивностью до 8—9 баллов. Крупные населенные пункты и промышленные центры Армении, в том числе города Ереван, Ленинакан, Аштарак, Эчмиадзин, Октемберян и Кафан, где живет почти половина населения республики, расположены в районах разрушительных землетрясений. Современный уровень науки и техники уже позволяет обоснованно заниматься вопросами прогноза землетрясений. Зоны ГР и районы их пересечения являются наиболее вероятными участками возникновения сильных землетрясений, в пределах которых целесообразно создавать прогнозистические полигоны для поисков предвестников землетрясений. Немаловажно также изучение сейсмоактивности ГР в целях более детального (масштаба 1:500000 и 1:200000) сейсмического районирования территории.

Специальных работ по изучению ГР территории Армении не проводилось. Исследователи при решении вопросов региональной геологии, с различной степенью детальности, занимались в основном выделением и в некоторой степени изучением ГР [4, 10, 12, 32, 34, 35, 43, 44, 50, 51, 60, 61, 71, 81, 86, 88, 90, 93, 97, 101, 112]. Однако многочисленные схемы расположения ГР, предложенные ими, существенно отличаются друг от друга (рис. 1; 2). Такое разногласие обусловлено следующими основными обстоятельствами: а) большая часть территории Армении покрыта мощным покровом молодых образований, что в сложных геологических условиях Малого Кавказа затрудняет изучение скрытых структур и, в частности, ГР; б) при выделении ГР геофизические методы применялись в основном раздельно или преимущественно отдавались конкретному методу, а остальные методы играли подчиненную роль; в) отсутствие среднemasштабных и крупномасштабных качественных геофизических материалов не позволяло основательно заниматься изучением разломной тектоники территории республики.

Выполненные в последние годы на территории Армении аэро-

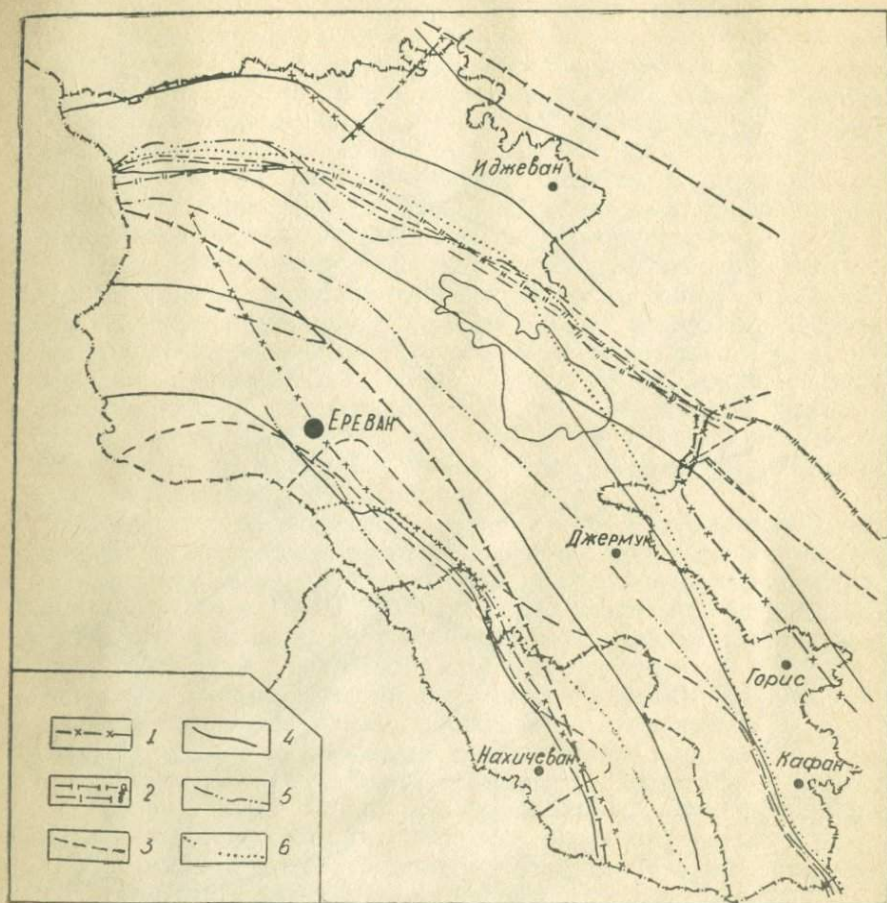


Рис. 1. Границы тектонических зон и подзон, глубинные разломы по геологическим данным. 1—границы блоков, выраженные нарушениями сбросового типа по Ф. Осфальду (1916); 2—границы тектонических зон (а) и подзон (б) по В. П. Ренгартену (1937); 3—границы тектонических зон по К. Н. Паффенгольцу (1946); 4—границы тектонических зон досреднетретичного заложения по А. Т. Асланяну (1957); 5—тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и др.) по А. А. Габриеляну (1959, 1966); 6—границы геотектонических зон по С. С. Мкртчяну (1958)

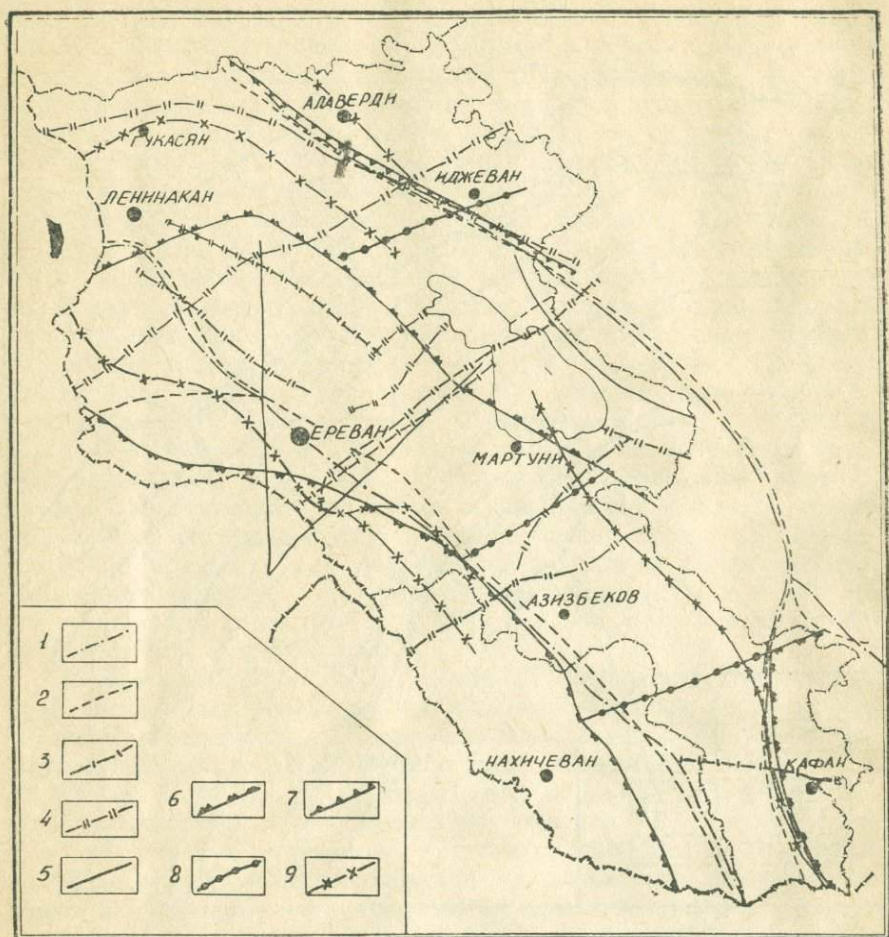


Рис. 2. Крупные разломы по геофизическим данным. По данным гравиметрии 1—глубинные разломы по А. А. Габриеляну и Л. К. Татевосян (1966); 2—глубинные разломы по Ш. С. Оганисяну (1966); по магнитометрическим данным; 3—региональные разломы по Ю. И. Никольскому (1971); 4—разломы по Ц. Г. Акоюн (1967); методом сейсмологии: 5—разломы по С. А. Пирюзану (1955); по комплексу геофизических методов: 6—границы тектонических структур первого порядка по Ю. И. Никольскому и др. (1971); 7—границы тектонических структур второго порядка по Ю. И. Никольскому и др. (1971); 8—региональные разломы по Ю. И. Никольскому и др. (1971); 9—глубинные разломы по Ц. Г. Акоюн (1967).

магнитные съемки среднего и крупного масштаба на различных высотах [81, 101], исследования глубинного строения земной коры с сейсмической станцией «Земля» [50, 51], геотермические исследования [73], детальное изучение физических свойств горных пород [6, 43, 72, 100, 102], а также использование опыта изучения ГР геофизическими методами в разных регионах (Украинский щит, Кавказ, Средняя Азия и др.) [8, 9, 16, 20, 39, 46, 53, 81, 101, 114, 117, 124, 125] позволяют более конкретно и углубленно разрабатывать вопросы выделения и изучения, закономерности размещения ГР, чему и посвящена настоящая работа.

Цель работы определила решение следующих конкретных задач: а) анализ исходного геофизического материала для выделения основных признаков выявления ГР; б) подтверждение, уточнение местоположения известных и выявление новых ГР; в) комплексная геофизическая характеристика ГР; г) изучение общих закономерностей расположения ГР; д) классификация ГР по геофизическим признакам; е) изучение связи эпицентров землетрясений с ГР; ж) выделение и количественная оценка максимальной интенсивности сейсмогенных зон.

Для решения указанных задач, помимо использования накопленного до настоящего времени огромного фактического материала, были использованы и материалы специально проведенных нами полевых работ в 1972—1979 гг. По выборочным региональным профилям производилось измерение вертикальной составляющей магнитного поля и отбор образцов горных пород для изучения их магнитных свойств. Расстояние между пунктами измерений ΔZ составляло от 20 до 300 м в зависимости от характера изменения магнитного поля и сложности геологического строения. По этим материалам составлена карта графиков Z_a масштаба 1:200000.

На различных этапах исследований широко использовались материалы геофизических (гравиметрических, магнитометрических, геотермических, сейсмологических) и геологических съемок масштаба от 1:1000000 до 1:200000. Отсутствие данных ГСЗ не дает возможности иметь достоверные сведения об элементах залегания ГР. Глубина проникновения и угол наклона зон ГР определены приблизительно с помощью аппаратуры «Земля».

В настоящей работе под глубинными разломами подразумеваются узкие, протяженные зоны между участками (блоками) земной коры с минимальной глубиной проникновения до границы Мохоровичича, которые выделяются геофизическими данными. Наименьшая протяженность разломов только в пределах территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР составляет более ста километров. Но все разломы выходят за пределы территории

наших исследований и, по всей вероятности, имеют протяженность сотни километров.

В ряде случаев отсутствуют данные о глубине залегания разломов, но исходя из их большой протяженности и тех геофизических характеристик, которые в научной литературе принимаются как критерии выделения ГР, нами предположен их глубинный характер и условно отнесен к категории глубинных.

В итоге проведенных исследований получены следующие основные результаты: комплексом геофизических методов (гравиметрия, магнитометрия, геотермия, сейсмология) подтверждено и уточнено местоположение ряда известных ГР; выявлен ряд новых ГР; дана геофизическая характеристика ГР; проведено геотектоническое районирование территории Армении, которое значительно отличается от предыдущих; граница эв- и миогеосинклиналей альпийской складчатой области территории Армянской ССР проведена по Ереванскому, а не по Ани-Ордубадскому ГР; сделана попытка определить приближенные возрасты, последовательность заложения и тектоническое положение ГР; установлены новые закономерности размещения ГР в Армении; составлена схема сейсмогенных зон и оценена их вероятная максимальная активность. Часть этих результатов была опубликована в научной литературе в разные годы [14, 74—79, 84].

Геологическое описание территории не излагается в виде отдельного раздела, а при необходимости автор приводит соответствующие геологические данные или же ссылается на литературу. Критический анализ вопросов тектоники Армении детально сделан в работах [12, 32, 35], вопросы стратиграфии освещены в сводных работах [10, 12, 44], магматизма—[12, 17, 44].

Как следует из перечисленных выше источников, важнейшими особенностями геологического строения исследуемой территории являются:

а) наличие почти полных разрезов отложений геологических систем, начиная от среднего и верхнего палеозоя до антропогена включительно;

б) широкое развитие почти во всех системах вулканических образований (в том числе и подводных), переслаивающихся с нормально-осадочными отложениями;

в) исключительно широкое развитие молодых, неоген-антропогеновых лавовых потоков, экструзивных куполов, некков, даек и центров излияний и извержений основных и, реже, средних и кислых лав;

г) широкое развитие интрузивного магматизма (рис. 3);

д) дугообразное строение выгнутых к северу складчатых структурно-фациальных и металлогенических зон;

- е) наличие сети разломов глубинного заложения;
- ж) альпийский возраст складчатых движений и плиоплейстоценовый возраст интенсивных дифференцированных поднятий;
- з) покрытость большей части территории мощными молодыми образованиями;
- и) более сложное внутреннее строение мегантиклинория Малого Кавказа.



Рис. 3. Схема распространения интрузий на территории Армянской ССР [44]: 1—гранитоидные интрузии мезозоя; 2—гипербазитовые интрузии и протрузии юрско—мелового возраста [35]; 3—палеогеновые интрузии гранитоидов; 4—неогеновые экструзии (субинтрузии)

Работа написана по следующей схеме (последовательности): анализ исходного геофизического материала для выделения ГР → геофизическая и геологическая характеристика выделенных ГР, их классификация → рассмотрение общих закономерностей связи эпицентров землетрясений с ГР. На основе этих трех узлов схемы и построены три раздела работы. В первом разделе дается анализ физических свойств горных пород (плотность и магнитные свойства), особенностей геофизических полей и сейсмичности с точки зрения выделения ГР. Особое внимание уделено следующим вопросам: выделению плотностных и магнитных границ; региональным и локальным особенностям геофизических полей (гравитационного, магнитного и геотермического); геометрической структуре сгущений эпицентров землетрясений.

В начале второго раздела приводятся те основные критерии, по которым выделены ГР. Затем дается геофизическая и, весьма кратко, геологическая (по литературным данным) характеристика каждого ГР, их изученность, глубина и угол падения плоскости зоны разломов (по данным станций «Земля»), приуроченность сильных землетрясений к ГР. Далее рассматриваются некоторые спорные вопросы тектоники Армении, связанные с ГР. В конце второго раздела изучаются общие закономерности размещения глубинных разломов.

Третий раздел посвящен вопросам, имеющим практическое значение, т. е. общим пространственным связям землетрясений с зонами ГР.

При выполнении работы и подготовке ее к печати неоценимую помощь автору оказали академик АН АрмССР А. А. Габриелян, профессор К. Ф. Тяпкин, профессор О. А. Саркисян, доктор геолого-минералогических наук Ц. Г. Акопян, кандидат геолого-минералогических наук Ш. С. Оганисян.

1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И СЕЙСМИЧНОСТИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

1.1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Степень изученности физических свойств горных пород территории Армянской ССР неодинакова. Наиболее полно изучены плотность и магнитные свойства изверженных и осадочных образований. В меньшей мере исследованы электрические и термические свойства, а также скорость распространения упругих волн.

Так как при геологической интерпретации геофизических дан-

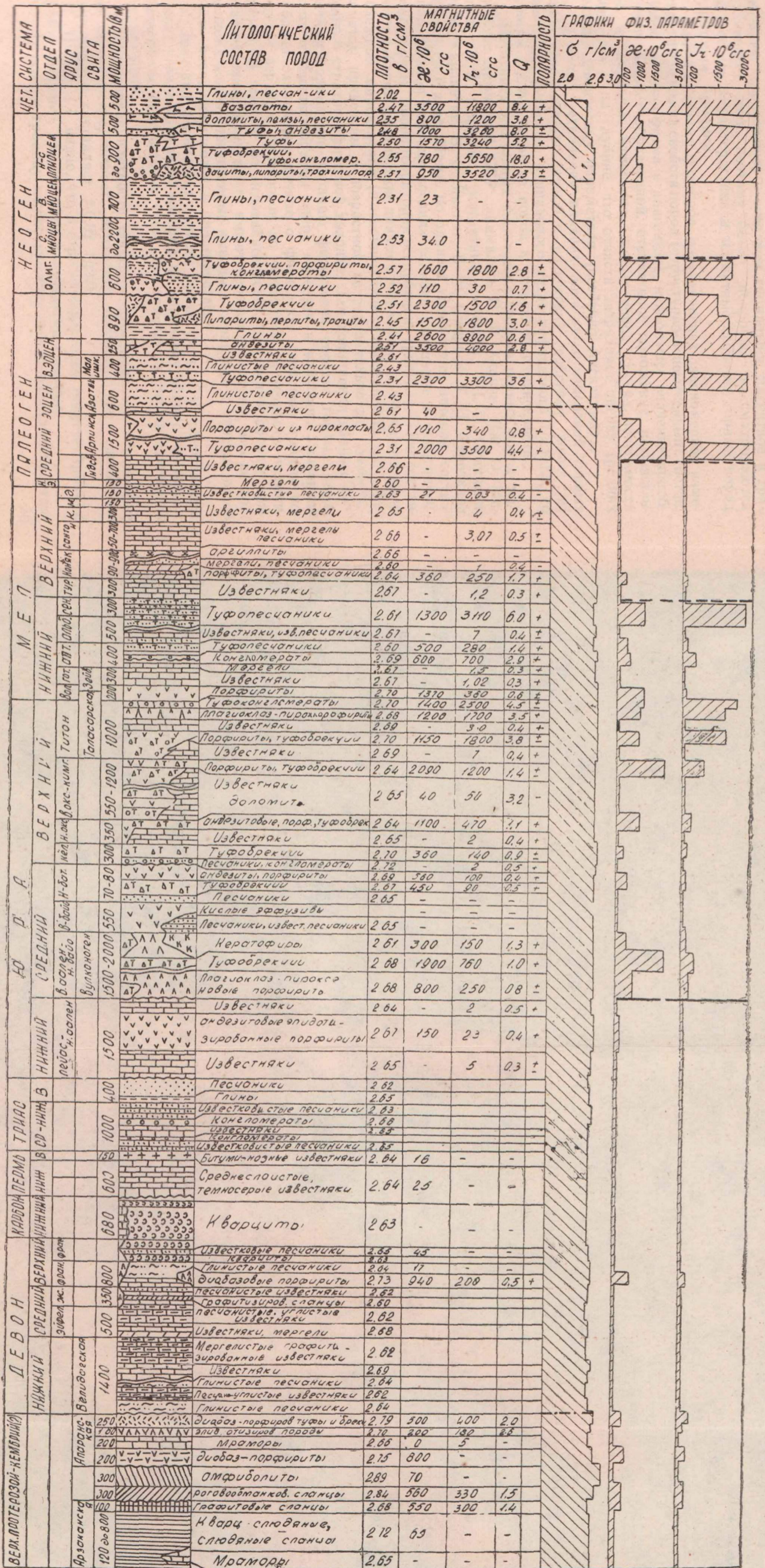


Рис. 1.1. Сводная стратиграфическая колонка отложений территории Армянской ССР (составлена по данным [44]) с физическими свойствами горных пород (составлена по данным Ц. Г. Акопяна, Дж. О. Минасян, С. Н. Назаретяна, Ш. С. Оганисяна, Т. А. Сируняна, В. М. Смирновой и др. [6, 43, 72, 83, 100, 102]) 1—плотностные границы; 2—границы изменения магнитных свойств (пунктирами обозначены границы более низкого порядка).

ных нами использованы в основном аномальное магнитное и гравитационное поля, поэтому более подробно рассматриваются плотностная характеристика и магнитные свойства горных пород территории Армении.

Кроме основных факторов, определяющих закономерное изменение физических свойств пород (структурно-вещественный состав, степень метаморфизма и диагенеза), наибольшее значение приобретают возраст образований, структурное положение, региональные и локальные изменения горных пород как на поверхности коры, так и на глубине, что отчасти затрудняет оценку средних величин физических параметров (особенно магнитных).

С целью устранения влияния локальных изменений горных пород использованы данные о физических свойствах пород из различных регионов, одинакового петрографического состава, со строгим учетом возраста пород и вторичной измененности.

Изучением указанных физических свойств горных пород территории Армянской ССР занимались Ц. Г. Акопян, Дж. О. Минаян, Т. А. Сирунян (магнитные свойства), Ш. С. Оганисян, Э. М. Карапетян, В. О. Яникян, В. М. Смирнов, Т. Н. Сироткина (плотность) и др. Нами, по данным упомянутых авторов, составлена сводная таблица средних величин плотности и намагниченности горных пород территории республики (рис. 1.1). При составлении таблицы фактические данные отбирались, по возможности, из надежных определений (в основном данные последних 15 лет). Параметры приведены в возрастной последовательности, соответственно в стратиграфической колонке. Для дополнения данных магнитных параметров таблицы физических свойств горных пород нами отобраны образцы пород палеозоя и кайнозоя. Указанная таблица охватывает данные о физических свойствах горных пород от верхнего протерозоя до четвертичного возраста включительно. В отличие от мезокайнозойских отложений породы кристаллического фундамента имеют небольшие выходы, что не позволяет сделать определенные выводы о характере изменения плотности пород эопалеозоя в пространстве.

Значения физических свойств пород (σ , χ , I_r) представлены также в виде графиков, которые по характеру общего изменения расчленены на отдельные части, где отмечается скачок изменения их значений.

Определение плотности образцов производилось в основном на денситометре, точность измерения которого при единичном определении составляет $\pm 0,02$ г/см³.

Из рис. 1.1 видно, что в стратиграфическом разрезе Армении можно выделить две основные плотностные границы:

а) первую границу можно провести между породами кристал-

лического фундамента и девона, где отмечается перерыв в осадконакоплении. Скачок плотностей относительно невелик, составляет около $0,11 \text{ г/см}^3$, что может обусловить аномалию 23—35 мгл при средней мощности 6—7 км;

б) вторая граница выделяется более четко, где скачок плотностей составляет $0,24 \text{ г/см}^3$ и при мощности 3—5 км создает аномалию 30—50 мгл. Она проходит между вулканогенными и нормальноосадочными отложениями среднего эоцена.

Таким образом, в общем стратиграфическом разрезе Армении выделяются три плотностных этажа;

а) нижний плотностный этаж охватывает породы метаморфического фундамента, средняя плотность которого с учетом мощностей отдельных ярусов составляет $2,75 \text{ г/см}^3$. Здесь более плотными являются амфиболиты и роговообманковые сланцы, с плотностью порядка $2,85 \text{ г/см}^3$. Породы нижнего плотностного этажа относятся к верхнепротерозойскому структурному этажу;

б) средний плотностный этаж охватывает породы от девона до осадочного среднего эоцена. Средняя плотность пород, с учетом мощностей, составляет $2,64 \text{ г/см}^3$. Здесь плотность и вулканогенных, и осадочных пород почти одинакова, дисперсия от среднего значения незначительна. Следующие структурные этажи составляют средний плотностный этаж: девонский-каменноугольный, пермо-триасовый, ниже-среднеюрский, верхнеюрский-нижнемеловой, верхнемеловой-палеоценовый;

в) образования, начиная от нормально-осадочного среднего эоцена до четвертичного включительно, т. е. средний эоцен-олигоценый, миоцен-среднеплиоценовый и плиоплейстоценовый структурные этажи, составляют верхний плотностный этаж со средней плотностью $2,40 \text{ г/см}^3$.

С геологической точки зрения выделение этих трех комплексов пород является вполне естественным, ибо они соответствуют трем крупным этапам геотектонического развития территории Армении: байкальскому геосинклинальному, альпийскому геосинклинальному и альпийскому орогенному (этапы по А. А. Габриеляну [34]).

Магнитные свойства горных пород Армении определены на астатическом магнитометре С. Ш. Долгинова с точностью $6 \cdot 10^{-6}$ СГС. На рис. 1.1 представлены средние значения χ , I_r , а также фактор Q и полярность горных пород. Средняя относительная ошибка измерения намагниченности пород, выраженная в процентах, составляет, соответственно: для $\chi = \pm 15$, $I_r = \pm 10$.

Значения магнитных параметров горных пород изменяются в больших пределах. Особое место занимают вулканогенные породы, характеризующиеся большими значениями χ и I_r . Магнитная

восприимчивость метаморфических сланцев, кварцитов, известняков, аргиллитов, мергелей, глин и песчаников очень мала, и эти породы являются практически немагнитными.

Породы верхнего протерозоя в основном являются слабомагнитными (мраморы, кварциты, гнейсы, амфиболиты) и среднемагнитными (роговики, графитовые сланцы).

Комплекс отложений от девона до средней юры представлен в основном слабомагнитными породами (известняки, мергели, кварциты, глины, песчаники), которые на аномальное магнитное поле особого влияния не имеют. Вулканогенные образования средней юры и вышележащие являются сильномагнитными, особенно базальты, андезиты, порфириты, туфобрекчии.

Исходя из рис. 1.1, можно уверенно выделить одну четкую границу раздела магнитных свойств горных пород между нижней и средней юрой. Она совпадает с началом настоящего геосинклинального режима, который на Антикавказе начинается с альпийского этапа. Интенсивные магнитные аномалии в основном должны быть обусловлены породами, залегающими на образованиях нижней юры (не считая магнитные аномалии, созданные интрузивными телами).

Вулканогенные породы кайнозоя являются относительно высокомагнитными по сравнению с породами более древних возрастов, но уступают по величине χ и I_r четвертичным лавам. Известковомергелистые отложения и осадочные отложения палеозоя практически немагнитны (кроме некоторых песчано-глинистых пород, имеющих небольшое распространение).

Магнитные границы более низкого порядка можно выделить между эопалеозоем и палеозоем (породы фундамента характеризуются сравнительно сильными магнитными параметрами χ , $I_r = 300 \div 500 \cdot 10^{-6}$ СГС), нижним и верхним мелом, а также верхним мелом и палеогеном (отложения верхнего мела представлены в основном практически немагнитными известняками).

Картировать поверхности пород, где меняются магнитные свойства по аномальному магнитному полю на фоне интенсивных аномалий от мезокайнозойского покрова, трудно.

Быстрые фациальные изменения, интенсивные тектонические движения, магматизм и многократно повторяющиеся геологические процессы на Малом Кавказе привели к неоднородному распределению в пространстве горных пород с разными физическими свойствами, вследствие чего меняются плотность и магнитные свойства пород как по вертикальному направлению, так и по горизонтальному. С этой точки зрения, в первом приближении, относительно однородными являются геотектонические зоны, хотя

внутри них также имеются неоднородности более низкого порядка (в пределах антиклинориев, синклинориев и др.).

Самые низкие значения плотности имеют нормально-осадочные образования антропогена (около $2,0 \text{ г/см}^3$), которые распространены в Приараксинской тектонической зоне (мощностью до 500 м) и почти отсутствуют в Алаверди-Кафанской и складчатой зонах Армении. Эти породы практически немагнитны, поэтому на аномальное магнитное поле особого влияния не имеют.

Если мощность пород верхнего плотностного этажа в Приараксинской зоне и складчатой зоне Армении местами составляет до 5—6 км, то в Алаверди-Кафанской зоне эти породы отсутствуют, и на дневной поверхности обнажаются породы среднего плотностного этажа. Мощность комплекса пород среднего плотностного этажа по всей территории Армении неодинакова. Она относительно больше в Приараксинской (до 7 км) и в Алаверди-Кафанской (до 6,5 км) зонах. В Зангезуре, Арзакане и в Веддинском районе местами отсутствуют образования верхнего и среднего плотностного этажей и обнажается поверхность кристаллического фундамента.

В стратиграфическом разрезе Приараксинской зоны, в отличие от складчатой зоны Армении и Алаверди-Кафанской зоны, преобладают практически немагнитные нормально-осадочные породы (известняки, глины, песчаники, аргиллиты и др.), и только на северо-западе имеются вулканогенные породы олигоцен-плиоценового возраста, преимущественно основного состава.

Широкое развитие в складчатой зоне Армении имеют вулканические породы неоген-четвертичного возраста, которые характеризуются высокими ($\text{п} \cdot 10^2 \text{ СГС}$) магнитными свойствами (лавовые потоки, экструзивные щиты, некки, дайки и центры извержения основных и, реже, средних и кислых лав).

Значительное место в строении Алаверди-Кафанской зоны занимают вулканогенные породы (порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники и др.) юрского возраста, магнитная восприимчивость которых достигает до $3 \cdot 10^{-3} \text{ СГС}$. В складчатой зоне Армении отложения от карбона до эоцена представлены в основном нормально-осадочными породами, которые являются слабomagнитными.

Интрузивные породы Армении характеризуются большой разнообразностью: от кислых до ультраосновных. Магнитные свойства и плотность этих пород изменяются в связи с изменением содержания кремниевой кислоты. Обычно с уменьшением количества SiO_2 возрастают плотность и магнитные свойства интрузивов. Изучением физических свойств интрузивов занимались Ц. Г. Акопян, Ш. С. Оганисян, Э. М. Карапетян, В. М. Смирнов и др. Гра-

ниты палеозойского возраста (?), по данным Ш. С. Оганисяна и Э. М. Карапетяна, имеют плотность порядка $2,6 \text{ г/см}^3$. Они характеризуются сравнительно пониженными значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности (χ , I_r порядка $100-120 \cdot 10^{-6}$ СГС по Ц. Г. Акопяну). Габбро и гранодиориты этого же возраста имеют средние плотности, соответственно, $2,86 \text{ г/см}^3$ и $2,68 \text{ г/см}^3$ (по Э. М. Карапетяну).

Кислые интрузивы мезозоя имеют среднюю плотность порядка $2,7 \text{ г/см}^3$ и являются слабомагнитными и магнитными ($250-1000 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Мезозойские и палеогеновые ультраосновные и основные интрузии являются самыми плотными, порядка $2,9-3,1 \text{ г/см}^3$, и характеризуются высокими магнитными свойствами ($5000 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Щелочные и нефелиновые сиениты, а также монцититы третичного возраста относятся к магнитным породам, намагниченность которых измеряется сотнями единицами 10^{-6} СГС.

Исследования Ц. Г. Акопяна показывают, что для интрузивных пород параметр Q измеряется долями единиц, редко достигает 1—2 единиц, в то время как для эффузивных пород Q обычно больше пяти [4].

Данные по средним значениям магнитных свойств интрузивных пород Армянской ССР приведены на рис. 1. 2. Из рисунка видно, что интрузивные породы почти всех возрастов представлены магнитными и сильномагнитными разновидностями.

Отражение интрузивных тел в гравимагнитных полях зависит от нескольких обстоятельств: состава и формы тел, положения в геологическом разрезе и др.

Для проявления гранитоидных интрузий (при средней плотности $2,7 \text{ г/см}^3$) в гравитационном поле самыми благоприятными условиями являются те обстоятельства, при которых тела имеют форму батолитов и внедрены в кристаллический фундамент. В этом случае над этими телами наблюдается аномалия отрицательного знака. Если аппроксимировать батолит как вертикальный цилиндр высотой 10 км и радиусом 20 км, который обнажается на поверхности фундамента, то создаваемая им аномалия, рассчитанная по формуле цилиндра, составит 14 мгл. В случае шара радиусом 10 км, обнажающегося на поверхности эопалеозоя, создается аномалия интенсивностью 3 мгл.

Если интрузия прорывает породы среднего плотностного этажа, то разные части тела, находящиеся в породах эопалеозоя и в комплексе пород $D-P_2^3$, должны создать аномалию разного знака, а на поверхности будет наблюдаться суммарный эффект. Так, если диаметр интрузии типа батолит равен 40 км, глубина ниж-

ней кромки—10 км, а мощность пород среднего плотностного этажа 3 км, то для вертикального цилиндра на поверхности по оси апроксимированного вертикального цилиндра часть тела, находящаяся в фундаменте, создаст отрицательную аномалию величиной 10 мгл, а верхняя часть—положительную аномалию интенсивностью 7 мгл. Суммарный эффект от всего тела будет составлять 3 мгл, который трудно будет выделить на общем сложном фоне гравитационных карт

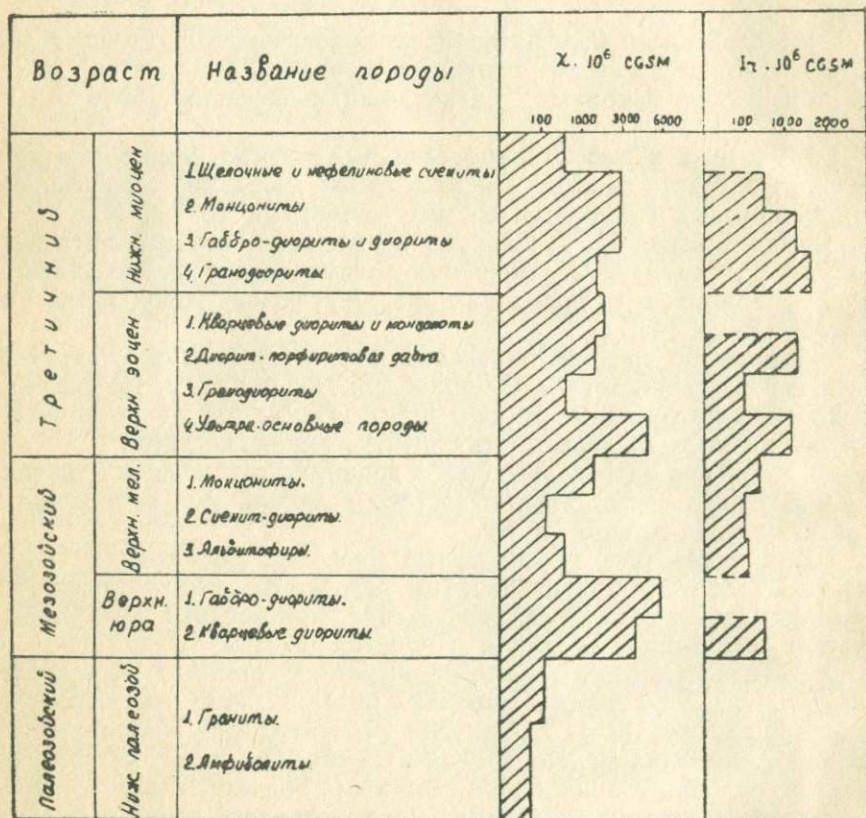


Рис. 1.2. Схематический разрез по средним значениям магнитных свойств интрузивных пород Армянской ССР (по Ц. Г. Аюпяну [4])

В остальных случаях, когда тела имеют маленькие размеры, выделять их на гравитационных картах масштаба 1:200000 затруднительно или практически невозможно.

Проявление кислых интрузий в аномальном магнитном поле имеет сложный характер и зависит от большого числа факторов (от направления и угла вектора намагниченности, количества ферромагнитной фракции и его распределения и др.). В тех районах, где отсутствуют лавовые покровы и «магнитный рельеф», наземной съемкой можно картировать интрузии, а там, где сильно влияние этих факторов, задача осложняется. На высотных аэромагнитных картах в виде интенсивных отрицательных аномалий четко выделяются гранитоидные интрузии типа батолит, и так как они имеют глубокие коры, интенсивность аномалий по высоте затухает медленно.

Интрузивные породы основного и ультраосновного состава характеризуются высокой плотностью ($2,8-3,1 \text{ г/см}^3$) и сильномагнитными свойствами, поэтому обуславливают интенсивные магнитные и гравитационные аномалии положительного знака. Гипербазиты офиолитового пояса Малого Кавказа подвергались сильной серпентинизации, вследствие чего понижена их плотность, а ферромагнитная фракция перераспределена неравномерно, поэтому над ними создаются слабое гравитационное поле (трудно или невозможно выделить на высокоградиентном фоне) и неоднородное положительное магнитное поле.

1.2. АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

а. Гравитационное поле

Аномальное гравитационное поле территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР в редукции Буге характеризуется отрицательными значениями и представляет часть крупного гравитационного минимума, входящего в состав альпийского Средиземноморья. Обычно эти депрессии соответствуют структурно-морфологическим элементам земной коры, а в данном случае гравитационный минимум совпадает со складчатым комплексом Малого Кавказа. Ось минимума имеет СЗ направление и совпадает с главными возвышенностями Армянского нагорья. Указанный гравитационный минимум в пределах Армении по уровню Δg расчленяется на крупные области (мегаблоки), характеризующиеся повышенными и пониженными значениями гравитационного поля: Юго-Западную (I), Центральную (II), Северо-Восточную (III) и Юго-Восточную (IV) (рис. 1.3).

Эти области имеют северо-западное простираие и совпадают с основными геологическими структурами. Северо-Восточная и Юго-Западная области характеризуются относительно повышен-

ными значениями Δg и соответствуют Сомхето-Карабахской и Приараксинской тектоническим зонам (по А. Т. Асланяну [12]). Центральная область характеризуется гравитационным минимумом и соответствует складчатой зоне Армении (по А. А. Габри-

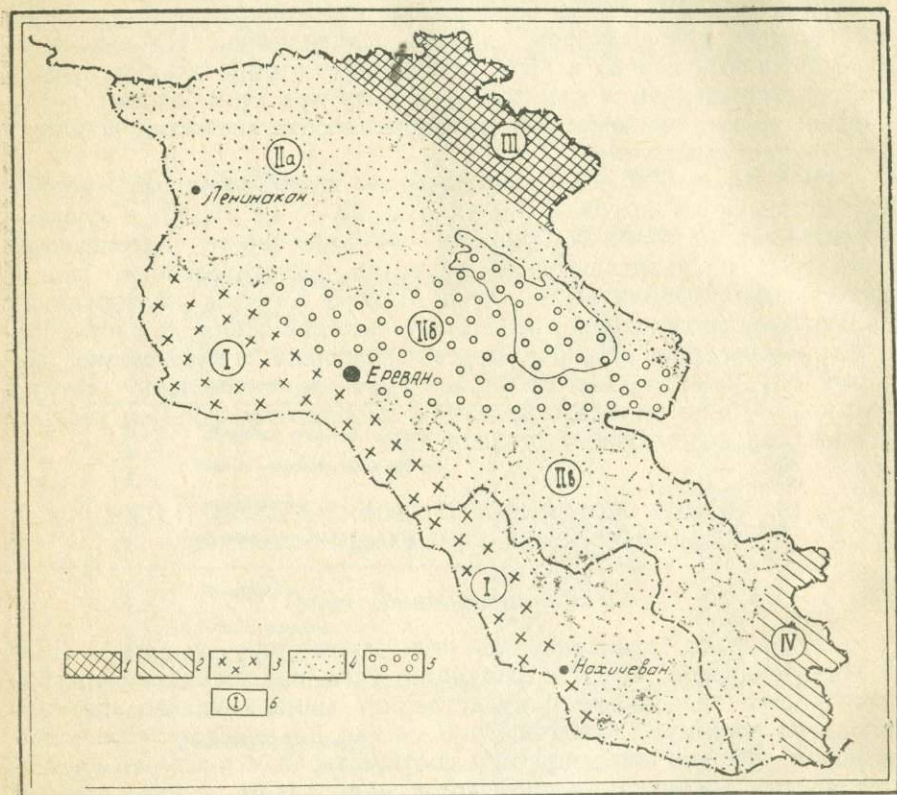


Рис. 1.3. Схематическая карта гравитационного поля территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР в редукции Буге. Участки со значениями гравитационного поля: 1—высокими; 2—менее высокими; 3—повышенными; 4—пониженными; 5—низкими; 6—области гравитационного поля

еляну [32]). Здесь интенсивно развит молодой вулканизм: Арагацкая, Гегамская, Варденисская, Сюникская вулканические области.

II гравитационная область в свою очередь подразделяется на три части (IIa, IIб, IIв). Средняя часть (IIб) совпадает с Севано-

Ереванским грабеном-синклиналием (по А. А. Габриеляну [34]), в пределах которого находится Гегамская вулканическая область, и характеризуется самыми относительно низкими значениями Δg на территории Армении.

Юго-восточный максимум в отличие от остальных областей не имеет вытянутого вида. Если области I, II и III почти параллельны друг другу и дугообразно простираются с юго-востока на северо-запад, то область Юго-восточного максимума вклинивается между Центральным минимумом и Северо-восточным максимумом. Кафанский антиклинорий, тектоническое положение которого в схеме геотектонического районирования Армении остается спорным, входит в состав Юго-восточного максимума.

Ширина вышеуказанных аномальных областей составляет 70—100 км, а протяженность—более нескольких сотен километров (в пределах Армении превышает 300 км). Разница уровней Δg между областями составляет около 60—80 мгл. Образование аномалий подобного характера и в таком поперечнике обычно связывается с границами Конрада и Мохоровичича [21, 86], т. е. выделенные гравитационные области имеют глубинный характер и отражают глубинные неоднородности земной коры территории Армении. По характеру Юго-восточного максимума можно предполагать, что он также имеет глубинные источники (поверхность Конрада и, возможно, Мохоровичича).

Указанные области аномального гравитационного поля отделяются друг от друга зонами высоких градиентов Δg , величина которых составляет 3—5 мгл/км (рис. 1.4).

Узкая зона больших горизонтальных градиентов намечается вдоль полосы с. Шахназар—г. Мургуз—с. Минкенд, которая на юго-востоке разветвляется на две ветви. Юго-западная ветвь продолжается по направлению с. Горис—с. Татев—с. Шванидзор, ширина зоны которой в среднем составляет около 15 км, а средний горизонтальный градиент—3 мгл/км. Здесь по зоне градиентов метаморфизированные сланцы докембрия надвинуты на вулканогенные и осадочные образования юры и мела. Северо-восточная ветвь простирается от райцентра Лачин до р. Аракс и дальше. Таким образом район Кафанского антиклинория с севера, запада и востока ограничивается зонами высоких градиентов и по уровню Δg отличается от Сомхето-Карабахской зоны и складчатой зоны Армении. Шахназар-Мургузская зона больших градиентов в пределах Армянской ССР имеет ширину около 20—25 км, со средним горизонтальным градиентом 3 мгл/км. На тектонической карте указанная зона совпадает с контактом породы юры и мела, с образованием кайнозоя.

Довольно узкая (10 км), но интенсивная зона высоких гори-

горизонтальных градиентов гравитационного поля (5 мгл/км) намечается вдоль полосы Апаран—Раздан—Севан—Зод, которая также совпадает с контактом пород; на севере и северо-востоке зоны обнажаются породы эопалеозоя (в интервале Апаран—Раздан), мезозоя (вдоль Севанских гор) и палеогена, а на юге и юго-востоке—молодые вулканогенные образования четвертичного периода. Следует отметить, что контакт довольно резкий и хорошо картируется геологическими методами.

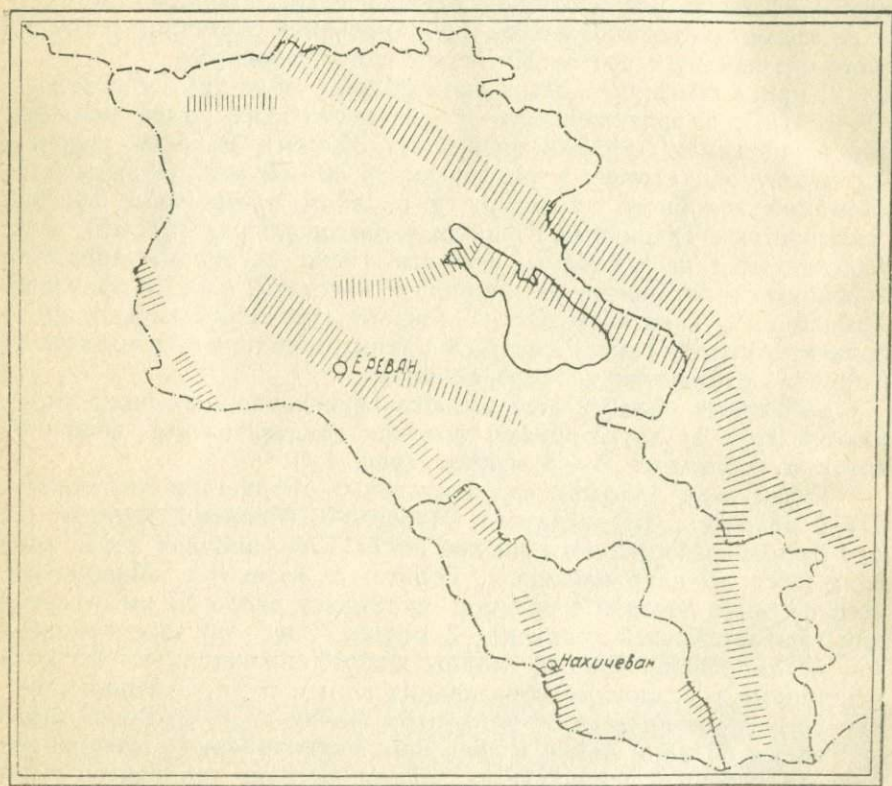


Рис. 1.4. Региональные зоны больших горизонтальных градиентов (более 3 мгл/км) гравитационного поля

Маралик-Ереванская зона больших градиентов у с. Гарни разделяется на две ветви. Первая ветвь, шириной 10 км и с горизонтальным градиентом 4 мгл/км, простирается по направлению

Нахичеван—Джульфа, вторая—вдоль Варденисского хребта. Ширина указанной зоны в промежутке Маралик—Ереван составляет 15 км, а горизонтальный градиент—4 мгл/км. На территории Нахичеванской АССР левая ветвь указанной зоны прерывается локальным максимумом: изолинии огибают тектоническое поднятие, находящееся между селами Карабахлар и Ахура, где палеозойский субстрат приподнят и на поверхности обнажаются породы перми и триаса [35].

По обе стороны зоны больших градиентов Маралик—Ереван—Джульфа наблюдается резкое отличие пород как в возрастном, так и фациальном отношении. По данным буровых скважин у г. Еревана отмечено резкое отличие геологических разрезов по обе стороны от зоны градиентов [12]. В Приараксинской зоне, в отличие от Еревано-Ордубадской зоны, развиты в основном нормально-осадочные отложения, а магматические породы развиты слабо.

Описанные зоны интенсивных градиентов имеют следующие важные особенности: а) большая протяженность (несколько сотен километров); б) прямолинейный или почти прямолинейный характер; в) большой горизонтальный градиент (3—5 мгл/км); г) по ним перепад значений составляет 40—60 мгл; д) соответствуют резким геологическим границам.

Более четко выделяются указанные зоны больших градиентов на карте регионального поля Δg , когда снимается влияние отложений, перекрывающих фундамент. Подобные гравитационные ступени соответствуют субвертикальным плотностным границам в земной коре, возникающим в результате относительного перемещения блоков [53]. На региональной карте четко выделяются вышеречисленные гравитационные области, в том числе и изолированный Юго-восточный максимум.

Не дается анализ локального гравитационного поля Армении. Но это не означает, что локальные аномалии непригодны для изучения ГР. Наоборот, резкое изменение характера локального поля (форма, размеры, простираие, интенсивность аномалий Δg) вдоль линии является одним из важных признаков выделения разрывных нарушений, означающих, что по обе стороны линии геологическое строение (магматизм, складчатость, осадконакопление) резко меняется. Описание и районирование локальных аномалий детально сделано Ш. С. Оганисяном [86], и при гравитационной характеристике разломов даются эти элементы.

Для решения тектонических задач в последнее время более широко используются изостатические аномалии, позволяющие провести тектоническое районирование, изучить новейшую тектоническую активность, сейсмичность и т. п. Методика и принципы

составления этих карт подробно описаны М. Е. Артемьевым [11], здесь нами используется готовая карта.

Изостатические аномалии на территории Армении имеют зональный характер (рис. 1.5). Достаточно четко выделяются три зоны, имеющие общекавказскую протяженность, границы между

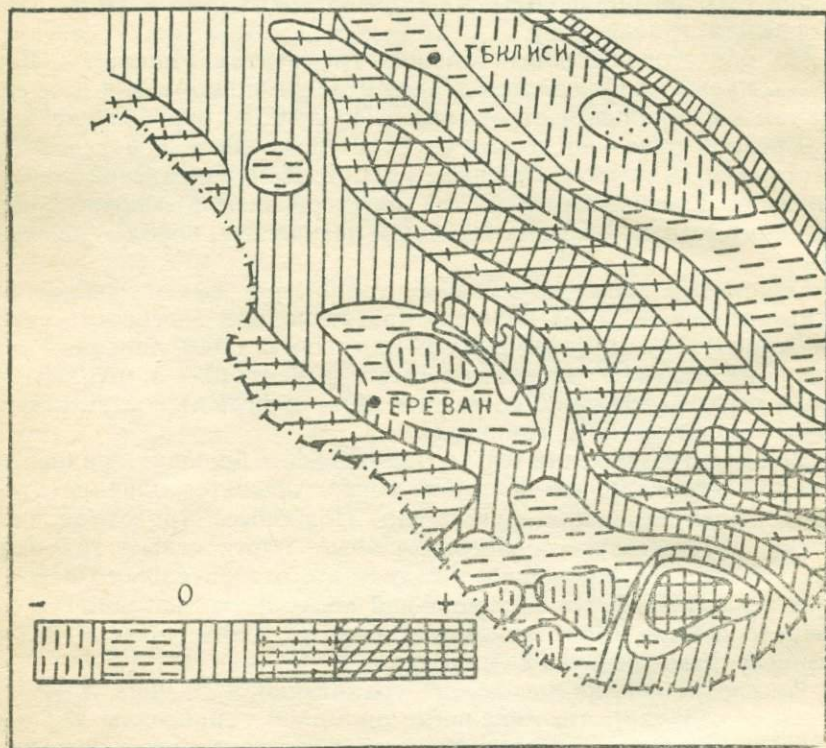


Рис. 1.5. Выкопировка из схемы локальных изостатических аномалий Кавказа [11]

которыми почти совпадают с границами областей гравитационного поля в редукции Буге. Центральная часть республики (складчатая зона Армении) характеризуется слабоинтенсивным положительным и отчасти отрицательным (южные районы) аномальным полем. Здесь в виде отрицательной изостатической аномалии выделяется Севано-Ереванский грабен-синклинорий. На карте изостатических аномалий выделяются также Араратская (в виде по-

ложительной аномалии) и менее отчетливо Нахичеванская (в виде отрицательной аномалии) котловины, которые отделяются друг от друга слабоинтенсивной положительной аномалией, совпадающей с поперечным поднятием Волчьих Ворот. Северо-восточная часть республики характеризуется положительными изостатическими аномалиями той же интенсивности, что и Араратская котловина. На карте изостатических аномалий отчетливо проявляется изолированность Кафанского антиклинория от Сомхето-Карабахской и складчатой зоны Армении. Кафанский район со всех сторон окружен зонами больших горизонтальных градиентов изостатических аномалий.

Изостатические аномалии разного знака и интенсивности характеризуют блоки коры, отличающиеся знаком и интенсивностью новейших тектонических движений [11]. В связи с этим можно ожидать, что контакты таких блоков будут совпадать с зонами повышенных значений горизонтальных градиентов изостатических аномалий. Обычно такие контакты представляют собой крупные тектонические нарушения.

б. Магнитное поле

В зависимости от интенсивности, характера изменения, знака и морфологии аномального магнитного поля на территории Армении выделяются две, резко отличающиеся друг от друга региональные зоны: Приараксинская и Присеванская [3, 4]. Граница между ними Ц. Г. Акоюном проводится вдоль дугообразной полосы: г. Октемберян — г. Ереван — с. Азизбеков — г. Ордубад.

Использование новых, детальных аэромагнитных карт масштаба 1 : 50000 (высота съемки 80 м) и наши исследования Z_a по профилям позволяют уточнить границу между двумя зонами. По этим данным, на юго-востоке указанная граница простирается по направлению г. Нахичеван — с. Джульфа. Проведение границы магнитных зон по указанному направлению подтверждается и характером соотношения магнитного поля с другими геофизическими полями, а также выявленными связями между магнитным полем и геологическим строением области.

1. Приараксинская зона охватывает Араратскую и Нахичеванскую котловины и характеризуется спокойным, близко к нулевым значениям, безградиентным аномальным магнитным полем. В зоне преобладают аномалии положительного знака. Относительно интенсивные, маленькие по размерам аномалии положительного и отрицательного знака наблюдаются на северо-западе зоны, над областью, покрытой вулканогенными образованиями верхнего олигоцена-антропогена (дациты, трахиты, долеритовые базальты и туфогенные образования).

Спокойное аномальное поле обусловлено в основном преобладанием в разрезе нормально-осадочных пород (известняки, глины, песчаники и др.), характеризующихся слабыми магнитными свойствами.

2. Присеванская зона охватывает целиком горное сооружение Малого Кавказа и по характеру магнитного поля является противоположной Приараксинской. Здесь преобладают интенсивные аномалии разных размеров и разного знака, величина которых достигает нескольких тысяч гамм. Высокими значениями характеризуются и градиенты магнитного поля. Но, несмотря на сложный характер Присеванской зоны, ее можно разделить на подзоны, которые более четко выделяются на высотных аэромагнитных картах, где ослаблены влияния лавового покрова и «магнитного рельефа». Магнитные подзоны также отличаются друг от друга по знаку, интенсивности, морфологии аномалии (рис. 1.6). Границы между подзонами I и II, II и III на юго-востоке и на северо-западе проведены по данным детальных аэромагнитных карт и выражены не менее четко, чем в центральной части Армении. Подзоны (как и зоны) имеют общекавказское простирание и совпадают с направлением основных тектонических комплексов главного геосинклинального этапа развития.

Первая подзона охватывает Еревано-Ордубадскую зону (геоструктуры, по А. Т. Асланяну [12]) и по морфологии и интенсивности аномального поля разделяется на две части: северо-западную, характеризующуюся небольшими, интенсивными (до 10 мЭ) положительными и отрицательными аномалиями, и юго-восточную — с линейными отрицательными изодинамами.

Во второй подзоне, в отличие от первой, преобладают довольно крупные, интенсивные положительные аномалии, за исключением Ширака и Зангезура, где имеются отрицательные аномалии. Подзона территориально совпадает с Ширакско-Зангезурской зоной.

Третья подзона характеризуется отрицательными значениями магнитного поля и совпадает с Кафанской антиклинальной и Присеванской зоной. Только районы населенных пунктов: Калининно, Степанаван и район Кафанского антиклинория, характеризуются положительными значениями аномального поля.

Четвертая подзона совпадает с Сомхето-Карабахской зоной и характеризуется в основном положительными значениями ΔT_a . Интенсивность аномалий достигает до 6 мЭ (при высоте съемки 1000 м). Иджеванскому синклинорию соответствует отрицательное поле ΔT_a , Алавердскому и Шамшадинскому антиклинориям — положительное поле ΔT_a .

Границы магнитных подзон выражены четко и соответствуют

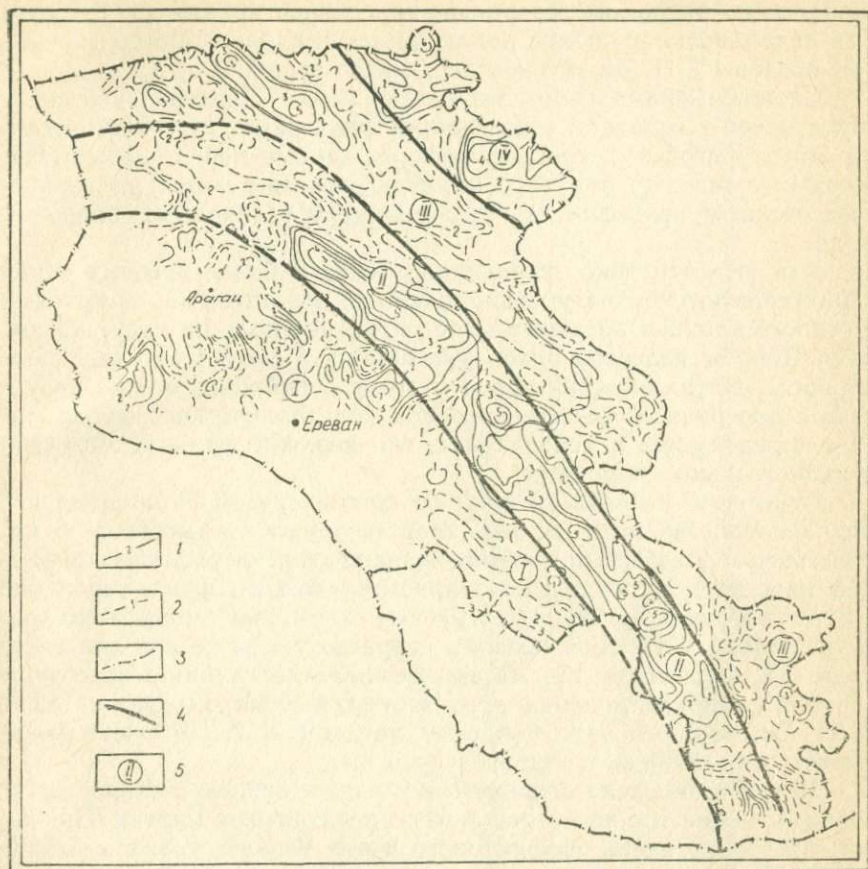


Рис. 1.6. Карта аномального магнитного поля ΔT_a (масштаб 1:200000, высота съемки 1000–1200 м). Изодинамы (по Г. А. Сироткину): 1—положительные; 2—нулевые; 3—отрицательные; 4—границы магнитных подзон; 5—магнитные подзоны

узким протяженным зонам больших градиентов поля ΔT_a . Сказанное хорошо прослеживается на детальных аэромагнитных картах. На геологических картах границам магнитных подзон соответствуют крупные разрывные нарушения. Так, на юге республики восточная граница второй магнитной подзоны совпадает с Хуступ-Гиратахским ГР, а на северо-западе—с Севанским ГР. Граница аномальных магнитных подзон III и IV совпадает с ре-

гиональным разломом северо-западного простирания [12]. Крупные разрывные нарушения наблюдаются и вдоль границы магнитных подзон I и II (на юго-востоке, северо-западе и др.).

Сложное аномальное магнитное поле Присеванской зоны обусловлено в основном следующими факторами: а) геологическими структурами, б) петрографическими типами пород; в) магматическими телами; г) обратной намагниченностью пород; д) горным пересеченным рельефом; е) вулканогенным (лавовым) покровом и др.

Как уже отмечено, отложения триаса и более древних пород характеризуются относительно слабыми магнитными свойствами и особого влияния на аномальное магнитное поле не могут оказывать. Породы палеозоя слабо развиты на Малом Кавказе, поэтому после снятия влияния пород мезозоя и кайнозоя можно картировать поверхность комплекса пород кристаллического фундамента и нижней юры в тех районах, где верхняя юра представлена вулканогенными породами.

Пересчеты магнитного поля по высоте (рис. 1.7) показывают, что большинство местных аномалий затухают на высоте 3—5 км. Это говорит о том, что источники большинства интенсивных аномалий находятся в пределах до кристаллического фундамента (не считая интрузивные тела). Крупные аномалии положительного знака второй магнитной подзоны сохраняются даже при пересчете поля ΔT_a на высоте 10—20 км. Вычисление глубины залегания верхних кромок источников этих аномалий интегральным методом Т. Н. Симененко и аналитическим методом А. А. Логачева показывает, что глубина составляет 3—5 км.

Интрузивные тела основного и ультраосновного состава территории Армении хорошо отражаются на магнитных картах. При наземной съемке вдоль офиолитового пояса Малого Кавказа наблюдается цепочка положительных магнитных аномалий, которые имеют малые размеры и исчезают при высотной аэросъемке.

Большая часть территории Армении покрыта вулканогенными образованиями неогена и антропогена, которые характеризуются высокими магнитными свойствами (особенно лавы) и оказывают существенное влияние на аномальное поле. Магнитная фракция в лавах распределена очень неравномерно, вероятно, по причине быстрого охлаждения магмы. Поэтому магнитное поле над лавами имеет варьирующий характер и интенсивность ΔT_a до нескольких тысяч гамм. Это хорошо видно на рис. 1.8, где представлены значения x и I_r образцов, отобранных у курорта Джермук, и график ΔZ над ними в масштабе 1:50000. Из рисунка следует, что «пилообразные» маленькие аномалии обусловлены магнитными параметрами пород верхней части геологического разреза,

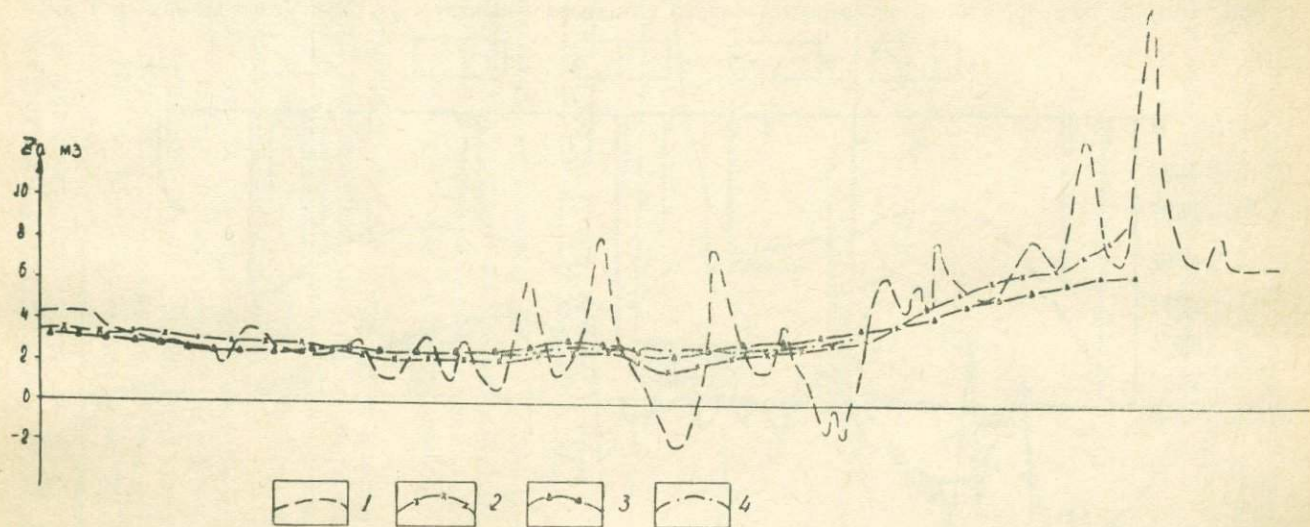


Рис. 1. 7. Пересчеты Z_a по высоте (по профилю с. Веди — с. Ехегнадзор — с. Шаки): 1—наблюденная кривая Z_a , вычисленные кривые Z_a : 2—на высоте 5 км; 3—на высоте 10 км; 4—на высоте 20 км

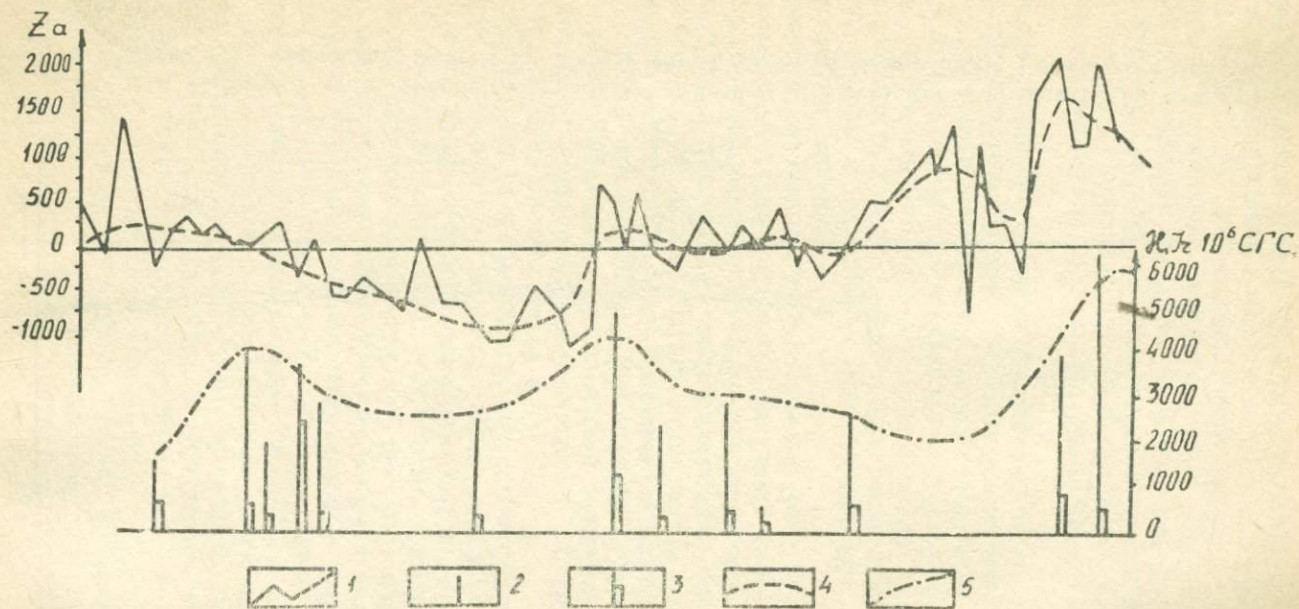


Рис. 1. 8. Кривая изменения ΔZ и значения магнитных параметров образцов горных пород по профилю, проходящему вдоль р. Арпа: 1—кривая ΔZ ; 2—значение I_r образца; 3—значения χ образца; 4—средняя кривая ΔZ ; 5—кривая по средним значениям магнитных свойств образцов

так как осредненная кривая ΔZ и график средних значений магнитных свойств пород по форме в основном совпадают. Поэтому при интерпретации кривых Z_a маленькие «пилообразные» аномалии исключены путем осреднения (рис. 1.9).

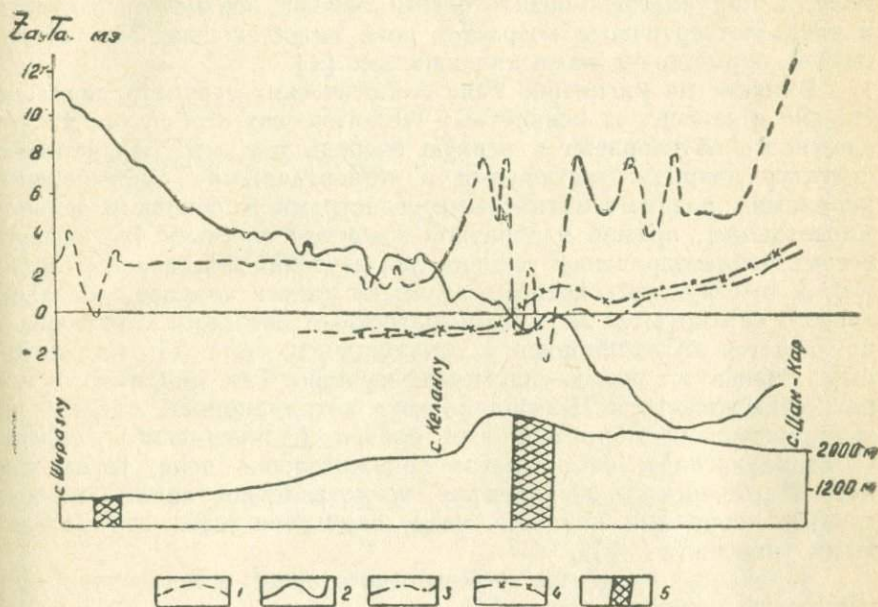


Рис. 1.9. Схематический геофизический разрез по профилю с. Ширазлу—с. Цак-Кар: 1—кривая Z_a ; 2—кривая Δg (в редукции Буге); 3—кривая ΔT_a (высота съемки 1000 м); 4—кривая ΔT_a (абсолютная высота съемки 4000 м) 5—выделенная зона глубинного разлома

Как уже отмечено, верхние части геологического разреза часто слагают вулканогенные породы с высокими магнитными параметрами. Если учесть и тот факт, что рельеф местности Присеванской зоны очень изрезан, тогда будет ясно, как сильно влияние «магнитного рельефа» на аномальное поле.

К сожалению, до сих пор не разработана методика, позволяющая исключить влияние рельефа местности. Это влияние ослабляется при аэромагнитной съемке. Приближенные расчеты Ц. Г. Аюпяна показывают, что при высоте полета самолета от поверхности Земли на 1000 м андезито-базальтовые лавы мощностью 100 м, с намагниченностью в $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС, заметного влияния на магнитное поле оказывать не будут [3].

Измерения остаточной намагниченности горных пород Арме-

нии показывают, что породы некоторых возрастов намагничены обратно (рис. 1.1). По данным Ц. Г. Акопяна, эффузивные породы нижнечетвертичного и верхнеплиоценового возрастов намагничены обратно и поэтому над ними наблюдается отрицательное поле, а над андезито-базальтовыми лавами верхнечетвертичного и среднечетвертичного возрастов поле положительно, что объясняется нормальной намагниченностью [4].

Влияние на магнитное поле геологических структур довольно сложно и зависит от конкретных геологических особенностей. Эта сложность обусловлена в первую очередь тем, что большинство структур покрыты третичными и четвертичными эффузивными породами с разными магнитными свойствами (в основном сильномагнитными), прямой и обратной намагниченностью, что создает весьма неблагоприятные условия для изучения подлавовых структур. А те структуры, которые не имеют такого покрова, довольно хорошо картируются магнитометрическими методами. Это особенно касается антиклинориев и синклинориев, поле ΔT_a над которыми зависит от пород, слагающих их ядро. Так, например, в ядрах Алавердского и Шамшадинского антиклинориев, сложенных вулканогенными образованиями байоса (Алавердский), аалена (Шамшадинский), наблюдается положительное поле, тогда как ядро Иджеванского синклинория, представленное нормально-осадочными породами верхнего мела, характеризуется отрицательными значениями ΔT_a .

Локальные элементы геомагнитного поля описываются при магнитной характеристике ГР.

в. Геотермическое поле

Термическое поле территории Армении по сравнению с другими геофизическими полями изучено слабо. Количество пунктов измерения геотермического градиента и теплового потока меньше 40, и они распределены на территории республики неравномерно. Естественно, что эти скудные данные не отражают характер истинной картины сложного геотермического поля и дают основание сделать лишь некоторые предварительные суждения.

На основе указанных данных Р. Т. Мириджаняном составлена схема геотермического районирования территории республики, на которой выделены три зоны с разными значениями геотермического градиента и теплового потока (рис. 1.10). Зоны геотермического поля, как и гравитационные и магнитные, имеют общекавказское простираание и совпадают с основными геологическими зонами. Такое совпадение наводит на предположение о причинной связи между ними. Исключение составляет лишь зона со средни-

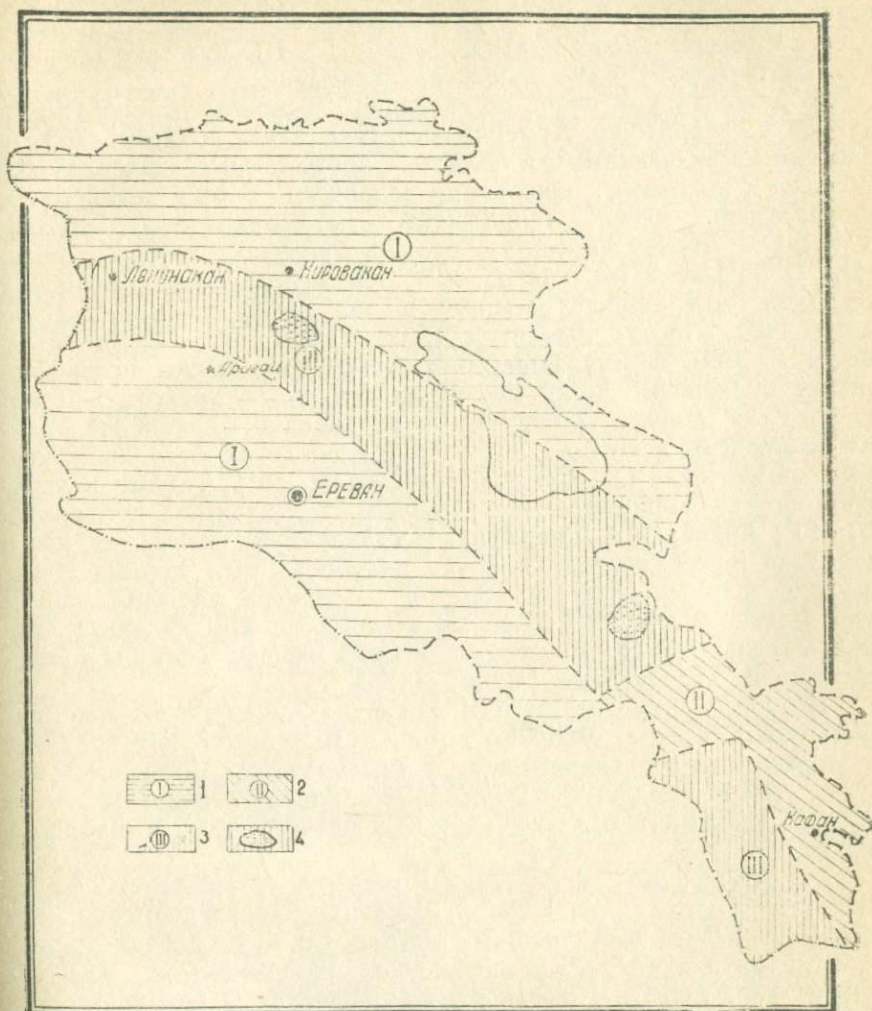


Рис. 1.10. Схема геотермического районирования территории Армянской ССР (составлена Р. Т. Мириджаняном [73]). Зоны со значениями геотермического градиента и плотности теплового потока: 1—минимальными (фоновыми); 2—средними; 3—повыщенными; 4—районы аномальной высокой плотности теплового потока

ми значениями геотермического градиента и теплового потока, которая не протягивается в северо-западном направлении, а ограничивается с севера и северо-запада зонами I и III. Эта зона в основном соответствует Кафанскому антиклинорию.

В региональном плане по величине плотности теплового потока (Q) на территории Армении выделяются две области: область с высокими значениями Q и область с нормальными значениями Q . Область с высокими значениями теплового потока охватывает центральную часть территории республики—Анкавано-Зангезурскую геотектоническую зону, в пределах которой величина Q больше 2 мк. кал/(с. см²). Исследованиями Симмонса показано, что области земного шара, где Q превышает 2 мк. кал/(с. см²), тесно связаны с вулканизмом (за исключением Венгрии) [99]. В Анкавано-Зангезурской зоне также интенсивно развит вулканизм. Здесь насчитывается около трехсот центров извержения плиоцен-четвертичного вулканизма. В этой же области наблюдаются известные до сих пор в пределах Армении самые высокие значения Q —3,03 и 3,75 мк. кал/(с. см²). Такими величинами потока характеризуются районы термальных источников ($T \geq 37^\circ$) Анкавана и Джермука. Исследователи указывают, что в локально геотермических районах подобного типа перенос энергии определяется главным образом поведением системы вода—пар. Основной причиной подъема местных геотерм являются гидротермальные процессы, которые в свою очередь связаны с магматической активностью района [105].

Интересно отметить, что в Анкавано-Зангезурской зоне повышенные значения теплового потока и геотермического градиента соответствуют главной возвышенности Армянского нагорья, где наблюдается интенсивный минимум гравитационного поля и положительные аномалии магнитного поля с высокими значениями ΔT_a .

По небольшому количеству измерений (9 пунктов) северо-восточная и юго-западная части Армении характеризуются нормальными значениями теплового потока, где Q в среднем составляет 1,2 мк. кал/(с. см²) с интервалом изменения от 0,87 до 1,82 мк. кал/(с. см²). В шести пунктах значения Q близки к средней величине потока области, а в трех—превышают $Q_{\text{ср}}$. Последние три пункта расположены в районах курорта Арзни (1,82 мк. кал/(с. см²), Алаверди (1,42 мк. кал/(с. см²), и г. Аштарак (1,56 мк. кал/(с. см²). Аномальное высокое Q в пределах двух пунктов, по-видимому, связано с локальными источниками тепла, так как в районе курорта Арзни расположены термальные источники, а в Алавердском районе большое распространение имеют

гранитоидные интрузии, характеризующиеся содержанием относительно большого количества радиоактивных элементов.

Средняя величина плотности теплового потока области— 1,2 мк. кал/(с. см²) близка (даже меньше) к величине Q континентов, которая, по данным Ли и Уэды, составляет 1,43 мк. кал/(с. см²) [131]. Таким образом, северо-восточная и юго-западная части Армении в основном характеризуются нормальными значениями теплового потока.

К. Хораи и С. Уэда предполагают, что высокие значения теплового потока «регионального» характера в вулканических областях связаны с подповерхностной вулканической активностью, когда медленно поднимающаяся из глубины магма охлаждается и отдает тепло окружающей среде, действуя как движущийся источник тепла [99]. С другой стороны, исследования Я. Б. Смирнова показывают, что существенных различий в значениях плотности теплового потока в областях неогенного и современного вулканизма не наблюдается [105]. Известно, что в областях неогенного и современного вулканизма магматическая активность неодинакова, следовательно, возможно, на тепловой режим вулканических областей кроме магматического фактора влияют и другие факторы. Одним из таких важных и вероятных факторов является теплопроводность земной коры. Обычно в вулканических районах земная кора сильно раздроблена, насыщена разрывными нарушениями (представляет собою зону растяжения), вследствие чего повышается теплопроводность коры. Наличие высокого теплового потока в Анкавано-Зангезурской зоне, по всей вероятности, также обусловлено вулканической активностью и большой теплопроницаемостью земной коры.

Следует отметить, что проявление вулканической деятельности в пределах Анкавано-Зангезурской зоны различно. Внутри зоны имеются районы, где отсутствуют центры вулканического извержения (на юго-востоке зоны, между вулканическими областями Арагаца и Гегамского хребта и др.), хотя эти районы также характеризуются высокими значениями теплового потока и геотермического градиента. Это говорит о том, что как в этих областях, так и по всей зоне, кроме магматического фактора на общий баланс тепла значительно влияние теплопроницаемости земной коры. На распределение тепла в земной коре влияют также термические свойства горных пород, что особенно сказывается на величине геотермического градиента. Различия в теплопроводности разных участков коры могут оказывать влияние на аномальное значение теплового потока, но не могут обусловить аномалий большой протяженности [120]. Теплопроводность пород в основном зависит от петрографического состава, плотности и влажности.

Из комплекса пород, слагающих геологический разрез Арме-

нии, по таблице Кабрановой, Дахнова, Дьяконова относительно теплопроводными являются известняки, доломиты; слабыми — глины, гипс, ил, андезиты, базальты; диориты и трахиты по теплопроводности занимают промежуточное положение. Возможно, что различий теплопроводностью пород верхних частей геологического разреза обусловлено отличие в величине геотермического градиента северо-восточной части Армении (Алавердский район) от юго-западной (Приараксинская зона), хотя, как отмечалось выше, эти районы характеризуются одинаковыми значениями теплового потока. Стратиграфический разрез Приараксинской многогеосинклинальной зоны по теплопроводности пород можно разделить на две части: а) образования девона-триаса, представленные карбонатными породами с плотностью $2,6 \text{ г/см}^3$, являются относительно хорошо теплопроводящими; б) меловые и более молодые породы нормально-осадочного происхождения с плотностью $2,4 \text{ г/см}^3$ являются относительно плохо проводящими. Стратиграфический разрез Алавердской эвгеосинклинальной зоны слагают в основном породы с плотностью $2,6 \text{ г/см}^3$, хорошей и средней теплопроводностью. Из сказанного следует, что величина геотермического градиента в Приараксинской зоне должна быть больше, чем в Алавердском районе. Имеющиеся данные геотермического градиента подтверждают это предположение: в Приараксинской зоне его величина составляет $2-6 \cdot 10^{-2}$ град/м, а в Алавердском районе — $1-2 \cdot 10^{-2}$ град/м. Таким образом, наличие зон с различными значениями теплового потока и геотермического градиента обусловлено геологическими особенностями тектонических зон. Следовательно, можно ожидать совпадения границ геотермических зон с геотектоническими (ГР). К сожалению, малое количество измерений не позволяет уверенно проводить границы геотермических зон по всей протяженности (границы проведены как по геотермическим данным, так и на основе выявленных характерных соотношений между геотермическим полем, геологией и гравимагнитными полями).

Предполагается также, что высокоаномальные локальные участки теплового потока (районы термальных источников Анкавана, Джермука, Арзни) приурочены к зонам ГР, так как эти геотермы связаны с магматической активностью, а последняя — с ГР.

Указанные геотермические признаки можно использовать при выделении ГР, но так как точность определения элементов геотермического поля низкая по сравнению с параметрами других геофизических полей, то преимущество нужно отдавать последним.

Изучение сейсмичности Армении весьма сложная и многогранная задача, поэтому, исходя из темы работы, остановимся лишь на общих закономерностях пространственного распределения эпицентров землетрясений.

Армянское нагорье является одним из сейсмически активных районов СССР и входит в состав Средиземноморской сейсмоактивной зоны. Здесь зарегистрированы землетрясения до девяти баллов (в 1319 г. в г. Ани, в 1840 г. у подножия горы Арарат и др.).

Изучением землетрясений в Армении занимались с давних времен. По макросейсмическим данным исследователями описаны крупные землетрясения, определены сила и координаты эпицентров [24, 25, 48, 82, 90, 106, 122]. Сбором и публикацией макросейсмических сведений о землетрясениях в сводном виде за время более 2000 лет занимался В. А. Степанян [106]. С. А. Пирузяном обследованы древние сооружения Армении (в основном Большого Ереванского района) с целью уточнения интенсивности и местоположения сильных землетрясений прошлого и построена карта эпицентров 5 и более баллов за 735—1973 гг. с точностью эпицентров 5—8 км [90]. Из всех существующих макросейсмических данных особую ценность имеет Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР [82].

Вопросами сейсмичности Кавказа на основе данных инструментальных наблюдений занимались многие исследователи, которыми построены разные карты эпицентров землетрясений, послужившие основой для дальнейших исследований [24, 25, 56, 57, 61, 122]. Основными недостатками всех существующих карт являются невысокая точность координат эпицентров и неточная энергетическая оценка землетрясения, что связано с некоторыми объективными причинами (негустой сетью сейсмических станций, отсутствием высокочувствительной аппаратуры и др.). Поэтому до сих пор важной и актуальной проблемой сейсмичности Армении является изучение распределения эпицентров (очагов) в пространстве как сильных, так и слабых землетрясений.

Решению этого вопроса для всего Кавказа посвящены работы Н. К. Карапетяна. Ею составлена карта эпицентров за 1900—1961 гг., на которой большое число составляют неклассные эпицентры и эпицентры класса «Б» [56].

В последнее время создание густой сети сейсмических станций и их оборудование точными приборами позволяет более детально изучить сейсмичность республики. Для получения более близких к истине картин распределения эпицентров нами построены следующие карты:

а) Карта относительно точных эпицентров за период 1900—1969 гг. (рис. 1.11). Здесь землетрясения V-группы только А-класса, а остальных групп—А- и Б-классов точности. Конечно, эта карта содержит некоторое территориальное (связано с неравномерным распределением сейсмических станций) и временное (на карте основная часть эпицентров зарегистрирована в последние 20 лет) искажение, что неприемлемо для характеристики таких важных величин, как плотность энергии землетрясений,

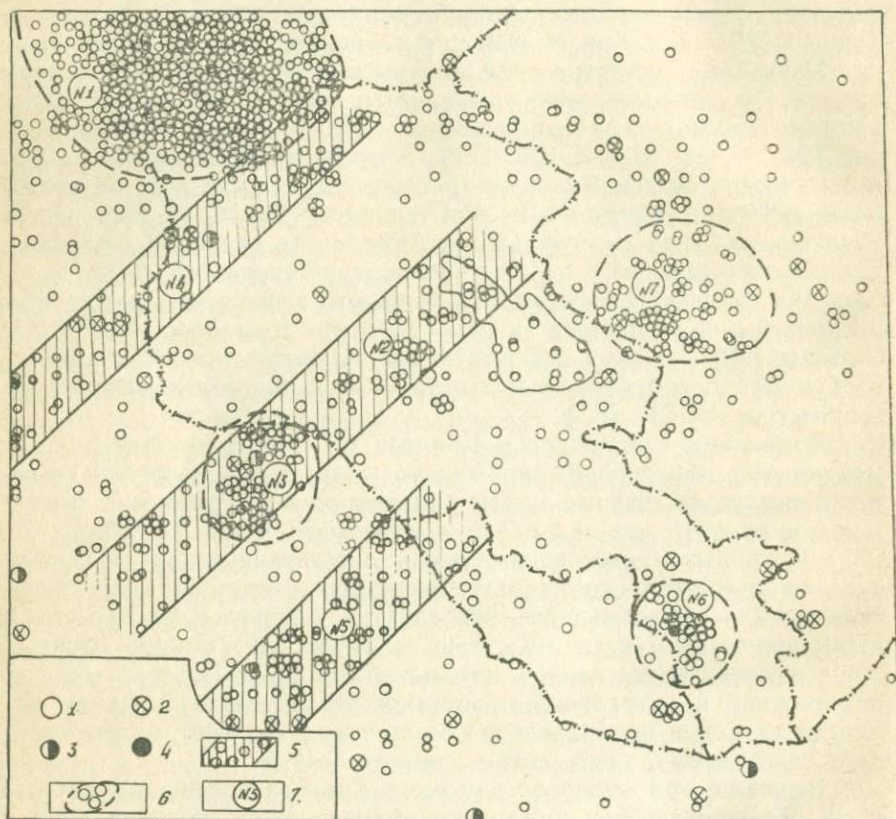


Рис. 1.11. Карта относительно точных эпицентров землетрясений за период 1900—1969 гг. (составлена по данным [52, 56, 57]). Эпицентры: 1—V группы ($M < 4,25$); 2—IV группы ($4,25 < M < 5,25$); 3—III группы ($5,25 < M < 6,5$); 4—II группы ($6,5 < M < 7,5$); 5—линейные зоны скопления эпицентров; 6—квазиизометрические группы скопления эпицентров; 7—номер области скопления эпицентров

плотность эпицентров областей, но она дает общую картину распределения землетрясений. Для характеристики указанных величин отдельных сейсмоактивных районов служит следующая карта, которая более точна в аспекте временного и территориального искажений.

б) Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 7$ за период 1962—1969 гг. (рис. 1.12). На этой карте почти все эпицентры А-класса точности (на Джавахетском нагорье имеются эпицентры а- и б-классов точности), что обусловлено наличием региональной сейсмической сети Кавказа (организована в 1951 г.).

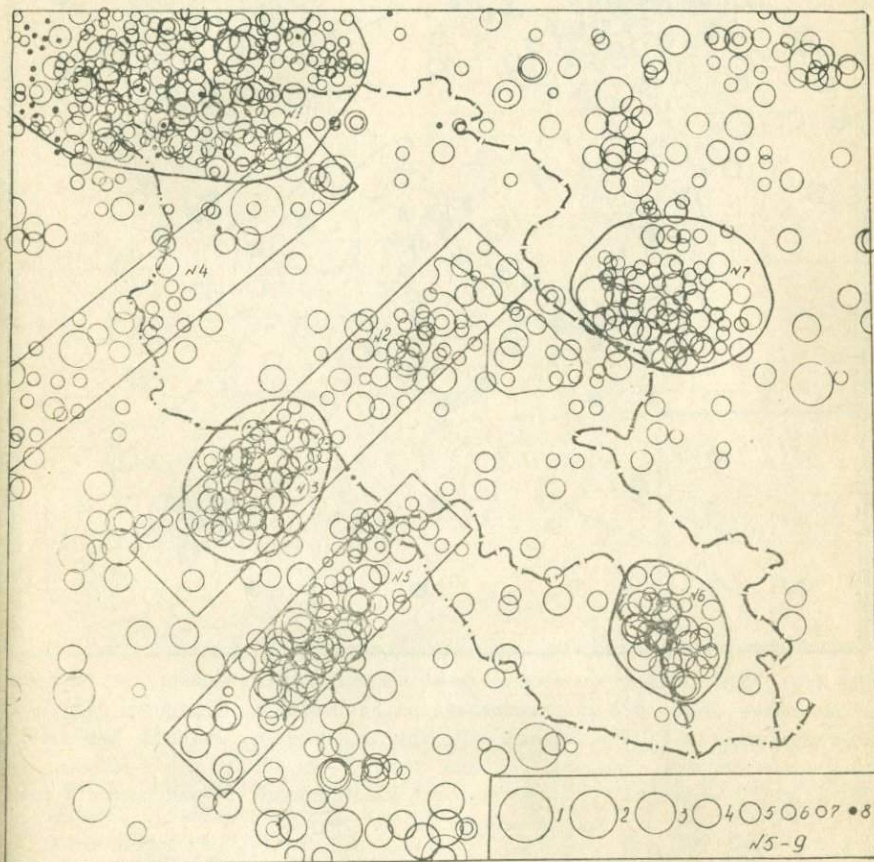


Рис. 1.12. Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 6$ за период 1962—1969 гг. Эпицентры: 1— $K=13$; 2— $K=12$; 3— $K=11$; 4— $K=10$; 5— $K=9$; 6— $K=8$; 7— $K=7$; 8— $K=6$; 9—номер области скопления эпицентров

в) Карта эпицентров с известными глубинами залегания очага за период с 1948 по 1971 гг. (рис. 1.13). На карте нанесены те эпицентры, глубины залегания которых известны. Правда, указанная карта не полностью отражает распределение гипоцентров по глубине, но она дает некоторое общее представление.

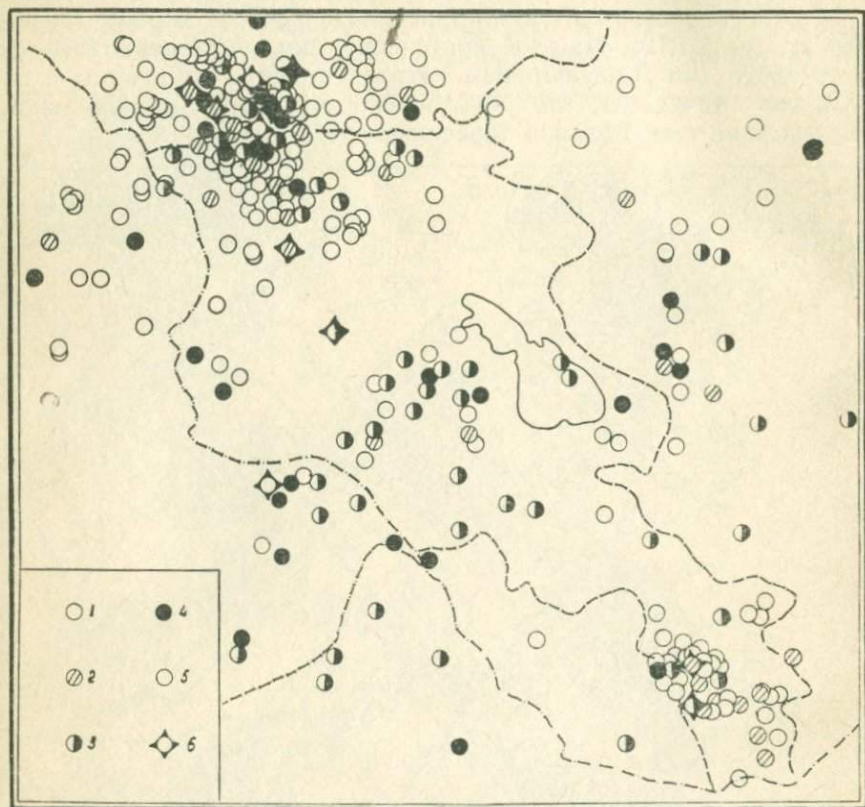


Рис. 1.13. Карта эпицентров землетрясений с известными глубинами залегания очага за период 1948—1971 гг. (составлена по данным Н. К. Карапетян, сборников «Землетрясения в СССР», «Бюллетень сети сейсмических станций Кавказа» и по данным станции «Земля»). Глубина очага: 1—0—10 км; 2—11—20 км; 3—21—30 км; 4—более 30 км. Интенсивность землетрясений: 5—эпицентры V группы; 6—эпицентры IV группы.

При рассмотрении построенных карт видно, что эпицентры распределены неравномерно, намечаются их локальные скопления, причем геометрическая структура сгущений эпицентров не-

одинакова. В одних местах эпицентры составляют группы, в других—линейные зоны. Это хорошо видно на таблице количества эпицентров (рис. 1.14), которая построена по данным каталога эпицентров (А-класса точности) за период 1900—1969 гг. Длина стороны квадрата взята 10 км, и сосчитано число эпицентров, попавших в квадрат. На четырех участках таблицы намечается скопление эпицентров, где их число в одном квадрате превышает

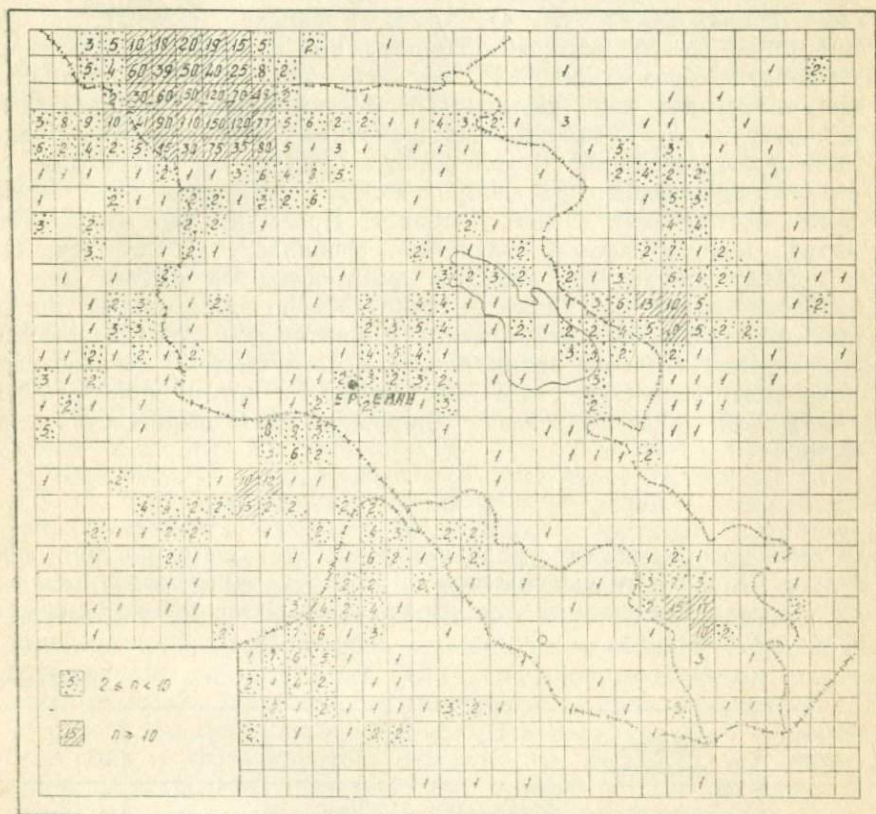


Рис. 1.14. Таблица количества эпицентров за период 1900—1969 гг. десять. Эти области сгущения имеют небольшие размеры (кроме района Джавахетского нагорья), а эпицентры как будто концентрируются вокруг точки, поэтому условно мы эти области называем квазиизометрическими группами скопления эпицентров. На рис. 1.11 и 1.12 выделены и околнурены четыре такие квазиизометрические группы: Джавахетская (№ 1), Араратская (№ 3), Зангезурская (№ 6) и Дашкесанская (№ 7).

По таблице количества эпицентров выделяются и области скопления эпицентров в виде зон, ширина которых составляет 30—40 км, а протяженность—несколько сотен километров (зоны прослеживаются за пределами СССР). Это—ряды линейно расположенных квадратов, в которых число эпицентров превосходит два. Четко выделяются полосы антикавказского, широтного и общекавказского простирания. Рассмотрим лишь три из них: Дигор-Степанаванская (№ 4), Арарат-Севанская (№ 2), Маку-Ерасхская (№ 5), которые полностью или частично попадают на территорию Армянской ССР. Выделением зон густо расположенных эпицентров уже предполагается связь между координатами эпицентров (φ, λ), принадлежащих зонам. Эта связь не может быть функциональной. В действительности же мы имеем дело со статической связью, при которой каждому значению φ соответствует ряд значений λ , или наоборот. Преимущество применения метода математической статистики очевидно, так как точность координат эпицентров низка и практически мы имеем дело с большим числом случайных величин. Обычно образование линейных зон эпицентров связывается с линейными тектоническими структурами (ГР, оси антиклиналей и др.), поэтому логично сначала найти линейную связь между φ и λ , а потом проверить достоверность найденной связи. Линейная связь выражается формулой:

$$\varphi = a\lambda + b,$$

которая носит название уравнения регрессии. Здесь a и b —коэффициенты, которые выбираются по способу наименьших квадратов. Полученные данные для выделенных полос представлены в виде таблицы.

Таблица 1

Номер зоны	Уравнение регрессии	r	α	σ_{φ}	σ_{λ}
2	$\varphi = 0,64\lambda + 1,3$	0,93	32°	3,40	4,98
4	$\varphi = 0,66\lambda + 2,8$	0,93	33°	3,78	5,34
5	$\varphi = 0,63\lambda + 1,16$	0,85	31°	2,04	2,72

Примечание: r —коэффициент корреляции; α —угол наклона графика по отношению оси λ ; σ_{φ} и σ_{λ} —средние квадратические отклонения относительно функции, охарактеризованной уравнением регрессии.

Достоверность выявленной линейной связи и знака коэффициента корреляции оценивается по величине $\frac{|r|}{1-r} \sqrt{p}$, где p — число точек (эпицентров). Если это отношение больше 3 (при $p > 50$), тогда зависимость достоверна с большей вероятностью [68]. У нас величина отношения составляет минимум 60, т. е. выявленная связь, безусловно, линейная.

Таким образом, эпицентры внутри линейных зон не имеют беспорядочного распределения, они подчиняются достаточно строгому линейному закону и безусловно связаны с линейными тектоническими структурами, оси которых простираются вдоль графиков регрессии. Графики имеют северо-восточное, т. е. антикавказское простирание, с углом наклона по отношению к географической широте $31 - 33^\circ$ и параллельны друг другу. Интересно отметить, что расстояние между ними приблизительно одинаково и составляет 80 — 90 км (рис. 1.15).

Геологические структуры главного геосинклинального этапа развития Малого Кавказа имеют общекавказское направление, а рассмотренные линейные зоны эпицентров располагаются вкрест их простирания. Этим уже предполагается наличие антикавказских разломов, с активностью которых связаны землетрясения.

Некоторые важные сейсмические параметры указанных квазиизометрических групп и линейных зон приведены в табл. 2, для которой основой послужила карта эпицентров за период 1962—1969 гг. Важными параметрами, характеризующими сейсмичность района, являются плотность эпицентров и плотность выделенной энергии. Надо сказать, что уровень представительности классов в разных областях различен, поэтому при определении плотности эпицентров взяты эпицентры с $K \geq 9$, т. е. те эпицентры, которые зарегистрированы достоверно в любой части Малого Кавказа, где происходили землетрясения. Для характеристики общей энергии землетрясений областей суммированы корни кубические из энергии в квадрате (величина $\sim E$). Эта величина дает сумму деформаций и характеризует совокупность очагов, а не энергию лишь сильнейшего землетрясения, которое могло случайно попасть в исследуемый интервал (Шебалин Н. В.). В дальнейшем для ясности величину $\sim E$ условно назовем энергией. Выделенные области (линейных зон и квазиизометрических групп) характеризуются высокой сейсмичностью, где средняя плотность эпицентров в 30 раз больше, чем на остальной части территории. Общая площадь этих областей составляет лишь одну третью часть площади, но на них падает 80% всей выделенной энергии землетрясений, причем плотность $\sim E$ в 10 раз превосходит плотность $\sim E$ остальной территории.

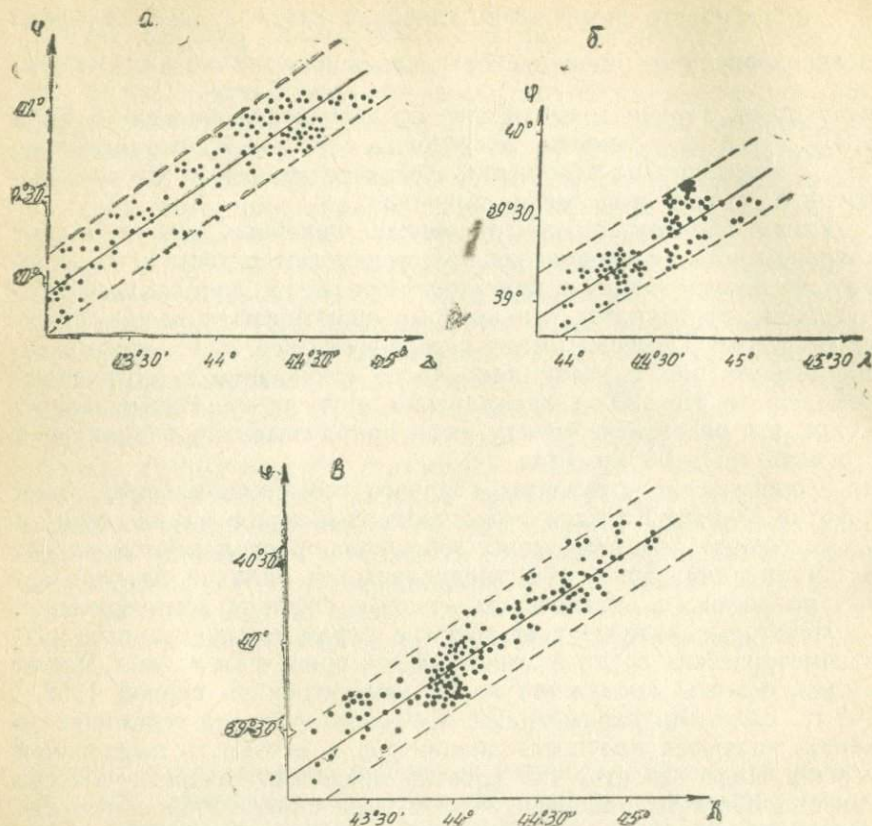


Рис. 1.15. Распределение эпицентров землетрясений в пределах линейных зон за 1900—1969 гг. и графики регрессии: а) Дигор-Степанаванской зоны; б) Маку-Ерасхской зоны; в) Арарат-Севанской зоны

Глубина очагов землетрясений Кавказа невелика. Она возрастает в направлении с ЮЗ на СВ [43]. Что касается глубины залегания очагов, конкретно Малого Кавказа, то разные исследователи подтверждают, что гипоцентры лежат в пределах земной коры [43, 57, 122]. Это видно и на карте эпицентров с глубинами залегания очага (рис. 1.13). Если учесть тот факт, что мощность земной коры Армении, по данным разных исследователей, составляет 45—55 км [43, 50, 106], тогда можно сказать, что очаги находятся в земной коре.

По имеющимся данным построена кривая распределения очагов землетрясений по глубине (рис. 1.16), из которой видно, что

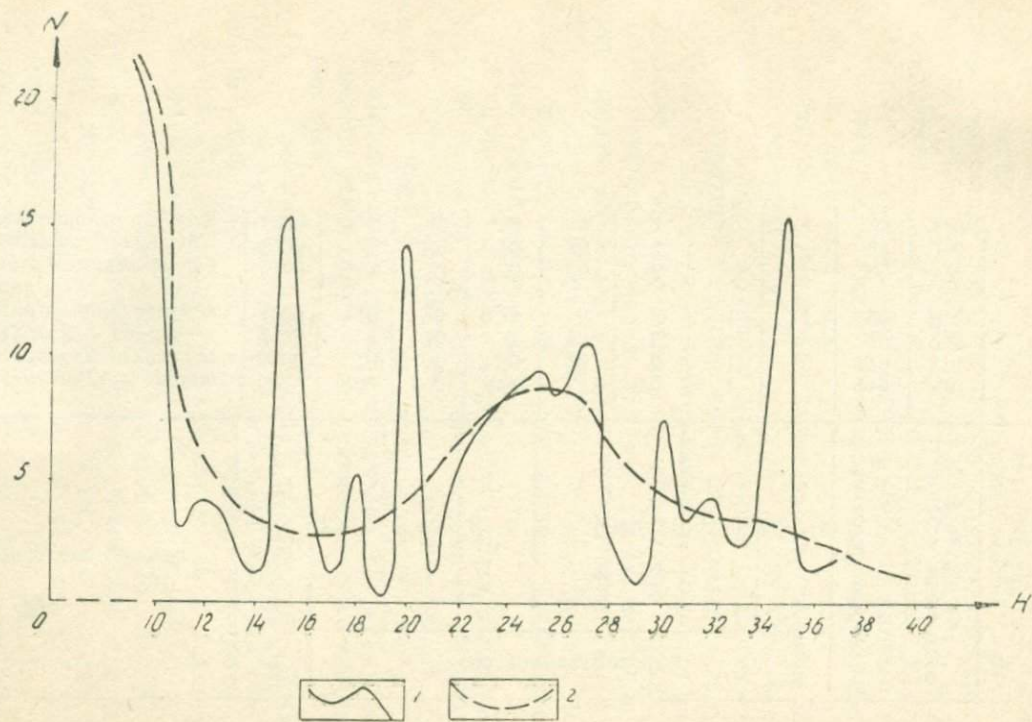


Рис. 1.16 Графики распределения очагов землетрясений по глубине (по оси Н—глубина очага в км; по оси N—количество эпицентров): 1—кривая зависимости количества землетрясений от глубины очага; 2—средняя кривая

Таблица 2

Номер области	Название области	Площадь области в км ²	Число эпицентров (N _K)							Количество эпицентров K > 9	Плотность эпицентров с K ≥ 9 на 100 км ²	Общая энергия (~E) землетрясений в дж ^{2/3} $\sum_{K=9} N_K \sqrt{E_K}$	Плотность величины ~ E в 10 ⁵ дж ^{2/3} /км ²
			K=7	K=8	K=9	K=10	K=11	K=12	K=13				
			1	Ахалкалакская группа	6325	1090	590	174	53				
2	Арарат-Севанская зона	5950	10	59	50	22	6	1	—	79	1,3	37	0,7
3	Араратская группа	2462	4	35	37	13	6	—	—	56	2,2	22	0,9
4	Дигор-Степанаванская зона	4960	10	28	15	6	3	1	1	26	0,5	70	1,4
5	Маку-Ерасхская зона	5250	7	23	30	25	3	—	1	59	1,1	70	1,3
6	Зангезурская группа	2123	5	9	23	13	4	2	—	42	2,0	36	1,7
7	Дашкесанская группа	3524	6	40	30	4	1	—	—	35	1,0	7	0,2

большое число составляют гипоцентры с глубиной 15, 20, 25, 30, 35 км. Такая картина распределения гипоцентров обусловлена точностью определения их глубин залегания. Обычно при определении глубин очагов данные в пределах ошибки округляют. Этим, например, объясняется тот факт, что число гипоцентров с глубиной 15 км составляет 14, а 16 км—лишь 1. При осреднении графика все указанные «пики» исчезают и намечаются два заметных интервала глубин скопления гипоцентров: 0—10 км и 22—30 км.

Подавляющая часть землетрясений имеет глубину очага 0—10 км (на Джавахетском нагорье 70%, по данным А. Д. Цхакая), т. е. они расположены в пределах осадочного слоя и в верхних частях гранитного слоя.

Анализируя карты, можно заметить, что сильные землетрясения имеют небольшую глубину: до 15—20 км. Они, вероятно, являются результатом хрупкого разрушения сплошности среды. Теория образования разрывов через разрушение при сдвиге требует, чтобы в касательных напряжениях в плоскости разрыва были большие суммы сил сцепления внутреннего трения. Расчеты М. Ботта показывают, что до глубины 20 км величина сил внутреннего трения настолько высока, что при разрыве могут образоваться сильные землетрясения [22]. Таким образом, имеются основания связывать сильные землетрясения территории Армении с тектоническими разрывами.

Ахалкалакская квазиизометрическая группа эпицентров является самой активной, где плотность эпицентров ($K \geq 9$) за восемь лет составляет 3,9 на 100 км². Здесь большое число составляют эпицентры с $K \leq 8$ (84%), на которое падает лишь 1,8% общей энергии, выделившейся при землетрясении. По этой причине плотность энергии землетрясений по сравнению с плотностью эпицентров невелика.

По «Хронологии» Е. И. Бюса, в прошлом, на Джавахетском хребте, в основном на севере, произошли разрушительные землетрясения (1088, 1899, 1840 гг.), что говорит о высокой сейсмичности области [24, 25]. Для северной части Ахалкалакского нагорья характерно малое число сильных землетрясений, а для южной части—большое число слабых сотрясений [25, 26, 56, 122].

Как уже сказано, около 70% землетрясений указанной области имеют глубину очагов меньше 10 км, а остальные, возможно, большую, но все они находятся в земной коре [122]. Мощность осадочного слоя здесь составляет 6 км [46, 54], т. е. основная часть землетрясений происходит в осадочном слое или связана с границей осадочного и гранитного слоев.

Арагатская квазиизометрическая группа эпицентров является второй областью по густоте эпицентров (на 100 км²—2,2). Здесь

наряду со слабыми землетрясениями имеются и довольно сильные (6 эпицентров с $K=11$), но все-таки подавляющую часть составляют землетрясения с $K=8; 9$ (около 75%). По этой причине плотность энергии землетрясений области невелика.

В прошлом здесь произошли сильные землетрясения в 1840, 1910, 1962 гг. [82].

Дашкесанская квазиизометрическая группа эпицентров по силе зарегистрированных землетрясений резко отличается от остальных областей. За 70 лет зарегистрировано только два землетрясения с магнитудой 4,5. По этой причине плотность энергии меньше. Как в Араратской группе, так и здесь большое число составляют эпицентры с $K=8; 9$ (86%). Средняя энергия на одно землетрясение максимальна из выделенных групп.

Зангезурская квазиизометрическая группа эпицентров характеризуется довольно высокой плотностью энергии. Большое число составляют землетрясения с $K=9$. Область имеет высокую плотность эпицентров 2,0 на 100 км². Здесь намечается скопление сильных и слабых землетрясений.

Зангезур известен сильными землетрясениями (разрушительное землетрясение 1308 г., восьмибалльные землетрясения 1931 и 1968 гг.).

Землетрясение 1968 г. имело глубину очага 10—15 км, а эпицентр находился близ эпицентральной зоны землетрясения 1931 г. Афтершоки, которые были довольно сильными, протягивались вдоль полосы близширотного простираения (особенно эпицентры относительно глубинных очагов) [92].

Интересно отметить, что изосейсты землетрясений 1931 и 1968 гг. имеют вид близкий к окружности и по форме совпадают. На общем круглом фоне изосейст намечается двухосная вытянутость, что нельзя считать случайным (рис. 3.3).

Арарат-Севанская линейная зона эпицентров шириной 35 км протягивается от оз. Севан через г. Арарат на ЮЗ, охватывая Араратскую группу эпицентров. Землетрясения этой полосы в основном с $K=8; 9$, поэтому плотность энергии невелика. Последние более надежные и точные данные показывают, что указанная область проявляет активность и в настоящее время. Особенно велико количество слабых толчков.

Маку-Ерасхская линейная зона эпицентров имеет примерно то же направление и ширину зоны, что и Арарат-Севанская. Здесь за 1900—1969 гг. по карте эпицентров имеется 4 землетрясения с магнитудой $M \geq 4,25$, которые расположены на юго-западе зоны. 62% эпицентров с $K=9; 10$, а один эпицентр с $K=13$. В отличие от других зон, здесь больше количество эпицентров с $K=10$ (28%). К указанной зоне приурочены разрушительные землетря-

сения г. Маку (1696, 1840, 1968 гг.), Шарур (1840 г.) [82]. О прослеживании Маку-Ерасхской линейной зоны в северо-восточном направлении в пределах Армянской ССР говорить трудно, так как эпицентров мало.

Дигор-Степанаванская линейная зона эпицентров отличается от остальных зон тем, что здесь плотность эпицентров минимальна (0,5 на 100 км²), но плотность энергии довольно велика. Большое скопление эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 4,25$) намечается в середине полосы, в Ширакской равнине.

Эта зона известна своими сильными землетрясениями 1045, 1132, 1319 гг. (Анийские), 1924, 1926 гг. (Ленинаканские), 1899, 1935 гг. (Дигорские) и др.

Изосейсты Ленинаканских землетрясений 1926 г. имеют довольно сильную вытянутость вдоль зоны в СВ направлении (рис. 2.7).

Таким образом, обобщая вышеизложенное, можно прийти к следующим основным выводам:

а) на территории Армении и сопредельных районов по сейсмостатистическим данным XX в. выделяются отдельные линейные зоны и квазиизометрические группы скопления эпицентров слабых и сильных землетрясений (например, Ахалкалакская, Зангезурская, Дашкесанская, Араратская квазиизометрические группы; Маку-Ерасхская, Арарат-Севанская, Дигор-Степанаванская линейные зоны антикавказского простирания), где высока плотность эпицентров;

б) плотность выделенной энергии землетрясений относительно велика в Ахалкалакской и Зангезурской квазиизометрических группах (где высока и плотность эпицентров) и в Маку-Ерасхской и Дигор-Степанаванской линейных зонах;

в) сильные землетрясения ($M \geq 4$) на территории распределены неравномерно, и не всегда в районах сильных и разрушительных землетрясений частота слабых толчков большая (например, в Ленинаканском и Ордубадском районах);

г) на общем плане сейсмическая активность (частота и сила землетрясений) с северо-востока на юго-запад возрастает или, как отмечает А. А. Габриелян, от области раннеальпийской складчатости к области позднеальпийской складчатости сейсмичность повышается;

д) намечается скопление очагов землетрясений в следующих интервалах глубин: 0—10 км (в основном в пределах осадочного слоя), 22—30 км (в пределах поверхности Конрада);

е) большинство землетрясений XX в. расположено вдоль линейных зон антикавказского простирания или составляют квазиизометрические группы.

2. СИСТЕМА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ, ИХ КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ

2.1. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Для выявления ГР геофизическими методами на территории Армянской ССР на основе анализа физических полей и сейсмичности выделяются следующие основные критерии:

1. Гравиметрические:

а) линейные, иногда прерывистые зоны больших градиентов силы тяжести, прослеживаемые на сотни километров и соответствующие крупным ступенчатым выступам или линиям, вдоль которых намечается резкое несоответствие мощностей мезо-кайнозойских образований;

б) границы крупных изостатических аномалий (зоны больших градиентов), соответствующие границам блоков коры, отличающихся знаком или интенсивностью новейших тектонических движений и изостатических процессов;

в) резкое отличие структуры локального аномального гравитационного поля по обе стороны линии (зоны), прослеживаемое на значительные расстояния; по обе стороны от таких линий меняются параметры аномалий, их конфигурация, интенсивность и, часто, простирание.

2. Магнитометрические:

а) границы магнитных зон и подзон (узкие, протяженные зоны больших градиентов ΔT_a), по обе стороны от которых меняются форма, знак, простирание, размеры и даже интенсивность магнитных аномалий, свидетельствующие об изменениях литологических и магматических формаций, о наличии разных тектонических элементов;

б) «цепочки» интенсивных локальных положительных аномалий протяженностью несколько сот километров, обусловленных сильно намагниченными ультрабазитами офиолитовых поясов;

в) линейно вытянутые отрицательные магнитные аномалии антикавказского простирания, нарушающие структуру магнитного поля;

г) понижения интенсивности магнитного поля вдоль протяженной линии, соответствующие зонам раздробления разломов, когда векторы остаточной намагниченности обломков пород располагаются «хаотически»;

д) резкий скачок глубины залегания верхних кромок магнитоактивных масс;

е) резкие изменения характера кривых Z_a в разрезах, связанные с изменением магматических и литологических формаций.

3. Сейсмометрические:

а) линейное расположение эпицентров сильных и разрушительных землетрясений;

б) линейные зоны густо расположенных эпицентров землетрясений (графики регрессии этих зон) антикавказского простира-ния;

в) направление линейно вытянутых изосейст разрушительных землетрясений;

г) квазивертикальные границы отражения поверхностных волн, которые пересекают земную кору и продолжаются в мантии [103].

4. Геотермические:

а) границы геотермических зон с разными тепловыми потоками и геотермическими градиентами, связанные с разными тепловыми условиями мегаблоков;

б) наличие локально-аномальных участков геотермического градиента и теплового потока, связанных с термальными ($T > 37^\circ$) минеральными источниками.

Достоверность указанных критериев довольно широко освещена в литературе и не вызывает сомнений [4, 7—9, 16, 20, 39, 46, 47, 50, 53, 81, 103, 109, 114, 116, 117, 121, 125]. ГР, выделенные по этим критериям, показаны на рис. 2.20. Названия одной части выявленных разломов даны соответственно географическим названиям (Алаверди-Арцвашенский, Ленинанкан-Ордубадский, Арсени-Севанский, Гарни-Варденисский, Маку-Ерасхский и др.), а другой части принято по А. Т. Аслабяну (Ереванский, Ширакско-Зангезурский), А. А. Gabrielyanu (Севанский), С. А. Пирузьяну (Арарат-Севанский) и др.

Глубинный характер и местоположение части выделенных разломов подтверждаются фактическими данными станций «Земля» (рис. 2.1). Глубина разломов по этим данным превышает мощность земной коры территории Армении и составляет минимум 45—50 км [50, 51].

Основная часть ГР или их отдельные фрагменты были выделены ранее другими исследователями: как геологами, так и геофизиками. Нами выделен ряд новых ГР, по комплексу геофизических методов подтверждено наличие известных разломов, уточнено расположение некоторых ГР, геофизическими методами установлены разломы, которые были выявлены только геологическими данными, и оценены все ГР с единых позиций.

Схема выявленных ГР существенно отличается от известных схем. На предложенной схеме ГР имеют упорядоченное расположение. Выделяются четыре господствующих направления ГР: об-

шекавказское, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное.

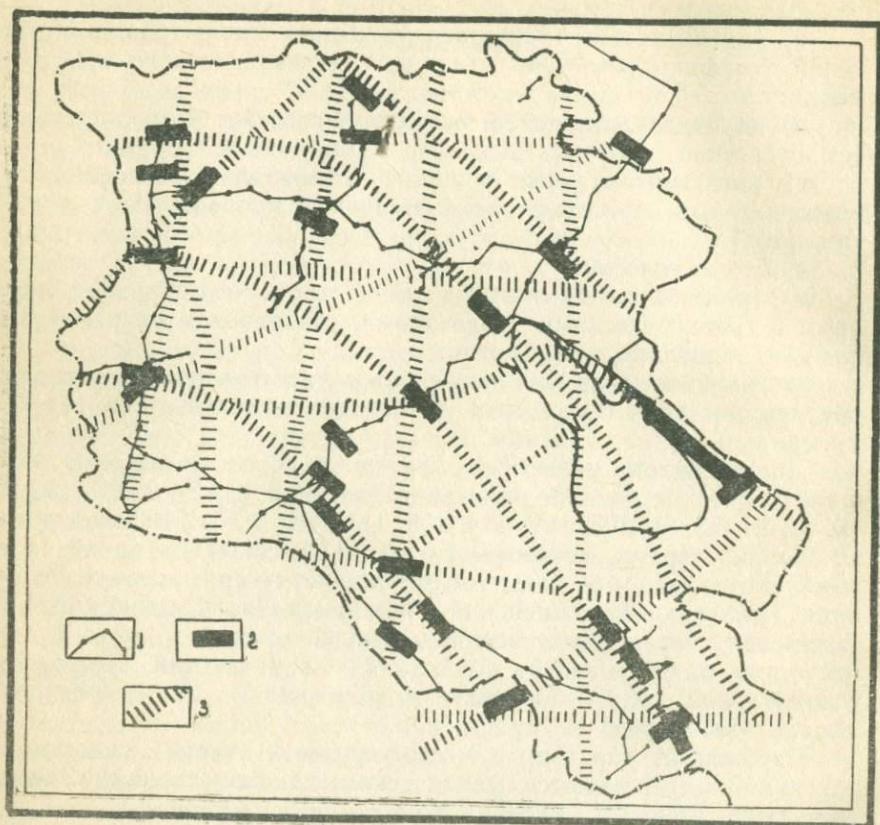


Рис. 2.1. Карта фактического материала по выделению зон тектонических нарушений с помощью сейсмологических станций «Земля». 1—маршруты исследования; 2—выявленные ГР в отдельных пунктах [50, 51]; 3—ГР по комплексу геофизических методов [74]

2.2. КРАТКАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Литература, посвященная полной геолого-геофизической характеристике ГР Армении, отсутствует. Дана лишь геологическая характеристика общекавказских ГР [12, 32, 34, 88].

Геолого-геофизическая характеристика ГР очень важна для их классификации, изучения роли разломов в основных геологи-

ческих процессах и т. д. Ниже дается краткая гравиметрическая, магнитометрическая, геотермическая, а также, на основе литературных данных, геологическая характеристика выделенных ГР, их изученность, глубина заложения и угол падения по данным станций «Земля», приуроченность эпицентров сильных землетрясений и др.

а. Общекавказские ГР

ГР общекавказского простирания являются наиболее хорошо изученными разломами территории Армении как по геологическим, так и по геофизическим данным. И это естественно, так как они хорошо проявляются как в геологическом строении, так и в физических полях. В геологическом строении общекавказские разломы проявляются по седиментационным, магматическим и тектоническим признакам, а в физических полях—в магнитном, гравитационном полях и выделяются по сейсмологическим данным. Комплексом геофизических методов на территории Армянской ССР выделяются 5 зон ГР, которые на северо-западе и юго-востоке прослеживаются за пределами республики (рис. 2.2).

Ереванский ГР впервые выделен А. Т. Асланяном в 1955 г. на основе буровых и геологических данных [12]. Затем А. А. Габриеляном на основании новых геологических данных [32], Л. К. Татевосян, Ш. С. Оганисяном по гравиметрическим [38, 86], Ц. Г. Акоюном по магнитометрическим [3] данным было подтверждено наличие Ереванского ГР. Но в отличие от геологов, геофизики на юго-востоке ГР провели по направлению с. Хачик—г. Ордубад. ГР, выделенный нами на основе геофизических данных, хорошо совпадает с разломом, выделенным геологами.

Ереванский ГР довольно четко проявляется на картах аномального гравитационного поля в виде протяженной зоны больших градиентов. Величина горизонтального градиента зоны составляет 3—5 мгл/км, а ширина—10—15 км. Перепад значений Δg по зоне градиентов составляет 30—50 мгл. Величина градиента в пределах Араратской котловины больше (4—5 мгл/км), чем в Нахичеванской котловине (3 мгл/км). На территории Нахичеванской АССР зона больших градиентов Δg , соответствующая Ереванскому ГР, прерывается локальным максимумом: изолинии Δg огибают максимум, а затем на юго-востоке опять соединяются и протягиваются по направлению г. Нахичеван—с. Джульфа (рис. 1.3, рис. 1.4). Прерывистость зоны обусловлена ступенчатым поднятием здесь кристаллического фундамента. Именно с этого места гравиметристы продолжают Ереванский ГР по направлению г. Ордубада. Но надо сказать, что протяженная зона боль-

ших градиентов в этом направлении отсутствует. Лишь в пределах юго-восточного продолжения Зангезурского хребта имеется недлинная зона градиентов (1,5 мгл/км) локального характера (градиентная зона на региональной карте Δg не проявляется).

Прерывистость зоны больших градиентов Δg не означает затухания или изменения направления зоны разлома. После снятия влияния локальных аномалий, на региональной гравитационной карте хорошо заметно, что зона градиентов протягивается по направлению к с. Джульфа, а прерывистость зоны исчезает.

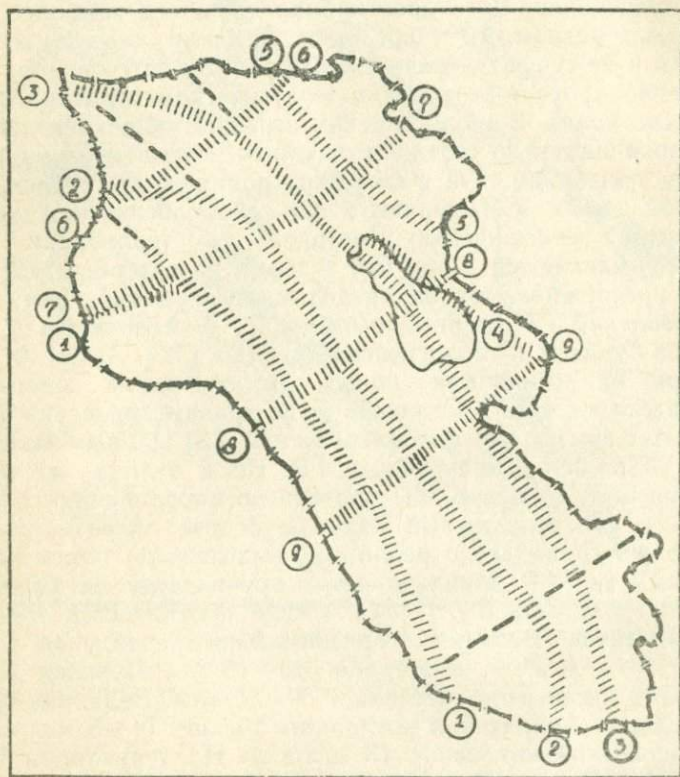


Рис. 2.2. Схема расположения общекавказских и антикавказских (северо-восточных) глубинных разломов. Цифрами на схеме обозначены разломы: **Общекавказские:** 1—1—Ереванский; 2—2—Леннакан-Ордубадский; 3—3—Ширакско-Зангезурский; 4—Севанский; 5—5—Алаверди-Арвашенский; **антикавказские:** 6—6—Дигор-Степанаванский; 7—7—Арагац-Куринский; 8—8—Арагат-Севанский; 9—9—Ерасх-Варденинский

По обе стороны от ГР меняется характер гравитационного поля. Южнее, юго-западнее от Ереванского ГР наблюдаются локальные максимумы и минимумы линейного и изометрического характера с амплитудой порядка 10—20 мгл. Ориентация осей локальных аномалий разная (общекавказская, меридиональная, антикавказская). Иная картина аномального гравитационного поля наблюдается севернее, северо-восточнее от ГР. Здесь имеются локальные аномалии изометрической формы, которые по размерам, и главное, по интенсивности, уступают локальным аномалиям южной и юго-западной стороны.

В пользу проведения Ереванского ГР на юго-западе по направлению с. Джульфа свидетельствуют и магнитометрические данные. Ереванский ГР совпадает с границей Приараксинской и Присеванской магнитных зон, которая на юго-западе протягивается по направлению г. Нахичеван— с. Джульфа [3]. Только на северо-западе территории республики не намечается совпадение ГР с границей магнитных зон, где граница магнитных зон расположена южнее ГР. Это несовпадение обусловлено наличием здесь высоконамагниченных лавовых покровов четвертичного периода. Если исключить влияние лав, то граница магнитных зон перемещается на север, в сторону ГР. Это видно и на высотных аэромагнитных картах, когда ослаблено влияние лавовых пород.

По обе стороны от Ереванского ГР резко меняется характер аномального магнитного поля. Меняются интенсивность, размеры и форма магнитных аномалий, градиенты поля и др. Южнее, юго-западнее от ГР аномальное поле имеет спокойный, слабоинтенсивный характер, а севернее, северо-восточнее от разлома наблюдается сложное, знако-переменное интенсивное поле с высокими градиентами.

О тепловом режиме Ереванского ГР говорить трудно, так как количество пунктов измерения геотермического градиента и теплового потока, расположенных в зоне ГР или близко к ней, мало и не позволяет сделать определенные выводы. Только в районе курорта Арзни наблюдаются повышенные значения Q порядка $1,8$ мк. кал/с. см² [73].

Ереванский ГР является сейсмоактивным, к его зоне приурочены многочисленные эпицентры, в том числе и сильных землетрясений. Дигорское (1935 г.), Талинское (1936 г.), Ереванские (1679, 1937, 1973 гг.), Двинские (851, 858, 861, 863, 893 гг.), Арпинское (735, 906 гг.), Нахичеванские (1840, 1841, 1881, 1897 гг.), Джульфинские (1930, 1951 гг.) землетрясения 5—8 баллов пространственно связаны с Ереванским ГР (рис. 3.1). Северо-западная и центральная части ГР более высокосейсмичны по сравнению с юго-восточной частью. Если к северо-западной и централь-

ной части разлома приурочены землетрясения 7—8 баллов, то к юго-восточной части приурочены 5—6-балльные землетрясения.

На карте изостатических аномалий, в пределах Армянской ССР, Ереванскому ГР соответствует зона больших градиентов изостатических аномалий. Величина градиента в пределах Араратской котловины намного больше, чем в Нахичеванской котловине (рис. 1.5). Если принять, что изостатические аномалии отражают изостатические процессы и движения настоящего времени [11], то можно предполагать, что в северо-западной части Ереванского ГР тектонические движения более активны, чем в юго-восточной части. Этим, наверное, надо объяснить то, что юго-восточный отрезок ГР сейсмически менее активен.

О тектонической активности ГР свидетельствуют также скудные данные повторной высокоточной нивелировки, проведенной в районе г. Еревана. По ГР Приараксинская тектоническая зона опускается со скоростью 2 мм/год, притом нулевая изолиния протягивается вдоль Ереванского ГР [59]. В трех пунктах, расположенных близко к зоне ГР, намечены локальные вариации векового хода геомагнитного поля, вертикальная составляющая которого понижается, а горизонтальная—возрастает [5].

Наличие Ереванского ГР четко установлено исследованиями станций «Земля». Четыре маршрута, секущие зону ГР, подтвердили ее наличие. По этим данным глубина разлома превышает 55 км, а плоскость сместителя падает на северо-восток под углом 83°. По ГР граница Мохоровичича имеет ступенчатое строение с величиной амплитуды 1,5 км [50].

Смещение блоков по ГР намечается и по данным бурения и геологии. Они подчеркивают перманентный характер развития разлома с тенденцией преимущественного опускания Еревано-Ордубадской зоны, где мощность отложений эоцена по сравнению с более южной Приараксинской зоной больше в несколько раз, олигоцена в 3—5 раз, миоцена в 3—6 раз. Амплитуда смещения по этим данным составляет 6 км [12]. В Урцско-Даралагезском районе, по данным А. А. Габриеляна, породы среднего и верхнего палеозоя надвинуты на отложения соленосной свиты миоцена [35].

В районах, где складчатые третичные отложения обнажаются, заметно, что зона ГР насыщена многочисленными разрывными нарушениями различного порядка, в основном общекавказского простирания [12, 35].

К зоне ГР приурочены минеральные источники углекисло-азотного состава курорта Арзни, углекислого состава районов Арарат, Веди, Джагри и Джульфа (Рис. 2.3).

Ереванский ГР прослеживается зарубежными геологами за пределами СССР, на территории Турции и Ирана. В западном

направлении разлом прослеживается вдоль полосы Эрзерум—Ерзнка—Армянское нагорье до Мраморного моря (линия Тромпа). В Нахичеванской АССР рассматриваемый разлом отмечен известными Северо-Джульфинскими дислокациями эоценовых отложений и, вероятно, протягивается отсюда в район г. Тавриза [12].

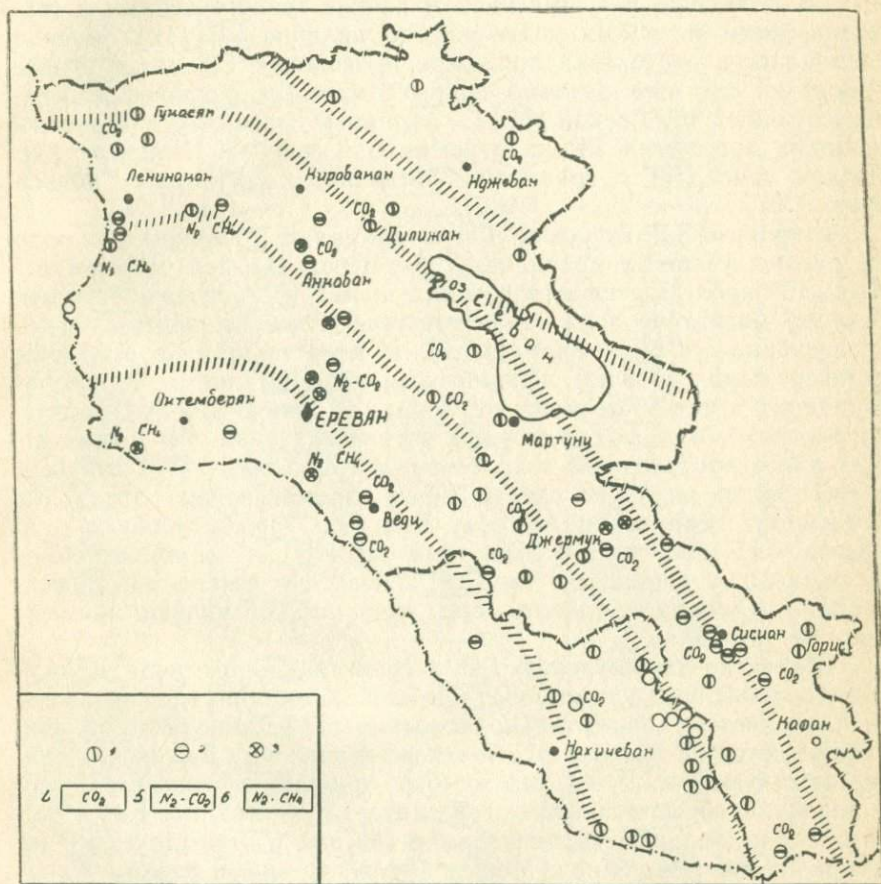


Рис. 2.3. Схема расположения термальных источников (по М. П. Ходжаяну и С. Б. Паноясяну) и общекавказских глубинных разломов по геофизическим данным. Основные типы термальных вод: 1—холодные ($T < 20^{\circ}$); 2—субтермальные ($20^{\circ} \leq T < 37^{\circ}$); 3—термальные ($T > 37^{\circ}$); химические типы термальных вод: 4—углекислые; 5—углекисло-азотные; 6—азотно-метанные

Ереванский ГР не богат магматизмом. Восточнее центрального сегмента зоны разлома (район сел Двин и Азнабюрд) размещены многочисленные небольшие интрузии габбро-перидотитопироксенитовой формации, прорывающие вулканогенные отложения верхней юры и нижнего сенона.

Ширакско-Зангезурский ГР почти совпадает с одноименным ГР, выделенным А. Т. Асланяном на основе геологических данных. В Зангезуре и в Амасийском районе геологическими и геофизическими методами подтверждено наличие ГР [12]. Мнения специалистов расходятся лишь при проведении ГР между этими районами, где зона разлома покрыта мощным покровом неоген-четвертичных отложений. Ц. Г. Акопяном магнитометрическими данными прослежен ГР на отрезке оз. Севан—с. Шишкерт [4]. Разлом совпадает с границей аномальных магнитных подзон (рис. 1.6).

Ширакско-Зангезурский ГР в аномальном магнитном поле на разных участках проявляется различно. На центральном отрезке ГР наблюдается смена знака поля, где северо-восточнее разлома магнитное поле характеризуется отрицательными слабоинтенсивными (-2мэ) аномалиями, а юго-западнее—в основном интенсивными (до 8мэ) положительными аномалиями. К северо-западному и юго-восточному отрезкам ГР приурочена только смена рисунка локальных аномалий магнитного поля. ГР соответствует узкая протяженная зона больших градиентов ΔT_a . Это особенно хорошо видно на высокоточных аэромагнитных картах. На юго-востоке территории Армении величина горизонтального градиента ΔT_a зоны при высоте съемки 4200 м составляет 40—80 гамм/км, а ширина—6 км (рис. 2.4, г). На северо-западе республики величина градиентов зоны относительно меньше и достигает 30 гамм/км.

Ширакско-Зангезурский ГР в гравитационном поле в виде выдержанной по простиранию линейной аномалии типа ступеней не проявляется. Относительно короткие гравитационные ступени наблюдаются на юго-востоке и северо-западе ГР. Длина ступени, соответствующая ГР, на юго-востоке Армении составляет 70 км, а величина горизонтального градиента—3—5 мгл/км. Более короткая зона больших градиентов Δg (40 км) соответствует ГР на северо-западе республики. Между этими отрезками разлом в гравитационном поле четко не выделяется (рис. 1.3). Южнее, юго-западнее зоны ГР земная кора характеризуется высокими значениями теплового потока (более 2 мк. кал/с.см²), а севернее и северо-восточнее—нормальными значениями. У с. Варденик, расположенного в пределах зоны ГР, величина теплового потока со-

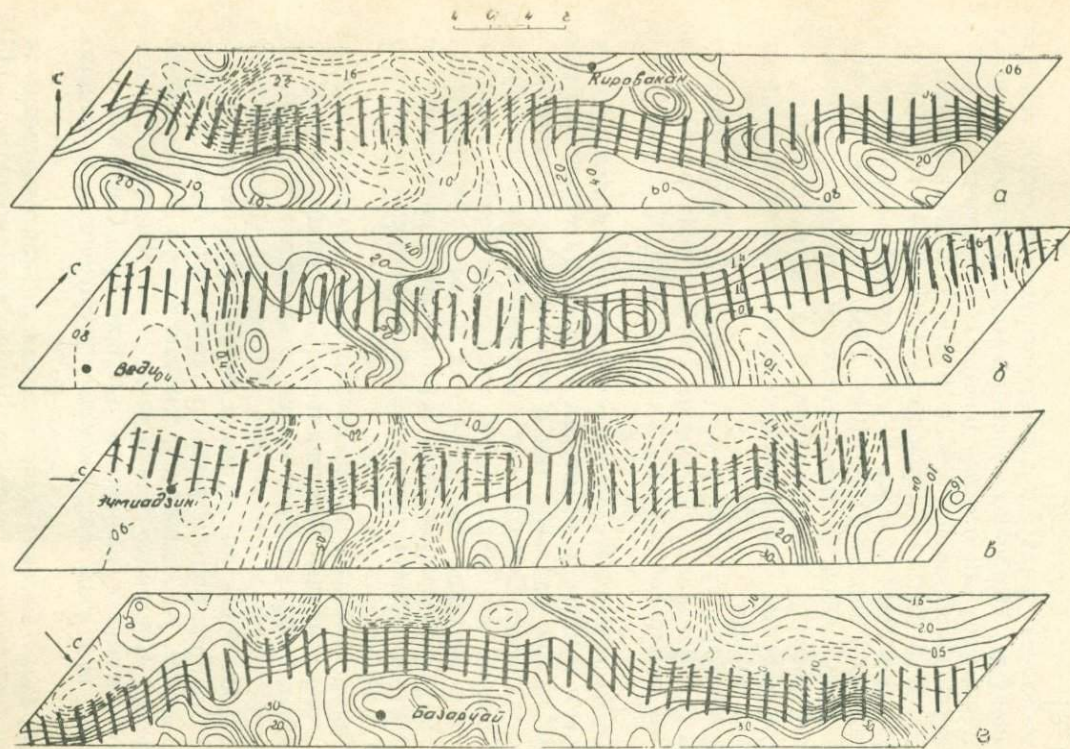


Рис. 2.4. Примеры проявления ГР в аномальном магнитном поле (выкопировки из высокоточных аэромагнитных карт, снятых с высоты 4200 м, составленные Л. А. Самойлук, и 4000 м, составленные Е. Г. Лапиной и др.): а—Ленинкан-Дилижанского субширотного; б—Арарат-Севанского антикавказского; в—Арарат-Спитак-Калининского субмеридионального; г—Ширакско-Зангезурского об-щекавказского. Значения изодинам даны в миллиэрстедах

ставляет 2,01 мк. кал/с. см², а в районе п. Варденис, 15 км восточнее от разлома (от с. Варденик), величина теплового потока равна 1,25 мк. кал/с. см². Особенно велик Q в районе курорта Джермук (3,7 мк. кал/с. см²), который расположен в зоне ГР. Высокий Q здесь имеет локальный характер и связан с минеральными источниками [73].

Ширакско-Зангезурский ГР характеризуется высокой сейсмической активностью. Особенно сейсмогенными являются северо-западный и юго-восточный отрезки разлома. Землетрясения в 5—7 баллов Гукасянского района (1908, 1916 гг.), Спитак-Кировакана (1907, 1910, 1915, 1948 гг.), Цовагюха (1853, 1945 гг.) приурочены к северо-западному отрезку ГР, а землетрясения Сюника, с интенсивностью до 8 баллов (1308, 1622, 1881, 1931, 1968 гг.), пространственно приурочены к юго-восточному отрезку разлома. Сильные землетрясения, происходящие в пределах центрального отрезка ГР, неизвестны. Здесь имеются лишь несколько эпицентров слабых толчков.

Южнее райцентра Гукасян и у г. Севан, по исследованиям станции «Земля», установлено наличие ГР. Глубина разлома составляет 45 км, а плоскость зоны падает на юго-запад под углом 87° [50].

Ширакско-Зангезурский ГР в настоящее время является активным. Об этом свидетельствуют как приуроченность эпицентров землетрясений к зоне разлома, так и некоторые геофизические и геодезические данные. Относительно хорошо изучена активность ГР на юго-востоке, на Зангезурском геодинамическом полигоне. Здесь изучаются вертикальные движения и вариации гравитационного поля. Характер современных вертикальных движений и локальных изменений гравитационного поля во времени по обе стороны от ГР различен (рис. 2.5).

Подтверждается также активность северо-западного отрезка ГР. Из карты современных вертикальных движений заметно, что район Севанского офиолитового пояса испытывает в настоящее время опускание, причем изолинии скоростей протягиваются вдоль ГР [59]. Изучение анизотропии скоростей поперечных волн показывает, что анизотропные зоны на территории Армении приурочены, в основном, к Севанскому, Ереванскому ГР и северо-западному отрезку Ширакско-Зангезурского ГР. Величина анизотропии тесно связана с величиной напряжения. Следовательно, можно сказать, что зоны напряжений приурочены к указанным ГР [50, 51].

Таким образом, высокая сейсмическая активность северо-западного и юго-восточного отрезков Ширакско-Зангезурского ГР хорошо коррелируется с тектонической активностью.

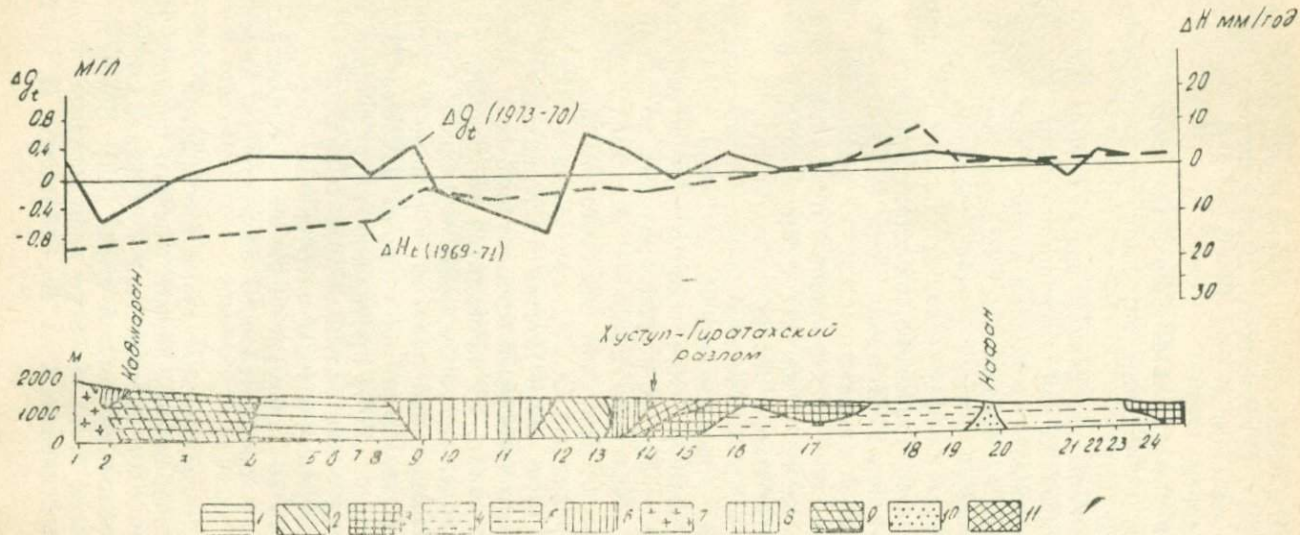


Рис. 2.5. Изменения гравитационного поля во времени на Зангезурском геодинамическом полигоне за 1970—1973 г.г. (по А. О. Оганесяну и П. П. Казанчяну [85]): 1 — порфиры, туфогенные породы; 2 — порфиры и туфобрекчии; 3 — туфоконгломераты; 4 — дацитовые порфиры; 5 — туфобрекчии; 6 — кварцевые порфиры; 7 — аплитовидные граниты; 8 — гранодиориты; 9 — моициты, габбро-сиениты; 10 — щелочные сиениты; 11 — габбро

Приуроченность многочисленных минеральных источников, в том числе и термальных, Гукасянского, Дилижанского, Джермуковского и Сисианского районов к зоне ГР (рис. 2.3) также свидетельствует об активности ГР.

В трех пунктах, расположенных в пределах зоны ГР (Сисиан, Джермук, Варденик), наблюдаются вариации геомагнитного поля локального характера [5].

К сожалению, имеющиеся данные недостаточны для определения изменения тектонической активности вдоль простирания ГР. Вместе с тем не вызывает сомнения вывод о том, что в современной активности ГР не представляет единого целого. Его отдельные отрезки характеризуются разной степенью активности. Об этом свидетельствует дифференциация разлома по геофизической и, как увидим ниже, геологической характеристике.

На юге и северо-западе Армении зона Ширакско-Зангезурского ГР выражена на поверхности мощными разломами. В Зангезуре девонские, пермские и карбоновые отложения западного крыла разлома приведены в контакт с юрскими и верхнемеловыми отложениями восточного подвернутого крыла.

На Базуме зона ГР представлена двумя параллельными разломами: один из них прослеживается по линии г. Арчасар — сс. Куйбышево, Катнахпюр, Кечутский хребет и ограничивает Лорийскую котловину с юга, а второй проходит по линии Пушкинский перевал — рр. Желтая и Черная — с. Амасия [32, 35]. Здесь вдоль ГР протягивается Севанский офиолитовый пояс, который прослеживается за пределами СССР, через Ардаганское вулканическое плато, в восточную часть Понтида и сочленяется с Северо-Анатолийским разломом (северный офиолитовый пояс Анатолии).

В центральном сегменте ГР проводится по линейно расположенным центрам плиоцен-антропогенных вулканов Сюникского хребта. Севернее вулканической подзоны, в районе г. Дилижана, намечается контраст разрезов по обе стороны разлома [35].

Контролирующая роль ГР в проявлении интрузивного магматизма также выражена очень сильно. Вдоль Ширакско-Зангезурского разлома расположены выходы интрузивных тел гранитоидного состава палеогена (в Зангезуре, в районе г. Кировакан), гипербазитовые интрузии юрско-мелового возраста (в Амасийском районе).

В Зангезуре по геологическим данным возрастом ГР считается, с большой достоверностью, начало юрского времени [35].

Севанский разлом был выделен еще Ф. Осфальдом в 1916 г. как граница между блоками земной коры [32]. Затем новыми геологическими данными было уточнено расположение разлома и доказан его глубинный характер (А. А. Габриелян, В. Л. Егоян,

К. Н. Паффенгольц и др.). Ц. Г. Акоюном по магнитометрическим, Ш. С. Оганесяном по гравиметрическим данным установлен региональный разлом вдоль Севанских гор [43]. ГР, выделенный нами, расположен чуть юго-западнее известных разломов.

Севанский ГР четко фиксируется гравиметрическими, магнитометрическими, сейсмическими и геологическими данными. На картах гравитационного поля ГР соответствует непрерывная зона больших градиентов с шириной в среднем 10 км и длиной, в пределах Армянской ССР, 100 км. Градиентная зона на юго-востоке продолжается на территории Азербайджанской ССР, а на северо-западе резко меняет направление простирания с общекавказского на субширотное. Величина горизонтального градиента зоны достигает 5 мгл/км, а перепад значения Δg поперек зоны составляет 40—50 мгл. Интенсивные локальные аномалии, расположенные в зоне больших градиентов Δg , отсутствуют.

На наземных магнитных картах вдоль ГР протягивается узкая «цепочка» интенсивных, маленьких положительных аномалий. Интенсивность аномалий составляет несколько тысяч гамм (часто до 3000 гамм). Магнитовозмущающие тела находятся на небольших глубинах или обнажаются на дневной поверхности (рис. 2.6). При пересчете аномального магнитного поля на высоту интенсивные положительные аномалии быстро затухают и на высоте 1—1,5 км почти не проявляются. Эти данные также говорят о том, что источники магнитных аномалий лежат на небольших глубинах и, наверно, поэтому на высотных аэромагнитных картах не проявляются.

Маршрут исследования станцией «Земля» проходит почти вдоль зоны ГР. При этом на всей протяженности ГР отражающих сейсмических границ не установлено. Авторы исследований этот факт объясняют раздробленностью пород зоны ГР и наличием интрузивных пород, заполняющих зону. Глубина разлома, по этим же данным, превышает 50 км. На основе намеченной связи анизотропии скоростей поперечных волн с величиной действующих напряжений предполагается, что Севанский ГР в настоящее время является тектонически активным [50, 51]. Об этом свидетельствуют также совпадение узкой зоны больших градиентов изостатических аномалий с ГР (рис. 1.5), наличие локальных аномалий векового хода геомагнитного поля в зоне ГР [5], неотектонические движения [36, 70].

Севанский ГР по сейсмоактивности уступает рассмотренным ГР. К зоне ГР приурочены лишь три эпицентра землетрясений с интенсивностью 6—7 баллов (Севанские землетрясения 1853 и 1945 гг., землетрясение с. Алмалык 1954 г.).

Наличие Севанского ГР доказывается структурными, седи-

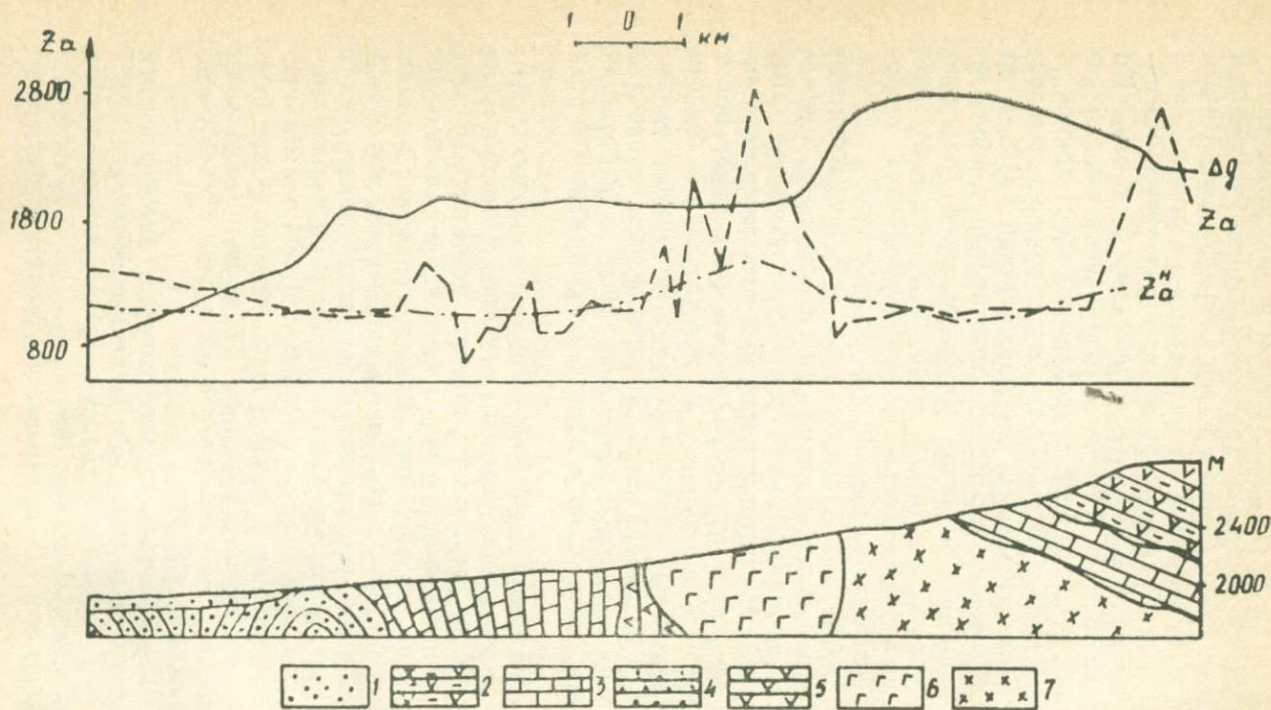


Рис. 2.6. Детальный геолого-геофизический разрез через зону Севанского офиолитового пояса вдоль реки Памбакчай (по А. Г. Бабаджаняну, С. Н. Назаретяну): 1 — аллювиально-делювиальные образования; 2 — порфириды, туфогенные породы средневерхнеэоценового возраста; 3 — известняки, мергели верхнего сенона (кампан-маастрихт); 4 — известняковые песчаники и песчанстые известняки нижнего сенона (коньяк-сантон); 5 — порфириды нижнего сенона (коньяк-сантон); 6 — ультраосновные интрузивы; 7 — кварцевые диориты, $Z\alpha^H$ — кривая $Z\alpha$ на высоте 1 км

ментационными и магматическими признаками. Он намечается прежде всего линейным расположением многочисленных мелких, но вытянутых массивов ультраосновных пород. Пояс ультрабазитов протягивается вдоль всего ГР и прослеживается на северо-западе по Базумскому хребту, а на юго-востоке—на территории Азербайджана. Гипербазитовые интрузии (протрузии) в пределах офиолитового пояса имеют малые размеры и поэтому отчетливо не отражаются в аномальном гравитационном поле. Немаловажную роль в этом деле играет и тот факт, что породы верхнего мела зоны ГР сильно метаморфизированы и уплотнены, а ультрабазиты раздроблены, вследствие чего уменьшена избыточная плотность. Эти тела хорошо картируются наземной магнитной съемкой, так как имеют сильные магнитные свойства (рис. 2.6).

Возрастом образования Севанского ГР И. Г. Магакян считает верхний мел—эоцен [63, 64]. Приуроченность ультрабазитов офиолитового пояса к ГР свидетельствует о том, что разлом заложен в поздней юре—раннем меле (если принять, что возраст ультрабазитов юрско-мелового возраста [35]).

Ленинакан-Ордубадский ГР в первом приближении совпадает с Ани-Ордубадским ГР, выделенным А. Т. Асланяном на основе геологических данных [12]. Л. К. Татевосян и Ш. С. Оганисяном установлено наличие ГР в отрезке с. Азизбеков—г. Ордубад по гравиметрическим данным, а Ю. И. Никольским выделен региональный разлом от г. Ленинакана до г. Чаренцавана по магнитометрическим данным [38, 81, 86].

К Ленинакан-Ордубадскому ГР приурочена резкая смена аномального магнитного поля: северо-восточнее ГР преобладают интенсивные положительные аномалии, преимущественно северо-западного простирания; юго-западнее разлома поле имеет знакопеременный, относительно слабоинтенсивный характер. Только на северо-западе и юго-востоке территории республики по обе стороны от ГР аномальное магнитное поле имеет отрицательный знак (рис. 1.6). На высокоточных аэромагнитных картах ГР соответствует узкая протяженная зона больших градиентов ΔT . На юго-западе разлома величина горизонтального градиента зоны, при съемке с высоты 4200 м, в среднем составляет 50 гамм/км, а ширина—4—6 км. Зона градиентов местами пересекается аномалиями антикавказского простирания, поэтому величина горизонтального градиента понижается до 30 гамм/км. Но и в этих местах хорошо прослеживается зона градиентов.

Ленинакан-Ордубадский ГР на гравиметрических картах не отражается в виде узких, протяженных зон больших градиентов. Лишь на северо-западе и юго-востоке территории Армении ГР со-

ответствуют короткие зоны градиентов локального характера, которые не сохраняются на региональных картах. Величина горизонтального градиента этих зон составляет 1,5—3,0 мгл/км, а длина—20—40 км.

К зоне Ленинанкан-Ордубадского ГР пространственно приурочены эпицентры землетрясений Ленинанканского района (1924, 1926, 1928 гг.) в 5—8 баллов, семибалльные землетрясения Алагяза (1869 г.) и оз. Акна (1932 г.), землетрясения Зангезура (1931, 1932 гг.). Сейсмическая активность ГР особенно высока на юго-востоке и северо-западе. В центральном фрагменте ГР известен лишь один эпицентр семибалльного землетрясения.

Из геофизической характеристики ГР (гравиметрической, магнитной, сейсмической) заметно, что в плане ГР расчленяется на три отрезка, которые в какой-то степени отличаются друг от друга.

По имеющимся геотермическим данным, по-видимому, можно предположить, что Ленинанкан-Ордубадский ГР с юга и юго-запада ограничивает аномально высокая региональная зона теплового потока и геотермического градиента Центральной Армении. Предполагаемая граница геотермических зон приблизительно совпадает с ГР. Северо-восточнее Ленинанкан-Ордубадского ГР величина теплового потока превышает 2 мк. кал/с. см², а юго-западнее тепловой поток характеризуется близнормальными значениями. Локальный высокоаномальный участок теплового потока (3,0 мк. кал/с. см²) и геотермического градиента (4,0 · 10⁻² град/м) Анкаванского района приурочен к зоне ГР (рис. 1.10).

По данным аппаратуры «Земля» в пяти точках подтверждается наличие Ленинанкан-Ордубадского ГР: южнее г. Ленинанкана, между городами Чаренцаван и Раздан и в трех точках в Айюцдзоре. Глубина разлома по этим данным составляет около 50 км, а плоскость зоны имеет квазивертикальное расположение. По ГР границы Мохоровичича, Конрада в вертикальном направлении не перемещены. Лишь на северо-западе ГР поверхность фундамента перемещена по разлому с вертикальной амплитудой 2 мк [50], где разлом сопровождается недлинная зона больших градиентов гравитационного поля. Таким образом, отсутствие протяженной гравитационной ступени вдоль Ленинанкан-Ордубадского ГР объясняется относительно малыми вертикальными перемещениями по разлому.

В трех пунктах, расположенных вблизи от зоны ГР, наблюдаются локальные аномалии векового хода геомагнитного поля. Горизонтальная составляющая поля во всех пунктах увеличивается от 10 до 16 гамм, а вертикальная—в двух пунктах уменьшается, а в третьем увеличивается [5].

К зоне Ленинанкан-Ордубадского ГР приурочены выходы многочисленных минеральных источников (рис. 2.3). На северо-западе разлома источники имеют азотно-метанный химический состав, а на центральном и юго-восточном отрезках вода источников углекислого состава. В пределах Арзаканского антиклинория температура вод превышает 37° [45].

По А. Т. Асланяну, ГР служит границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областями Армянской геосинклинали на протяжении палеозоя, мезозоя и палеогена [12].

Основная часть зоны Ленинанкан-Ордубадского ГР покрыта мощным покровом молодых образований, что затрудняет выделение разлома геологическими методами, поэтому некоторые геологи отрицают наличие Ленинанкан-Ордубадского ГР. Разлом достаточно хорошо выделяется по геологическим признакам на северо-западе и юго-востоке территории республики. На северо-западе к югу от зоны разлома широко развиты мощные (более 300 м) моласовые и галогенные формации миоцена, отсутствующие севернее этой линии. На юго-востоке ГР с запада ограничивает Мегринский плутон. Разрывные и флексурные нарушения, фиксируемые в третичных отложениях зоны, установлены в окрестностях сс. Ехегиус, Гладзор, Мартирос и в районе г. Ордубада [44]. Контролирующая роль ГР в проявлении магматизма выражена очень сильно. Большое развитие имеет как эффузивный, так и интрузивный магматизм. В пределах Гегамского нагорья к зоне Ленинанкан-Ордубадского ГР приурочены многочисленные вулканические шлаковые конуса плиоцен-четвертичного возраста. В Айоцзорском районе и в Зангезуре пространственно к зоне разлома приурочены гранитоидные интрузии палеогена (верхний эоцен—олигоцен), с которыми связаны месторождения медно-молибденовой, золоторудной и редкометалльной минерализации.

А. Т. Асланян верхним возрастным пределом Ленинанкан—Ордубадского ГР считает эоцен (возможно, и сенон) [12].

Алаверди-Арцвашенский ГР впервые был выделен А. Т. Асланяном на основании геологических данных [12], а затем Л. К. Татевосян и Ш. С. Оганисяном гравиметрическими, Ц. Г. Акопяном и Ю. И. Никольским магнитометрическими данными подтверждено наличие разлома [4, 38, 81, 86].

ГР хорошо отражается на гравиметрических картах в виде выдержанной по простиранию линейной аномалии типа ступени, величина горизонтального градиента которой составляет в среднем 3 мгл/км (рис. 1.3). Амплитуда изменения Δg по обе стороны от ступени составляет 50—60 мгл. Перерыв гравитационной ступени в пределах Малого Кавказа не наблюдается. Узкая, протяженная высокоградиентная зона более четко выделяется на регио-

нальной гравиметрической карте, величина горизонтального градиента которой достаточно велика—2 мгл/км. Зона градиентов прослеживается за пределами Армянской ССР: на северо-западе—по территории Грузии, а на юго-востоке—по территории Азербайджана.

Алаверди-Арцвашенский ГР совпадает с границей аномальных магнитных подзои, к которой приурочена смена поля: северо-восточное граници наблюдается интенсивное (до 5 мэ) положительное поле с крупными изолированными аномалиями, а юго-западнее поле характеризуется в основном отрицательными, относительно слабоинтенсивными аномалиями (рис. 1.6). Исключение составляет лишь центральный отрезок ГР, по обе стороны от которого поле имеет отрицательный знак. Вдоль ГР протягивается узкая градиентная зона ΔT_a , которая лучше выделяется на аэромагнитных картах, снятых с высоты 80 м. Величина градиентов сравнительно больше на юго-востоке и северо-западе ГР.

Алаверди-Арцвашенский ГР по сейсмической активности уступает всем ГР общекавказского простираения. К зоне ГР приурочено небольшое количество эпицентров, интенсивность которых не превышает 6—7 баллов. Маршруты исследования аппаратуры «Земля» два раза пересекают зону ГР и в обоих местах установлено наличие ГР. По этим же данным, глубина разлома составляет 45—50 км, а плоскость зоны имеет слабое падение на юго-восток под углом 85°. По ГР поверхность «базальтового» слоя складчатой зоны Армении на 2 км приподнята относительно «базальтового» слоя Сомхето-Карабахской зоны [50, 51].

На картах изостатических аномалий Алаверди-Арцвашенскому ГР соответствует протяженная зона интенсивных градиентов, которая свидетельствует об активности изостатических процессов и новейших тектонических движений (рис. 1.5).

Изолинии скоростей современных вертикальных движений протягиваются почти параллельно ГР, причем юго-западное крыло разлома интенсивно (2—4 мм/год) опускается, а северо-восточное крыло остается неподвижным [59].

Минеральных источников, расположенных в зоне Алаверди-Арцвашенского ГР, очень мало. Холодные углекислые источники имеются лишь на северо-западе и юго-востоке ГР. Уместно отметить, что юго-восточные и северо-западные отрезки ГР по магнитной характеристике также отличались от центрального отрезка. Такое расчленение ГР по простираению наблюдается и на геологических картах. Если на юго-востоке и северо-западе ГР на дневной поверхности выражен крупными разрывами, протягивающимися вдоль зоны, то на центральном отрезке зоны разрывы проявляются менее отчетливо. Один из указанных разломов протягива-

ется по направлению г. Мургуз — с. Ахкихлу и представляет собой надвиг. Его длина в пределах Армянской ССР составляет 50 км. По надвику контактируют с юго-запада породы верхнего подъяруса среднеальпийского структурного этажа (ρ^{1-}), а с северо-востока нижний подъярус нижнеальпийского структурного яруса ($J_1—J_2$). Разлом отделяет Севано-Ширакский синклиниорий от Шамшадинского антиклинория. Другой разлом протягивается от с. Атан до с. Кизилдаш и продолжается на территории Грузинской ССР. Его длина в пределах Армянской ССР составляет 60 км. Северо-восточнее разлома обнажаются породы верхнего подъяруса нижнеальпийского структурного этажа ($J_3—C$), а юго-западнее — породы верхнего подъяруса среднеальпийского структурного яруса. Предполагаемый тип разлома — сброс. Он отделяет Севано-Ширакский синклиниорий от Алавердского антиклинория. По обе стороны от центрального отрезка ГР также намечается контраст пород по возрасту, но здесь картина более сложная. С юго-запада обнажаются породы нижнего-среднего эоцена, а с северо-востока — средней и верхней юры, нижнего-верхнего мела [12].

Из изложенного вытекают следующие основные выводы, касающиеся общекавказских ГР:

а) общекавказские ГР в плане параллельны друг другу, а расстояние между ними выдержано и в среднем составляет 30 км;

б) по исследованиям станции «Земля» их глубина превышает мощность земной коры, сместители имеют субвертикальное расположение, а по некоторым разломам поверхность Мохоровичича смещена в вертикальном направлении с амплитудой 1,5—2 км;

в) проявили высокую активность в альпийском этапе геосинклинального развития, поэтому хорошо фиксируются как геологическими, так и геофизическими данными;

г) геологами предполагается альпийский возраст заложения общекавказских ГР;

д) по историческим макросейсмическим данным ряд эпицентров землетрясений приурочен к зонам разломов.

б. Антикавказские ГР

По совокупности геофизических признаков на территории Армянской ССР выделяются следующие основные зоны антикавказских ГР: Дигор-Степанаванская, Арагац-Куринская, Арарат-Севанская, Ерасх-Варденисская (рис. 2.2). По материалам станции «Земля» глубина указанных разломов превышает мощность земной коры, а длина достигает 100—160 км и, по всей вероятности, разломы прослеживаются за пределами республики. Эти две

важные особенности разломов позволяют нам отнести их к категории глубоких.

Дигор-Степанаванский ГР протягивается по направлению с. Дигор — г. Ленинакан — г. Степанаван и выделен нами впервые на основе сейсмологических и магнитометрических данных [14, 77]. Длина разлома в пределах Армянской ССР составляет 100 км. По сейсмологическим данным он прослеживается на юго-запад на территории Турции, и на северо-восток — на территории Грузинской ССР.

Дигор-Степанаванский ГР в первую очередь выделяется по сейсмологическим данным по оси линейно вытянутой эпицентральной зоны сильных землетрясений. На разлом насажены довольно точно определенные эпицентры Дигорского (1935 г.), Анийского (1319 г.), Ленинаканских (1926, 1928, 1948 гг.), Степанаванских (1903, 1919, 1976 гг.) сильных и разрушительных землетрясений. К зоне ГР приурочена также линейная зона скопления эпицентров слабых толчков, причем график регрессии зоны почти совпадает с зоной разлома. Коэффициент корреляции уравнения регрессии зоны составляет 0,93. Эти данные свидетельствуют о сейсмогенности Дигор-Степанаванского ГР. Особенно активна юго-западная часть разлома на отрезке Дигор—Ленинакан, где интенсивность землетрясений достигает 8—9 баллов.

Отметим еще один важный факт. Изосейсты Ленинаканского землетрясения 1926 г. довольно сильно вытянуты в северо-восточном направлении, т. е. протягиваются вдоль ГР (рис. 2.7). Направление вытянутости изосейст считается одним из основных признаков выделения разрывных нарушений.

На карте аномального магнитного поля вдоль зоны Дигор-Степанаванского ГР наблюдается понижение интенсивности поля, близкое к нулевому (рис. 2.8). Разлом не сечет интенсивные аномалии ΔT_a , а проходит между ними. По обе стороны разлома меняется характер магнитного поля. На отрезке Ленинакан—Степанаван, юго-восточнее зоны Дигор-Степанаванского ГР, магнитное поле имеет в основном слабоотрицательное значение, а северо-западнее — знакопеременный характер. Далее, разлом проходит между двумя интенсивными положительными аномалиями с амплитудой до 5 мэ (при высоте съемки 1000—1200 мэ). По всей вероятности, источники указанных положительных аномалий на глубине не соединяются, о чем свидетельствует аэромагнитная съемка на высоте 4000 м, при которой изолированность аномалий более отчетлива [81]. На северо-востоке разлом с юго-востока ограничивает отрицательная аномалия ΔT_a . Здесь вдоль разлома поле принимает нулевые значения.

Дигор-Степанаванский ГР прослеживается также по локаль-

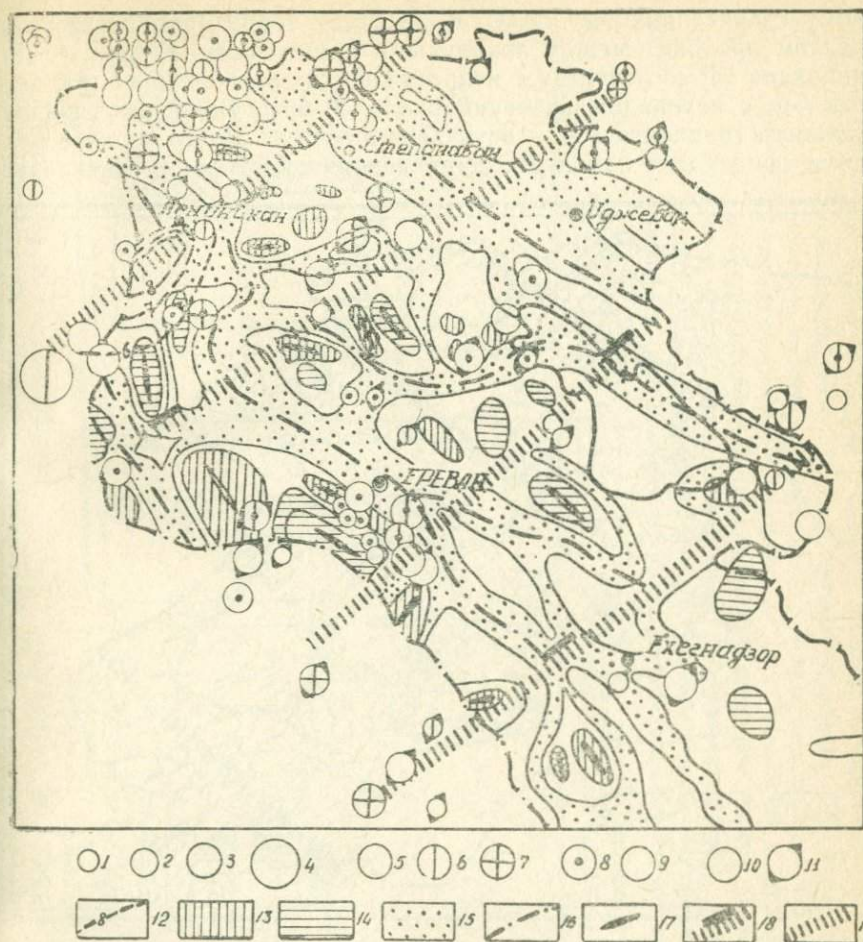


Рис. 27. Карта эпицентров сильных землетрясений [82] и схема элементов гравитационного поля и антикавказских (северо-восточных) глубинных разломов на территории Армянской ССР. Эпицентры землетрясений: 1— $M \geq 4$; 2— $4,1 < M \leq 5,0$; 3— $5,1 < M < 6,0$; 4— $6, < M < 7,0$; глубина очага: 5—0—10 км; 6—11—20 км; 7—21—40 км; ошибки определения глубины: 8—10—50% (классы 2—4); 9—100% и более (классы 5, 6); точность координат эпицентров: 10—класс точности 2 и 3 ($\pm 0,1^\circ$); 11—класс точности 4 ($\pm 0,2^\circ$); 12—изосейсты Ленинаканского землетрясения 1926 г.; элементы гравитационного поля: 13—относительные максимумы; 14—относительные минимумы; 15—высокоградиентные зоны; 16—оси (наибольшие градиенты) региональных высокоградиентных зон; 17—оси аномалий Δg ; 18—фрагменты разломов по данным станций «Земля», глубинные разрезы которых представлены на рис. 2.9; 19—северо-восточные ГР по комплексу геофизических методов.

ному гравитационному полю. В пределах территории республики разлом проходит между локальными аномалиями. Южнее г. Ленинакана ГР соответствует непротяженная зона больших градиентов Δg , с перепадом значений около 30 мгл. Величина горизонтального градиента зоны составляет 3 мгл/км. Здесь по зоне разлома происходит изменение направления простираения локальных

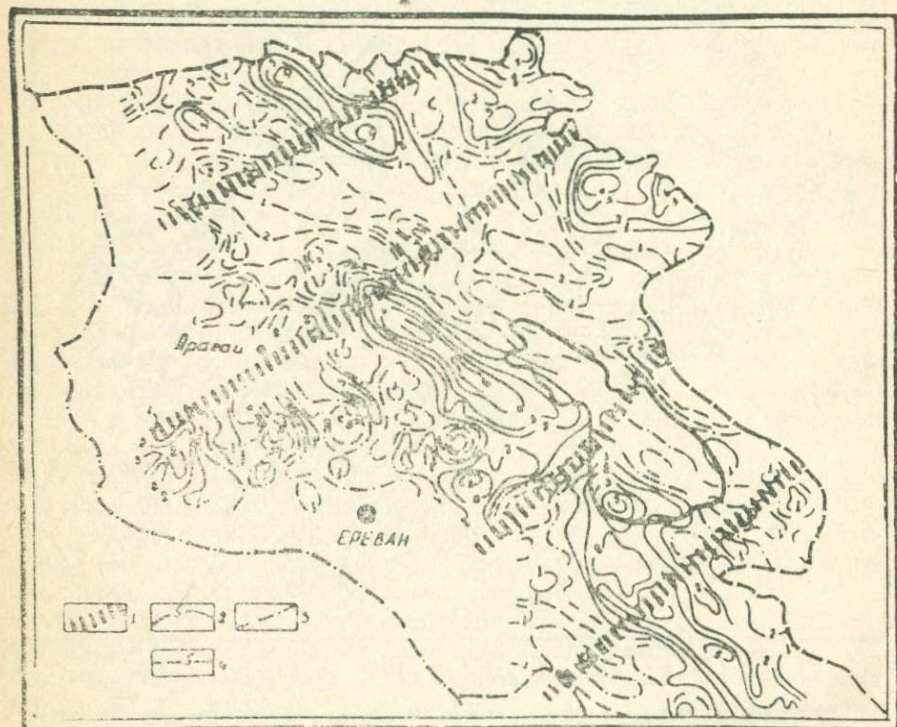


Рис. 28. Проявления северо-восточных глубинных разломов в аномальном магнитном поле: 1—антикавказские глубинные разломы; изодинамы аэросъемки (по Г. А. Сироткину, высота съемки 1000—1200 м); 2—положительные; 3—нулевые; 4—отрицательные

аномалий: южнее разлома расположены линейные аномалии меридионального простираения, а севернее—интенсивная аномалия юго-восточного простираения. Далее, на северо-восток с севера ограничивает региональная зона больших градиентов Δg , которая прослеживается по направлению Артик—Ереван—Нахичеван. В центральном фрагменте ГР аномальное гравитационное поле имеет слабоградиентный характер. На северо-востоке он сечет региональную зону больших градиентов Δg северо-восточного прости-

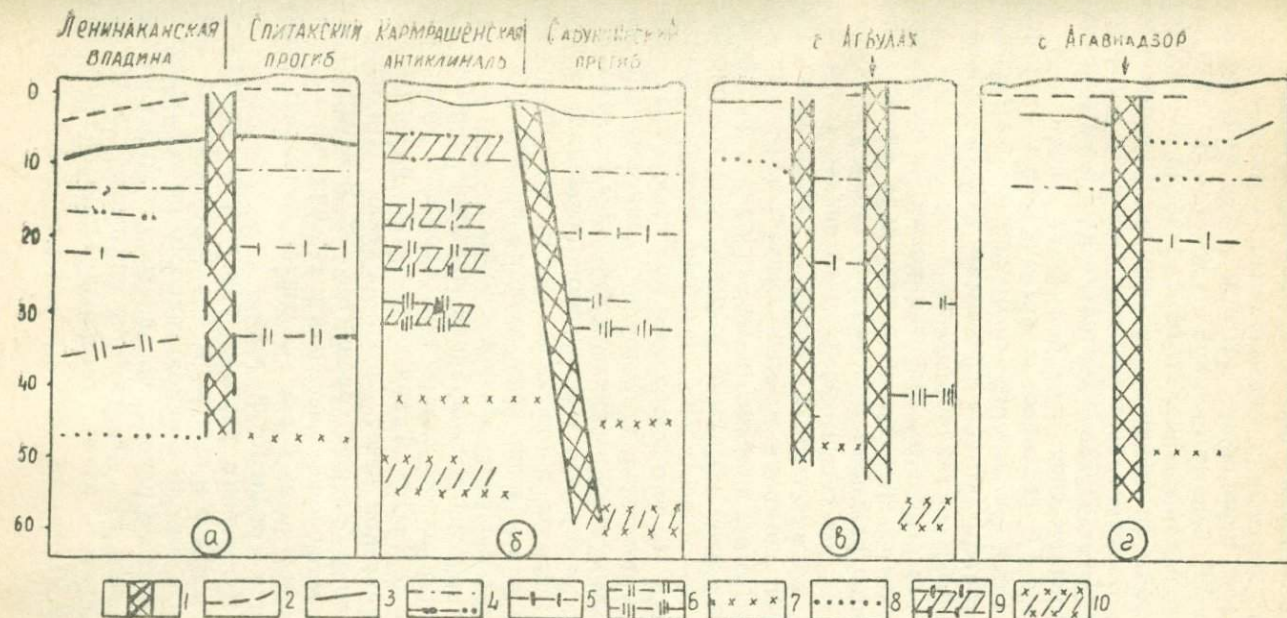


Рис. 2.9. Глубинные разрезы зон антикавказских (северо-восточных) глубинных разломов по материалам станций «Земля»: а) Дигор-Степанаванского; б) Арагац-Курунского; в) Арарат-Севанского; г) Ерасх-Варденинского [50,51]. 1—зоны ГР; 2—граница в осадочной толще; 3—поверхность кристаллического фундамента; 4—границы в «гранитном слое»; 5—поверхность «базальтового слоя»; 6—границы внутри «базальтового слоя»; 7—поверхность Мохоровичича; 8—предполагаемое поведение границы обмена; 9—границы, характеризующиеся разбросом точек обмена; 10—границы в мантии

рания. В этом интервале проведение ГР только по характеру поля Δg затруднительно.

Северо-восточнее г. Лениканана подтверждается наличие Дигор-Степанаванского ГР данными станции «Земля». По этим же данным, до границы Мохоровичича, глубина разлома составляет 45 км, а плоскость зоны дробления имеет вертикальное расположение (рис. 2.9; а). Заметное вертикальное смещение крыльев разлома почти отсутствует. Предположительно на 1,5 км смещена лишь граница в гранитном слое.

Арагац-Куринский ГР совпадает с региональным разломом по направлению с. Талин—г. Арагац—с. Воскепар, выделенный Ц. Г. Акопяном по гравимагнитным признакам [4]. Его длина в пределах Армянской ССР составляет 160 км.

По ГР нарушается структура гравитационного и магнитного полей. Особенно четко он проявляется в структуре аномального магнитного поля. К центральному фрагменту разлома приурочена смена знака поля ΔT_a : на северо-западе интенсивное (до 4 мэ) отрицательное поле; на юго-востоке крупная интенсивная (до 5 мэ) положительная аномалия и слабоотрицательные мелкие аномалии (рис. 2.8). По обе стороны от юго-западного фрагмента разлома, по карте наземной магнитной съемки, меняется рисунок поля. К северо-западу—относительно спокойное поле в основном положительного знака. К юго-востоку—интенсивное знакопеременное поле. На северо-востоке территории Армянской ССР наблюдается слабая вытянутость изодинам вдоль зоны разлома. Эта картина поля интересна тем, что в этом районе изодинамы имеют северо-западное простирание и только вдоль ГР меняется их направление. В общем плане вдоль зоны разлома аномальное магнитное поле принимает значение, близкое к нулю.

На юго-западе территории республики Арагац-Куринский ГР проявляется в гравитационном поле в виде короткой зоны больших градиентов (рис. 2.7). От с. Талин до г. Арагац разлом в перпендикулярном направлении сечет Артик—Ереван—Нахичеванскую региональную зону больших градиентов Δg . В центральном фрагменте ГР выделяется менее уверенно, а его наличие на северо-востоке по характеру поля Δg не вызывает сомнений; вдоль разлома протягивается градиентная зона.

К зоне Арагац-Куринского разлома приурочены некоторые эпицентры землетрясений с магнитудой 4 и более. Четкая дифференцированность разлома по сейсмоактивности не наблюдается.

В пределах Талинского района, по данным станции «Земля», подтверждается наличие ГР. Его глубина превышает мощность земной коры, а сместитель имеет северо-западное падение под углом 80° (рис. 2.9, б).

Аралат-Севанский ГР впервые выделен С. А. Пирузяном на основе линейного расположения эпицентров сильных и разрушительных землетрясений [90]. Затем Ц. Г. Акопяном и Ю. Н. Никольским подтверждено наличие разлома на основе магнитометрических данных [4, 81]. ГР не соответствует узкая, протяженная зона больших градиентов гравитационного поля, но разлом прослеживается по характеру локального поля Δg . Короткая зона больших градиентов Δg соответствует ГР на юго-западе территории Армянской ССР, с горизонтальным градиентом до 4 мгл/км. Здесь, северо-западнее ГР, расположены минимум и максимум Δg с превалирующей протяженностью в общекавказском направлении, а юго-восточнее разлома наблюдается максимум, ось которого простирается в антикавказском направлении. В районе с. Гарни Аралат-Севанский ГР сечет Ереван-Нахичеванскую зону больших градиентов Δg . С места пересечения градиентная зона разветвляется. В пределах Севано-Ереванского грабен-синклинория ГР также проходит между локальными аномалиями Δg : северо-западнее ГР расположены два минимума и один максимум с амплитудой аномалии 8—14 мгл, имеющие изометрическую форму: юго-восточнее разлома имеется один, относительно крупный, слабо вытянутый в общекавказском направлении минимум.

Вдоль Аралат-Севанского ГР протягивается отрицательная линейная магнитная аномалия (рис. 2.8). Она прерывает структурное строение положительных аномалий магнитного поля общекавказской зональности. На северо-востоке территории, в пределах Гегамского хребта и оз. Севан, ГР соответствует нулевое значение ΔT_a . К юго-западному сегменту ГР приурочена смена интенсивности магнитного поля: северо-западнее разлома аномальное поле характеризуется интенсивными (± 3 —5 мЭ), знакопеременными аномалиями с небольшими размерами, подавляющая часть которых при пересчете поля на высоту 3 км затухает; юго-восточнее ГР поле имеет слабоинтенсивный (± 1 мЭ) характер с относительно линейными формами магнитных аномалий.

Аралат-Севанский ГР характеризуется высокой сейсмической активностью. К зоне разлома приурочены многочисленные эпицентры сильных и разрушительных землетрясений: Двинские (851, 858, 861, 863 гг.), Гарнийское (1679 г.), Акна (1932 г.) и др. Заметно, что северо-восточный отрезок ГР менее сейсмоактивен, чем юго-западный. Если юго-западнее с. Гарни к зоне ГР приурочены многочисленные эпицентры землетрясений с магнитудой до 6, то северо-восточнее Гарни в зоне разлома расположены в основном эпицентры слабых толчков.

По данным станции «Земля», Аралат-Севанский ГР просле-

живается до поверхности Мохоровичича, проникая на глубину 50 км (рис. 2.9, в). Сместитель разлома имеет вертикальное расположение. Наблюдается вертикальное смещение крыльев разлома по поверхности кристаллического основания с амплитудой 2 км. Из-за отсутствия данных трудно судить об амплитуде смещения по глубоким границам. Смещение по поверхности фундамента, по-видимому, имеет локальный характер, так как исследования проведены в зоне Севанского офиолитового пояса. Этим, наверное, надо объяснить отсутствие в разрезе основных опорных границ правее ГР.

Ерасх-Варденисский ГР был выделен фрагментарно ранее геофизиками. Ц. Г. Акопян по данным наземной магнитной съемки впервые выделил региональный разлом по направлению с Норашен — с. Ехегис — п. Варденис, а затем аэромагнитными данными [4] и с помощью станции «Земля» [50] было подтверждено наличие и доказан глубинный характер разлома. Исходя из геометрии сгущения эпицентров Антикавказа, мы проследили ГР на территории Ирана, до г. Маку [14]. Его протяженность в пределах Армянской ССР и Нахичеванской АССР составляет 120 км.

На юго-западе территории СССР Ерасх-Варденисскому ГР соответствует зона больших градиентов Δg локального характера (рис. 2.7). По обе стороны от зоны меняется простираение аномалии. К северо-западу — максимум субширотного простираения; а к юго-востоку — максимум и минимум субмеридионального простираения. На границе Армянской ССР и Нахичеванской АССР разлом пересекается с Ереван-Нахичеванской зоной больших градиентов Δg . От места пересечения градиентная зона разветвляется на три ветви. В центральном фрагменте ГР проявляется в виде узкой относительно протяженной высокоградиентной зоны Δg . На северо-востоке разлом сечет зону больших градиентов гравитационного поля, протягивающуюся вдоль Севанских гор.

На аэромагнитной карте Ерасх-Варденисский ГР проявляется в виде линии нарушения структуры поля (рис. 2.8). Вдоль центрального фрагмента разлома наблюдается понижение интенсивности поля.

Разлом является сейсмогенным. Особенно высокой сейсмической активностью характеризуется юго-западный фрагмент ГР, где к зоне приурочены эпицентры землетрясения г. Маку (1840, 1968 гг.), района Шарур (1840 г.). К зоне ГР приурочены также многочисленные слабые землетрясения, которые составляют линейную зону, протягивающуюся вдоль Ерасх-Варденисского разлома (рис. 1.16). График регрессии линейной эпицентральной зоны совпадает с ГР [14]. Сильные землетрясения, приуроченные к зоне разлома северо-восточнее с. Шатин, отсутствуют, а количество слабых толчков резко уменьшается.

По материалам станции «Земля» в трех местах подтверждается наличие ГР: на границе Армянской ССР и Нахичеванской АССР; у с. Ахавнадзор и в районе Севанских гор [50]. Глубина разлома составляет 50 км, а плоскость зоны дробления имеет вертикальное расположение. Предполагается, что у с. Ахавнадзор по разлому поверхность фундамента юго-восточного крыла на 1,5 км опущена (рис. 2.9, г.).

Таким образом, из краткой геофизической характеристики и схемы расположения антикавказских ГР можно сделать следующие выводы:

а) разломы почти параллельны друг другу, а расстояние между ними относительно выдержано и составляет 40—60 км;

б) по материалам станции «Земля», глубина разломов прослеживается до поверхности Мохоровичича, а сместители разломов имеют близвертикальное расположение;

в) существенные вертикальные смещения крыльев разломов отсутствуют, чем объясняется отсутствие протяженных зон больших градиентов Δg вдоль ГР;

г) вдоль зон разломов наблюдается понижение интенсивности аномального магнитного поля, что, по-видимому, связано с нарушением ориентации векторов остаточной намагниченности пород зон дробления;

д) все антикавказские ГР являются сейсмогенными, причем их юго-западные фрагменты более активны, чем северо-восточные (кроме Арагац-Куринского ГР).

в. Субширотные ГР

Надо отметить, что отнесение субширотных разломов к категории глубинных является условным, так как фактические данные о глубине залегания большинства разломов отсутствуют. Довольно большая протяженность и те геофизические характеристики разломов, которые в научной литературе принимаются как критерии выделения глубинных разломов, позволили нам сделать вывод о их глубинном характере.

Западные фрагменты субширотных разломов северной части территории Армянской ССР, начиная с меридионального разлома, протягивающиеся по направлению г. Эчмиадзин — г. Спитак, совпадают с известными общекавказскими глубинными разломами (1—1 с Севанским, 2—2 с Ленинакан-Ордубадским, 3—3 с Ереванским) (рис. 2.10). Исходя из тектоно-магматических особенностей альпийского этапа развития разломов, можно сказать, что общекавказские ГР с места пересечения с вышеуказанным меридиональным разломом резко меняют свое простираение с северо-

западного на широтное. Наличие такой картины нами было объяснено тем, что в период альпийской активизации разломов Антикавказа тектоно-магматические процессы в указанном районе протекали не в северо-восточном направлении, как на южной части территории республики, а в широтном, по ранее подготовленной сети разломов [74]. Таким образом, предполагается доальпийский возраст заложения общекавказских и широтных глубинных разломов.

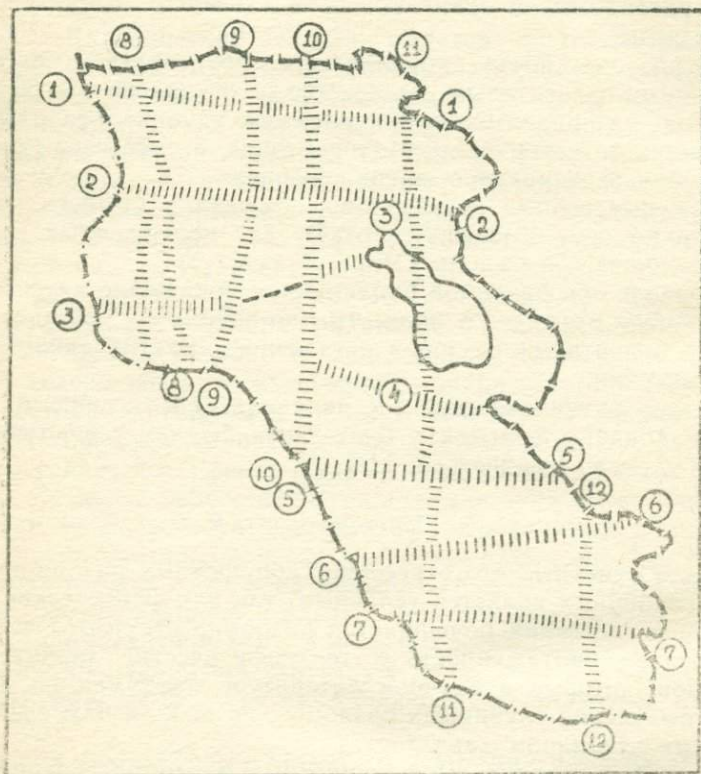


Рис. 2.10. Схема расположения субширотных и субмеридиональных глубинных разломов. Цифрами на схеме обозначены разломы; субширотные: 1—1—Ахурян-Джогазский; 2—2—Ленинакан-Дилижанский; 3—3—Артени-Севанский; 4—Гарни-Варденисский; 5—5—Арени-Джермукский; 6—6—Карабахлар-Горисский; 7—7—Нахичеван-Кафанский; субмеридиональные: 8—8—Транскавказский; 9—9—Арагат-Спитак-Калининский; 10—10—Дебедский; 11—11—Джультфа-Иджеванский; 12—12—Мегринский

Общие фрагменты общекавказских и субширотных разломов хорошо изучены как геологическими, так и геофизическими методами [12, 78]. Доказан их глубинный характер [12, 32] и определены глубина и элементы залегания каждого разлома [50, 51].

На территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР выделяются семь зон субширотных разломов. Рассмотрим каждый из них в отдельности.

Зона *Ахурян-Джогозского разлома* по геофизической характеристике делится на две части: западную и восточную.

Западная часть разлома совпадает с градиентной зоной гравитационного поля локального характера, горизонтальный градиент которой в середине составляет 5 мгл/км, а ширина 6 км. По направлению на запад величина градиента зоны снижается, но, по всей вероятности, зона прослеживается на территории Турции (рис. 2.11). На магнитных картах эта часть разлома проявляется в виде полосы, вдоль которой понижается интенсивность поля, принимая нулевые значения. К центру западной части разлома приурочена смена знака аномального магнитного поля (рис. 2.12). По данным станции «Земля», разлом проникает на глубину до 50 км. Сместитель ближе к вертикали, максимальная амплитуда смещения крыльев разлома по поверхности кристаллического основания составляет 2 км. Для этой части наблюдается высокая степень анизотропии скоростей сейсмических волн, а к зоне приурочены некоторые эпицентры землетрясений [50]. Эти данные позволяют считать западную часть разлома сейсмогенной.

Восточная часть разлома впервые выявлена нами на основе геофизических данных [74]. На картах Δg разлом выделяется в виде линии нарушения структуры поля. В пределах региональной зоны больших градиентов Δg северо-восточного простиранья вдоль разлома наблюдается изменение направления изолинии гравитационного поля с общекавказского на субширотное. Более четко восточная часть Ахурян-Джогозского разлома выделяется по аэромагнитной карте, на которой к разлому приурочена смена знака и интенсивности поля: к северу от разлома находятся интенсивные положительные, а к югу—слабоинтенсивные отрицательные аномалии. Почти по всему протяжению разлома аномальное поле принимает нулевые значения (рис. 2.12). Описанная картина более четко наблюдается на аэромагнитной карте, снятой с высоты 4000 м [81].

Ленинакан-Дилижанский разлом также можно расчленить на два фрагмента, которые отличаются как по геолого-геофизической характеристике, так и по степени изученности (рис. 2.10).

Западный фрагмент хорошо изучен и, как уже отмечено, совпадает с известным Ленинакан-Ордубадским ГР. Его глубина, по

данным станций «Земля», составляет около 50 км, а плоскость зоны имеет квазивертикальное положение. Заметные перемещения крыльев разлома по глубинным границам не установлены. Лишь поверхность фундамента перемещена по разлому с вертикальной амплитудой 2 км [50]. Надо отметить, что в этом же районе разлому соответствует зона градиентов Δg с величиной горизонталь-

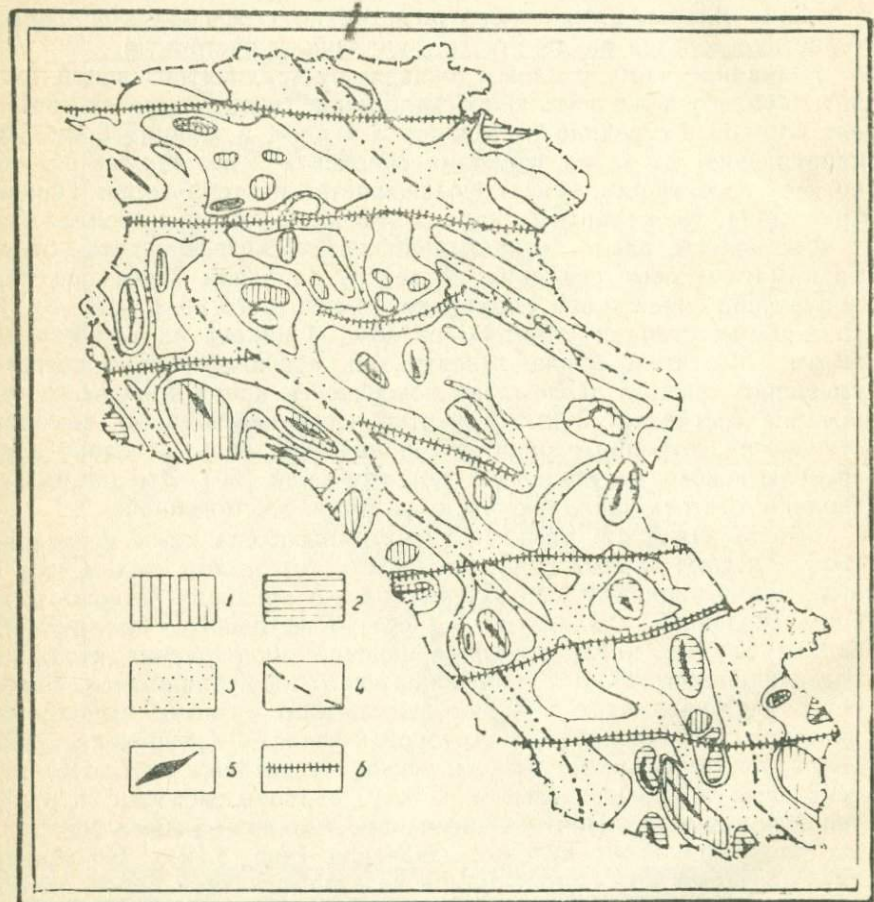


Рис. 2.11. Проявление субширотных глубинных разломов в аномальном гравитационном поле: 1—максимумы поля Δg ; 2—минимумы поля Δg ; 3—высокоградиентные зоны; 4—оси региональных зон больших градиентов; 5—оси гравитационных аномалий; 6—субширотные ГР

ного градиента 3,5 мгл/км. На аэромагнитной карте вдоль разлома наблюдаются нулевые значения поля, хотя севернее и южнее зоны поле характеризуется отрицательными значениями. К разлому в этом фрагменте приурочена смена простирания осей аномалий (рис. 2.12).

Восточный фрагмент Ленинакан-Дилижанского разлома впервые выявлен нами по локальным особенностям гравитационного и магнитного полей. Здесь вдоль зоны разлома также наблюдается зона градиентов Δg . Но она по величине градиента уступает зо-

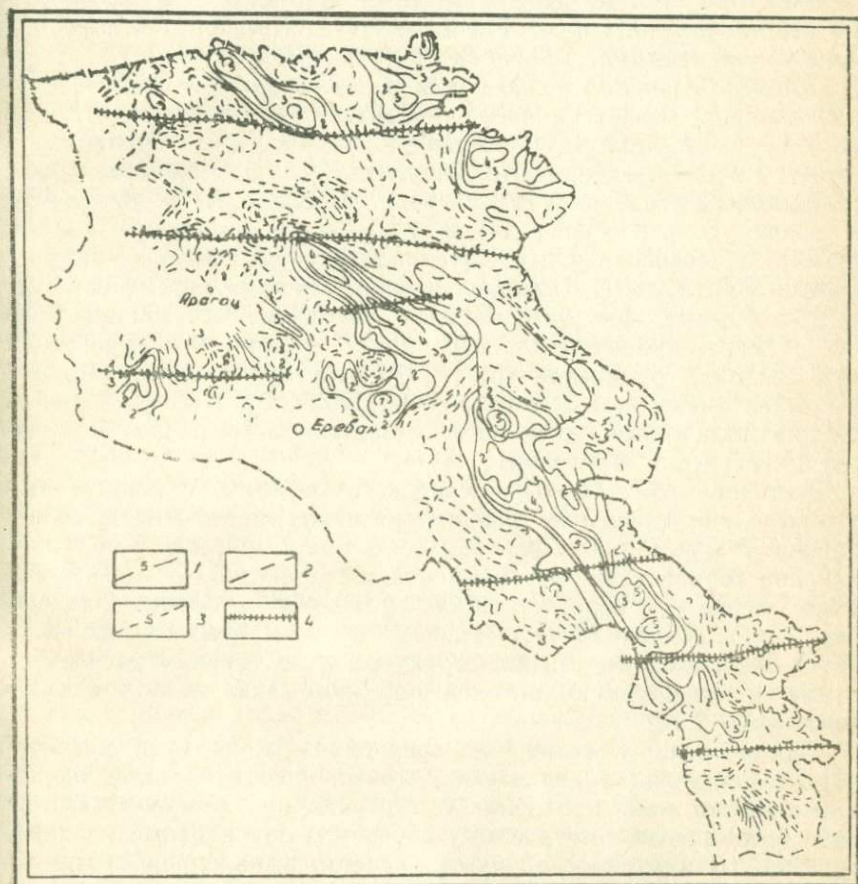


Рис. 2.12. Проявление субширотных глубинных разломов в аномальном магнитном поле. Изодинамы (по Г. А. Сироткину): 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные; 4 — субширотные ГР

не западного фрагмента разлома и составляет в среднем 2,0 мгл/км. У г. Дилижан разлом пересекает региональную зону Δg северо-западного простирания. Но и здесь можно его проследить по характеру гравитационного поля. Изолинии градиентной зоны Δg вдоль разлома меняют свое простирание с северо-западного на субширотное.

Разлом с севера замыкает зону интенсивных положительных магнитных аномалий Центральной Армении (рис. 2.12). На востоке вдоль разлома поле принимает нулевые значения и по разлому меняется простирание осей магнитных аномалий. На высокоточной аэромагнитной карте ГР соответствует градиентная зона, которая имеет прерывистый характер (рис. 2.4, а).

Артени-Севанский разлом можно делить на три части: западную, которая является северо-западным продолжением Ереванского ГР; центральную, проведенную на рис. 2.10 предположительно; и восточную, протягивающуюся от с. Арзакан до г. Севан.

Западная часть разлома впервые выделена А. Т. Асланяном на основе геологических данных [12], затем новыми геологическими и геофизическими материалами подтверждено наличие разлома [32, 50, 86]. Данными станции «Земля» определена глубина заложения разлома, которая составляет 40—50 км [50]. Она по карте гравитационного поля выделяется в виде узкой зоны больших градиентов (рис. 2.11), а по аэромагнитной карте—как линия смены знака аномалий ΔT_a (рис. 2.12). По некоторым сейсмотектоническим признакам западная часть разлома считается сейсмически активной.

Восточная часть Артени-Севанского разлома, в первую очередь, выделяется на основе гравиметрических данных в виде гравитационной ступени. Градиентная зона имеет ширину 5—8 км, а величина горизонтального градиента составляет 3—5 мгл/км. Заметно меняется характер поля Δg по обе стороны разлома (рис. 2.11). Восточная часть разлома на магнитных картах выделяется как линия нарушения структуры поля: разлом расчленяет на две части крупную, интенсивную аномалию положительного знака (рис. 2.12).

Для уверенного выделения средней части разлома магнитометрических и гравиметрических данных недостаточно. С их помощью можно лишь предполагать его наличие. На аэромагнитной карте предполагаемому разлому соответствуют нулевые изодинамы, а на гравиметрической карте—нечетко выраженное градиентное поле. Отсутствие узкой зоны больших градиентов Δg вдоль средней части разлома, на наш взгляд, объясняется локальным влиянием массива г. Арагац. Как видно из рис. 2.11, высокоградиентная зона, протягивающаяся от г. Севан к с. Бужакан, резко

меняет свое направление с субширотного на северо-западное, а далее обрамляет массив г. Арагац. Расчеты Ю. И. Никольского и др. показывают, что массив Арагаца создает крупную отрицательную аномалию [81], и, если снять это локальное влияние, то, вероятно, что узкая высокоградиентная зона по направлению Севан — Бужакан соединится по предполагаемой части Арteni-Севанского разлома с западной частью.

Изучение отраженных волн Лява, возникших при Зангезурских землетрясениях 1968 г., показывает, что вдоль разлома выделяется вертикальная поверхность отражения, глубина которой порядка толщины земной коры [103]. Этим предполагается, во-первых, наличие разлома и, во-вторых, его глубинный характер. Наличие центральной и восточной частей ГР доказано А. А. Габриеляном на основе геологических данных, причем этими данными предполагается и их глубинный характер [35]. По макросейсмическим данным к центральной и восточной частям Арteni-Севанского разлома приурочены пять эпицентров ощутимых землетрясений.

Вдоль полосы г. Ереван — с. Гарни — Варденинский хребет как геологами, так и геофизиками выделены разломы различного характера, часть их совпадает с *Гарни-Варденинским* разломом, который хорошо выделяется по гравиметрическим данным как узкая зона больших градиентов. Ширина зоны составляет 7—10 км, а величина горизонтального градиента—4 мгл/км. На северо-западе градиентная зона соединяется с Ереван-Нахичеванской региональной зоной больших градиентов, а на юго-востоке резко меняет направление на север (рис. 2.11). На юго-востоке предположено наличие разлома на основании магнитометрических данных. Здесь вдоль разлома падает интенсивность поля и нарушается структурное строение положительных локальных аномалий. Описанная картина отчетливее проявляется на аэромагнитной карте, снятой с высоты 4000 м [81].

Арени-Джермукский разлом на территории Армянской ССР выделен впервые Ц. Г. Акопяном на основе гравиметрических и магнитометрических данных [3, 4]. В дальнейшем нами доказано наличие разлома на территории Нахичеванской АССР [74]. На всей протяженности он выделяется как линия нарушения структуры гравитационного и магнитного полей. На западе разлом проходит между двумя довольно интенсивными максимумами гравитационного поля, оси которых имеют субширотное простирание. На этом же отрезке разлому соответствует короткая зона больших градиентов Δg , горизонтальная составляющая которой в среднем равняется 3 мгл/км. На границе Армянской ССР и Нахичеванской АССР Арени-Джермукский разлом пересекается с

Ереван-Нахичеванской зоной больших градиентов Δg регионального характера. С места пересечения региональная зона разветвляется на три ветви, одна из которых протягивается в субширотном направлении, вдоль разлома, и совпадает с рекой Арпа. Южнее курорта Джермук по разлому нарушение структуры поля Δg выражается в резком изменении направления изолиний Δg с северо-западного на широтное (рис. 2.11).

На аэромагнитной карте разлом выделяется по рисунку изодинам (рис. 2.12).

Карабахлар-Горисский разлом выделяется как по магнитометрическим, так и по гравиметрическим данным. По разлому довольно заметно нарушается структурное строение зоны положительных магнитных аномалий центральной части Армянской ССР. Вдоль разлома интенсивность поля понижается, а на востоке принимает нулевые значения (рис. 2.12). Описанная картина более отчетливо наблюдается на аэромагнитной карте, снятой с относительно большой высоты [81], где над всей протяженностью разлома поле ΔT_a имеет нулевые значения.

По карте Δg Карабахлар-Горисский разлом на востоке проходит чуть севернее разлома, проведенного по магнитометрическим данным. Он выделяется в виде коротких зон больших градиентов гравитационного поля. На территории Нахичеванской АССР по разлому прерывается Нахичеван-Ереванская высокоградиентная региональная зона Δg .

Нахичеван-Кафанский разлом на территории Армянской ССР был выявлен ранее геологическими и геофизическими методами, в частности Ц. Г. Акопяном по магнитометрическим данным [4]. Нами прослежен разлом на территории Нахичеванской АССР по гравиметрическим и сейсмологическим данным [74]. На территории Армянской ССР разлом четко выделяется по аномальному магнитному полю в виде линии смены знака поля: севернее разлома поле характеризуется интенсивными аномалиями положительного знака, а южнее поле имеет интенсивный отрицательный характер. Зона положительных, интенсивных аномалий центральной части Армении на юге замыкается этим разломом.

К Нахичеван-Кафанскому разлому приурочена также смена осей простирания магнитных аномалий, а вдоль зоны разлома поле имеет нулевые значения (рис. 2.12). Менее отчетливо выделяется разлом по магнитометрическим данным на территории Нахичеванской АССР.

На карте гравитационного поля разлом в разных местах выделяется по-разному: на территории Армянской ССР—по расположению локальных аномалий, на территории Нахичеванской АССР—в виде градиентной зоны локального характера с

горизонтальным градиентом 1,5 мгл/км. Разлом в двух местах сечет региональные зоны больших градиентов Δg северо-западного простирания (рис. 2.11).

В 1968 г. в Зангезуре и на западном продолжении Нахичеван-Кафанского ГР в районе г. Маку (Иран) произошли сильные землетрясения. Также наблюдается проявление сейсмичности и между ними (четыре землетрясения с $K=9; 10$). Основываясь на миграции эпицентров землетрясений в относительно короткий промежуток времени, что будет показано в третьей главе, мы склонны думать, что эти землетрясения связаны с активностью Нахичеван-Кафанского разлома, а разлом прослеживается на территории Ирана в направлении г. Маку.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие общие выводы:

а) в плане субширотные разломы имеют не произвольное, а закономерное размещение; наблюдается субпараллельное расположение разломов, а расстояние между ними выдержано и составляет в среднем 30—35 км;

б) субширотные разломы в аномальном гравитационном поле проявляются в виде коротких зон больших градиентов и в виде линии нарушений структуры поля;

в) на аэромагнитных картах вдоль субширотных разломов наблюдается понижение интенсивности поля, величина которой часто близка к нулю.

г. Субмеридиональные ГР

Наличие региональных субмеридиональных разломов впервые было доказано на северо-западе и юго-востоке Армянской ССР сначала по геологическим данным, а затем и по геофизическим данным. Основами для их выделения служили вулканические, неотектонические и сейсмологические признаки разломов. Некоторые разломы относились к категории глубинных.

И. В. Кириллова и А. А. Сорский субмеридиональные разломы Кавказа, в том числе и Малого Кавказа, выделяли в самостоятельных разломов, которые условно называются глубинными структурами меридионального направления. По их мнению, они являлись общими как для геосинклиналей, так и для платформ и питали плиоцен-четвертичный вулканизм [61].

Нами на территории республики выделено 5 зон субмеридиональных разломов, которые условно называются глубинными [74], так как для одной части разломов пока не имеется веских данных, доказывающих или отрицающих их глубинный характер.

Транскавказский ГР выделен впервые геологами на основе линейного расположения молодых вулканических центров по направлению Джавахетское нагорье—гора Арарат [118]. В дальнейшем новыми данными неотектоники подтверждено его наличие и высказано мнение о том, что разлом заложен в плиоцене [33, 112]. Наличие Транскавказского ГР доказано также геофизическими данными [29, 74] и данными космических снимков [58]. М. М. Рубинштейн указал на корреляционную связь эпицентров землетрясений с зоной разлома, которая не сечет поверхность земли [95]. Ранее к подобному заключению пришла и И. В. Кириллова.

В отличие от указанных авторов, нами Транскавказский разлом выделен как разлом с двумя ветвями, четко фиксирующимися на гравиметрических и магнитометрических картах. На рис. 2.10 ГР протягивается от Джавахетского нагорья, проходит восточнее г. Ленинакана, а затем у р. Манташ разветвляется на две ветви: восточная ветвь протягивается прямо по направлению г. Октемберяна, а западная резко меняет свое простирание вдоль р. Манташ, а затем опять протягивается на юг в сторону с. Кармрашен и до государственной границы.

Северная, неразветвляющаяся часть разлома в гравитационном поле проявляется в виде короткой зоны больших градиентов, которая служит восточной границей Ленинаканского минимума, или Ширакской котловины, а на севере республики, в Гукасянском районе—в виде линии нарушения структуры поля Δg . На высокоточной аэромагнитной карте эта часть разлома выделяется как сильно дифференцированная градиентная зона полного вектора поля. В общем плане вдоль зоны ГР наблюдается понижение интенсивности магнитного поля.

Западная ветвь почти на всей протяженности соответствует узкой зоне больших градиентов Δg , величина горизонтальной составляющей которой в среднем равна 2 мгл/км. Градиентная зона по Ереванскому ГР расчленяется на две части (рис. 2.13). На аэромагнитной карте указанной ветви ГР также соответствует градиентная зона величиной 0,2 мз/км при абсолютной высоте съемки 4000 м. К северу разлома приурочена смена знака ΔT_a .

Восточная ветвь Транскавказского ГР по геофизической характеристике четко расчленяется на две части: северную и южную. Северная часть хорошо выделяется в виде зоны больших градиентов Δg и менее отчетливо—по аномальному магнитному полю. Южная часть уверенно выделяется по магнитному полю и почти не проявляется на гравитационной карте.

Пространственно к зоне Транскавказского ГР приурочен ряд эпицентров ощутимых и сильных землетрясений [95]. Но надо

отметить, что эти землетрясения в основном сконцентрированы в узловых зонах.

Геологи подчеркивают важную роль Транскавказского разлома, особенно в проявлении эффузивного магматизма и новейших тектонических движений [67, 70, 97, 113]. Е. Е. Милановский считает, что разлом входит в состав Транскавказского субмеридионального поднятия, являющегося северным продолжением Африкано-Аравийского рифтово-магматического пояса [70]. Предполагается контролирующая роль разлома в раннеолигоценном и миоплиоценовом андезито-дацитовом и базальтовом вулканизме. К зоне разлома на севере приурочены вулканы неоген-плейстоцена, а на юге—вулканы, активные в течение голоцена. В указанном вулканическом районе разлом имеет скрытый характер, смещения по разлому не фиксированы [67].

По мнению ряда специалистов, Транскавказский разлом заложен в байкальском тектоническом этапе и активизировался в K_1 — P_2 и N — Q [67], а по Тектонической карте Кавказа его заложение началось в плиоцене [113].

Арарат-Спитак-Калининский ГР является южной частью известной Казбек-Араратской меридиональной дислокации, впервые выделенной М. А. Кашкайом и Г. П. Тамразяном еще в 1956 г. [62]. В дальнейшем М. М. Рубинштейн на территории Грузии [95] и С. А. Пирузян на территории Армении [90] доказали наличие разлома, исходя из линейного расположения эпицентров сильных землетрясений. Новые геолого-геофизические данные и данные дешифрования аэрофотоснимков позволили более детально изучить ГР [4, 58, 67, 74].

Арарат-Спитак-Калининский разлом на гравитационных и магнитных картах выделяется по локальным особенностям этих полей. На севере территории республики и у райцентра Цахкаовит разлому соответствуют короткие градиентные зоны Δg , а на юге по разлому нарушается структурное строение гравитационного поля (рис. 2.13). ГР прослеживается и по аэромагнитным данным, особенно по рисунку поля (2.14). Заметно, что интенсивность понижается на общем фоне аномального магнитного поля вдоль зоны разлома. На высокоточной аэромагнитной карте разлому соответствуют короткие высокоградиентные вытянутые зоны (рис. 2.4, в). Разлом является сейсмоактивным. К зоне ГР приурочены землетрясения Апарана, Бюракана, Еревана, Арарата, интенсивность которых достигает восьми баллов.

Арарат-Спитак-Калининский ГР отчетливо выражен в современной морфоструктуре к югу от г. Спитак и севернее г. Степанаван. В этих районах разлом выделяется в виде сброса с опущен-

ным восточным крылом [29]. К зоне разлома приурочиваются субмеридиональные отрезки речных долин. В неотектонике рассматриваемая зона разлома, по данным этих же авторов, нашла отражение в поднятии поперечных участков продольных тектонических депрессий, занятых долинами рр. Памбак и Дзорагет. Геологически разлом выражен отчетливо только на отдельных участках. Так, в районе Спитакского перевала сбросом с амплитудой около 500—600 м приведены в тектонический контакт известняки

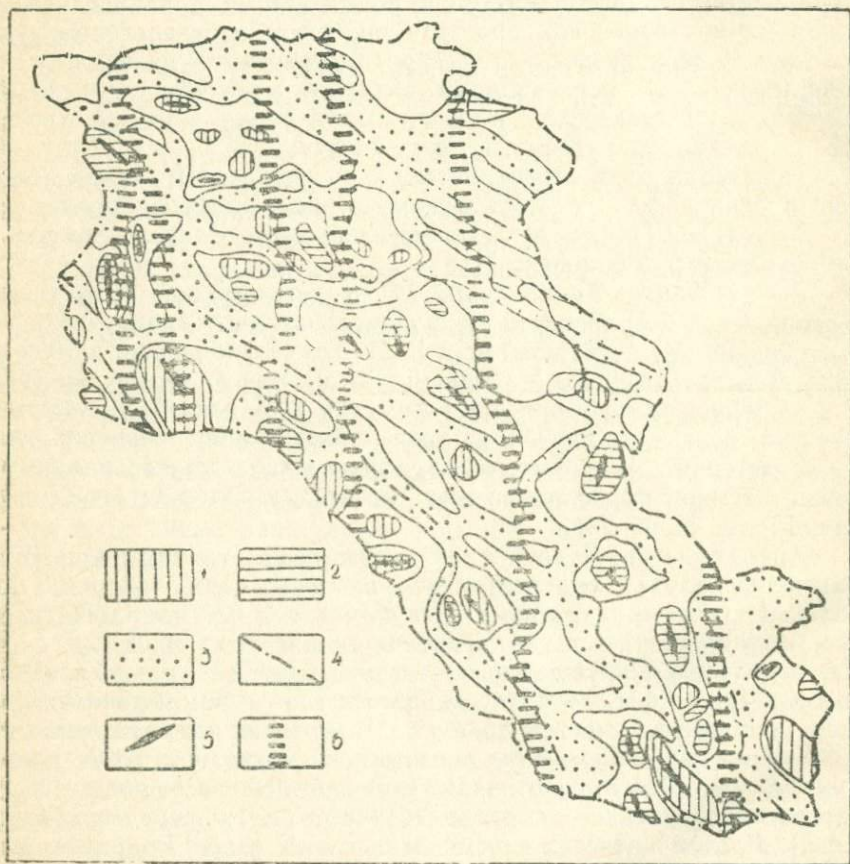


Рис. 2.13. Проявления субмеридиональных глубинных разломов в аномальном гравитационном поле: 1 — максимумы поля Δg ; 2 — минимумы поля Δg ; 3 — высокоградиентные зоны; 4 — оси региональных зон больших градиентов; 5 — оси гравитационных аномалий; 6 — субмеридиональные ГР

верхнего мела и вулканогенная толща эопалеозоя. К разлому приурочивается целый ряд разновозрастных магматических образований эоцена [29].

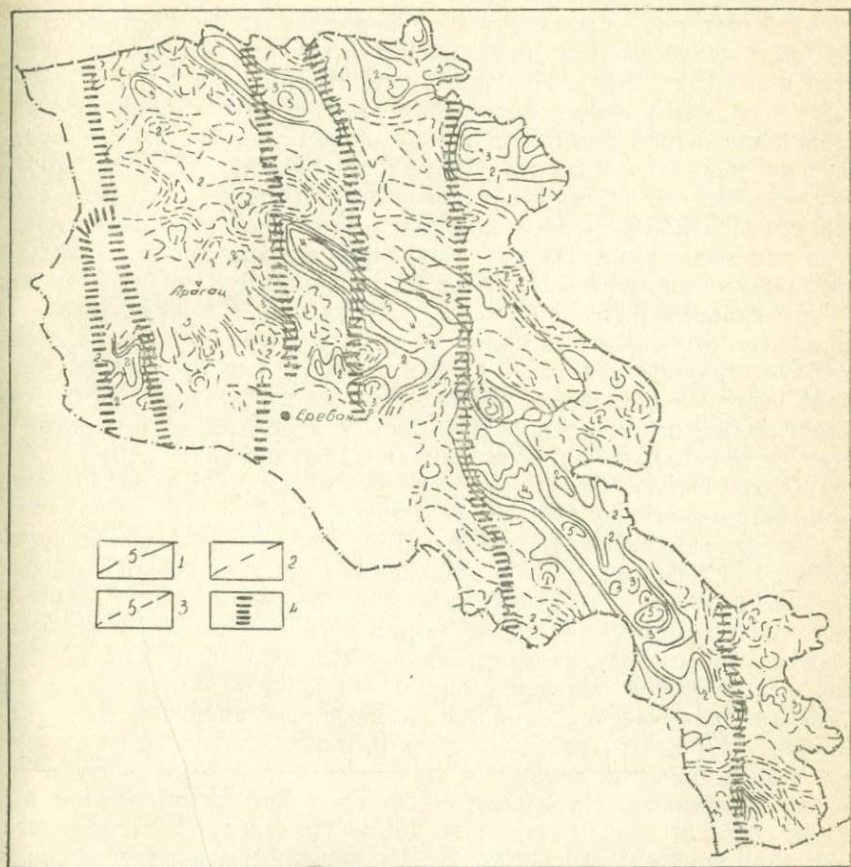


Рис. 2.14. Проявления субмеридиональных глубинных разломов в аномальном магнитном поле. Изодины (по Г. А. Сироткину): 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные; 4 — субмеридиональные ГР

Арарат-Спитак-Калининский ГР, по имеющимся новым геологическим данным, относится к глубинным разломам второго порядка [67]. Эти же исследователи возрастом его заложения считают Байкальское время, выделяя следующие этапы последующих активизаций: K_1 , P_2 , $N-Q$.

Дебедский ГР впервые на всю протяженность был выделен нами на основе гравиметрических и магнитометрических данных [74]. Наличие северной части разлома было доказано ранее геоморфологическими материалами [29].

ГР отчетливо проявляется на аэромагнитной карте, где на всю протяженность над зоной наблюдается понижение интенсивности поля (рис. 2.14). На севере территории республики Дебедский ГР проходит непосредственно восточнее интенсивной положительной магнитной аномалии, а зоне разлома соответствуют нулевые значения поля ΔT_a . На центральном участке ГР сечет крупную интенсивную положительную аномалию северо-западного простирания. По линии пересечения магнитная аномалия расчленяется на два максимума. На юге территории разлом проходит между небольшими аномалиями разной интенсивности и разного знака.

На гравиметрической карте Дебедский ГР выделяется по локальным особенностям поля: на юге территории разлому соответствует градиентная зона, на центральном участке разлом проходит между небольшими аномалиями (здесь разлому соответствуют слабоинтенсивные короткие зоны градиентов), а на севере — сечет региональную зону больших градиентов (рис 2.13).

В районе поселка Гарни заметно смещение оси разлома по Гарни-Варденисскому ГР (рис. 2.10).

Морфоструктурными признаками вдоль зоны центрального фрагмента Дебедского ГР выделяются два субпараллельных скрытых разрыва, которые отнесены ко второй группе [29]. Оба разлома геологически хорошо выражены только на некоторых участках. По одному из них (Тежсар-Шамлугский разлом) в долине реки Уляшик отмечен сдвиг амплитудой 0,5 км, а также установлено наличие геотермально измененных интрузивных и эффузивных пород эоцена. Здесь же к разлому приурочены термальные минеральные источники и травертины, признаки неотектонической активности. На севере республики Дебедский разлом выражен сбросом с амплитудой до 400 м. По мнению исследователей, оба разлома контролируют размещение наиболее крупных гранитоидных и щелочных интрузий [29].

Джюльфа-Иджеванский ГР выявлен по локальным особенностям гравитационного и магнитного полей [74]. Наличие разлома на центральном фрагменте, в пределах оз. Севан, было установлено ранее геолого-геофизическими данными [67].

По геофизической характеристике Джюльфа-Иджеванский разлом можно делить на две части: северную и южную. Северная часть достаточно четко проявляется на аэромагнитной карте в виде линии смены знака магнитных аномалий (рис. 2.14). На некоторых участках к разлому приурочена смена интенсив-

ности поля. На севере Армении ГР с запада ограничивает интенсивную положительную аномалию и совпадает с градиентной зоной ΔT_a . Далее к югу, по западному берегу оз. Севан, разлом проходит между крупными, интенсивными положительными аномалиями северо-западного простирания. На высокоточной аэромагнитной карте, снятой с высоты 4000 м, северной части разлома соответствует высокоградиентная зона, величина горизонтальной составляющей которой достигает 0,5 мэ/км.

По полю силы тяжести Джульфа-Иджеванский разлом в разных местах выделяется по-разному. На самом севере трудно найти отчетливые признаки, доказывающие наличие разлома. По рисунку поля разлом довольно хорошо прослеживается в районе бассейна оз. Севан.

Южная часть ГР, наоборот, хорошо выделяется по гравиметрическим данным и неуверенно прослеживается по магнитному полю.

Южной части разлома соответствует прерывистая зона больших градиентов Δg . Это тоже говорит о том, что здесь также меняется характер ГР вдоль простирания. По карте наземной магнитной съемки [4] к зоне разлома приурочена смена знака и интенсивности поля Z_a . Изменение величины вертикальной составляющей поля по разлому составляет 200—300 гамм.

Мегринский ГР выделяется как геологическими, так и геофизическими данными [10, 35, 44, 67, 74, 81]. Он совпадает с региональной зоной больших градиентов Δg (рис. 2.13). На аэромагнитной карте разлом проявляется в виде полосы понижения интенсивности поля (рис. 2.14).

Мегринский разлом хорошо изучен геологическими методами. Он имеет сбросовый характер [10, 35, 44]. Разные исследователи приписывают Мегринскому разлому разные роли в развитии земной коры. По мнению ряда специалистов, разлом заложен в эоцене и активизировался в P_3^2 , N_1-N_2 [67].

Из изложенного следует:

- а) расположение субмеридиональных ГР близко к параллельному, а расстояние между ними в первом приближении одинаково;
- б) в геофизических полях они выделяются в основном по локальным особенностям гравитационного и магнитного полей и выражены в морфоструктуре;
- в) некоторые из них характеризуются признаками неотектонической и сейсмической активности;
- г) ряд субмеридиональных разломов имеет признаки магматической активности;
- д) по мнению некоторых специалистов, они заложены в бай-

кальское время с дальнейшей активизацией, а группа геологов возрастом их образования считает плиоцен.

2.3. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И СХЕМА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ.

При геотектоническом районировании территории Армении исследователи уделяют особое внимание ГР, определяющим расположение и формационные признаки, по которым обычно проводится районирование [4, 10, 12, 32, 35, 88]. Некоторые вопросы районирования, связанные с ГР, являются дискуссионными и дебатированы в геологической литературе. Остановимся лишь на некоторых из них.

Имеются значительные расхождения между исследователями в вопросе местоположения границ тектонических зон и подзон. Положив в основу тектонического расчленения территории республики выделенные нами ГР и особенности геофизических полей, возможно более точно определять эти границы. На рис. 2.15 представлена уточненная на основе геофизических данных схема тектонического районирования Армении. Как в существующих геотектонических схемах, которые, в общем, довольно близки друг другу, так и в предложенной нами схеме выделены три зоны, соответствующие трем гравитационным областям общекавказского простираения (северо-восточного максимума, центрального минимума, юго-западного максимума) и в первом приближении соответствуют трем геотектоническим зонам, выделенным К. Н. Паффенгольцем (Сомхето-Карабахская, Армянская и Нахичеванская), А. Т. Асланяном (Антикавказский, Севанский и Араксинский оротектонические пояса) и А. А. Габриеляном (области раннеальпийской, среднеальпийской и позднеальпийской складчатости). Границами между ними являются Ереванский и Алаверди-Арцвашенский ГР.

На схеме районирования в виде самостоятельной тектонической единицы—сегмента, выделен Кафанский антиклинорий, тектоническое положение которого в литературе спорно. Некоторые ученые (А. А. Габриелян, И. Г. Магакян), исходя из сходства геологического строения, истории развития и эндогенной минерализации между Кафанским антиклинорием и Сомхето-Карабахской зоной, объединяют их в единую тектоническую и металлогеническую зону: Алаверди-Кафанскую или Сомхето-Кафанскую [32, 64], а О. А. Саркисян предполагает смещение Кафанского антиклинорного блока от состава Сомхето-Карабахской зоны на юго-запад на 18—20 км [97]. Другие исследователи (А. Т. Асланян, К. Н. Паффенгольц), учитывая наличие Севано-Акеринского

прогиба, отделяющего Кафанский антиклинорий от Сомхето-Карабахской зоны, рассматривают Кафанскую структуру как самостоятельную зону или подзону [12, 88].

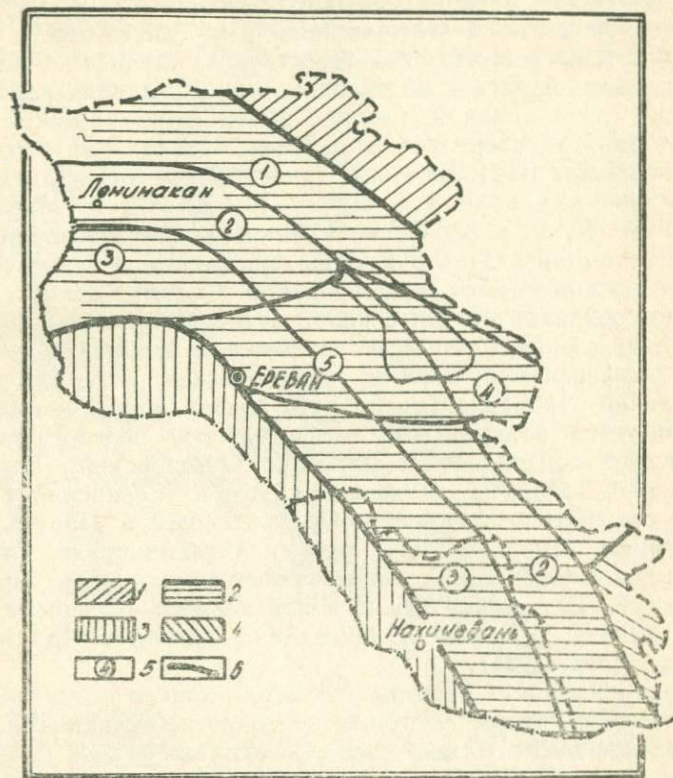


Рис. 2.15. Уточненная схема геотектонического районирования территории Армении на основе геофизических данных. (Название зон и подзон принято по [12, 32, 88]). 1 — Сомхето-Карабахская зона; 2 — складчатая зона Армении; 3 — Приараксинская зона; 4 — Кафанский сегмент; 5 — подзоны складчатой зоны Армении (цифры на схеме: 1 — Присеванская; 2 — Анкавано-Зангезурская; 3 — Ереванско-Ордубадская; 4 — Севанская; 5 — Ереванско-Севанский грабен-синклинорий); 6 — границы тектонических зон (жирные) и подзон, выраженные ГР

В одной из работ А. А. Габриеляна и Л. К. Татевосян Кафанский антиклинорий выделен как сегмент [38]. Некоторые важные геофизические особенности Кафанского района, по которым он отличается от Сомхето-Карабахской зоны и складчатой зоны Армении, как было отмечено при анализе геофизических полей, поз-

воляют нам подтвердить это мнение. К этим особенностям относятся: а) ограничение зонами (больших градиентов гравитационного поля, которые сохраняются на картах регионального поля и соответствуют ГР; б) по характеру геофизических полей (гравитационного, магнитного, термического) и по сейсмичности отличие от соседних областей, что свидетельствует о специфике геологического строения области и об отличии от окружающих районов; в) совпадение с интенсивной, изолированной изостатической аномалией, которая характеризует блок коры, отличающийся интенсивностью новейших тектонических движений; г) на картах скоростей сейсмических волн для глубин 30—50 (М. Б. Мкртчян) и 120—150 км (К. А. Закарян) антиклинорию соответствуют изолированные аномалии; д) структурное положение в схеме геофизического и тектонического районирования Малого Кавказа, не позволяющее соединить его ни с одной зоной северо-западной вытянутости и являющееся «чуждым островком» среди них.

По дифференцированности геофизических полей складчатая зона Армении подразделена на пять подзон, каждая из которых характеризуется конкретными особенностями полей. Границами тектонических подзон служат Ширакско-Зангезурский, Линникакан-Ордубадский, Гарни-Варденисский и Артени-Севанский ГР. Эти подзоны соответствуют Еревано-Ордубадскому и Присеванскому синклинориям, Мисхано-Зангезурскому антиклинорию (по А. Т. Асланяну) и Севано-Ереванскому грабен-синклинорию (по А. А. Габриеляну). Выделяется также новая подзона—Севанская, которая выклинивается между Анкаван-Зангезурской и Присеванской подзонами (рис. 2.15).

Складчатая зона Армении является классической областью интенсивного развития неоген-четвертичного вулканизма. Здесь насчитывается около пятисот центров вулканического излияния и извержения. А. А. Габриелян вулканические конуса Гегамского, Варденисского и Сюникского хребтов связывает с Анкаван-Сюникским ГР [34]. К. Г. Ширинян и Э. Б. Аджимамудов, исходя из безградиентного гравитационного поля Гегамского и Сюникского хребтов, отрицают связь вулканизма с разломами общекавказского простираения и предполагают связь вулканизма с поперечными разломами [128].

По Е. Е. Милановскому, большинство районов и центров извержений Большого и Малого Кавказа связаны с разломами и трещинами поперечного и близких к нему направлений, меньшая часть—с продольными разломами. Важную роль играли в локализации зон и центров извержений зоны глубинных, временно приоткрывавшихся трещин растяжения (зоны Абул-Самсарского, осевого Гегамского разломов) [70].

Нами сопоставлены выделенные ГР с вулканическими центрами и сделана попытка отыскать пространственную связь между ними (рис. 2.16). Вулканы Гегамского нагорья приурочены к Ленинанкан-Ордубадскому, а вулканы Сюникского нагорья—к Ширакско-Зангезурскому ГР. Эта связь, в первую очередь, относится

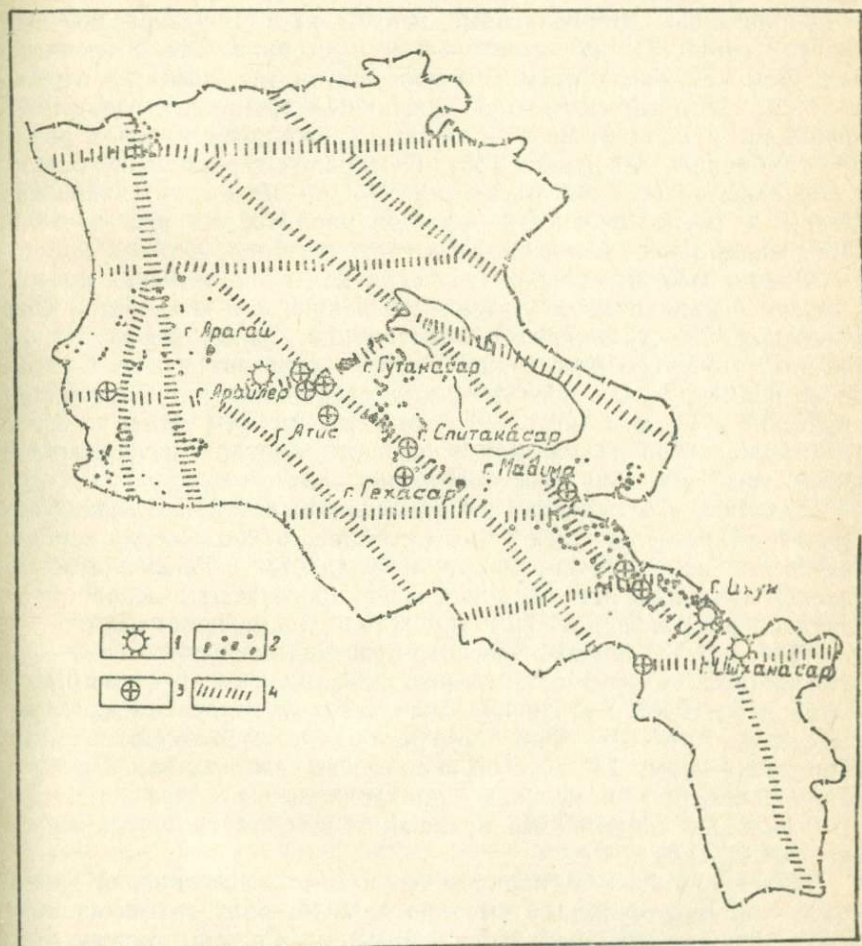


Рис. 2.16. Схема расположения вулканов неоген-четвертичного возраста (по С. С. Мкртчяну, Р. А. Аракеляну, Э. Г. Малхасяну и др. [10]) и глубинных разломов: 1 — полигенные вулканы; 2 — моногенные куполовидные вулканы риолитовых лав; 3 — моногенные шлако-лавовые вулканические конусы; 4 — ГР по комплексу геофизических методов

к центрам полигенных вулканов и моногенных куполовидных вулканов риолитовых лав. Так, вулканы риолитовых лав Спитакасар, Атис, Гехасар, Гутансар и два конуса у г. Чаренцаван попадают прямо на зону Ленинанкан-Ордубадского ГР, а полигенные вулканы Мец Ишханасар, Цхук и центры риолитовых лав Сюникского нагорья приурочены к зоне Ширакско-Зангезурского разлома.

Моногенные шлаколавовые конусы иногда разбросаны вокруг указанных ГР на значительные расстояния. Это объясняется наличием вторичных магматических очагов (лежащих на глубине 1—3 км), которые связаны по локальным трещинам, разломам с крупными магматическими камерами, лежащими в зонах разломов глубинного заложения [55]. Возможное перемещение базальтовой лавы на большие расстояния можно объяснить слабой вязкостью, а расположенность конусов риолитовых лав на зонах ГР—относительно большой вязкостью магмы.

Важно отметить также, что Гегамская вулканическая подзона с севера ограничивается Арteni-Севанским, а с юга—Гарни-Варденисским ГР субширотного простираения. Такая же ограниченность ГР субширотного направления отмечается и в Сюнике. Здесь вулканическая подзона с юга ограничивается Карабахлар-Горисским ГР, а с севера—Гарни-Варденисским. Надо сказать, что наблюдается также приуроченность центров извержений к зонам трех отмеченных субширотных разломов.

Заметим, что вулканы северо-западной части Армении (Арагацской области) не имеют того линейного расположения в общекавказском направлении, которое наблюдается в Гегамской и Сюникской вулканических областях. Здесь они имеют в основном нелинейное расположение. Поэтому установление пространственных связей между ГР общекавказского простираения и вулканами Арагацской области трудно. Линейное расположение центров извержения наблюдается лишь на Джавахетском нагорье и на самом юго-западе АрмССР. Они приурочены к субмеридиональному Транскавказскому ГР. Как было отмечено, этот разлом считается магмопроводящим и вулканы приурочиваются к его зоне. Мы тоже склонны считать, что вулканы этой области приурочены к Транскавказскому ГР.

Выделение А. Т. Асланяном эв- и миогеосинклиналей внутри Армянской геосинклинали сыграло важную роль в геотектоническом районировании территории Армении. Граница между ними проводится по Ани-Ордубадскому ГР, который в основном совпадает с Ленинанкан-Ордубадским. Исходя из определения Штилле и Кея, А. Т. Асланян западнее, юго-западнее указанного разлома выделяет миогеосинклиналию зону, где преобладают нормально-осадочные породы, а восточнее, северо-восточнее ГР выделяет

эвгеосинклинальную зону, где развиты зеленокаменные вулканические породы (хлоритизированные, эпидотизированные и сплитизированные), гранитоидные абиссальные и гипабиссальные интрузии, рудная минерализация постмагматического происхождения и др. [12].

Различие в геологическом строении эв- и миогеосинклиналей находит отражение и в геофизических полях, что обусловлено контрастом физических свойств горных пород и тектоническим строением этих областей. Нормально-осадочные породы Армении являются практически немагнитными и слабомагнитными и особого влияния на аномальное магнитное поле не имеют, поэтому можно ожидать, что над миогеосинклинальной областью наблюдается спокойное, безградиентное и слабоинтенсивное аномальное поле. Обратная картина должна наблюдаться над эвгеосинклинальной областью, где широко распространены магматические породы, которые по магнитным свойствам сильно дифференцированы и создают знакопеременное, высокоградиентное магнитное поле с аномалиями разной интенсивности, знака и формы.

На территории Армении в зависимости от интенсивности, характера изменения, знака и морфологии аномального магнитного поля выделялись две, резко отличающиеся друг от друга региональные зоны: Приараксинская и Присеванская. Граница между ними совпадает с Ереванским ГР. Приараксинская зона характеризуется спокойным, близко к нулевым значениям, безградиентным аномальным магнитным полем, что характерно для миогеосинклиналей, а Присеванская зона—интенсивным, знакопеременным, высокоградиентным сложным полем, характерным для эвгеосинклиналей.

По проявлению в аномальном гравитационном поле Ереванский и Ленинанкан-Ордубадский ГР, как было отмечено, резко отличаются друг от друга. Если Ереванский ГР четко фиксировался в виде узкой протяженной зоны больших градиентов Δg , то Ленинанкан-Ордубадский ГР на гравитационном поле так не отражался. Такая важная граница, какой является граница эв- и миогеосинклиналей, не может не отражаться в гравитационном поле. Таким образом, гравиметрические и магнитометрические данные показывают, что граница между эв- и миогеосинклиналями проходит по Ереванскому ГР, а не по Ленинанкан-Ордубадскому, о чем свидетельствуют и некоторые другие данные. Исследования аппаратурой «Земля» показывают, что в отличие от Ленинанкан-Ордубадского ГР, по Ереванскому ГР глубинные горизонты земной коры в вертикальном направлении смещены с амплитудой 1,5—2 км и Приараксинская межгорная впадина по сравнению со складчатой зоной Армении опущена [50]. Известно, что граница

эв- и миогеосинклиналей совпадает с границами прогибов и поднятий [88].

ГР общекавказского простираения в плане хорошо согласуются с простираением складок главного геосинклинального этапа развития. На севере республики, где происходит изменение простираения ГР в северо-западном направлении, наблюдается и поворот осей складок, следующий за простираением ГР. Такое строгое совпадение типично только для геосинклиналей и не наблюдается в платформенных областях. По генезису ГР и крупные элементы земной коры (антиклинории и т. п.) тесно связаны между собой и в пространстве имеют определенное закономерное расположение относительно друг друга. Настоящий геосинклинальный режим развития Антикавказа начинается с альпийского этапа. По времени заложения и возрасту завершающей складчатости территория Армении А. А. Габриеляном подразделяется на: а) Сомхето-Кафанскую зону раннеальпийского заложения киммерийской складчатости и брахиформной мегаскладчатости; б) Центральную-Армянскую зону ранне-среднеальпийского (J_3-K_1) заложения, среднеальпийской складчатости и сравнительно более интенсивной линейной складчатости; в) Приараксинскую зону верхнемелового заложения позднеальпийской складчатости и преимущественно с брахиформной, куполовидной, пликативной тектоникой [34].

Складкообразовательные процессы распространялись с СВ на ЮЗ вследствие активизации ГР. На границе J_3-S_1 южнее, юго-западнее Сомхето-Карабахской зоны (заложена в нижнем меле) начинается заложение Севано-Акеринского прогиба [32] вследствие активизации между ними Алаверди-Арцвашенского ГР. Затем, в меле, активизируется Севанский ГР с внедрением ультрабазитов. В конце мела и в начале палеогена, по-видимому, активизируются Леникан-Ордубадский и Ширакско-Зангезурский ГР, по которым происходит внедрение гранитоидной магмы палеогена. Формирование в конце эоцена складчатого комплекса Малого Кавказа и возникновение Приараксинской межгорной впадины в неогене позволяют предполагать верхнеэоценово-нижнеолигоценую активизацию Ереванского ГР.

Учитывая указанную контролирующую роль общекавказских ГР в процессе альпийской складчатости, естественно принять эти разломы в качестве границ тектонических зон и подзон альпийских комплексов.

На основании вышеизложенного и имеющихся данных составлен характерный разрез верхних частей земной коры территории Армении вкост простираения основных тектонических комплексов (рис. 2. 17).

На крыльях складчатого комплекса Малого Кавказа распо-

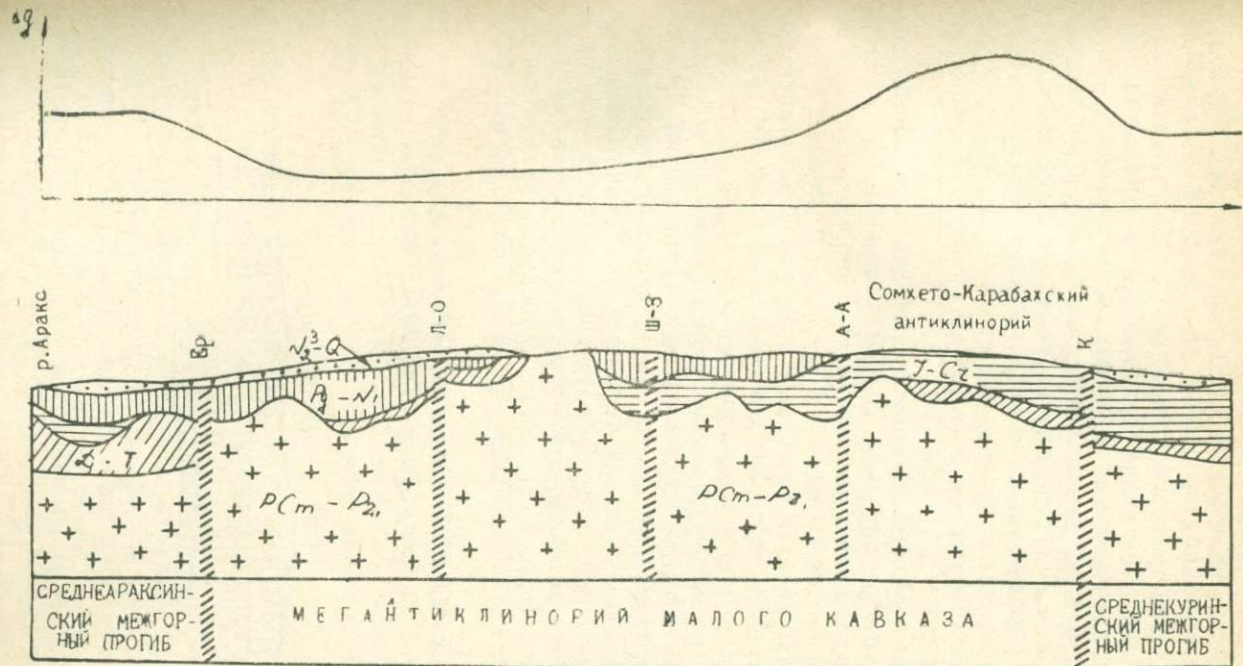


Рис. 2.17. Схематический разрез верхней части земной коры по линии р. Аракс— р. Касах— р. Кура. (Использованы геологические [10, 35] и геофизические [43, 50] данные). На схеме буквами обозначены ГР: К—Кировабадский (по А. Т. Асланяну); Ер—Ереванский; Л—О—Ленинакан-Ордубадский; Ш—З—Ширакско-Зангезурский; А—А—Алаверди-Арцвашенский

ложены Ереванский и Кировабадский ГР, которые четко отражаются в гравитационном поле в виде узких, протяженных зон больших градиентов Δg и характеризуются вертикальной амплитудой смещения. На сводовой части, где интенсивно развит молодой вулканизм, расположены Ленинанкан-Ордубадский и Ширакско-Зангезурский ГР, которые, как уже отмечено, не отражаются в гравитационном поле в виде протяженных зон больших градиентов вследствие отсутствия существенных вертикальных смещений. Исследования К. Н. Паффенгольца и К. И. Карапетяна также подтверждают, что разрывы в вулканических областях Армении характеризуются отсутствием сколько-нибудь заметных смещений крыльев [55].

Сводовая часть Малокавказского складчатого комплекса (Анкавано-Зангезурская подзона) сильно раздроблена, вследствие чего здесь теплопроницаемость больше и наблюдаются самые высокие величины теплового потока в пределах Армении.

С олигоцена начинается орогенный этап развития земной коры Армении, который качественно отличается от главного геосинклинального этапа: изменяются направление и характер складкообразовательных сил. Формирование крупных наложенных прогибов в раннеорогенное время тесно связано с активизацией ГР субширотного простирания. Так, в миоцене на левом крыле складчатого комплекса Малого Кавказа формируется Ереван-Севанский грабен-синклинорий (рис. 2.18). Образование подобных горстов и грабенов на крыльях антиклиналей обосновано теоретически и путем моделирования (рис. 2.19), когда происходит временное изменение знака вертикальных процессов на противоположный [45].

ЕРЕВАНО-СЕВАНСКИЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНОРИЙ

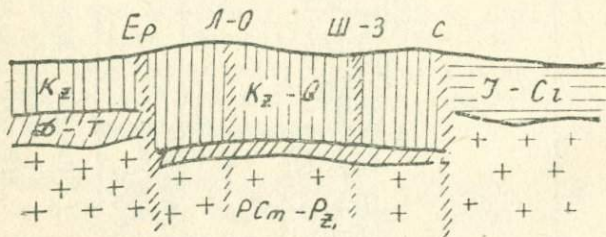


Рис. 2.18. Схематический разрез верхней части земной коры вдоль линии с. Веди—с. Кедабек. На схеме буквами обозначены ГР: Ер — Ереванский; Л—О — Ленинанкан-Ордубадский; Ш—З — Ширакско-Зангезурский; С — Севанский

Вследствие активизации ГР в плиоцене тектонические движения были вертикальными и дифференцированными, что обусловило глыбовые поднятия и опускания донеогеновых структур [34]. В условиях указанных знакопеременных движений, по всей вероятности, происходит активизация ранее заложенных Леникан-Ордубадского, Ширакско-Зангезурского, Гарни-Варденисского, Артени-Севанского и Транскавказского ГР с андезито-базальтовым финальным вулканизмом (плиоцен-четвертичный период).

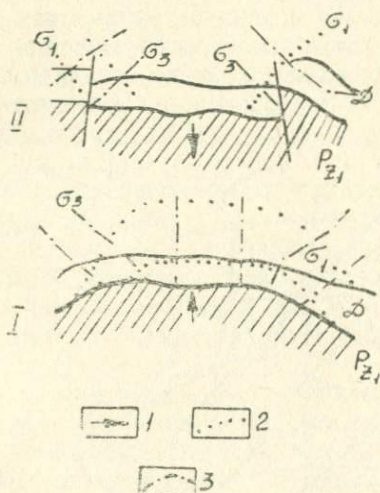


Рис. 2.19. Схема образования грабен-синклинория средней части антиклинали и распределение напряжений (по М. В. Гзовскому [45]): 1 — направление тектонических движений; 2 — траектории алгебраически максимальных нормальных напряжений; 3 — траектории алгебраически минимальных нормальных напряжений

2.4. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Установлено, что в разных регионах земного шара ГР располагаются не произвольно, а укладываются в определенные системы, расчленяя земную кору на блоки [53, 74, 114]. Определенные закономерности размещения разломов наблюдаются и на территории Армянской ССР. По литературным данным, глубинные разломы общекавказского простираения параллельны друг другу, а расстояние между ними одинаково и составляет 35—40 км [12, 34]. Отдельными исследователями выделяются также меридиональ-

ные, субширотные и антикавказские разломы. Однако, по этим данным составить полное представление о закономерностях их пространственного расположения было невозможно, так как разломная тектоника территории республики была изучена неравномерно и отсутствовала единая оценка разломов на основе новых качественных геофизических данных. Именно геофизических, потому что покрытость большей части территории мощным покровом молодых образований и глубинный характер разломов требуют применения геофизических методов. Предложенная на рис. 2.20 схема всех ГР позволяет заниматься закономерностями их размещения. В целом схема расположения разломов существенно отличается от известных схем. На предложенной схеме ГР имеют упорядоченное расположение. Выделяются четыре господ-

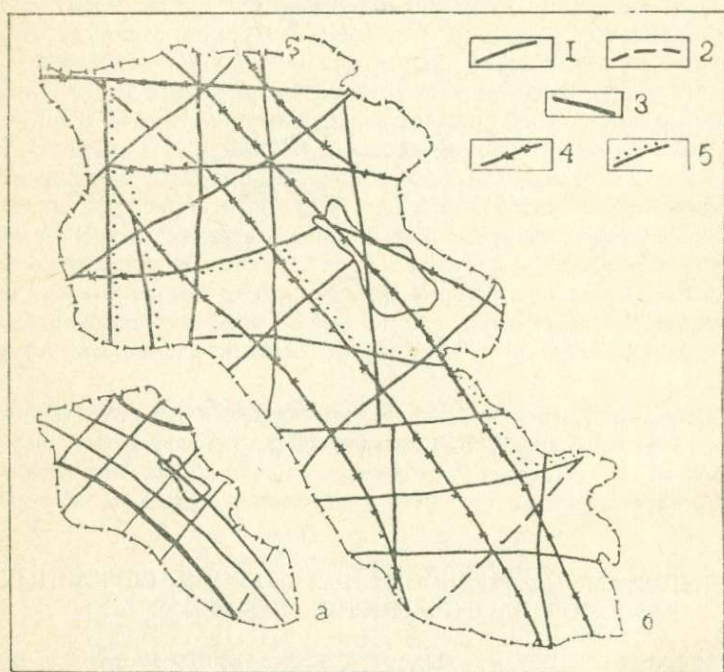


Рис. 2.20. Схемы расположения глубинных разломов (а) и блоков, образованных разломами диагональной системы (б) по геофизическим данным: 1—глубинные разломы; 2—предполагаемые глубинные разломы; 3—границы блоков первого порядка; 4—разломы интенсивно активизированные в альпийское время; 5—разломы, проявившие вулканическую активность в неоген-четвертичное время

ствующих направления разломов: субмеридиональное, антикавказское, субширотное и общекавказское—которые составляют две системы разломов. Одна из них представлена разломами антикавказского и общекавказского направлений, а другая—субмеридионального и субширотного. Судя по литературным данным, такие системы наблюдаются и в других регионах, которые соответственно называются диагональной и ортогональной системами разломов [53]. Внутри каждой системы наблюдается выдержанность направлений разломов и их взаимная ортогональность.

По геолого-геофизическим данным наиболее четко прослеживаются разломы диагональной системы, а внутри системы—общекавказские ГР. В гравитационном и магнитном полях они проявляются неодинаково. В одних случаях прослеживаются в виде выдержанных по простиранию зон больших градиентов Δg и являются границами магнитных зон или подзон, в другом случае—в виде линии нарушения структуры этих полей. Это говорит о том, что по геологическому и геофизическому значению разломы неравнозначны, разного порядка.

Ортогональная система ГР в гравитационном поле проявляется по-разному: в виде коротких гравитационных ступеней, смены рисунка поля локальных аномалий, а в магнитном поле—в виде полос, вдоль которых понижается интенсивность поля; в виде смены поля ΔT_a .

Устанавливаются определенные закономерности в пространственном расположении разломов диагональной и ортогональной систем. Разломы в каждом направлении почти параллельны друг другу, а расстояние между ними выдержано и составляет 30—50 км.

Исследователи докембрийских щитов [53] отмечают, что общие закономерности расположения ГР (системность, выдержанность направлений и интервалов между разломами разных систем, взаимная ортогональность разломов), по-видимому, носят планетарный характер. Эти закономерности наблюдаются и на территории Армении, хотя с позиций традиционных геологических представлений регионы совершенно различны: докембрийский щит и альпийская геосинклиналь.

Разломы каждой системы образуют блоки земной коры (под блоками подразумевается формулировка в работе [53], т. е. фрагменты земной коры, образованные пересечением разломов взаимно перпендикулярных направлений), и так как на территории республики выделяются две системы разломов, то должны быть две системы блоков. Наиболее четко прослеживаются блоки, образованные диагональной системой разломов (рис. 2.20,б). Как

было отмечено в первой главе, в региональном плане по уровню поля силы тяжести четко выделяются три блока первого порядка (мегаблоки). Северо-восточный и юго-западный мегаблоки характеризуются относительно повышенными значениями Δg , а центральный—пониженными. Характерной особенностью мегаблоков является то, что они ограничены гравитационными ступенями. Внутри мегаблоков намечаются блоки второго порядка со сторонами 30—50 км. В пределах территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР насчитывается 25 наиболее полных таких блоков. Почти столько же блоков выделяется ГР ортогональной системы.

Большой интерес и важность представляет определение возраста и очередности образования глубинных разломных систем. Скрытость основной части ГР Армении осложняет восстановление истории их геологического развития. Кроме этого, эта задача требует специального методического подхода. Как уже было отмечено, в научной литературе имеются сведения о нижнеюрско-неогеновом возрасте общекавказских и меридиональных разломов [12, 35, 44, 112, 113]. Но, исходя из схемы расположения разломов и принципа унаследованности разломных структур [74], можно сказать, что это не возраст заложения разломов, а время их активизации в альпийском периоде. Тектоно-магматические процессы, по которым определен возраст общекавказских разломов, на северо-западе республики протекали не в общекавказском направлении, а в широтном, что свидетельствует о существовании ранее подготовленной сети разломов, иначе признаки этих процессов на всей территории наблюдались бы в северо-западном направлении. Следует отметить, что изменение направления альпийской активизации всех общекавказских разломов происходит, начиная с одного и того же Арагат-Спитак-Калининского меридионального ГР.

В неоген-четвертичное время происходит вулканическая активизация в центральной части Армянской ССР, вдоль ранее существующих разломов. По указанному на рис. 2.20, а направлению (по Транскавказскому, Артени-Севанскому, Ленинанкан-Ордубадскому, Гарни-Варденинскому, Ширакско-Зангезурскому, Карабахлар-Горисскому ГР) унаследованно формируется новая зона (глубинный разлом?) активизации, с которой связаны вулканические центры Джавахетского, Арагацкого, Гегамского, Сюникского и Варденинского нагорий. По признакам активизации юго-восточная часть области, начиная с Гегамских гор, выделена А. А. Габриеляном под названием Анкаван-Сюникского ГР [34].

Приведенные примеры показывают, что при последующих тектонических активизациях начинается проявление унаследован-

ности ранее сформированных разломов. Этот вопрос тектоники заслуживает особого внимания.

2.5. О КЛАССИФИКАЦИИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Классификация ГР территории Армении является одной из пока еще нерешенных и актуальных задач тектоники. Существуют разные принципы классификации разломов: по их простиранию, морфологии разрыва, глубине залегания, структурному положению, возрасту образования, магматизму, металлогении и др. Однако, чтобы расчленить ГР на классы по какому-то признаку, необходимы довольно полные данные о них и определенность цели классификации.

На наш взгляд, для классификации разломов Армении наиболее подходящим является принцип классификации по направлению их простирания, потому что этот принцип является наиболее обобщающим, содержит в себе элементы других принципов классификации. Как убедились из содержания предыдущих параграфов, разломы каждого направления образовались или активизировались на конкретном этапе геосинклинального развития, характеризовались конкретными геологическими и геофизическими характеристиками и сыграли определенную роль в развитии земной коры.

Исходя из сказанного, ГР Армении можно расчленить на четыре класса: общекавказский, антикавказский (северо-восточный), субширотный, субмеридиональный.

В пользу правильности классификации ГР по направлению их простирания свидетельствуют также данные классификации разломов по их 25 геолого-геофизическим характеристикам, с помощью метода распознавания образов [78]. С этой целью был использован алгоритм Ю. Л. Васильева и А. Н. Дмитриева для классификации объектов и явлений, которые характеризуются набором признаков [27]. Результаты этих исследований показывают, что разломы каждого направления характеризуются сравнительно равноценными величинами оценок. Причем самые высокие оценки получили разломы общекавказского, затем субширотного и антикавказского простирания.

Из геолого-геофизических характеристик ГР было заметно, что они даже внутри конкретного направления по своему геологическому и геофизическому значению неравнозначны. Поэтому возникает вопрос о классификации разломов внутри данного направления. Такое расчленение разломов уже будет классификацией второй категории. Например, по геофизической характеристике Ереванский ГР довольно заметно отличается от остальных общекав-

казских ГР. Он проявляется в аномальном гравитационном поле в виде зон больших градиентов регионального характера, граница аномальных магнитных зон соответствует именно этому разлому. По разлому глубокие границы смещены в вертикальном направлении и, наконец, он является одним из наиболее сейсмоактивных разломов Армении и т. д. Все это говорит о его большой роли в формировании земной коры. Поэтому из всех общекавказских ГР Ереванский ГР является разломом более высокой категории. Такое же ведущее место среди субмеридиональных разломов занимает Арарат-Спитак-Калининский ГР, по которому резко меняется направление альпийской активизации Малого Кавказа с северо-западного на широтное.

Эти вопросы классификации ГР пока еще мало разработаны и требуют специальных исследований. В основу такой градации должны ставиться как известные геологические признаки, так и геофизические. Вопрос о том, каждому ли признаку надо отдавать предпочтение, на наш взгляд, зависит от основной, окончательной цели классификации. Если проводится классификация с целью составления прогнозных металлогенических карт, то предпочтительнее надо отдавать магматическим и металлогеническим признакам, если сейсмического районирования—признакам активности, если тектонического районирования—комплексу историко-геологических признаков и др.

3. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ СВЯЗИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ГЛУБИННЫМИ РАЗЛОМАМИ

Вопросы связи землетрясений с ГР—крупная самостоятельная проблема, требующая специальных и сложных исследований. Поэтому, исходя из цели работы, остановимся лишь на общих пространственных закономерных связях эпицентров землетрясений с разломами.

При сопоставлении карт эпицентров землетрясений со схемой ГР в общем плане намечаются следующие основные закономерности.

Первая: основная часть эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 4$) приурочена к зонам ГР. Такая закономерность отмечена почти всеми исследователями, занимающимися вопросами сейсмо-тектоники Армении [12, 14, 24, 26, 32, 36, 48, 50, 57, 61, 75, 87, 90]. Но уточненная и расширенная схема ГР позволяет более обоснованно и детально заниматься изысканием такой связи. Приуроченность эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ к зонам ГР хорошо видна на рис. 3.1.

Вторая закономерность указывает на то, что не все ГР характеризуются одинаковой сейсмичностью, одна часть ГР более сейсмоактивна, чем другая.

Относительно высокой сейсмичностью характеризуются Ереванский, Дигор-Степанаванский, Арарат-Севанский, Ерасх-Варденисский, Леникан-Ордубадский, Нахичеван-Кафанский ГР.

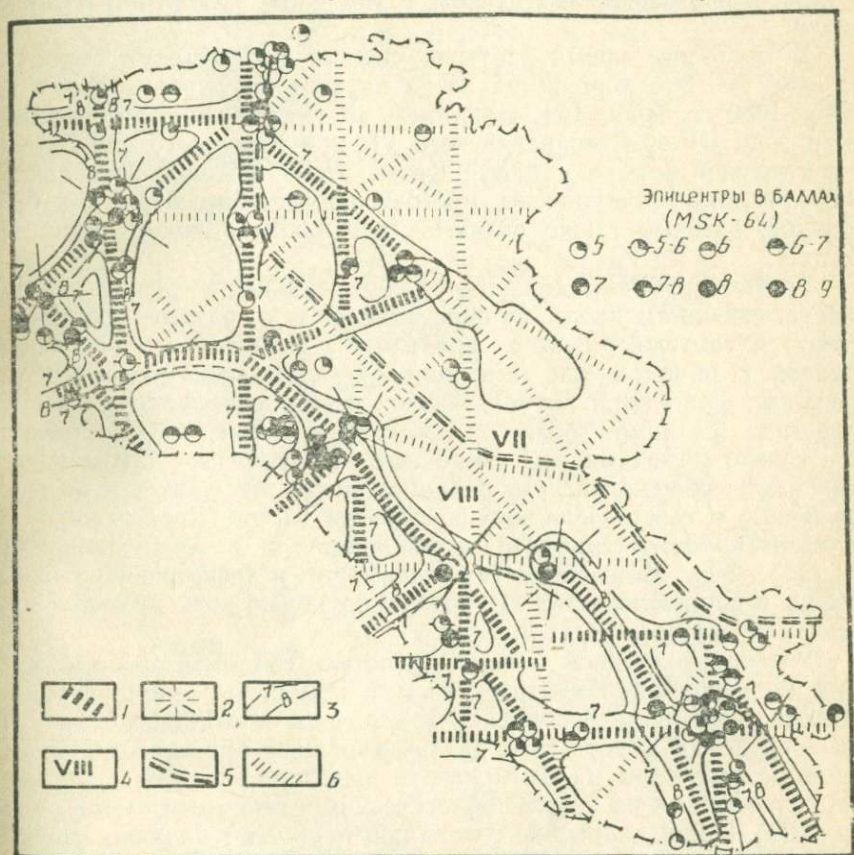


Рис. 3.1. Схема сейсмогенных зон территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР: 1 — сейсмоактивные разломы с возможным возникновением землетрясений 7-8 баллов; 2 — сеймотектонические узлы с возможным возникновением землетрясений 8-9 баллов; 3 — изолинии балльности, внутри которых возможны землетрясения указанного максимального балла; 4 — сейсмические зоны возможного сотрясения указанного балла; 5 — граница семибалльных и восьмибалльных сейсмических зон; 6 — глубинные разломы, выявленные комплексом геофизических методов

Сравнительно слабоактивными являются Алаверди-Арцва-шенский, Дебедский, Джульфа-Иджеванский, Ахурян-Джогазский и другие ГР. Из группы сейсмогенных ГР особенно высокоактивными являются Ереванский ГР и разломы антикавказского простиранья. Они представляют собой потенциально более сейсмоопасные ГР, вблизи которых расположены крупные населенные пункты и промышленные центры, в том числе гг. Ереван и Лени-накан.

В последнее время особенно сейсмически активны антикав-казские ГР. Это хорошо видно из карты эпицентров с $M \geq 4$ за 1900—1980 гг. (рис. 3.2). Например, за указанный период време-ни к зоне Дигор-Степанаванского ГР приурочены 10 эпицентров с магнитудой четыре и более. Кроме этого к зонам антикавказ-ских разломов приурочены многочисленные эпицентры слабых толчков, которые также являются признаком высокой сейсмич-ности.

Третья: наблюдается дифференцированность разломов по сейсмоактивности вдоль их простиранья, т. е. разные фрагменты одного и того же разлома проявляют активность в различной степени. В общем плане заметны следующие закономерности: юго-западные фрагменты антикавказских и западные фрагменты суб-широтных разломов более сейсмоактивны, чем, соответственно, их северо-восточные и восточные фрагменты; центральные фрагменты общекавказских разломов менее активны, чем их юго-восточные и северо-западные фрагменты (кроме Ереванского ГР, который является границей эвгеосинклинали и миогеосинклинали [75]) и др. Можно отметить также, что в дифференцированно-сти по сейсмоактивности ГР контролирующая роль принадлежит разломам другого направления.

Четвертой важной закономерностью сейсмоактивности тер-ритории республики является то, что наиболее сейсмоактивные участки территории республики приурочены к тектоническим «уз-лам»—районам пересечения разломов разных простиранья. Такие сейсмогенные узлы на Антикавказе выделялись и ранее другими исследователями на основе геологических и сейсмологических дан-ных [36]. Наши данные не только подтверждают наличие, уточня-ют местоположение ряда известных узловых зон, но и позволяют выделить некоторые новые сейсмогенные узлы. Узловые зоны вы-деляются как на рис. 3.1, так и на рис. 3.2, но чтобы одновре-менно была видна активность сейсмогенных узлов на современном этапе, они выделены на карте эпицентров с $M \geq 4$ за 1900—1980 гг., при этом широко использованы макросейсмические данные исто-рического прошлого.

На территории Армянской ССР и сопредельных ей районов выделяются следующие основные сейсмогенные узлы (рис. 3.2):

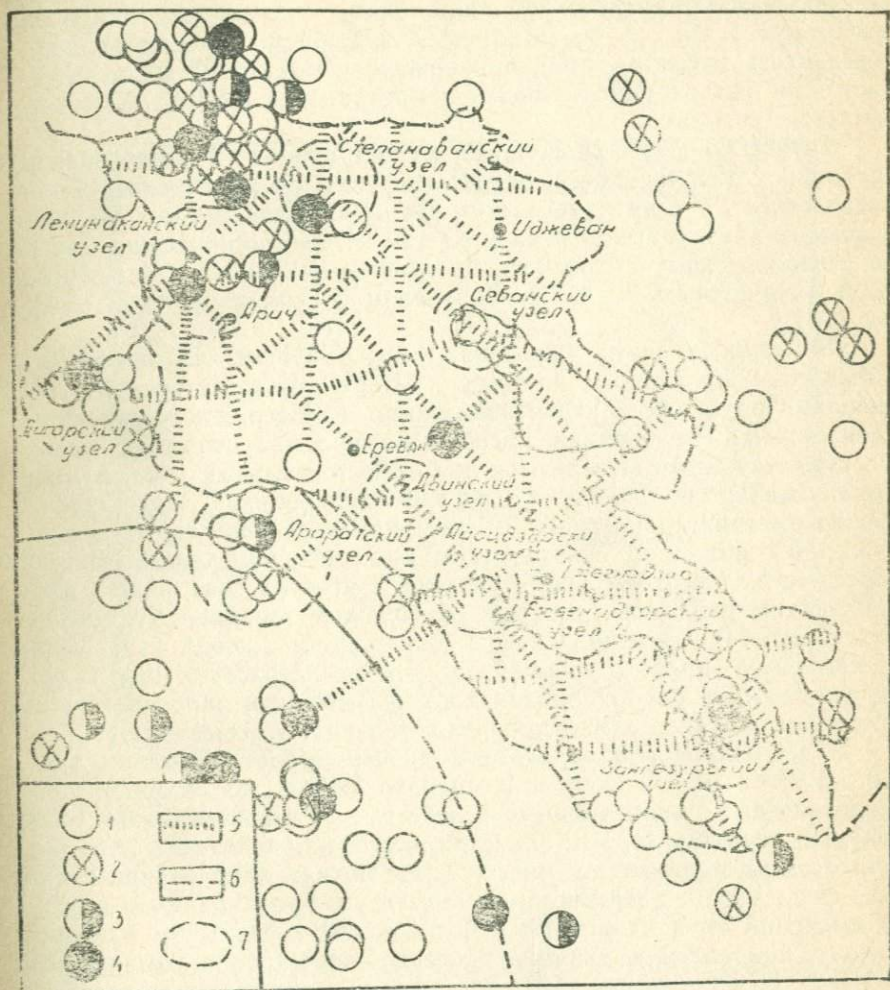


Рис. 3.2. Карта эпицентров с $M \geq 4$ за период 1900—1980 гг. и схема расположения глубинных разломов. Интенсивность землетрясений: 1— $4,0 \leq M < 4,5$; 2— $4,5 \leq M < 5,0$; 3— $5,0 \leq M < 5,5$; 4— $M \geq 5,5$; 5—ГР по геофизическим данным; 6—ГР по геологическим данным (по А. Т. Асланяну [12]); 7—сейсмогенные «узлы»

Севанский узел расположен на северо-западе оз. Севан и представляет собой район пересечения ГР двух направлений: Ширакско-Зангезурский, Севанский ГР—общекавказского и Арсени-Севанский ГР—субширотного простираения. По карте эпицентров за 1900—1980 гг. отмечается лишь один эпицентр с величиной магнитуды 4. По сейсмостатистическим данным, максимальная интенсивность землетрясений, приуроченных к узловой зоне, достигает семи баллов (Чибухлинское землетрясение 1853 г.). Узел выделяется впервые.

Дигорский узел расположен на территории Турции, вблизи границы СССР, и является районом пересечения Ереванского общекавказского ГР с антикавказским Дигор-Степанаванским ГР. Выделенный нами сейсмогенный узел как по местоположению, так и по тектоническому строению, отличается от узла, выделенного А. А. Габриеляном и С. А. Пирузяном в Октемберянском районе [36].

Зангезурский узел образован пересечением Нахичеван-Кафанского субширотного разлома с Ширакско-Зангезурским, Леникан-Ордубадским общекавказскими и Мегринским субмеридиональным ГР и проявляет особую активность в последнее время. По существу здесь выделяются два самостоятельных узла, но они расположены так близко, что их можно соединить. Зангезурская квазиизометрическая группа скопления эпицентров слабых землетрясений совпадает с Зангезурским тектоническим узлом. Многие исследователи сильные землетрясения Зангезура связывают с Дебаклинским разломом, который расположен западнее Хуступ-Гиратахского ГР и установлен по геологическим данным [10]. Пространственно эпицентр восьмибалльного землетрясения 1968 г. падает прямо в зону Дебаклинского разлома, что дало основание предполагать связь землетрясений с указанным разломом [92].

Е. И. Широковой определены динамические параметры очагов землетрясений 9 июня и 1 сентября 1968 г., по которым оба землетрясения произошли под действием горизонтальных сил [52]. По расчетам Н. К. Карапетян, вероятная плоскость разрыва указанных землетрясений имеет близширотное направление с падением плоскости разрыва на юго-запад и с преобладанием в очаге движений типа сдвига [92]. С возможным разрывом близширотного направления связывает очаги Зангезурских землетрясений и Д. Н. Рустанович [92]. Эти данные подтверждают наличие Нахичеван-Кафанского ГР и указывают на приуроченность гипоцентра землетрясений к этому разлому. С другой стороны, по гравиметрическим данным было доказано, что зона Ширакско-Зангезурского ГР здесь падает на юго-запад под углом 70° [79]. Если учесть, что глубина очага землетрясений 1968 г. составляет 15 км,

тогда будет ясно, что гипоцентр землетрясений 1968 г. расположен в зоне пересечения Ширакско-Зангезурского и Нахичеван-Кавказского ГР и лишь проекция гипоцентра (эпицентр) расположена в зоне Дебаклинского разлома. Интересно отметить, что изосейсты Зангезурских сильных землетрясений 1931 и 1968 гг. по конфигурации очень похожи друг на друга и имеют двухосную вытянутость в северо-западном и субширотном направлениях (рис. 3.3).

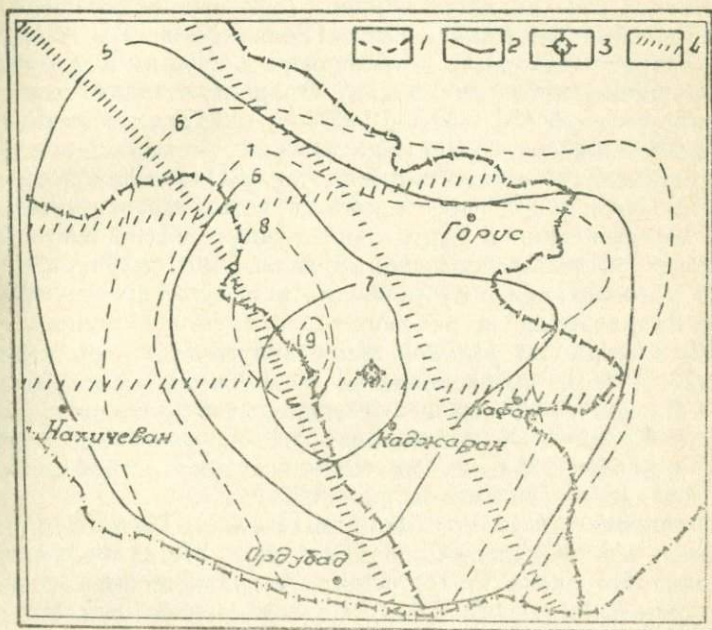


Рис. 3.3. Изосейсты Зангезурских землетрясений 9 июня 1968 г. (по А. Г. Назарову и др. [92]), 1931 г. (по Е. О. Цшохеру [123]) и схема глубинных разломов. Изосейсты: 1—1931 г.; 2—1968 г.; 3—эпицентр землетрясения 1968 г.; 4—ГР по геофизическим данным

Как в историческом прошлом, так и в нашем веке известны сильные землетрясения, приуроченные к узловой зоне. За 1900—1980 гг. в зоне Зангезурского сейсмогенного узла произошло 6 землетрясений с $M \geq 4$. По тектоническому строению узел принципиально отличается от одноименного узла, выделенного А. А. Габриеляном и С. А. Пирузяном.

Аратский узел—район пересечения Аратской зоны гл-

бинных разломов и флексур (по А. Т. Асланяну [12]) с Арарат-Севанским и Арарат-Спитак-Калининским ГР, расположен на территории Турции. Здесь за 1900—1980 гг. произошло 5 землетрясений с $M \geq 4$. Сильные землетрясения Арарата 739 и 1840 гг. также приурочены к узловой зоне. Пространственно Араратская квазизометрическая группа скопления эпицентров землетрясений совпадает с Араратским узлом. Узловая зона впервые была выделена А. А. Габриеляном и С. А. Пирузяном [36].

Двинский узел является районом пересечения разломов четырех направлений: общекавказского (Ереванский ГР), антикавказского (Арарат-Севанский), субширотного (Гарни-Варденисский) и субмеридионального (Дебедский). Эпицентры знаменитых Двинских землетрясений 851, 858, 861, 863 гг. приурочены к этому тектоническому элементу. Интересно отметить, что с X в. здесь сильные землетрясения не зарегистрированы [82]. О слабой сейсмической активности в последнее время свидетельствует также карта слабых землетрясений и карта эпицентров с $M \geq 4$ XX в. В тектоническом отношении выделенный нами узел отличается от известного в литературе [36] узла тем, что у нас пересекаются ГР четырех направлений, а не двух.

К *Ленинаканской узловой зоне* приурочены землетрясения 1924, 1926, 1928 гг. интенсивностью 5—9 баллов. Дигор-Степанаванская линейная зона сгущений эпицентров проходит через Ленинаканский узел. О Ленинаканском сейсмогенном узле говорится впервые в работе [36], но по тектоническому строению он несколько отличается от узла на рис. 3.2.

Степанаванский узел с Ленинаканским и Дигорским узлами расположен вдоль Дигор-Степанаванского ГР и образуется от пересечения Ширакско-Зангезурского, Арарат-Спитак-Калининского и Ахурян-Джогозского ГР. Разрушительные землетрясения, приуроченные к узловой зоне, отсутствуют. Три эпицентра с магнитудой 4—5 приурочены к узлу. Узел выделен нами впервые.

Айоцзорский узел образован от пересечения Ереванского, Маку-Варденисского, Арени-Джермукского и Джульфа-Иджеванского ГР. Здесь произошло восьмибалльное землетрясение в 906 г., после чего более или менее значительных толчков не зарегистрировано. По сейсмологическим данным XX в. также отсутствуют землетрясения с $M \geq 4$, хотя произошли слабые толчки.

Ехегнадзорский узел расположен на месте пересечения Ленинакан-Ордубадского и Арени-Джермукского разломов. По историческим данным в узловой зоне имеется лишь один эпицентр (восьмибалльное землетрясение 735 г.). Как в Двинском и Айоцзорском узлах, так и в Ехегнадзорском узле данные сильных землетрясений, после X в. отсутствуют.

Даже из такого краткого описания сейсмогенных узловых зон заметно, что они не характеризуются одинаковой сейсмической активностью. Относительно активными (как по силе, так и по частоте землетрясений), особенно в последнее время, являются Зангезурский, Ленинаканский, Араратский, Дигорский узлы, которые, на наш взгляд, должны служить объектами (полигонами) для проведения научно-исследовательских работ по проблеме прогноза землетрясений.

Важно изыскание связи между сейсмичностью и возрастом складчатых комплексов и структур. Как было отмечено в первой главе, наблюдается возрастание сейсмической активности территории Армении с северо-востока на юго-запад, или от области раннеальпийской складчатости к области позднеальпийской складчатости. А. А. Gabrielyan эту закономерность объясняет возрастом складчатости: молодые складчатые комплексы более сейсмоактивны, чем древние [35].

Но, так как основная часть сильных землетрясений приурочена к ГР, поэтому возрастание сейсмической активности в юго-западном направлении надо связывать и с разломами. Было установлено, что северо-восточные фрагменты антикавказских, западные фрагменты субширотных ГР менее сейсмичны, чем, соответственно, их юго-западные и восточные фрагменты, и ГР общекавказского простиранья, расположенные на северо-востоке территории республики, менее сейсмогенны (Алаверди-Арцвашенский, Севанский ГР), чем разломы юго-западной части (Ереванский, Ленинакан-Ордубадский ГР). Если возрастание сейсмоактивности антикавказских разломов с СВ на ЮЗ и субширотных на запад можно объяснить возрастом складчатых комплексов, как указывает А. А. Gabrielyan, то возрастание сейсмогенности общекавказских ГР к северо-западу надо объяснить возрастом альпийской активизации самих ГР, т. е. ранее активизированные ГР, которые расположены на северо-востоке территории республики, менее сейсмоактивны.

Таким образом, возрастание сейсмической активности с СВ на ЮЗ объясняется как возрастом складчатых комплексов, так и возрастом альпийской активизации ГР общекавказского простиранья, причем молодые тектонические комплексы и ГР более сейсмогенны, чем древние.

Выделенные в первой главе линейные зоны скопления эпицентров антикавказского простиранья приурочены к зонам ГР (исключение составляет Арарат-Севанская зона, где график регрессии не точно совпадает с ГР), а квазиизометрические группы, расположенные на территории Армянской ССР,—к тектоническим узлам. Не были рассмотрены лишь Ахалкалакская и Дашкесан-

ская квазиизометрические группы скопления эпицентров, расположенные за пределами территории Армянской ССР.

Ахалкалакская квазиизометрическая группа эпицентров. О происхождении землетрясений между исследователями нет единого мнения: одни связывают их с перекрещиванием тектонических зон разного возраста (Л. А. Варданыц), другие—с продолжающимся поднятием области (К. Н. Паффенгольц), третьи—с ГР (М. М. Рубинштейн, А. Д. Цхакая, Н. В. Кириллова) [26, 61, 87, 95, 122] и т. д.

На наш взгляд правы исследователи, полагающие наличие здесь сети разрывных нарушений под мощным покровом вулканических образований, с которыми связаны гипоцентры (в основном глубиной 0—10 км) землетрясений.

Часто Гегам-Сюникскую вулканическую зону соединяют с Ахалкалакской (исходя из возраста, типа и морфологии вулканизма), но следует отметить, что они резко отличаются друг от друга по сейсмичности. Частота и сила землетрясений Ахалкалакского нагорья намного превосходят частоту и силу землетрясений Гегамского и Сюникского нагорий.

Дашкесанская квазиизометрическая группа эпицентров. Количество сильных землетрясений мало, и естественно, что точное определение местоположения группы затруднено. По-видимому, она приурочена к району пересечения юго-восточного продолжения Алаверди-Арцвашенского и Севанского ГР. Здесь, в XX в., зарегистрировано одно 6—7 балльное землетрясение в 1954 г. [82].

31. СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ И ОЦЕНКА ИХ ВЕРОЯТНОЙ МАКСИМАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

Установленные выше закономерности позволяют выделить на территории республики сейсмогенные зоны—наиболее вероятные районы возникновения сильных землетрясений.

Приуроченность основной части сильных землетрясений к зонам глубинных разломов и узлам их пересечения дает нам основание включить в сейсмогенные зоны сейсмоактивные фрагменты ГР и сейсмотектонические узлы. По рис. 3.1 видно, что сейсмогенные зоны в основном расположены на западе, северо-западе и юго-востоке территории Армении, где, как отмечают исследователи, земная кора характеризуется исключительно контрастными новейшими и современными тектоническими движениями [35].

Попытаемся количественно оценить вероятную максимальную интенсивность выделенных зон. Для этого, на наш взгляд, предпочтителен т. н. способ изолиний одинаковой балльности. Но, чтобы провести изолинии, необходимо определенное количество

точных эпицентров за довольно большой промежуток времени, иными словами, надо иметь относительно надежные данные о землетрясениях за такой промежуток времени, в течение которого в любой сейсмогенной зоне (узел или фрагмент разлома) произошло минимум одно землетрясение максимальной (для данной зоны) интенсивности.

Несмотря на то, что каталог землетрясений Армении [82] является одним из наиболее полных, он для этих целей далеко не достаточен. Поэтому при проведении изолинии вероятной максимальной интенсивности учитывались еще следующие теоретические предпосылки: а) если фрагмент разлома характеризуется одинаковой гравитационной и магнитной характеристикой, а эпицентры максимальной силы (для данного фрагмента) известны только в отдельных его частях (кроме тектонических узлов), то весь фрагмент является сейсмоактивным данной интенсивности; б) каталог эпицентров охватывает промежуток времени 735—1975 гг., и если учесть максимальные периоды проявления достаточно представительных землетрясений (8 баллов) в отдельных районах [44], то можно предположить, что в данном фрагменте разлома или в сеймотектоническом узле произошло и зарегистрировано минимум одно землетрясение наибольшей силы.

Помимо указанных предположений использованы также отмеченные ранее пространственные закономерности сейсмоактивности крупных разломов.

Из схемы видно, что часть сейсмогенных зон характеризуется восьмибальной максимальной активностью. В некоторых наиболее активных сеймотектонических узлах (Ленинаканский, Зангезурский, Двинский, Дигорский) возможна генерация сильных толчков с интенсивностью до 8—9 баллов.

При выделении сейсмогенных зон с интенсивностью восемь баллов становится возможным определение области ожидаемого восьмибального сотрясения (зона восьмибальной сейсмичности).

Для этого считаем целесообразным расширить восьмибальные сейсмогенные зоны по радиусу, равному максимальному радиусу восьмибальных изосейст разрушительных землетрясений территории Армении (Ленинаканского, 1926; Зангезурского, 1931 и др.), т. е. определить те районы, где ожидается распространение сотрясений в 8 баллов из близких сейсмогенных зон. Такой подход к определению восьмибальной сейсмической зоны обоснован тем, что глубина очагов сильных землетрясений территории республики не превышает 15—20 км и, естественно, исключается возможность существования относительно большого радиуса восьмибального разрушения. Максимальный радиус восьмибальных

изосейст землетрясений составляет 25—30 км, и при расширении сейсмогенных зон на это расстояние на юго-востоке и северо-западе территории Армянской ССР происходит слияние восьмибалльных зон: западная, северо-западная и юго-восточная части территории республики попадают в восьмибалльную сейсмическую зону. Возникает необходимость определения лишь ее восточной и северо-восточной границы. При проведении границы учтена экранирующая способность зон дробления крупных разломов, где происходит поглощение сейсмических волн. Поэтому граница проведена в основном непосредственно восточнее и северо-восточнее зон глубинных разломов.

Если учесть, что в некоторых сейсмогенных узлах возможны землетрясения с интенсивностью 8—9 баллов, то название сейсмической зоны можно сформулировать более точно: зона 8, реже 8—9 баллов (рис. 3.1).

По причине отсутствия достаточных сейсмологических данных для северо-восточной части Армении (поскольку здесь происходили относительно слабые землетрясения, а о них исторические сведения не сохранились) вероятная интенсивность разлома не оценена. Но даже без этих оценок, исходя из сейсмостатистических данных и геотектоники района, можно сказать, что вероятное максимальное сотрясение здесь равно 7 баллам. Об этом свидетельствуют и исследования других авторов [38, 98].

3.2. ЗОНЫ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЗАТИШЬЯ

После выделения и оценки вероятной максимальной интенсивности сейсмогенных зон на территории Армянской ССР возникает необходимость изучения их современной активности, так как этот вопрос сейсмологии имеет определенное значение для долгосрочного прогноза землетрясений.

С этой точки зрения очень важно изучение сейсмического режима до сильного толчка. Наблюдаются две разные картины сейсмической (форшоковой) активности эпицентрального района будущего землетрясения до возникновения главного толчка. В одном случае микросейсмичность очень низка, а в другом случае наблюдается активизация микросейсмичности, в результате которой возрастает опасность сильного землетрясения. Указанный парадокс, по мнению японского сейсмолога К. Моги, можно разрешить, если учесть различные физические условия области подготовки землетрясений в земной коре [130]. По аналогу результатов экспериментов, по изучению трещинообразований в образцах горных пород под давлением, он предполагает, что если воздейст-

вию напряжений подвергается неоднородная кора, большого накопления деформации не получается и образуется множество мелких разрывов (слабых землетрясений). В этом случае развитие микросейсмичности может привести к умеренно сильному толчку, поэтому возникновение очень сильного землетрясения с магнитудой порядка 8 невозможно. А если воздействию подвергается относительно однородная кора, то даже при больших напряжениях образуется малое число разрывов и при дальнейшем увеличении давления наступает момент, когда внезапно происходит разрыв и образуется основной разлом. Во втором случае в области будущего землетрясения наблюдается сейсмическое затишье. Сейсмогенная область, где сейсмичность намного ниже, чем в окружающих ее районах, называется областью сейсмического затишья.

Так как сильные землетрясения в основном связаны с активностью ГР, поэтому в первую очередь надо говорить об однородности зон разломов, где происходит подготовка землетрясений. Естественно, чем больше контролирующая роль глубинного разлома в магматических, тектонических, метаморфических и седиментационных процессах, тем больше неоднородность и ширина его зоны.

Одним словом, будет ли перед сильным землетрясением наблюдаться активизация микросейсмичности или затишья, зависит от конкретных геологических условий.

Известно, что земная кора Армении имеет очень сложное, неоднородное строение. Особенно велика неоднородность в ее верхних частях, в том числе до глубин 20 км, где расположены очаги подавляющего большинства землетрясений. Исходя из сказанного, предполагается, во-первых, отсутствие очень сильных землетрясений, о чем свидетельствуют сейсмостатистические данные, и, во-вторых, наличие на территории республики явления увеличения активности микросейсмичности по мере приближения момента главного толчка. С другой стороны, на территории Армянской ССР выделяются ГР разного простирания, с разными геофизическими и геологическими характеристиками и, следовательно, с зонами разного геологического строения и однородности. Из глубинных разломов четырех господствующих направлений особую роль в формировании земной коры играли общекавказские разломы, которые на альпийском этапе геосинклинального развития контролировали образование фаций и формаций, магматизм, формирование основных тектонических комплексов и т. д. Поэтому в их зонах должны существовать большие неоднородности, а зоны должны иметь большую ширину, о чем, в частности, свидетельствуют результаты исследования земной коры сейсмологическими станциями «Земля» [50].

Из сказанного следует, что очень сильные землетрясения территории не должны быть связаны с активностью общекавказских ГР. И в действительности была установлена закономерность, что наиболее сейсмоактивные участки приурочены не к общекавказским разломам, а к тектоническим узлам и частично к антикавказским разломам.

По геологической характеристике и особенно по роли в проявлении магматизма общекавказские ГР отличаются друг от друга. Например, если контролирующая роль Ани-Ордубадского, Ширакско-Зангезурского, Алаверди-Арцвашенского ГР в проявлении магматизма выражена сильно, то роль Ереванского разлома в этом процессе выражена слабо, и наоборот, в процессе сейсмичности роль Ереванского ГР выражена более четко, чем остальных разломов.

Геологические и, особенно, геофизические данные свидетельствуют о том, что зоны антикавказских, субширотных и субмеридиональных ГР на глубине 10—15 км должны быть однородными по сравнению с общекавказскими разломами, а их ширина должна быть относительно мала. Если опираться на это предположение, то сейсмичность Армении, и особенно сильные землетрясения, должны быть связаны в основном с тектонической активностью этих разломов, а на Малом Кавказе должно наблюдаться явление сейсмического затишья.

Сейсмологические и сеймотектонические исследования показали, что наиболее хорошо изученные сильные землетрясения Армении—землетрясения Зангезура 1931 и 1968 гг. и Ленинаканское землетрясение 1926 г. не связаны с активностью общекавказских разломов, хотя расположены в районах их пересечения с разломами других простираний.

Изучение форшоковой активности сильных землетрясений Зангезура и г. Маку (Иран) 1968 г. показывает, что перед сильным толчком в течение не менее 5—6 лет в эпицентральной зоне будущих землетрясений была очень низкая активность. Имели место лишь редкие толчки с $K=10$ (рис. 3.4; 3.5). После чего в 1968 г. произошли 7—8-балльные землетрясения в г. Маку и Зангезуре (рис. 3.6). Это уже говорит о том, что на Армянском нагорье для долгосрочного прогноза землетрясений особое значение приобретает изучение зон сейсмического затишья.

Все эти примеры и суждения дают основание предположить важную роль антикавказских разломов Армении в проявлении сейсмичности, что требует более детальных и специальных сеймотектонических исследований.

Для выделения зон сейсмического затишья и современной

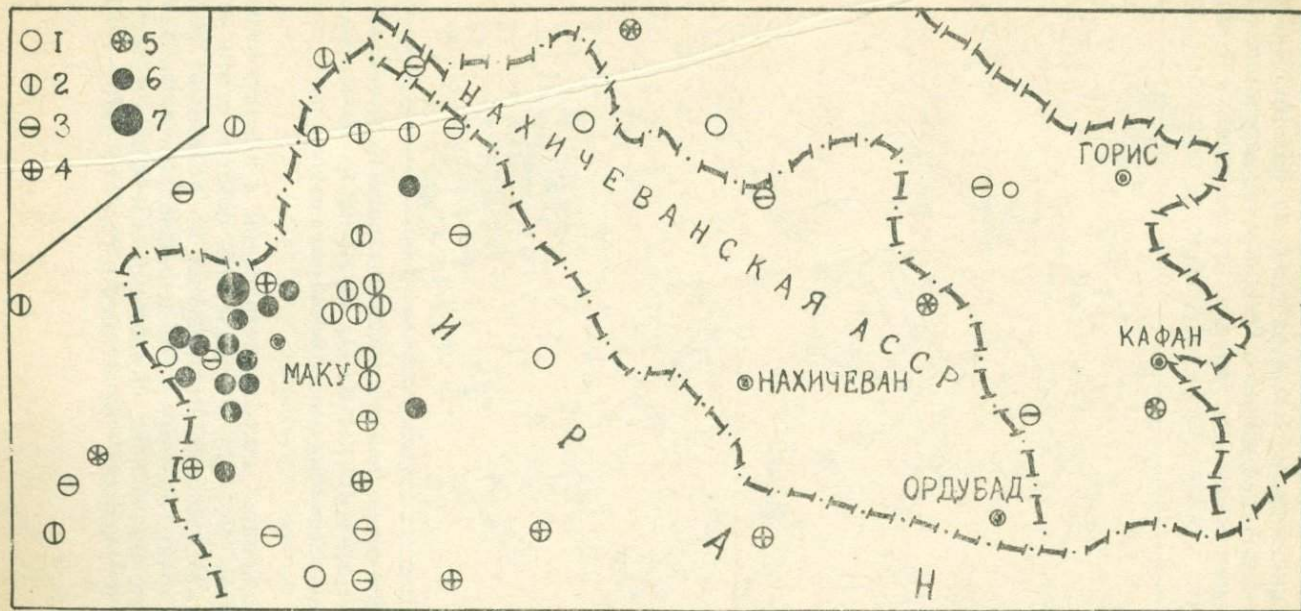


Рис. 3.4. Карта эпицентров землетрясений Нахичеванской АССР и сопредельных районов за январь 1965 г. по май 1968 г. Эпицентры за: 1—1965 г.; 2—I—VI.1966 г.; 3—VII—XII.1966 г.; 4—I—VI.1967 г.; 5—VII—XII.1967 г.; 6—I—V.1968 г.; 7—эпицентр сеишбального землетрясения района г. Маку 1968 г.

активности на территории Армянской ССР нами было составлено несколько карт эпицентров землетрясений за разные периоды. Очень важно использование данных по микросейсмичности (магнитуда землетрясений менее 3), так как исследования сейсмологов показывают, что в общем плане наблюдается большое сходст-

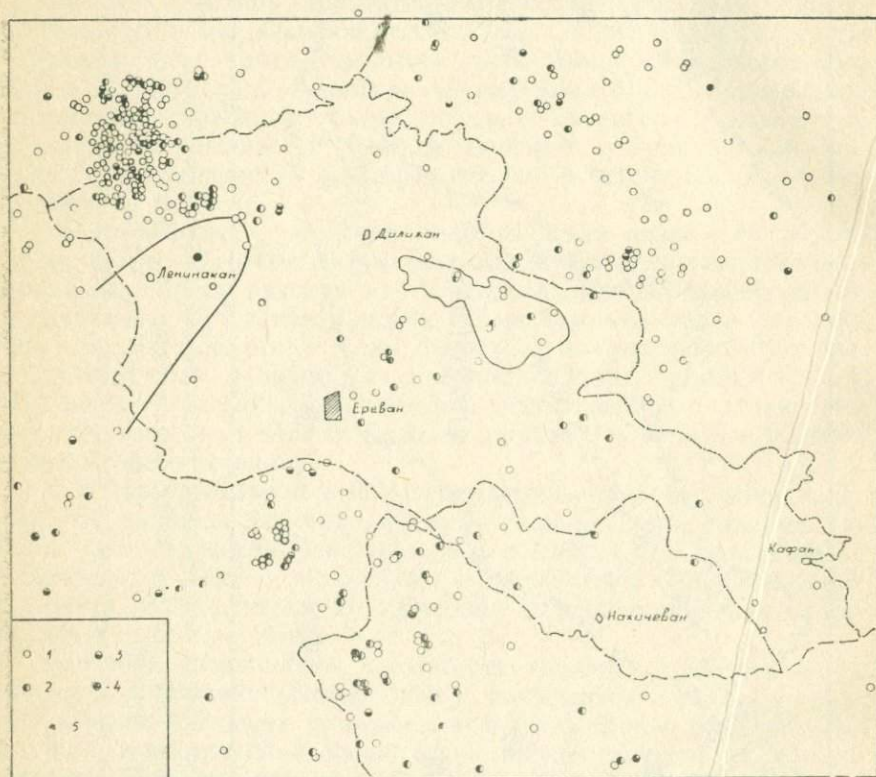


Рис. 3.5. Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 9$ за январь 1962 г. по май 1968 г. Эпицентры: 1 — $K=9$; 2 — $K=10$; 3 — $K=11$; 4 — $K=12$; 5 — $K=13$. На карте выделена Ширакская зона сейсмического затишья

во между расположением микроземлетрясений и землетрясений $M > 4$ в краткий срок [94]. Но, к сожалению, помехи, сеть и аппаратура сейсмических станций Антикавказа не позволяют регистрировать слабые точки, поэтому нами использованы лишь данные микросейсмичности, полученные станциями «Земля» на территории республики в течение 5—6 месяцев в год за 1970—1974 гг. (рис. 3.7).

На рис. 3.8 дается обобщенная схема сейсмичности на современном этапе как по микроземлетрясениям, так и по землетрясениям с $K \geq 9$. Заметно, что те зоны, которые характеризуются активностью землетрясений с $K \geq 9$, одновременно активны и по микроземлетрясениям. С другой стороны, в некоторых районах

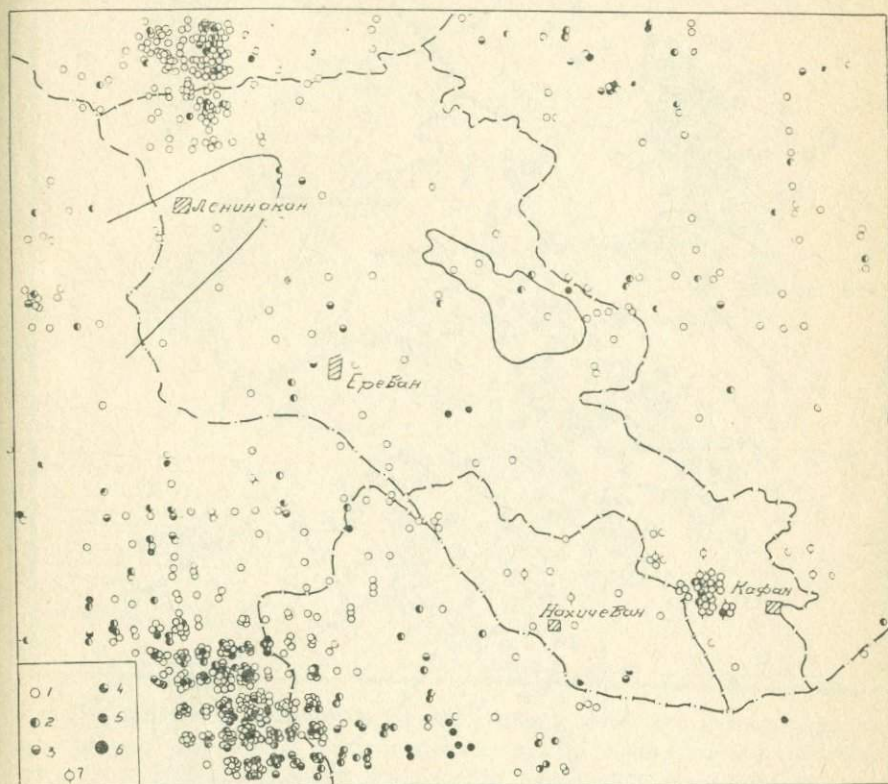


Рис. 3.6. Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 9$ за июнь 1968 г. по декабрь 1980 г. Эпицентры: 1— $K=9$; 2— $K=10$; 3— $K=11$; 4— $K=12$; 5— $K=13$; 6— $K=16,6$; 7—афтершоки Зангезурского землетрясения 1968 г. На карте выделена Ширакская зона сейсмического затишья

(по полосе г. Октемберян — г. Дилижан, на Сюникском и Варденисском вулканических нагорьях) наблюдается активность лишь по микроземлетрясениям. Если в пределах полосы микросейсмичности Октемберян — Дилижан по историческим данным известны сильные землетрясения, то в зонах микросейсмичности Сюникско-

то и Варденисского вулканических нагорий сильные землетрясения отсутствуют, поэтому данные сейсмоактивности этих районов вызывают интерес. Заметно также, что известные активные районы Антикавказа (Арагат-Севанская и Маку-Ерасхская полосы, Джа-

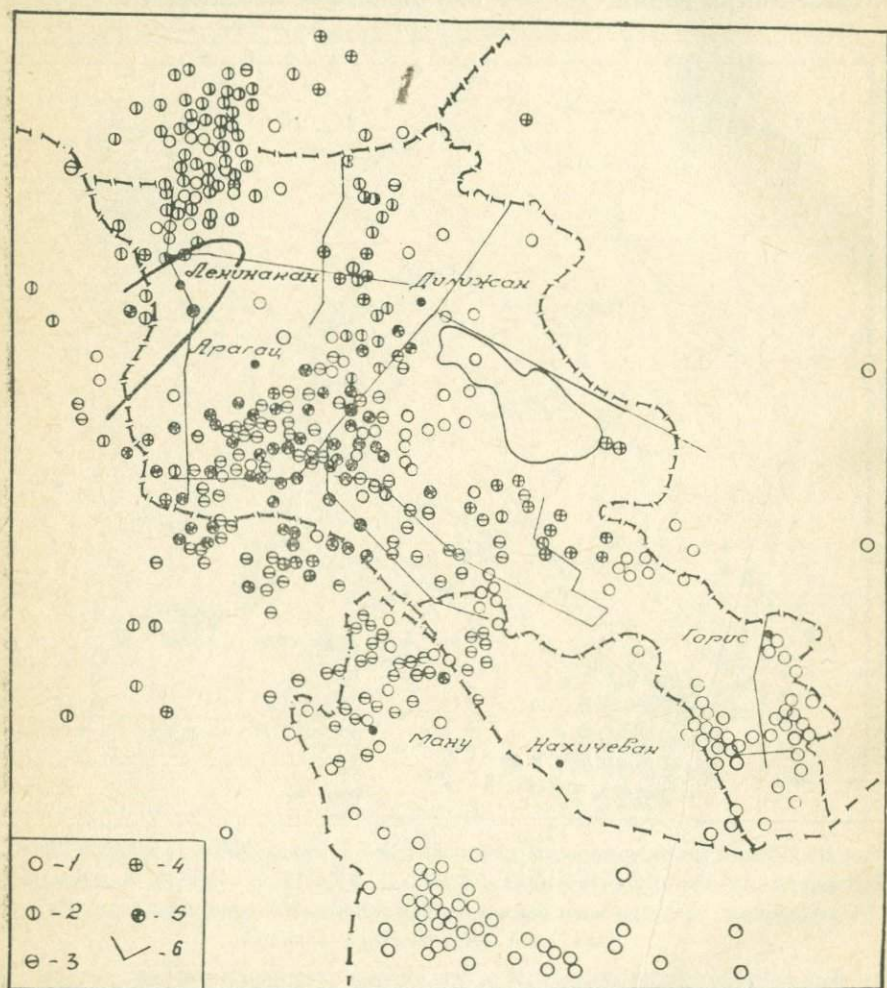


Рис. 3.7. Карта эпицентров микроземлетрясений ($M < 3$) по данным станции «Земля» за 1970—1974 гг. Эпицентры за: 1—1—IX.1970 г.; 2—VI—X.1971 г.; 3—VI—IX.1972 г.; 4—VI—X.1973 г.; 5—VI—X.1974 г.; 6—маршруты исследования. На карте выделена Ширакская зона сейсмического затихия

вахетская, Зангезурская и Дашкесанская изометрические группы сгущения эпицентров) проявляли активность и в 1962—1980 гг.

Имеющиеся достоверные сейсмические данные за 1962—1980 гг. позволяют заметить следующие изменения в сейсмической

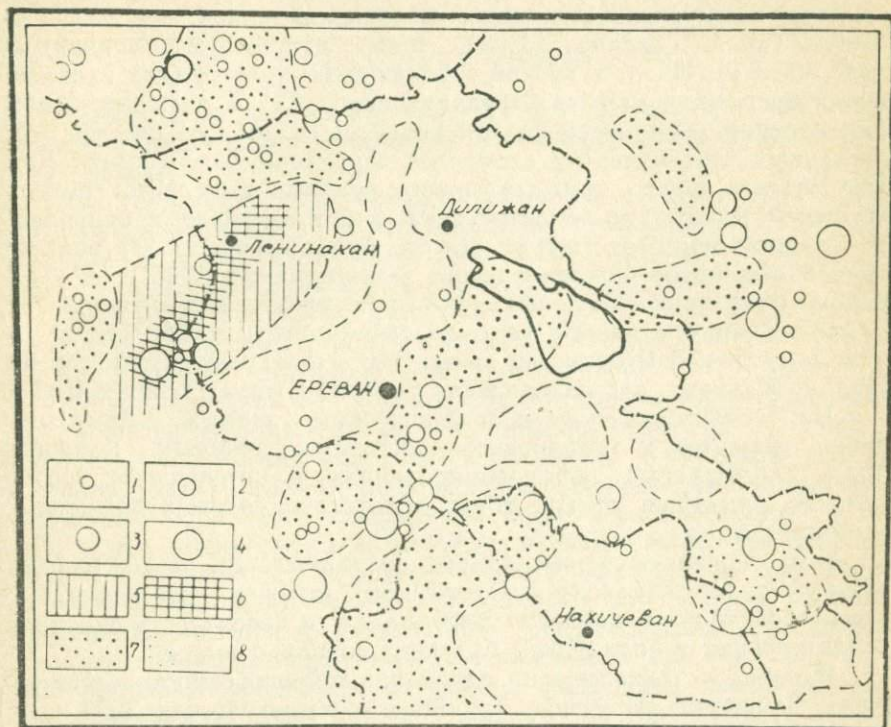


Рис. 3.8. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4,5$ за исторический период времени и схема зон современной сейсмической активности. Эпицентры землетрясений с магнитудой [82]: 1—4,5—5,0; 2—5,1—5,5; 3—5,6—6,0; 4—6,1—6,7; 5—зона сейсмического затишья; 6—наивероятный район возникновения сильного землетрясения в ближайшем будущем; 7—зоны активности по данным эпицентров землетрясений с $K \geq 9$ за 1962—1980 гг. и по микроземлетрясениям за 1970—1974 гг.; 8—зоны активности только по микроземлетрясениям

активности отдельных районов до и после июня 1968 г. (не считая изменения активности района Зангезурского землетрясения): резкая активизация западной части Анийского сеймотектонического узла; заметная активизация юго-западной части Джавахетской изометрической группы; повышение активности на востоке

территории Нахичеванской АССР; понижение активности северо-восточных частей Дигор-Степанаванской и Маку-Варденисской линейных зон сгущений эпицентров.

На всех построенных картах эпицентров по частоте и силе землетрясений резко отличается Ширакский район, где, как минимум, за последние 10 лет почти отсутствуют эпицентры (рис. 3.6; 3.8). Область низкой сейсмичности имеет форму эллипса, вытянутого вдоль Дигор-Степанаванского ГР в антикавказском направлении. Указанный разлом является одним из наиболее сейсмогенных тектонических элементов территории республики. Как уже сказано, вдоль зоны глубинного разлома выделяется полоса сгущений эпицентров землетрясений, а к зоне разлома приурочены сильные землетрясения гг. Дигор, Ани, Ленинакан. За последние 50 лет, после Ленинаканского землетрясения 1926 г., в этом районе умеренные и сильные землетрясения не зарегистрированы. В отличие от сказанного, высокая сейсмичность наблюдается вокруг выделенной Ширакской зоны. Самая большая активность на Малом Кавказе наблюдается на севере, на Джавахетском нагорье.

По неотектоническим и геодезическим данным, Ширакский район относится к тектонически активным районам Кавказа. Здесь наблюдаются дифференцированные и интенсивные вертикальные движения земной коры, вследствие которых возникают землетрясения.

Все эти перечисленные данные позволяют нам выделить Ширакский район как зону сейсмического затишья. По-видимому, здесь происходит накопление деформации, и вероятность сильного землетрясения в ближайшем будущем довольно высока.

В конце остановимся на одной важной особенности сейсмичности Зангезура. Изучение Токийского землетрясения 1923 г. и землетрясения в Сан-Франциско 1906 г. показывает, что их афтершоковая активность продолжается очень долго, по некоторым сведениям, до сих пор [94]. Совсем иная картина наблюдается после Зангезурского землетрясения 1968 г. Здесь афтершоковая активность быстро затухала (во всяком случае за 2—3 года), после чего в эпицентральной зоне до 1975 г. были зарегистрированы лишь 3 наиболее сильных толчка с $K=9$, а до 1980 г. произошли еще 5 слабых землетрясений с $K=9; 10$. Это говорит о том, что накопленные в земной коре напряжения быстро снимались. Если учесть, что перед сильным толчком было сейсмическое затишье, то получается, что процесс образования разрывов происходил за очень короткий период времени. Такой сейсмический процесс создает благоприятные условия для его прогнозирования с помощью геофизических методов, так как основное событие как будто изолировано от форшоков и афтершоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные по изучению ГР территории Армении комплексом геофизических методов, можно сделать следующие основные выводы.

На территории республики выделяются четыре господствующих направления ГР: общекавказское, субширотное, субмеридиональное и антикавказское (рис. 2.20), которые отличаются друг от друга по их роли в геологическом развитии земной коры, по проявлению в геофизических полях и др. Глубина большинства разломов, по данным станций «Земля», составляет не менее 45 — 55 км, а зоны имеют близвертикальное падение.

Общекавказские ГР по простиранию совпадают с основными тектоническими комплексами и активизируются на подэтапах главного геосинклинального этапа развития Армянской геосинклинали. Активизация ГР начинается на северо-востоке территории Армянской ССР в раннеальпийское время и распространяется на юго-запад, заканчиваясь в позднеальпийское время. Общекавказские ГР ограничивают геотектонические зоны и подзоны альпийского геосинклинального этапа, контролируют образование фаций и формаций, магматизм, эндогенную минерализацию, определяют металлогенические особенности металлогенических поясов и рудных районов. Хорошо проявляются в физических полях вследствие различия состава, степени складчатости, структурных особенностей и гипсометрии комплексов, слагающих разделенные ГР блоков земной коры, а также вследствие отличия физических свойств горных пород, выполняющих зону разлома, от свойств пород за пределами зоны. В аномальном магнитном поле они проявляются сменой знака и рисунка изодинам по разные стороны от разломов или только сменой рисунка локальных аномалий. Часто вдоль зон разломов наблюдаются узкие, выдержанные по простиранию зоны больших градиентов ΔT_a . Как правило ГР этого направления, ограничивающие геотектонические зоны, фиксируются в гравитационном поле в виде линейных аномалий типа ступеней, которые более четко проявляются на картах регионального поля. Разломы, ограничивающие тектонические подзоны, в гравитационном поле на различных участках проявляются по-разному: в виде коротких гравитационных ступеней, смены рисунка поля локальных аномалий и др. Общекавказские ГР на

современном этапе являются тектонически активными. Об этом свидетельствуют приуроченность эпицентров землетрясений и минеральных источников к зонам ГР, имеющиеся скудные данные повторной нивелировки и изучения анизотропии скоростей поперечных сейсмических волн, наличие локальных изменений магнитного и гравитационного полей во времени в зонах разломов, соответствие некоторых ГР узким зонам больших градиентов изостатических аномалий и др.

Субширотные ГР активизировались в начале орогенного этапа развития, некоторые из них ограничивают наложенные прогибы и играют важную роль в их образовании. В процессе неоген-четвертичного интенсивного вулканизма ряд разломов играл ограничивающую роль, определяя границы распространения вулканических подзон. Часть их отражается в гравитационном поле в виде выдержанных по простиранию линейных аномалий типа ступеней, соответствующих границам блоков земной коры с разной гипсометрией плотностных горизонтов и различным вещественным составом. В магнитном поле субширотные разломы проявляются различно: возможна смена знака аномалий магнитного поля по разные стороны от разлома; понижение интенсивности поля вдоль зоны разлома и т. д. Некоторые из них являются вертикальными границами отражения поверхностных сейсмических волн. Неотектонические, изостатические данные, а также сейсмичность разломов свидетельствуют о тектонической активности некоторых субширотных ГР в новейшее время.

Антикавказские (северо-восточные) ГР секут донеогеновые крупные структуры вкрест простирания. Они активизируются на орогенном этапе и являются наиболее сейсмогенными из ГР всех направлений. В физических полях они проявляются в замаскированном виде вследствие сильного влияния общекавказской зональности этих полей, поэтому их изучение более сложно. На фоне интенсивного магнитного поля, вдоль зон разломов, часто наблюдаются линейные нулевые или слабоинтенсивные аномалии, связанные раздроблением пород зоны сместителя. В гравитационном поле на различных участках антикавказские ГР проявляются по-разному: в виде коротких зон больших градиентов и смены рисунка поля локальных аномалий. Объединяющим признаком всех разломов этого направления является их высокая сейсмическая активность. К зонам разломов приурочены многочисленные эпицентры сильных (в том числе и разрушительных) и слабых землетрясений, поэтому их можно выделить по линейному расположению точных эпицентров.

Субмеридиональные ГР в разных районах Малого Кавказа играли разную роль в геологическом развитии земной коры. За-

метна их большая роль в магматических (особенно вулканических), тектонических процессах плиоцен—четвертичного времени.

Они более надежно выделяются геофизическими методами, в частности, по локальным особенностям гравитационного и магнитного полей. Вдоль зон субмеридиональных разломов наблюдается понижение интенсивности аномального магнитного поля. В гравитационном поле они проявляются в виде коротких зон больших градиентов и линий нарушения локальной структуры поля, которые нигде не секут интенсивные аномалии. На северо-западе территории республики субмеридиональные ГР являются высокосейсмичными.

Характерно упорядоченное расположение ГР территории Армянской ССР, а именно, разломы образуют две системы. Одна система представлена разломами антикавказского и общекавказского направлений, а другая—субмеридионального и широтного. Внутри каждой системы наблюдается выдержанность направлений разломов и их взаимная ортогональность. Расстояние между ГР каждой системы также выдержано и составляет 30—50 км.

Разломы каждой системы образуют блоки земной коры и, следовательно, выделяются две системы блоков.

Возраст заложения ГР не известен. Во всяком случае, мы склонны думать, что они заложены доальпийского времени, а существующие геологические данные указывают не возраст заложения разломов, а возраст их активизации.

По геофизическим данным, граница эв- и миогеосинклиналей проводится по Ереванскому ГР, а не по Ани-Ордубадскому.

Подтверждается известное мнение исследователей о том, что основная часть эпицентров сильных землетрясений приурочена к зонам ГР и узлам их пересечения. Впервые по геофизическим данным составлена схема сейсмогенных зон, дана их количественная оценка. В сейсмогенные зоны включены сейсмоактивные фрагменты ГР и сеймотектонические узлы. На территории республики другим принципом выделена граница восьмibalльной и семибалльной сейсмических зон.

В последнее время особенно сейсмически активны антикавказские ГР, а также Зангезурский, Араратский, Ленинанканский и Дигорский сейсмогенные узлы.

Построенная карта сейсмогенных зон и выявленные закономерности связи проявления землетрясений с ГР могут внести некоторые коррективы в схему сейсмического районирования Армении. В районах сейсмогенных ГР и узлов, которые являются наиболее вероятными местами возникновения сильных землетрясе-

ний, целесообразно создать геодинамические полигоны для прогноза землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агамирзоев Р. А.* К сейсмотектонике юго-восточной части Большого Кавказа.—В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. Наука, М., 1978.
2. *Ажгирей Г. Д.* Глубинные разломы Земли.—В кн.: Жизнь Земли, № 1, изд. МГУ, 1961.
3. *Акопян Ц. Г.* Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. ДАН АрмССР, т. 29, № 5, 1959.
4. *Акопян Ц. Г.* Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. X, Геофизика, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972.
5. *Акопян Ц. Г., Оганесян С. Р.* и др. Изучение годового хода составляющих геомагнитного поля в районе обсерватории «Гарни». Материалы IX конференции по геомагнетизму, ч. I, Баку, 1973.
6. *Акопян Ц. Г., Сирунян Т. А.* Магнитные свойства и палеомагнитная стабильность юрских и меловых пород Армении. Геоф. сб., вып. 66, Киев, 1975.
7. *Ализаде А. А., Цимельзон Н. О.* Глубинное строение Азербайджана. Геотектоника, № 3, 1966.
8. *Амурский Г. Н., Арест Ф. А.* и др. Критерии выделения зон глубинных разломов, их классификация и роль в современной структуре юга Туркменской плиты.—В сб.: XXIII сессия Международного геологического конгресса (доклады сов. геологов). Изд. АН СССР, 1968.
9. *Андреев Б. А.* Геофизические методы в региональной структурной геологии. Недра, М., 1960.
10. *Аракелян Р. А., Малхасян Э. Г.* и др. Геологический очерк Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1976.
11. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. Наука, М., 1975.
12. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
13. *Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А.* и др. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
14. *Баграмян А. Х., Назаретян С. Н.* Некоторые вопросы сейсмотектоники Армении. Сейсмологический бюллетень Кавказа. 1974 г. Мецниреба, 1976.
15. *Балавадзе Б. К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН ГССР, 1957.

16. Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. и др. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа, Геотектоника, № 8, 1967.
17. Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Митк, Ереван, 1967.
18. Бальян С. П. Морфологический анализ строения Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 18, № 3—4, 1965.
19. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. Недра, 1974.
20. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Недра, М., 1967.
21. Борисов А. А. Геофизическая характеристика глубинных разломов на территории СССР.— В кн.: Глубинное строение Урала, М., 1968.
22. Ботт М. Внутреннее строение Земли. Мир, М., 1974.
23. Бюллетень сейсмической сети Кавказа. Мецниереба, Тбилиси, 1958—1960 гг., 1971—1973 гг.
24. Бюс Е. Н. Сейсмические условия Закавказья. Ч. I, Тбилиси, 1948.
25. Бюс Е. Н. Сейсмические условия Закавказья. Ч. II, Тбилиси, 1949.
26. Варданянц Л. А. Землетрясения Кавказа и его глубинное строение. Изв. Всесоюзного геогр. о-ва, № 2, 1946.
27. Васильев Ю. Л., Дмитриев А. Н. Спектральный подход классификации объектов и явлений, охарактеризованных набором признаков. ДАН СССР, т. 206, № 6, 1972.
28. Ваццлов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования. Наука, 1973.
29. Волчанская Н. К., Джрбашян Р. Т. и др. Блоковое строение Северо-Западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. Советская геология, № 8, 1971.
30. Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1956.
31. Вуллард Дж. П. Землетрясения как индикатор тектонической активности Северной Америки.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Мир, М., 1972.
32. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
33. Габриелян А. А. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН АрмССР, № 4, 1961.
34. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1974.
35. Габриелян А. А., Адамян А. И. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Митк, Ереван, 1968.
36. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1972.

37. *Габриелян А. А., Пирузян С. А., Симомян Г. П.* Новая схема сейсмического районирования территории Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. LXIII, № 3, 1976.
38. *Габриелян А. А., Татевосян Л. К.* Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН АрмССР, т. 19, № 1—2, 1966.
39. *Гаджиев Р. М.* Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азерб. гос. изд., Баку, 1965.
40. *Гамкрелидзе П. Д.* Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии.—В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. Недра, М., 1964.
41. Геологический словарь (под ред. К. Н. Паффенгольца). Недра, М., 1973.
42. Геология Армянской ССР. Т. 6, Металлические полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, 1967.
43. Геология Армянской ССР. Т. 10. Геофизика. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1972.
44. Геология СССР. Т. XLIII. Армянская ССР. Недра, М., 1970.
45. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. Наука, М., 1975.
46. Глубинное строение Кавказа. Наука, М., 1966.
47. Глубинные разломы. Недра, М., 1964.
48. *Горшков Г. П.* Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. Тр. сейсмологического ин-та АН СССР, № 31, Л., 1933.
49. *Гоцадзе О. Д.* О динамической характеристике очагов Кавказских землетрясений. Изв. АН СССР, серия геоф., № 3, 1957.
50. *Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М.* Изучение глубинных разломов по материалам станций «Земля» на территории Армении.—Разведочная геофизика, вып. 72, Недра, М., 1976.
51. *Егоркина Г. В., Соколова И. А.* и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Сов. геология, № 6, 1973.
52. Землетрясения в СССР в 1962—1976 гг. Наука, М., 1964—1980.
53. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами (под ред. К. Ф. Тяпкина). Недра, М., 1972.
54. *Иоселиани М. С.* Тектоническое строение поверхности кристаллического фундамента и характеристика некоторых основных разломов на территории Грузии по геофизическим данным. Тр. Инст. геофиз. АН ГССР, т. 31, 1973.
55. *Карапетян К. И., Адамян А. А.* Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1973.
56. *Карапетян Н. К.* О сейсмичности Кавказа. Изв. АН СССР, геол. и геогр. сер., т. 13, № 1, 1960.
57. *Карапетян Н. К.* Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974.
58. *Караханян А. С.* Линиаменты и кольцевые структуры Малого Кавказа. Изд. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3, 1981.
59. Карта современных вертикальных движений земной коры восточной Европы (под ред. Ю. А. Мещерякова). М., 1973.

60. *Кашкай М. А., Тамразян Г. П.* Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинали юга СССР. Баку, 1956.
61. *Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е.* Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, 1960.
62. *Костров Б. В.* Механика очага тектонического землетрясения. Наука, М., 1975.
63. *Магакьян И. Г.* Основные черты металлогении Армении. Сов. геол., № 7, 1959.
64. *Магакьян И. Г.* и др. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР.—В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8, Наука, 1967.
65. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. Недра, 1965.
66. *Майсурадзе О. М.* О некоторых вопросах сейсмоструктуры антиклинария главного хребта Большого Кавказа. Тр. Инст. геофиз. АН ГССР, т. 31, 1973.
67. *Меликсетян Б. М.* и др. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения южной части Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, № 6, 1975 и № 1, 1976.
68. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1962.
69. *Милай Т. А., Сироткина Т. Н.* и др. Некоторые новые закономерности размещения медно-молибденовых месторождений в Зангезурском рудном районе.—В сб.: Методы разведочной геофизики, вып. 12. Недра, Л., 1971.
70. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника АрмССР и прилегающих районов Закавказья. Геология АрмССР, т. 1, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962.
71. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
72. *Минасян Дж. О.* О намагнитченности горных пород мезозойского возраста Армянской ССР. Материалы II и III конф. молодых геог. Украины. Киев, 1968.
73. *Мирджанян Р. Т.* Геотермическое районирование территории Армянской ССР, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 18, № 3—4, 1965.
74. *Назаретян С. Н.* Общие закономерности размещения глубинных разломов на территориях Армянской ССР и Нахичеванской АССР. ДАН АрмССР, т. LXVII, № 4, 1978.
75. *Назаретян С. Н.* Оценка сейсмичности сейсмоактивных глубинных разломов на территориях Армянской ССР и Нахичеванской АССР и по-

- пытка выделения восьмибалльной сейсмической зоны. ДАН АрмССР, т. LXVII, № 2, 1978.
76. Назаретян С. Н. Сейсмическая активность глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по геофизическим данным. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1979.
 77. Назаретян С. Н. Геофизическая характеристика антикавказских глубинных разломов территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIII, № 4, 1980.
 78. Назаретян С. Н., Казарян С. С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1976.
 79. Назаретян С. Н., Оганисян А. О. Тектоническое положение очагов некоторых землетрясений юго-восточной части Армянской ССР.—Молодой научный работник, ЕрГУ, № 2 (30), 1979.
 80. Никольский Ю. И., Милай Т. А., Сироткина Т. Н. Использование геофизических данных при изучении металлогении Армении.—Методы разведочной геофизики, вып. 12, Недра, Л., 1971.
 81. Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Т. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики.—Методы разведочной геофизики, вып. 12, Недра, Л., 1971.
 82. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. Наука, М., 1977.
 83. Оганисян Ш. С. О плотности горных пород Армении. Изв. АН АрмССР, серия геол., т. 9, № 3, 1958.
 84. Оганисян Ш. С., Назаретян С. Н. О связи между геофизическими полями и сейсмичностью на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XXXIII, № 6, 1980.
 85. Оганисян Ш. С., Сардарян А. С. Результаты исследований силы тяжести на Зангезурском геодинамическом полигоне в 1971—1972 гг. и их возможное геологическое истолкование.—Молодой научный работник, № 2 (18), Ереван, 1973.
 86. Оганисян Ш. С. Гравитационное поле, и его геологическое истолкование.—В кн.: Геология Армянской ССР. Т. X. Геофизика, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972.
 87. Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1946.
 88. Паффенгольц К. Н. Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. Тр. ИГН АН АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1963.
 89. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
 90. Пирузян С. А. Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Айастан, Ереван, 1969.

91. *Пирузян С. А., Бабаджанян А. Г.* и др. Блоковое строение территории Армянской АЭС и сопредельных районов в связи с сейсмическим районированием. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1978.
92. Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1973.
93. *Ренгартен В. П.* Тектоническое описание Закавказья.—В кн.: Геология СССР, т. 10, Госгеолтехиздат., М., 1941.
94. *Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений. Мир, М., 1979.
95. *Рубинштейн М. М.* Некоторые вопросы сейсмоструктоники Грузии. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинали юга СССР. Баку, 1956.
96. *Рустанович Д. Н.* Очаговая зона Зангезурских землетрясений 9 июня и 1 сентября 1968 г.—В сб.: Землетрясения в СССР в 1968 г. Наука, 1972.
97. *Саркисян О. А., Волчанская Н. К.* О блоковом строении территории Армянской ССР и прилежащих районов Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1973.
98. Сейсмическое районирование территории СССР (методические основы и региональное описание карты 1978 г.). Наука, М., 1980.
99. *Симонс Г., Рой Р. Ф.* Тепловой поток в Северной Америке.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Мир, М., 1972.
100. *Сироткина Т. Н.* Плотность горных пород Армении.—В сб.: Вопр. развед. геофизики, вып. 9, Гостоптехиздат., М., 1967.
101. *Сироткина Т. Н., Никольский Ю. И.* Способ последовательных геологических приближений при истолковании геофизических полей рудных районов (на примере Армении).—В сб.: Методы разведочной геофизики, вып. 12, Недра, Л., 1971.
102. *Сирунян Т. А.* Палеомагнетизм кайнозоя Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981.
103. *Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х.* Некоторые результаты исследования прямых и отраженных поверхностных волн, возникающих при Зангезурских землетрясениях. ДАН АрмССР, 1, № 3, 1970.
104. *Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.—Тр.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5, Изд. АН СССР, М., 1962.
105. *Смирнов Я. В.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. Геотектоника, вып. 6, 1968.
106. *Степанян В. А.* Землетрясения на Армянском нагорье и прилегающих районах. Айпетрат, Ереван, 1964 (на арм. яз.).
107. Строение земной коры на территории Грузии по геофизическим данным. Мецниереба, Тбилиси, 1966.
108. *Субботин С. И., Рахимова И. Ш.* Физические и геофизические проблемы теории тектонических движений. Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, вып. 4 (6), Киев, 1963.
109. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Наука, М., 1968.

110. *Суворов А. И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. Недра, М., 1973.
111. *Твалтвадзе Г. К.* Строение земной коры в Грузии по сейсмологическим данным и построение систем теоретических годографов. Изд. АН ГССР, 1960.
112. Тектоническая карта Кавказа (М: 1:1000000), Главный редактор Гамкрелидзе П. Д. Межведомственный тектонический комитет, Секция по тектонике Кавказа, М., 1974.
113. Тектоническая карта Грузинской ССР (М. 1:600000). Редактор Гамкрелидзе П. Д. АН ГССР, 1961.
114. *Тяпкин К. Ф.* и др. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. Геотектоника, № 2, 1966.
115. *Тяпкин К. Ф.* Графические методы интерпретации гравитационных аномалий. Недра, М., 1968.
116. *Федынский В. В.* Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Доклады сов. геологов на XXI сессии межд. геол. конг. Госгеолтехиздат, М., 1960.
117. *Фотиади Э. Э.* Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований.—В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Наука, Новосибирск, 1971.
118. *Хаин В. Е.* Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Советская геология, сб. 39, М., 1949.
119. *Хаин В. Е.* Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. ВУЗов. Геология и разведка, № 3, 1963.
120. *Хораи К., Уэда С.* Тепловой поток в вулканических областях.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Мир, М., 1972.
121. *Цимельзон И. О.* Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. Сов. геология, № 4, 1965.
122. *Цхакая А. Д., Папалашвили В. Г.* Сейсмические условия Кавказа. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1973.
123. *Цшохер Е. О., Быховская В. А.* Антисейсмическое строительство. М., 1934.
124. *Чебаненко Н. Н.* Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Тр. Института геол. наук АН УССР, серия геотектон., вып. 12, 1966.
125. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Наукова думка. Киев, 1972.
126. *Шапиро В. А., Иванов Н. А.* Высокоточная геомагнитная съемка на территории Средне-Уральского геодинамического полигона для поисков аномалий векового хода.—В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973.

127. *Шебалин Н. В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. Наука, М., 1974.
128. *Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б.* Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении. Тр. II Всесоюзного вулканологического совещания. Наука, М., 1966.
129. *Сихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. II, Изд. АН АзССР, 1966.
130. *Mogi K.*, Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo. 40, 125, 1962.
131. *Lee W. H. K., Uyeda S.* Review of heat flow data, in Terrastab Heat Flow, Geophes. Monograph 8, editet by W. H. K. Lee. Am. Geophes. Union, Washington, D. C. 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
<i>От редактора</i>	5
<i>Введение</i>	7
1. <i>Физические свойства горных пород и анализ особенностей геофизических полей и сейсмичности для выявления глубинных разломов</i>	14
1.1. Физические свойства горных пород	14
1.2. Анализ особенностей геофизических полей для выявления глубинных разломов	21
а. Гравитационное поле	21
б. Магнитное поле	27
в. Геотермическое поле	34
1.3. Сейсмичность	39
2. <i>Система глубинных разломов, их комплексная геофизическая характеристика и классификация</i>	52
2.1. Геофизические критерии выявления глубинных разломов	52
2.2. Краткая геофизическая и геологическая характеристика глубинных разломов	54
а. Общекавказские ГР	55
б. Антикавказские ГР	71
в. Субширотные ГР	79
г. Субмеридиональные ГР	87
2.3. Глубинные разломы и схема геотектонического районирования	94
2.4. Общие закономерности размещения глубинных разломов на территории Армянской ССР	103
2.5. О классификации глубинных разломов	107
3. <i>Некоторые данные о закономерностях связи землетрясений с глубинными разломами</i>	108
3.1. Сейсмогенные зоны и оценка их вероятной максимальной сейсмической интенсивности	116
3.2. Зоны современной сейсмической активности и затишья	118
<i>Заключение</i>	127
<i>Литература</i>	130

НАЗАРЕТЯН СЕРГЕЙ НОРАЙРОВИЧ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ТЕРРИТОРИИ
АРМЯНСКОЙ ССР
(ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Редактор издательства *А. Г. Аракелян*
Худ. редактор *Г. Н. Горцакалян*
Тех. редактор *Л. К. Арутюнян*
Корректор *Л. С. Азотян*

ИБ № 805

Сдано в набор 29.09. 1983 г. Подписано к печати 3.04 1984 г.
ВФ 00053. Формат 60×84^{1/16}. Бумага № 1. Шрифт «Литературный», высокая
печать. Печ. л. 9,75+1 вкл. Усл. печ. л. 9,06. Учетно-изд. л. 8,6.

Тираж 650. Зак. № 765. Изд. № 6028. Цена 1 р. 35 коп.

Издательство АН АрмССР. 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24 г.
Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин.

Ір. 35 коп.

4189