

СТРОЕНИЕ,
НАПРЯЖЕННО-
ДЕФОРМИРОВАННОЕ
СОСТОЯНИЕ И УСЛОВИЯ
СЕЙСМИЧНОСТИ
ЛИТОСФЕРЫ
МАЛОГО
КАВКАЗА



« Мецниереба »

1983

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

**СТРОЕНИЕ, НАПРЯЖЕННО-
ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ И
УСЛОВИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ
МАЛОГО КАВКАЗА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1983



4134

551.42 (с 41)
26.21 (24)
550.34 (234.92)
С 862

АВТОРСКИЙ КОЛЛЕКТИВ:

Д. И. Сихарулидзе, Н. П. Тутберидзе, А. Х. Багрян, П. О. Джиджейшвили, Б. Ц. Еремян, Н. А. Ниблидзе, Р. Л. Шавишвили, М. Э. Тамазашвили

В монографии приведены результаты исследований физики очагов землетрясений, горизонтального и вертикального неоднородного строения и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа и сопредельных территорий. На основе этих исследований составлены карты сейсмогенных разрывов и детального сейсмического районирования.

Книга представляет интерес для сейсмологов, инженеров-сейсмологов, геофизиков и геологов и специалистов, работающих в области наук о Земле.

ВВЕДЕНИЕ

Земля в своем внутрдинамическом состоянии представляет собой «живое» тело. По новой глобальной тектонике [49], благодаря происходящим в ней конвективным движениям мантийных веществ, на ее поверхности перемещаются литосферные плиты. В тех местах, где они расходятся, возникают глубокие разломы рифтовых зон, по которым горячие глубинные вещества поднимаются вверх. После их охлаждения и кристаллизации наращиваются новые участки литосферных плит. В тех местах, где литосферные плиты сближаются и надвигаются друг на друга, происходит их убывание, вследствие чего возникают глубоководные желобы, системы островных дуг и горные пояса. Раздвижение или сближение этих плит являются причиной изменения в этих местах напряженно-деформированного состояния среды и возникновения землетрясений, т. е. крупнейшие землетрясения не происходят хаотично, их очаги приурочены к границам соприкосновения литосферных плит. В зонах раздвижения плит возникают землетрясения с поверхностными очагами; а в зонах столкновения — помимо поверхностных и промежуточных землетрясений, и глубокофокусные. С таким перемещением плит связано образование субдукционных зон Бениоффа. На основе определения механизмов очагов землетрясений доказывалось, что рифтовые зоны являются зонами активного растяжения, а системы островных дуг, глубоководных желобов, складчатые окраины континентов и альпийский складчатый пояс — зонами сжатия.

Теория новой глобальной тектоники убедительно объясняет причины возникновения землетрясений и тем самым открывает новые возможности их прогнозирования. Однако создание эффективных методов прогнозирования землетрясений исключительно трудно в том отношении, что еще недостаточны знания о внутриземных процессах, порождающих землетрясения. Ввиду того, что проблема глобальная, на отдельных сейсмопрогностических полигонах — на локальных территориях — предсказание места, силы и времени возникновения разрушительных землетрясений на основе экспериментальных данных только внутри таких участков является нереальным. Выдающийся советский сейсмолог, член-корреспондент АН СССР Е. Ф. Саваренский указывал, что «для стимулирования и ускорения поисков пред-

вестников землетрясений необходимы коллективная работа и международное сотрудничество» [59].

Возникновение максимально возможных сильных землетрясений обусловлено размерами взаимодействующих литосферных плит. Например, сильнейшие землетрясения произошли на границах столкновения Тихоокеанской плиты с Американской, Назки — с Южно-Американской. Сравнительно менее сильные землетрясения происходят на границах соприкосновения меньших по размеру плит, к примеру, Аравийской — с Иранской и Турецкой. Взаимодействие Аравийской плиты с Иранской и Турецкой передается и на территорию Кавказа, что обуславливает здесь возникновение сильных землетрясений. Из-за того, что на Кавказе литосферная плита более раздроблена и не имеет непосредственного контакта с Аравийской плитой, возникающие здесь землетрясения менее сильные.

Основной целью наших исследований является изучение вертикального и горизонтального неоднородного строения, напряженно-деформированного состояния и условий сейсмичности литосферы Кавказа, акватории Черного и Каспийского морей, восточной части Малой Азии и Персидского нагорья, а также выявление воздействия Аравийской и Индийской плит на Евразийскую. Изучение всех этих вопросов только в таком глобальном аспекте может привести к решению проблемы прогноза места и времени сильных землетрясений на Кавказе.

Полученные в настоящей работе результаты являются частью намеченных исследований. Истолкование отдельных результатов, полученных в настоящей работе, проводилось с позиций теории тектоники плит. Нам кажется, что правильное заключение делает профессор О. Г. Сорохтин, когда говорит: «значение этой теории для геологии можно сравнить со значением квантовой механики для физики, молекулярной генетики для биологии и кибернетики для техники» [49].

1. СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

1.1. СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ

В настоящем параграфе изложены основные сведения о тектоническом строении и развитии Малого Кавказа с целью их сопоставления с результатами сейсмологических исследований. Вопросам тектонического строения и геологического развития Малого Кавказа посвящено большое количество фундаментальных исследований. Мы опирались в основном на работы [2, 6, 15, 17, 18, 39, 51, 72, 74].

Складчато-глыбовое сооружение Малого Кавказа расположено между Рионо-Куринской депрессией и бассейном среднего течения р. Аракс. В плане оно имеет дугообразную форму, выпуклый к северу изгиб, который находится в зоне Транскавказского поперечного перегиба.

Тектонические движения каледонского, герцинского и альпийского циклов обусловили дислоцированность пород, слагающих территорию Малого Кавказа и создали современные сложнопостроенные и раздробленные разрывами многоярусные структурные единицы.

На основании стратиграфических разрезов, возраста складчатости, типа пликативных структур, глубинного строения и других геологических признаков Малый Кавказ делится на три структурно-формационных комплекса: раннеальпийской, среднеальпийской и позднеальпийской складчатости.

К зоне проявления раннеальпийской складчатости относятся две неравные структурные единицы: Локско-Карабахская или Сомхито-Карабахская зона и Кафанский антиклинорий, разделенные Нижнеакеринским прогибом, возникшим в олигоцене-миоцене.

Локско-Карабахская зона состоит из ряда кулисообразно расположенных антиклинальных поднятий (Храмское, Локское, Алавердское, Шамхорское, Гектельское, Мровдагское, Агдамское, Карабахское, Лачинское и другие), сложенных в основном теригенно-вулканогенными образованиями лейаса и доггера. В синклинальных прогибах (Болнисский, Лалварский, Иджеванский, Дашкесанский, Акджакендский, Тоурагачайский, Степана-

жертский и др.), расположенных между указанными выше поднятиями, развиты отложения мальма, альба и верхнего мела.

Детальное рассмотрение современной структуры зоны показывает, что в ее строении особое значение имеют поперечные поднятия и прогибы, а также сбросо-сдвиговые нарушения, которые замаскированы меловыми и более молодыми образованиями. Эти сбросо-сдвиговые нарушения глубокого залегания, возникнув в северо-западных периклинальных замыканиях крупных юрских антиклинорий (Шамхорского, Мровдагского, Карабахского, Лачинского и Кафанского), пересекают зону и, по простиранию последней, ступенчато опускают одни блоки, приподнимая другие.

В западной своей части, где происходит вырождение геосинклинальных условий, описываемая зона как бы сливается с Артвино-Болнисской глыбой, которая в основном сложена мощными молодыми вулканогенными отложениями. На глыбе развита очень редкая сеть коротких и пологих складок, обусловленных неглубоким залеганием кристаллического субстрата. Наблюдаемая тектоническая структура позволяет расчленить ее на отдельные подзоны: Джавахетскую и Болнисскую. Последняя, со своей стороны, подразделяется на Храмский, Тетрицкаройско-Асуретский, Маднеульско-Поладаурский и Марнеульский блоки.

Область среднеальпийской складчатости состоит из двух зон: Аджаро-Триалетской на севере и Центрально-Армянской на юге, имеющих большое сходство в возрасте складчатости, типах формаций горных пород и характере пликативных структур.

Аджаро-Триалетская складчатая система представляет собой резко очерченную геотектоническую единицу Малого Кавказа, вытянутую в широтном направлении между юго-восточным побережьем Черного моря и долиной р. Иори. В современной структуре она представляет собой в общем антиклинорное сооружение, сложенное меловыми и палеогеновыми, в основном вулканогенными и флишевыми образованиями громадной мощности. Характер и степень дислоцированности этих отложений позволяют выделить в Аджаро-Триалетской складчатой системе три сегмента (И. П. Гамкрелидзе, 1976). Западный сегмент охватывает западную и центральную части Аджаро-Имеретинского (Месхетского) хребта, центральный — восточную часть Месхетского хребта и Триалетский хребет, а к восточному сегменту относятся восточное окончание Триалетского хребта и северо-восточная часть Нижнекартлийской долины. Складки расположены косо по отношению к системе, что позволяет подразделить ее на северную, центральную и южную зоны (П. Д. Гамкрелидзе, 1949). Несовпадение простирания складок с простиранием системы в целом можно объяснить как сдвиговыми перемещениями, так и существованием расположенных под некоторым углом первичных структур фундамента, создающих ту канву, в

которой затем приспособляются поверхностные структуры чехла.

Общий характер тектоники Аджаро-Триалетской складчатой системы определился тем фактором, что она расположена между двумя обломками Закавказского срединного массива — Грузинской глыбой на севере и Артвино-Болнисской — на юге. Встречное движение этих глыб вызвало двустороннее сжатие Аджаро-Триалетской складчатой системы, опрокидывание и движение масс как на север, так и на юг. Давление преобладало со стороны Артвино-Болнисской глыбы.

В свете новой глобальной тектоники Аджаро-Триалетская складчатая система представляет собой область вырождения Черноморско-Аджаро-Триалетской рифтовой зоны, зародившейся с начала альба. Ее образование связано с вторичным термальным диапиром, возникшим на поверхности поддвигающейся вдоль зоны Бениоффа литосферной плиты, как это предполагается для развития рифтовых зон окраинных морей, представляющих зоны локального растяжения на фоне общего сжатия. С позднего эоцена рифтогенез прекращается, и в ее восточной части — в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы — наступает режим сжатия, а с олигоцена начинается горообразование и инверсия рельефа. Со своей стороны, впадина Черного моря, в отличие от восточной части рифта, не испытала складчатости и поднятия. Ее современную структуру можно рассматривать как особую категорию устойчивых областей земной коры, именуемую отмершим рифтом (Адамия Ш. А. и др., 1974).

С севера от Грузинской глыбы Аджаро-Триалетская складчатая система ограничивается Северным Аджаро-Триалетским глубинным разломом, на существование которого указывает резкое различие тектонических структур в полосе соприкосновения складчатой системы с глыбой. На поверхности он выражен системой направленных на север взбросо-надвиговых нарушений.

Южная граница складчатой системы с Артвино-Болнисской глыбой является менее четкой, что вызвано перекрытием большей его части постпалеогеновыми лавовыми покровами. Однако на некоторых участках этот разлом все-таки улавливается, в частности, у с. Хертвиси и на Беденском хребте.

Наряду с этими двумя основными разломами, ограничивающими складчатую систему, следует отметить глубинные разломы, расположенные внутри системы. Это два разлома, ограничивающие т. н. срединно-блоковое поднятие, представляющее собой унаследованную отраженную в осадочном чехле, структуру фундамента.

Южным ограничением этого поднятия служит Аджарискальско-Тедзамский глубинный разлом, а северным — глубинный разлом, поверхностным отражением которого является Гори-Сахуларский надвиг.

С сейсмологической точки зрения большой интерес представляет собой Чохатаурский глубинный разлом, являющийся юго-западным ответвлением западной части Северного Аджаро-Триалетского глубинного разлома. Он разграничивает Гурийскую и Чакви-Саирмскую зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы.

На территории Армянской ССР выделяются две синклинорные подзоны — Севано-Ширакско-Кельбаджарская и Айодзор-Ордубадская. Они были образованы на месте сравнительно узкого и глубокого геосинклинального рифта, возникшего на стыке двух важнейших нижнеальпийских геотектонических зон Малого Кавказа — Сомхито-Кафанской геосинклинали и Армянской геоантиклинали. Указанные подзоны рассматриваются как шовные геосинклинали, чем определяются их многие структурно-фациальные особенности — мощность отложений, широкое развитие эффузивного и интрузивного вулканизма, эндогенная минерализация, складчатость линейного типа, метаморфизм отложений вдоль крупных разломов и др.

Наиболее существенную роль в строении зоны играет т. н. офиолитовый комплекс, являющийся частью Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. Непосредственным его западным продолжением являлась Анкара-Измирская офиолитовая зона, развитая на границе двух консолидированных глыб: Мизийско-Галатской на севере и Анатолийской на юге. За орогенный период альпийского цикла в результате крупнейшего правостороннего сдвигания вдоль Северо-Анатолийского разлома этот офиолитовый меланж был растащен при относительном перемещении Анатолийского и Восточно-Понтийского блоков.

Восточное продолжение Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны проходит по северному краю Талышской зоны, а затем в глубоководной впадине Южного Каспия, которая подобно рифту Черного моря, не испытала значительных деформаций, представляя собой жесткую глыбу литосферы, и продолжала прогибаться до четвертичного времени. Это восточное продолжение зоны несколько сдвинуто к северо-востоку вследствие левостороннего сдвига по Пальмиро-Апшеронскому разлому. Этот разлом проходит вдоль прямолинейного отрезка р. Аракс и в центральной части совпадает с Нижне-Араксинским (Аджакабул-Мардакянским) глубинным разломом.

В байосе по северному краю Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны зарождается наклоненная к северу зона Бениоффа, которая активно развивается, возможно, до четвертичного времени.

Вдоль офиолитового пояса структурными, седиментационными, магматическими и геофизическими признаками доказывается наличие глубинного разлома — Базумо-Севанского. Этот разлом на западе прослеживается через Ардаганское вулкани-

ческое плато в восточную часть Понтида и сочленяется с Северо-Анатолийским разломом.

Область верхнеальпийской складчатости охватывает Приараксинскую зону Малого Кавказа, являющуюся северным краем Анатолийско-Иранского межгорного прогиба. В строении этой зоны принимают участие олигоцен-миоценовые наложенные впадины и разделяющие их антиклинальные поднятия палеозойского основания.

Среди впадин наиболее крупной является Среднеараксинская, которая в тектоническом отношении не является единой структурой, а состоит из четырех прогибов: Нижнеахурянского (Октемберянского), Ереванского, Садаракского и Нахичеванского, разделенных поперечными поднятиями эпох палеозойского и герцинского субстрата. К числу последних относятся Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие, отделяющее Нижнеахурянский прогиб от Ереванского: Араратское поднятие, расположенное между Садаракским и Ереванским прогибами, и поднятие Волчьих ворот, отделяющее Садаракский прогиб от Нахичеванского.

Аналогичное строение имеет Севанская впадина, возникающая также в олигоцене-миоцене в южной части Севано-Ширакского синклинория. Большое фациальное сходство отложений, заполняющих эту впадину, с синхронными отложениями Ереванского бассейна, свидетельствует о том, что эти два бассейна в миоцене и плиоцене широко сообщались, и по существу Севанская впадина являлась северо-восточным заливом Ереванского миоценового бассейна.

Ереванский соленосный бассейн, со своей стороны, представляет собой крупный грабен-синклинорий северо-восточного простирания, заполненный образованиями верхнего мела, палеогена и неогена. Со всех сторон он ограничен разломами: Джрвежским с востока, Паракар-Енгиджинским с юга, Раздан-Араилер-Аштаракским (Аштарак-Севанским) с запада и Гегамским с северо-востока. Ряд субпараллельных разломов проходят во внутренней части грабена, придавая ему вид рифта.

К числу олигоцен-миоценовых наложенных впадин относятся также Акеринская впадина, расположенная на юго-востоке Малого Кавказа, и Ширакская, находящаяся в его юго-западной части.

Урцско-Айоцдзорский антиклинорий ограничивает с северо-востока Среднеараксинскую впадину. Сложен антиклинорий средне-верхнепалеозойскими отложениями, несогласно перекрытыми на крыльях верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Сходное с ним строение имеет Джульфинское антиклинальное поднятие, ограничивающее Нахичеванскую соленосную мульду с юго-востока.

Вышеприведенные данные показывают, что выделенные три разновозрастные структурно-формационные комплексы Малого Кавказа соответствуют его глубинному строению и вместе с тем отражают новейшие тектонические движения.

Обычно границами структурных комплексов служат глубинные разломы — продольные и поперечные, которые контролируют формации горных пород, сейсмическую активность и проявления магматизма в пределах ограниченных ими блоков.

К числу вышеуказанных основных разломов продольного направления следует добавить Анкаван-Сюникский и Ереванский глубинные разломы.

Анкаван-Сюникский (Зангезурский) разлом глубокого залегания протягивается почти параллельно Базумо-Севанскому разлому. В Сюнике глубинное и длительное развитие этого разлома доказывается всеми геологическими и геофизическими данными. Он служит границей Кафанского и Сюникского антиклинориев, отличающихся историей геотектонического развития. На поверхности этот разлом выражен двумя параллельными крупными нарушениями — Хуступ-Гирратахским и Таштунским (Дебаклинским). Первый представляет собой крутой надвиг с движением масс на восток-северо-восток и служит границей между Кафанским и Сюникским антиклинориями, а второй выражен в виде сброса, секущего Мегринский интрузивный массив. Приуроченность к ним эпицентров землетрясений и центров молодого вулканизма свидетельствует о том, что эта зона разлома продолжает жить до современной эпохи.

Отчетливо выражен описываемый разлом на Анкаванском рудном участке (Мармарикская зона разломов). Здесь он также служит границей двух различно построенных тектонических структур — Арзаканского антиклинория и Севано-Ширакского синклинория, контролируя магматизм и сейсмичность этого участка.

Предполагается, что Анкаван-Сюникский разлом очерчивает южную границу Сомхито-Кафанской юрской эвгеосинклинальной зоны.

Разрывные нарушения, относящиеся к категории глубинных, развиты в Араратской котловине. В виде двух параллельных разломов они ограничивают Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие.

На востоке эта зона разлома прослеживается по южному подножию Урцского и Айоцдзорского хребтов и очерчивает северную границу распространения миоценовых молассовых и соленосных свит Среднеараксинской депрессии; она фиксируется в виде флексуры в соленосной свите, оконтуривающей Нахичеванский прогиб с востока. Параллельно указанной флексуре проходит другое разрывное нарушение, вдоль которого расположены нижнеплиоценовые экстрозивные купола и субвулканы

Нахичеванской АССР. Что касается западного продолжения описываемого разлома, можно предполагать, что оно прослеживается по южному склону Арагаца вдоль Мараликского выступа.

Наряду с продольными разломами существенная роль в структуре и истории Малого Кавказа принадлежит поперечным разломам (Абул-Самсарский, Кечутский, Спитак-Арагатский, Гегамский, Ахурянский и др.), которые приурочены к зонам поперечных поднятий и прогибов. Эти разломы контролируют неогеновый и антропогеновый вулканизм, а также сейсмичность изучаемой области.

Из поперечных структур следует особенно выделить т. н. Транскавказское поперечное поднятие, прослеживающееся в субмеридиональном направлении от Скифской платформы на севере до Аравийской — на юге. Это поднятие принадлежит к бисекторным зонам и примерно совпадает с осью перегиба альпийских складчатых сооружений, дугообразно огибающих северо-восточный выступ Аравийской платформы. При более детальном структурно-фациальном и морфологическом анализе становится очевидным, что Транскавказское поперечное поднятие представляет собой гетерогенное тектоно-морфологическое образование, состоящее из блоков, испытавших неоднократные движения разных знаков, но в целом в позднеальпийском этапе, характеризующееся тенденцией к воздыманию.

Вопрос о границах полосы Транскавказского поперечного поднятия является дискуссионным. Некоторые исследователи даже считают, что здесь нет единой зоны воздымания, а существует несколько кулисообразно расположенных поднятий, разоб- щенных субширотными синклиналиными депрессиями.

1.2. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Вопросам изучения строения земной коры и верхней мантии и сейсмичности Малого Кавказа посвящено много работ.

Изучение строения земной коры и верхней мантии на территории Малого Кавказа осуществлялось сейсмологическим, в том числе и глубинным сейсмическим зондированием, а также гра- виметрическими, магнитометрическими и магнитотеллурическими методами. Сейсмические методы, основанные на исследовании наблюдаемых полей объемных и поверхностных сейсмических волн, среди других геофизических методов дают наиболее точные и достоверные данные, т. к. этими методами, в отличие от других, изучается не интегральный, а дифференциальный эффект среды. Поэтому более полные данные о строении земной коры и верхней мантии Малого Кавказа имеются по этим методам. Ниже приводятся полученные указанными методами результаты для рассматриваемой территории.

Сейсмологические исследования. Строение земной коры и верхней мантии на Малом Кавказе изучалось методами объемных и поверхностных сейсмических волн. Подробнее следует остановиться на результатах работ, полученных относительно недавно на основе более полного наблюдательного материала. В работе [33] изучено строение земной коры Армянского нагорья по объемным волнам, наблюдаемым при местных и далеких землетрясениях. Получено, что суммарная мощность осадочного и гранитного слоев равна $H_1=37$ км, а базальтового — $H_2=15$ км. Скорость распространения продольных и поперечных волн соответственно равна $a_1=5,78$ км/сек, $b_1=3,37$ км/сек; $a_2=6,5$ км/сек; $b_2=3,68$ км/сек; для подкорового субстрата $a_3=7,96$ км/сек, $b_3=4,53$ км/сек. Вдоль разных профилей строение земной коры Малого Кавказа изучено в работе [42]. В ней на основе интерпретации продольных и поперечных волн, наблюдаемых при около трехстах кавказских землетрясениях, эпицентры которых были расположены на соответствующих полосах профиля, построена сводная система встречных годографов для группы волн P, P* и S, S*. Из рассмотренных профилей на Малом Кавказе проходят два взаимоперпендикулярно пересекающихся профиля: Красная поляна — Абастумани — Ахалкалаки — Степанаван — Басаргечар — Горис и Душети — Тбилиси — Богдановка. На первом профиле мощность земной коры от Абастумани до Гориса увеличивается от 48 до 58 км. В земной коре выделены два основных слоя — гранитный и базальтовый. Мощность первого слоя $H_1=15$ км; в центральной части Джавахетского нагорья имеется воздымание этого слоя, $H_1=10-12$ км. Скорости продольных и поперечных волн в гранитном слое соответственно равны $a_1=5,6$ км/сек, $b_1=3,4$ км/сек; базальтового слоя — $a_2=6,4$ км/сек, $b_2=3,65$ км/сек; подкорового субстрата — $a_3=8,0$ км/сек.

При крупных промышленных взрывах в Боржомском ущелье вдоль шоссеной дороги Боржоми — Абастумани по зарегистрированным волнам определено строение земной коры в районе взрыва [67]. Мощность осадочного слоя равна $3,5-4,0$ км и характеризуется величинами распространения скоростей продольных и поперечных волн: $a_1=4,4$ км/сек, $b=2,6$ км/сек; мощность гранитного слоя $H_2=20$ км; $a_2=5,6$ км/сек, $b_2=3,2$ км/сек; базальтового слоя — $H_3=25$ км; $a_3=6,7$ км/сек, $b_3=4,0$ км/сек. По записям близких землетрясений изучено строение земной коры в районах Нор-Баязета, Ардагана и Степанавана [68—70]. В районе Нор-Баязета мощность осадочного комплекса получилась равной 6 км; гранитного слоя — 19 км; базальтового — 22 км. В Ардаганском районе мощность седиментного слоя равна 4,5 км; гранитного — 18,5 км; базальтового — 20 км. Для района Степанавана суммарная мощность осадочного и гранитного слоев равна 24 км; базальтового слоя — 23 км. В районе

эпицентра Аджаро-Гурийского землетрясения 1959 г. определена мощность слоев земной коры: $H=48$ км [71]. Суммарная мощность первого и второго слоев оказалась равной 28 км; третьего слоя — 20 км. По данным мингечаурского взрыва [57] в северо-восточной части Малого Кавказа (Дашкесаан, Кировабадский район) мощность земной коры составляет 48—50 км.

Методом глубинного сейсмического зондирования было изучено строение земной коры Кавказа на двух больших профилях [23, 75]. Первый профиль протяженностью в 300 км был пройден вкрест простирания Кавказа в центральной его части в направлении Степное—Бакуриани [75]. Этот профиль был отработан конторой «Спецгеофизика» совместно с Институтом геофизики АН ГССР. В районе Бакуриани по этим данным мощность земной коры оказалась 45 км. Второй профиль ГСЗ был продолжен от Черного моря до Каспийского вдоль осевой части Закавказского межгорного прогиба [23]. Мощность коры на этом профиле была опеределена в 40—49 км. Мощность осадочного слоя здесь меняется от 0 (под Дзирульским массивом) до 8 км (Черное море и в районе Кумиси) и достигает наибольшего значения (12—15 км) на участке Барда-Агджабеды. Поверхность консолидированной коры характеризуется граничной скоростью, изменяющейся вдоль профиля в промежутке 5,8—6,2 км/сек. Внутри коры выделяются две границы: первая — с граничной скоростью волн P , равной 6,7—7,0 км/сек, и вторая — с граничной скоростью 7,2—7,5 км/сек. Следует отметить, что вторая поверхность и поверхность Мохоровичича построены по отраженным волнам. Методом поверхностных волн и ГСЗ было выявлено отсутствие гранитного слоя под центральной частью Черного и Каспийского морей [4, 23, 52, 62].

В работах [4, 52, 73] приведены данные о строении земной коры Азербайджана, полученные методами ГСЗ; в районе Кировабада мощность коры меняется от 37 до 46 км. По геофизическим данным на профиле Ереван—Лагодехи—Кизляр мощность земной коры Малого Кавказа — 50 км; в районе Куринской депрессии — 40 км.

Строение земной коры Малого Кавказа подробно изучено по записям различных групп поверхностных сейсмических волн [62]. Мощность земной коры по этим волнам для упомянутой территории составляет $H=48$ км. Определена мощность седиментного слоя на различных участках трасс распространения поверхностных волн: центральная часть Джавахетского нагорья — Тбилиси — 4,5 км; центральная часть Джавахетского нагорья — Ереван — 5—6 км; Кировабад—Догубаязет — 6 км; Ереван—Тебриз — 5 км; Ереван—Кагизман — 5 км; Кировабад — Игдыр — 6 км; эпицентры зангезурских землетрясений — Ереван — 6 км. Мощность гранитного слоя равна 13 км; базальтового — 20 км. Между гранитным и базальтовым слоями обнаружен про-

межучный слой мощностью 10 км. Скорости распространения поперечных волн этих слоев, начиная от седиментного комплекса и до подкорового субстрата соответственно равны: 2,35; 3,21; 3,56; 3,86; 4,60 км/сек.

На основе исследования различных групп преломленных и отраженных поверхностных сейсмических волн изучена горизонтальная неоднородность строения земной коры и верхней мантии Малого Кавказа. Эти неоднородности представляют собой глубинные разломы. Среди них некоторые имеют глубину 70—90 км [62].

Строение земной коры в восточной части Малого Кавказа в течение 1967—1968 гг. изучено с помощью аппаратуры «Земля» [50]. Исследования проводились на основе анализа продольных волн, наблюдаемых от землетрясений, по следующим профилям: Октемберян—Ленинакан, Кармрашен—Карабахлар, Маркара—Пойлы, Анипемза—Кармрашен, Аракс—Октемберян, Арагац—Алаверды. На профиле Октемберян—Ленинакан поверхность фундамента находится на глубине около 2—5 км; на глубине порядка 9—10 км выделяется граница обмена, связанная с границей в гранитном слое. На глубине 15—16 км выделяется поверхность базальтового слоя. Поверхность Мохоровичича выделяется на глубине порядка 41—45 км. На профиле Кармрашен—Карабахлар мощность осадочного комплекса составляет от 1 до 6—6,5 км. Мощность гранитного слоя—15—22 км; базальтового—23—26 км. Мощность земной коры варьирует от 45 до 50 км. На профиле Маркара—Пойлы глубина залегания поверхности кристаллического фундамента составляет от 2 до 3,2 км. Гранитный слой имеет мощность 17—21 км; базальтовый—21—23 км. На профиле Анипемза—Кармрашен поверхность кристаллического фундамента находится на глубине 2,5—6,0 км. Мощность земной коры на этом профиле $H=44-46$ км. На профиле Аракс—Октемберян мощность земной коры составляет $H=40-43$ км. На профиле Арагац—Алаверды поверхность кристаллического основания прослеживается на глубинах 3,0—3,5 км. Мощность земной коры меняется—42—48 км.

Строение осадочного комплекса на территории Грузии подробно изучено в работе [29]. В ней на основе обобщения результатов сейсморазведочных исследований составлена схематическая карта поверхности кристаллического фундамента в масштабе 1:500 000. Помимо других, определение осадочного комплекса проводилось в центральной части Ахалкалакского нагорья от оз. Цунда близ с. Накалакеви до с. Карагбюр. Общая длина профиля, вдоль которого построен сейсмогеологический разрез, до поверхности кристаллического фундамента составляет 50 км. Из построенного разреза получается, что поверхность кристаллического фундамента характеризуется сложной тектоникой, и глубина его залегания меняется от 1,5 до 3,8 км.

Скорость продольных волн в осадочной толще меняется в пределах 3,6—4,0 км/сек.

Изучению сейсмичности и сейсмического режима Малого Кавказа посвящено много работ. В работе [25] изучены долговременные средние характеристики сейсмического режима; закон повторяемости землетрясений; сейсмическая активность; максимально возможные землетрясения; для некоторых участков Малого Кавказа определено вертикальное сеймотектоническое движение. Высокая сейсмичность Джавахетского нагорья и большие скорости сеймотектонических движений свидетельствуют о том, что здесь компенсационное движение имеет сравнительно быстрый характер.

Геофизические исследования. По гравиметрическим данным основание земной коры под Джавахетским нагорьем залегает на глубине 45—50 км [8]. По усредненным значениям аномалии Буге мощность земной коры на территории Армении, по данным работы [48], колеблется от 44 до 50 км, а мощность Талыш-Вандамской области составляет порядка 50 км.

На основе анализа геофизических данных на территории Армении получены следующие мощности земной коры [3]: в районе Октемберяна — 45 км, Тазагюха — 44 км, Степанавана — 50 км, Фонтана — 54 км, под горой Арагац — 58 км, Севкара — 46 км, Киврага — 46 км, Ехегнадзора — 48 км, Вардениса — 52 км, Кедабека — 42 км, Мегри — 48 км. Таким образом, на территории Армении мощность земной коры в среднем равна 50 км и варьирует от 44 до 55 км.

На основании имеющихся геофизических материалов изучено глубинное строение земной коры Азербайджана [16]. Согласно этим данным мощность земной коры в центральной части Малого Кавказа составляет 54—55 км, а в сторону р. Аракса и на северо-восточной окраине Малого Кавказа плавно уменьшается и достигает 42—45 км.

2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МАЛОГО КАВКАЗА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

2.1. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАЛОГО КАВКАЗА ПО ВОЛНАМ PL

В результате интерференции объемных волн формируются высокоскоростные просачивающиеся дисперсионные волны типа PL. При однослойной модели, когда скорости продольных волн слоя и полупространства удовлетворяют условию $a_1 < c < a_2$, для фазовой скорости C волн PL выполняется неравенство $b_2 < c < a_2$. Ввиду того, что скорость волн PL больше скорости волн S в нижней среде, надо полагать, что формирование этих волн должно произойти, в первую очередь, в результате интерференции

многократно отраженных за предельным углом волн Р и обменных волн [62, 66, 79, 81]. Нормальные поверхностные волны Релея и Лява полностью захвачены в волноводе слой — полупространство. В отличие от этих типов волн, PL волны частично захвачены в эту систему и рассеивают свою энергию в полупространстве в виде поперечных волн SV (просачивающаяся мода). Это происходит вследствие того, что волны PL, сформированные в волноводе, имеют фазовую скорость большую, чем поперечные волны в полупространстве. В зависимости от увеличения расстояния просачивание энергии в полупространство за счет поперечных волн уменьшается.

Волны PL являются волнами релеевского типа, с той разницей, что в формировании этих волн не участвуют поперечные волны, отраженные углом, больше критического. Они распространяются с более высокой скоростью, чем релеевские поверхностные волны и затухают быстрее в зависимости от расстояния. Ввиду того, что в процессе формирования волн PL в основном принимают участие продольные волны, они, в отличие от нормальных поверхностных волн, более чувствительны к скоростям сжатия, чем сдвига. Совместное использование дисперсии скоростей нормальных поверхностных волн и волн PL дает возможность более детально изучить строение коры и верхней мантии Земли.

Для интерпретации наблюдений дисперсии скоростей волн PL используются теоретические дисперсионные кривые, полученные приближенными методами Оливера-Майора и Су-Дормана [79, 81]. Теория просачивающейся моды объясняет дисперсию волн PL введением комплексных корней. Главным преимуществом метода Су-Дормана является то, что он дает дополнительную информацию о движении частиц и об относительных амплитудах прогнозируемых вступлений, как функций фазовой скорости и периода. Доказано, что решения с помощью этих методов согласуются с комплексными корнями, когда мнимые части корней очень малы. Отсюда вытекает, что помимо геометрического расхождения и поглощения, мнимая часть комплексных корней вызывает еще и затухание волн. Оливер и Майор указали путь приближенного нахождения дисперсионной кривой просачивающейся моды. Удобный метод вычисления теоретической дисперсии групповых и фазовых скоростей приведен в работах [62, 66]. Полученные по этому методу теоретические дисперсионные кривые используются нами при интерпретации наблюдаемой дисперсии скоростей.

Анализ наблюдений. Исследовались волны PL, наблюдаемые на различных эпицентральных расстояниях. С целью выяснения возможности нахождения эпицентров землетрясений по волнам PL обработаны записи землетрясений.

Азимут на эпицентр определяется как направление, совпадающее с направлением смещений в данной волне. Использовались четкие записи волн PL. Сопоставление определенных координат эпицентров землетрясений по объемным волнам и волнам PL дает в пределах погрешности одни и те же значения.

Волны PL, подобно волнам Релея, имеют вертикальное и горизонтальное смещения. Исследование характера движения частиц при прохождении данных волн показывает, что они поляризованы в вертикальной плоскости и имеют вертикальную и горизонтальную компоненты смещения вдоль распространения. Движение частиц в основном ретроградно-эллиптическое. Подобно нормальным волнам, наблюдаются разные группы волн PL. Минимальные расстояния, на которых могут наблюдаться волны PL, при глубине h источника колебаний определяется

$$\Delta = \frac{(2H - h)a_1}{\sqrt{a_2^2 - a_1^2}}.$$

4/34
Анализ записей групп волн PL, сформированных на различных эпицентральных расстояниях, показывает, что они являются волнами нормальной дисперсии и их групповые и фазовые скорости больше скоростей нормальных поверхностных волн соответствующих групп. Изучение зависимости для различных групп нормальных поверхностных волн показывает, что интенсивные колебания наблюдаются на тех участках записи, которым на дисперсионных кривых соответствуют экстремумы. Для различных групп нормальных поверхностных волн с наибольшими амплитудами на записях выявляется фаза Эйри. Для волн PL эта фаза не наблюдается. В работах [62, 66, 79, 81] указывается, что процесс формирования волн Релея и волн PL следует рассматривать как единое волновое явление, возникшее на основе интерференции волн P, SV, а также обменных волн. Устанавливаемая этими волнами интерференционная картина содержит колебания, принадлежащие волнам Релея и волнам PL. Теоретические дисперсионные кривые групповых скоростей волн PL, построенные для однослойной модели, не имеют минимума. Тем самым может быть объяснено отсутствие колебаний, соответствующих фазе Эйри на записях волн PL [62, 66, 79, 81].

Как правило, при всех зарегистрированных землетрясениях основная часть записи принадлежит нормальным поверхностным волнам. Волны PL не всегда отмечаются на сейсмограммах.

Анализ экспериментальных материалов показывает, что интенсивность появления волн PL обусловлена характером очага землетрясений и зависит от направленности излучения энергии. Это вытекает из того, что волны PL наблюдаются не на всех сейсмических станциях, расположенных вокруг эпицентров землетрясений. Самые интенсивные колебания в волнах наблюда-

ются при землетрясениях, когда в очагах имеется движение типа сброса или взброса. Вероятно, это происходит потому, что при таких типах очагов более интенсивно излучаются волны P и SV. Формирование этих волн, кроме характера очага землетрясения, обусловлено особенностями строения среды, и они быстро затухают с возрастанием расстояния. Поэтому наблюдательный материал по этой волне гораздо меньше, чем материалы по нормальным поверхностным волнам. Следует отметить, что помимо других условий, при формировании волн PL особую роль играет также глубина очага землетрясений. Использованы нами для исследования записи основного тона волн PL получены при поверхностных очагах землетрясений [66]. Все гипоцентры землетрясений имеют глубину $h < 25$ км. В земной коре четко сформированные обертоны наблюдаются при более глубоких очагах $h > 30$ км.

На основе анализа экспериментальных материалов выявлены следующие свойства волн PL:

1. Волны PL наблюдаются между вступлениями головных волн P и S. На близких эпицентральных расстояниях их запись может продолжаться до вступления волн Релея. Разность времен пробега первого длиннопериодного колебания волн PL и P зависит от эпицентрального расстояния. В частности, с возрастанием эпицентрального расстояния увеличивается разность времен пробега этих фаз.

2. Сформированные в слоистых средах волны PL обусловлены особенностями очагов землетрясений. Четко сформированные волны PL наблюдаются при таких типах очагов землетрясений, когда имеется сброс и взброс. На различных азимутах с эпицентра волн PL наблюдаются с разными интенсивностями.

3. На всех исследуемых записях волн PL не наблюдается фаза Эйри. Интенсивно вступают начальные колебания волн PL.

4. Траектория движения частиц в волнах PL, подобно волнам Релея, представляет собой ретроградные эллипсы.

5. Наблюдаются различные группы волн PL основных тонов и обертонов, сформированных в различных слоях земной коры и в целом в коре и верхней мантии. Дисперсия в этих группах волн нормальная.

6. С увеличением эпицентрального расстояния в волнах PL наблюдается более быстрое убывание амплитуд по сравнению с нормальными поверхностными волнами.

7. По амплитудам волн PL можно определить достаточно точно эпицентр землетрясения, если на пути распространения волн не имеется горизонтально-неоднородное строение.

8. Интенсивные колебания основного тона волн PL наблюдаются при поверхностных очагах землетрясений; с увеличением

глубины очага их интенсивность уменьшается, а обертонов — возрастает.

Групповые и фазовые скорости различных групп волн. Большинство сейсмических станций Кавказа оснащены длинно-периодными сейсмографами, позволяющими регистрировать различные группы волн PL, сформированных в различных слоях земной коры и в целом в земной коре. Для исследования использованы материалы сейсмических станций, расположенных на территории Малого Кавказа: «Ереван», «Ленинакан», «Тбилиси», «Степанаван», «Горис», «Кировабад», «Нахичевань», «Бакуриани».

Были отобраны качественные материалы этих станций, полученные в 1952—1977 гг. На используемых сейсмограммах выявлены группы волн PL, характеризующихся различными особенностями дисперсии скоростей. Результаты исследования по отдельным группам волн PL приводятся ниже. Определение групповых скоростей осуществлялось по формуле:

$$U(T_1) = \frac{\Delta}{t_1 - t_0},$$

где t_1 — время прихода колебания, t_0 — время в очаге. Когда станции относительно эпицентра находятся в створе, фазовые скорости для данного периода определяются отношением разности эпицентральных расстояний к разности времен вступления одинаковых фаз на сейсмических станциях:

$$c = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1}.$$

Фазовые скорости внутри треугольников, в вершинах которых расположены сейсмические станции, определяются следующим образом: обозначим время появления волнового фронта на станциях 1, 2 и 3 соответственно через t_1 , t_2 и t_3 . Время пробега волн от 1 к 2 и от 1 к 3 — через t_{12} и t_{13} . При таких условиях фазовая скорость

$$c = \frac{\sin\beta}{\sqrt{\left(\frac{t_{12}}{d_{12}}\right)^2 + \left(\frac{t_{13}}{d_{13}}\right)^2 - 2\left(\frac{t_{12}}{d_{12}}\right)\left(\frac{t_{13}}{d_{13}}\right)\cos\beta}},$$

где d_{12} и d_{13} — расстояния между сейсмическими станциями 1 и 2, 1 и 3, β — угол между отрезками d_{12} и d_{13} [62].

При определении дисперсии скоростей принимались во внимание поправки, вызванные фазовым сдвигом инструмента. Ошибки при определении скоростей могут иметь систематический характер при: 1) вычислении фазовых характеристик при-

боров; 2) неточном определении времени вступления вершин и впадин соответствующих колебаний; 3) определении поправки времени и др. [7, 62]. Эти ошибки могут быть незначительными, если имеются четкие записи волн PL на однотипных идентифицированных приборах.

1. Волны PL, сформированные в осадочном комплексе. Определены групповые скорости вдоль некоторых профилей распространения группы волн PL, сформированных в осадочном комплексе Малого Кавказа. При Джавахетских землетрясениях на сейсмических станциях «Ереван», «Тбилиси» волны PL появляются сразу после вступления волн P или с опозданием на 1—3 сек. Периоды волн PL для этой эпицентральной зоны землетрясений на станции «Тбилиси» $T=3, 5-10$ сек; групповые скорости $U=2,8-4,7$ км/сек. Соответственно на сейсмостанции «Ереван» $T=4-11$ сек; $U=2,7-4,8$ км/сек (рис. 2.1). На рис. 2.1 дается сопоставление экспериментальных данных дисперсии с теоретическими для трассы эпицентральной зона Джавахетского нагорья — сейсмические станции «Тбилиси» и «Ереван». Наблюдена дисперсия волн L_Q для этих же трасс [62]. Мощность седиментного комплекса, определенная по обоим типам волн, L_Q и PL, одна и та же.

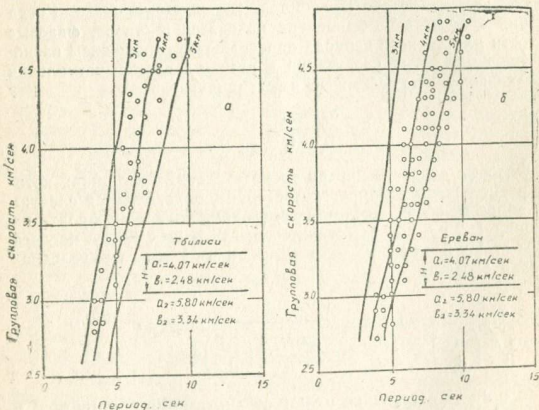


Рис. 2.1- Групповые скорости волн PL, сформированных в осадочном комплексе: а) Джавахетское нагорье — «Тбилиси»; б) Джавахетское нагорье — «Ереван»

Определены групповые скорости волн PL на трассе близлежащие эпицентры землетрясений Турции и Ирана — сейсмиче-

ские станции «Ереван», «Нахичевань», «Горис», «Кировабад» с эпицентрными расстояниями $\Delta < 300$ км. На сейсмограммах этих землетрясений наблюдаемые значения периодов в волнах PL меняются в пределах 4–12 сек. Соответствующие групповые скорости 2,6–4,8 км/сек. Наблюденная дисперсия групповых скоростей на упомянутых сейсмических станциях в пределах погрешности одна и та же, поэтому ее значения нанесены вместе на рис. 2.2. Исследована дисперсия групповых скоростей по нормальным поверхностным волнам [62]. Результаты определения мощностей осадочного комплекса, полученные по волнам PL и L_0 на рассмотренных трассах в пределах точности совпадают.

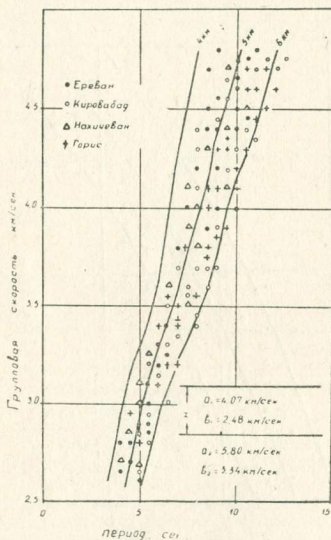


Рис. 2.2. Групповые скорости волн PL, сформированных в осадочном комплексе. Турция, Иран ($\Delta < 200$ км) — сейсмостанции «Ереван», «Кировабад», «Нахичевань» и «Горис»

2. Волны PL, сформированные в верхних слоях земной коры. Эта группа волн PL сформирована на сравнительно больших

эпицентральных расстояниях, чем I группа волн, $\Delta=300-1000$ км. Группа волн наблюдается при землетрясениях Кавказа, Ирана и Малой Азии и своими дисперсионными свойствами отличается от остальных групп волн; наблюдаемый диапазон периодов в этом случае шире, чем в I группе, $T=10-24$ сек. Соответствующие групповые скорости меняются — $U=3,0-5,0$ км/сек. Значения групповых скоростей, определенные по отдельным трассам до сейсмических станций «Ереван», «Горис», «Нахичевань», «Кировабад», «Ленинакан» не меняются в больших пределах. Сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической дается на рис. 2.3. Хорошее сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической получается при $H_2=17 \pm \pm 3$ км.

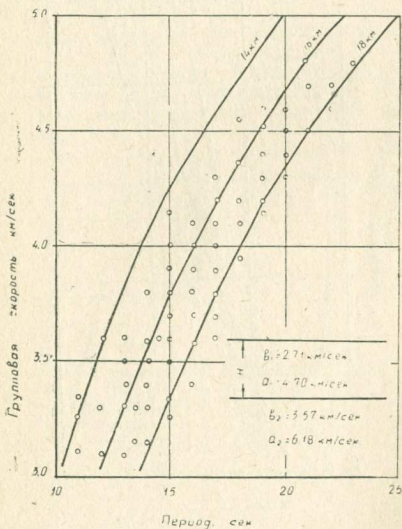


Рис. 2-3 Групповые скорости волн PL, сформированных в верхних слоях земной коры (осадочном и гранитном)

По этой группе волн определены фазовые скорости внутри треугольника расположения сейсмических станций «Кировабад», «Ереван», «Горис». Сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической приводится на рис. 2.4. Полученные данные об общей мощности в верхних слоях земной коры (осадочного комплекса и гранитного слоя) в этом районе согласуются с данными, полученными по волнам L_Q и L_R .

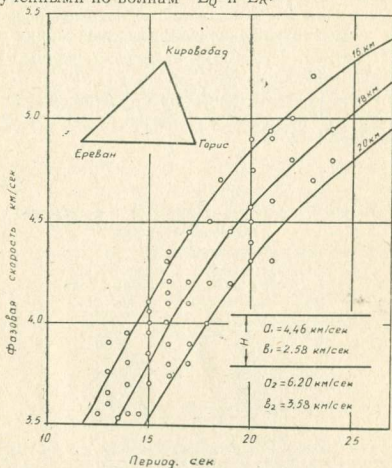


Рис. 2.4. Фазовые скорости волн PL, сформированных в верхних слоях земной коры (осадочном и гранитном)

3. Волны PL, сформированные в земной коре. При интерпретации экспериментальных данных дисперсии скоростей использованы теоретические дисперсионные кривые, построенные для однослойной модели земной коры. При создании теоретической модели использовались данные о физических параметрах строения земной коры изучаемого района [7, 29, 43, 62, 67]. Для территории Малого Кавказа по дисперсии скоростей основного тона и обертона нормальных поверхностных волн получены следующие модели строения земной коры (табл. 2.1.) [7, 62].

Из этой модели получена однослойная модель путем осреднения упругих параметров сред. Для однослойной модели имеем следующие значения скоростей поперечных и продольных волн и плотностей соответственно: $b_1 = 3,35$ км/сек, $b_2 = 4,60$ км/сек, $a_1 = 5,80$ км/сек, $a_2 = 8,00$ км/сек, $\rho_1 = 2,69$ г/см³, $\rho_2 = 3,3$ г/см³.

При некоторых сильных землетрясениях ($M > 6$) Арктики и восточной части азиатского континента на Кавказских сейсмических станциях наблюдается сформированный в земной коре первый обертоном волн PL. Эти волны на указанных сейсмических станциях зарегистрированы четко, с большими амплитудами, несмотря на то, что утечка энергии в подкоровом субстрате Земли должна вызвать большое затухание волн. В отличие от этого основной тон волн PL выявляется гораздо слабее, из-за чего трудно их исследовать. Эпицентральные расстояния рассмотренных землетрясений, на которых наблюдаются волны $PL_{м1}$ больше 4000 км. Дисперсионные особенности волн $PL_{м1}$ указывают на то, что на таких эпицентральных расстояниях они сформированы в земной коре. Наблюдаемый диапазон периодов волн меняется в пределах $T = 6\text{--}18$ сек.

Таблица 2. 1

Модель упругих параметров земной коры и подкорового субстрата для Малого Кавказа

Мощность слоя, км	Скорость поперечных волн, км/сек	Скорость продольных волн, км/сек	Плотность, г/см ³
3—6	2,19	3,79	2,50
14	3,21	5,65	2,63
10	3,56	6,16	2,70
19	3,86	6,86	2,85
	4,60	8,00	3,30

Колебания волн $PL_{м1}$ выявляются как на вертикальной, так и на горизонтальной компонентах и частица в них совершает движение по ретроградным эллипсам, имеющим разные наклоны относительно плоскости распространения волн $PL_{м1}$. Сдвиг фаз между вертикальной и горизонтальной компонентами записи волн $PL_{м1}$, подобно волнам Релея, составляет $\pi/2$.

Как было выявлено в работе [62], началом вступления различных групп обертонов нормальных поверхностных волн является вступление головных поперечных волн. В этом случае началом вступления групп обертонов волн PL является вступление головных продольных волн. По методу первых вступлений различных групп обертонов волн PL можно построить разрез скоростей продольных волн. Очевидно, обертоны нормальных поверхностных волн можно назвать поперечными обертонами, а обертоны волн PL — продольными. Изучение обоих типов обертонов дисперсионных интерференционных поверхностных волн даст надежную гарантию точного построения скоростного разре-

за земной коры и верхней мантии продольных и поперечных волн изучаемого региона.

Волны $PL_{м1}$ имеют фазовые скорости выше, чем скорости поперечных волн в подковровом субстрате. Значение групповых скоростей этой группы обертона меняется в пределах $U=6,0\text{--}8,0$ км/сек. Наблюдаемая дисперсия волн $PL_{м1}$ использовалась для определения фазовой скорости на восточной территории Малого Кавказа с целью определения строения земной коры в этом регионе. Для исследования использовались записи сейсмических станций «Ереван», «Тбилиси», «Ленинакан», «Степанаван», «Горис», «Нахичевань», «Бакуриани». Этими сейсмическими станциями покрыта изучаемая территория Малого Кавказа. Фазовые скорости между сейсмическими станциями определены внутри территории треугольников расположения сейсмических станций.

Экспериментальные данные фазовых скоростей обертона волн $PL_{м1}$, наблюдаемых при землетрясениях, сравнены с теоретическими. Кривые теоретической фазовой скорости базируются на модели, приведенной в табл. 2.1.

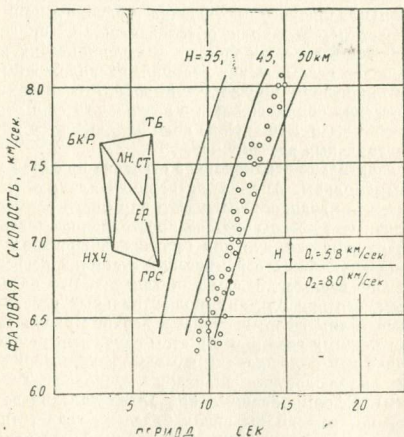


Рис. 2.5. Фазовые скорости первого обертона волн PL , сформированных в земной коре

На рис. 2.5 видно, что самое лучшее сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической наблюдается при $H=47\pm 3$ км.

Исследована дисперсия фазовых скоростей волн Лява и Релея для Малого Кавказа [7, 62].

Сопоставление результатов строения земной коры этого района, полученных по волнам L_R , L_Q , и PL , дает хорошее согласие.

2.2. ГОРИЗОНТАЛЬНО-НЕОДНОРОДНОЕ СТРОЕНИЕ МАЛОГО КАВКАЗА ПО ОТРАЖЕННЫМ И ПРЕЛОМЛЕННЫМ ПОВЕРХНОСТНЫМ ВОЛНАМ

На основе исследования различных групп основных тонов и обертонов отраженных и преломленных поверхностных волн можно изучить различного рода горизонтальные неоднородности в земной коре и верхней мантии [62]. На территории Малого Кавказа имеется довольно густая сеть сейсмических станций, оснащенных длиннопериодной сейсмической аппаратурой, обеспечивающих регистрацию различных групп и типов поверхностных волн. Существующие на территории Малого Кавказа тектонические разломы различного протяжения и глубины при распространении поверхностных волн обуславливают их преломления и отражения. Тщательная обработка и интерпретация наблюдаемых материалов сейсмических станций, расположенных на исследуемой территории, приводят к выводу, что на каждой записи землетрясений обнаруживаются несколько групп отраженных поверхностных волн. Эти группы волн наблюдаются при различных эпицентральных расстояниях.

1. Горизонтально-неоднородное строение по отраженным поверхностным волнам. Анализ экспериментальных материалов показывает, что неоднородности того или иного размера оказывают различные эффекты на распространение поверхностных волн. Обнаруживается, что при близких эпицентральных расстояниях на кавказских сейсмических станциях регистрируется большее число отражений, чем при далеких. Это явление обусловлено тем, что при близких эпицентральных расстояниях поверхностные волны сформированы в верхних слоях земной коры и отражающими границами в этом случае могут быть разломы, имеющие как большие, так и малые глубины. В этих группах волн наблюдается диапазон периодов $T=1\text{--}12$ сек ($\Delta < 400$ км). Сформированные при более далеких землетрясениях поверхностные волны ввиду более низкочастотного спектрального состава отражаются от более глубоких разломов; их наблюдаемые периоды $T=12\text{--}50$ сек. С целью изучения тектонических разломов анализировались сейсмограммы землетрясений Большого и Малого Кавказа, Малой Азии, Персидского нагорья и некоторых далеких землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Кавказа. Ниже дается характеристи-

ка некоторых отражающих поверхностей по данным различных групп отраженных поверхностных волн.

1. **Отраженные поверхностные волны, наблюдаемые при близких землетрясениях.** Интерпретировались записи отраженных поверхностных волн, наблюдаемых при близких землетрясениях, с эпицентрными расстояниями $\Delta < 400$ км. Исследование дисперсии их групповых скоростей показывает, что эта группа волн сформирована в осадочном комплексе земной коры мощностью 3^г-6 км. В табл. 2.2 приводятся значения мощности осадочного комплекса по различным трассам распространения волн; а также значения периодов в фазе Эйри и соответствующая скорость распространения. Проведенные исследования записей поверхностных волн, сформированных при землетрясениях Джавахетского нагорья и зарегистрированных сейсмическими станциями «Бакуриани», «Гори», «Тбилиси», «Абастумани», «Степанаван», «Ленинакан», показывают, что мощность седиментного комплекса на упомянутом нагорье в среднем равна $H = 3^г-5$ км. Дисперсия групповых скоростей поверхностных волн, наблюдаемых при землетрясениях Джавахетского нагорья, Зангезурского и Кировабадского районов и зарегистрированных на сейсмических станциях «Кировабад», «Горис», «Ереван», «Нахичевань», для мощности седиментного комплекса в этом регионе дает значение $H = 4^г-5$ км. Сравнительно большая мощность седиментного комплекса получается на трассе сейсмические станции «Ереван», «Горис», «Нахичевань», «Кафан» — близлежащие эпицентры на территории Турции и Ирана ($\Delta < 350$ км, табл. 2.2).

Исследование дисперсии групповых скоростей отраженных поверхностных волн, наблюдаемых на сейсмических станциях, расположенных на территории Малого Кавказа, показывает, что эти волны также сформированы в осадочном комплексе, и их фазы Эйри характеризуются теми же особенностями, что и дисперсии скоростей прямых поверхностных волн. Определенные значения дисперсии групповых и фазовых скоростей использовались для локализации места отражения и оценки глубины тектонического разлома. По отраженным поверхностным волнам, наблюдаемым при землетрясениях Джавахетского нагорья на сейсмической станции «Варденис», определена отражающая поверхность, проходящая вдоль р. Куры в районе с. Болниси (рис. 2.6). Этот тектонический разлом прослеживается отраженными волнами, наблюдаемыми при землетрясениях восточной части Центрального Кавказа и зарегистрированных сейсмической станцией «Тбилиси». При землетрясениях, происшедших южнее Кировабадского района, отраженные от этого разлома волны наблюдаются на станциях «Ленинакан», «Степанаван».

Таблица 2. 2

Мощность осадочного комплекса на различных трассах
распространения волн

Трассы распространения волн	Период в фазе Эйри, $\pm 0,5$ сек	Групповая скорость в фазе Эйри, $\pm 0,06$ км/сек	Мощность слоя по фазе Эйри ± 1 км	Мощность слоя по дисперсии скоростей, ± 1 км
Джавахетское нагорье—				
Тбилиси	4,0	2,34	3,5	4,5
Гори	3,5	2,26	4,0	3,5
Бакуриани	3,5	2,27	3,8	3,5
Абастумани	4,5	2,26	4,0	4,5
Ереван	5,0	2,25	5,5	5,5
Ленинакан	3,5	2,24	4,5	5,0
Степанаван	3,5	2,24	4,5	5,0
Район Зангезура —				
Ереван	4,5	2,34	5,0	5,5
Горис	4,5	2,32	5,5	5,5
Варденис	3,5	2,30	5,0	5,5
Нахичевань	4,5	2,30	4,5	5,0
Кировабад	4,5	2,28	5,5	6,0
Район Турции — Ирана—				
Ереван	5,5	2,26	6,0	6,5
Горис	4,5	2,28	5,5	5,5
Кафан	4,0	2,27	5,5	6,0
Каджаран	4,0	2,27	4,5	5,5
Кировабад	4,5	2,28	5,5	6,0
Нахичевань	5,5	2,26	5,5	6,5
Район Кировабада —				
Кировабад	3,5	2,27	5,5	6,0
Варденис	4,0	2,28	6,0	6,5
Горис	4,5	2,30	5,5	6,0
Кафан	4,5	2,28	6,0	6,0
Каджаран	4,5	2,28	5,5	5,5

Поверхностные волны при Джавахетских землетрясениях отражаются от тектонического нарушения, прослеживающегося в северной части оз. Севан. Зарегистрированными при этих же землетрясениях, отраженными поверхностными волнами на станции «Ереван» определено место отражающей поверхности южнее этой станции на расстоянии ≈ 20 км (рис. 2.6).

Тектоническое нарушение севернее оз. Севан прослеживается отраженными волнами, наблюдаемыми на станции «Ере-

ван» при землетрясениях Зангезурского района и на станции «Горис» при землетрясениях Ереванского района. Эта отражающая поверхность прослеживается также отраженными волнами, наблюдаемыми на станции «Варденис» при землетрясениях Ереванского района (рис. 2.6).

Тектоническое нарушение, находящееся южнее оз. Севан, четко прослеживается отраженными поверхностными волнами, зарегистрированными на станции «Нахичевань» при землетрясениях Ереванского района и близлежащих эпицентрах турецких землетрясений. Отраженные от этого разлома волны четко записываются на станции «Ереван» при Иранских землетрясениях, расположенных южнее Зангезурского района. Совокупность этих землетрясений дала возможность определить участок тектонического нарушения между пунктами Севан и Джермук. При землетрясениях Джавахетского нагорья на станциях «Горис», «Каджаран», «Кафан» уверенно прослеживаются отраженные волны от разлома, расположенного к югу от этих станций и проходящего вдоль р. Аракс (рис. 2.6). При землетрясениях Шемахинского района поверхностные волны отражаются от тектонического нарушения, проходящего вдоль восточной части р. Аракс и наблюдаются на станциях «Кафан», «Горис», «Каджаран», «Варденис», «Кировабад», «Ереван», «Нахичевань». Совокупность этих землетрясений дала возможность определить поверхность отражения длиной ≈ 150 км. При землетрясениях Зангезурского района волны, отраженные от тектонического нарушения, находящегося к северо-западу от станции «Ереван» и проходящего между населенными пунктами Севан и Октемберян, наблюдаются на этой станции. При землетрясениях, происшедших западнее Кировабадского района, поверхностные волны, отраженные от меридионального тектонического нарушения, проходящего через «Кировабад», «Горис», «Кафан», наблюдаются на станции «Нахичевань». Четкие отражения поверхностных волн от тектонического нарушения, проходящего вдоль Аджаро-Триалетской складчатой системы, при Джавахетских землетрясениях регистрируются на сейсмических станциях «Абастумани» и «Бакуриани» (рис. 2.6).

Энергия колебаний фазы Эйри этой группы поверхностных волн сконцентрирована целиком в осадочном комплексе земной коры. Вне этой фазы период колебаний возрастает и соответственно увеличивается их глубина проникновения. На рис. 2.7 показано затухание колебаний волн Лява в зависимости от глубины. По наблюдаемой максимальной длине отраженной волны можно оценить глубину отражающей поверхности.

В отраженных поверхностных волнах этой группы максимальные периоды колебаний в среднем составляют 6—8 сек. Ха-

рактически вертикальный размер разлома по наблюдаемой максимальной длине волны, можно заключить, что изучаемые отражающие поверхности имеют глубину $\approx 12-18$ км. По этой группе отраженных поверхностных волн невозможно определить глубину более глубоких разломов. Полное изучение отражающих поверхностей можно осуществить по следующим группам волн, сформированных на больших эпицентральных расстояниях.

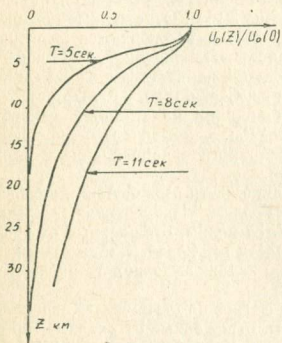


Рис. 2.7. Изменение интенсивности основного тона волн Лява с глубиной z

2. Вторая группа отраженных поверхностных волн. Вторая группа поверхностных волн сформирована в верхних слоях земной коры — в осадочном и гранитном. Отраженные поверхностные волны этой группы дают возможность оценить глубину разлома порядка мощности этих слоев или выше. Исследования дисперсии скоростей этой группы поверхностных волн показали, что они сформированы в верхних слоях земной коры мощностью $H=15-18$ км [62]. Значения периодов в фазе Эйри как в прямых, так и в отраженных волнах, меняются в пределах $T=7-12$ сек; соответствующие групповые скорости — $U=2,5-2,9$ км/сек. В прямых волнах диапазон периодов $T=7-30$ сек, а в отраженных — $T=7-16$ сек.

При землетрясениях горы Загрос на сейсмических станциях «Ереван», «Нахичевань», «Каджаран», «Горис», «Кафан», кроме прямых поверхностных волн, регистрируются и отраженные, с периодом в фазе Эйри $T=8$ сек. Разность вступлений одинаковых фаз отраженных и прямых поверхностных волн меняется в пределах $t=40-85$ сек. Отражающая поверхность лежит к северу от этих станций и совпадает с разломами, проходящи-

ми южнее и севернее оз. Севан (включая разлом, проходящий вдоль р. Куры) (рис. 2.6).

При землетрясениях Анатолийского разлома в районе Эрзрума на станциях «Степанаван», «Ленинакан», «Ереван» наблюдаются волны, отраженные от разлома, имеющего широтное направление в центральной части Джавахетского нагорья (рис. 2.6). При этих землетрясениях отраженные волны наблюдаются на станциях «Горис», «Каджаран», «Кафан», «Нахичевань». Период в фазе Эйри отраженных волн $T=8\text{--}9$ сек. Глубина залегания этого разлома не меньше 30 км. Отраженные поверхностные волны при этих землетрясениях наблюдаются на станциях «Богдановка», «Степанаван», «Ленинакан». Отражающая поверхность по данным этих станций начинается у оз. Ван и проходит в северо-западной части оз. Севан (рис. 2.6). При этих же землетрясениях отраженными волнами на станциях «Ереван», «Нахичевань», «Горис», «Кировабад», «Каджаран» прослеживаются разломы, имеющие субширотное направление и проходящие в северной части оз. Ван.

При землетрясениях западной части Малой Азии на сейсмических станциях «Ереван», «Горис», «Нахичевань», «Кафан», «Каджаран» всегда наблюдаются волны, отраженные от разлома, проходящего в северной части оз. Севан. Наблюденный период в фазе Эйри $T=9\text{--}11$ сек; глубина указанного разлома по этой группе волн не меньше 35 км.

При землетрясениях горы Загрос на станциях «Кировабад», «Шемаха» наблюдаются волны, отраженные от разлома, проходящего с юго-западной стороны Каспийского моря. Глубина разлома по этой группе волн не меньше 30 км.

При Анапском землетрясении 1978 года на станциях «Горис», «Кафан», «Каджаран» зарегистрированы отраженные релеевские волны. Периоды в фазе Эйри этих волн $T=11$ сек. Отражающая поверхность совпадает с разломом, имеющим субширотное направление и проходящем южнее оз. Ван. Отраженные поверхностные волны, кроме фазы Эйри, содержат колебания с периодом $T=16$ сек. По длине этой волны оценена глубина данного тектонического нарушения, для которого $h \cong 50$ км.

3. Третья группа отраженных поверхностных волн. Эта группа волн сформирована в земной коре и верхней мантии. При землетрясениях Аравийско-Индийского подокеанического хребта поверхностные волны, зарегистрированные на станциях, расположенных в восточной части Малого Кавказа, кроме прямых волн содержат и несколько групп отраженных волн; волны, вступающие по времени раньше, отражаются от системы разломов, расположенных в северной части оз. Севан; волны, вступающие позже, — от рифтовых зон Красного моря.

Волны, отраженные от разломов, расположенных в северной части оз. Севан, регистрируются также при землетрясениях

Северной Африки и Азорско-Гибралтарского подокеанического хребта. Глубина указанных разломов по этим волнам ≥ 60 км. Следует отметить, что на основе определения отношений амплитудных спектров преломленных и прямых поверхностных волн сделано качественное заключение о вертикальном залегании изучаемых разломов, находящихся между станциями «Кировабад» и «Горис». Глубина разломов по этим определениям ≈ 90 км [62].

II. Горизонтально-неоднородное строение по преломленным поверхностным волнам. Известно, что глубинные геологические разломы характеризуются относительным вертикальным смещением слоев пород. При этом параметры соответствующих слоев по разные стороны разлома остаются практически неизменными. Это приводит к почти незначительному влиянию разлома на горизонтально распространяющиеся объемные волны. Для поверхностных же волн изменение скорости только в зоне разлома, толщина которого значительно меньше длины волны, приводит, кроме отражений поверхностных волн, и к преломлениям.

Поэтому при рассмотрении распространения поверхностных волн, пересекающих разлом, допустимо моделировать зону разлома вертикальной границей, разделяющей две среды, которые характеризуются в общем случае разным законом изменения скоростей $V_p(z)$ и $V_s(z)$ и плотностей $\rho(z)$, а также скоростей поверхностных волн $c(\omega)$. Подобно предыдущим работам, принимается, что, если отношения амплитудных спектров в точках наблюдения А и В (от А к В) есть $S_B(\omega)/S_A(\omega)$, а для обратной направленности распространения волн — $\tilde{S}_A(\omega)/\tilde{S}_B(\omega)$ должно выполняться соотношение:

$$K(\omega) = \frac{S_B(\omega)}{S_A(\omega)} \cdot \frac{\tilde{S}_A(\omega)}{\tilde{S}_B(\omega)} \approx 1,$$

если между А и В среда однородная; в противном случае, ввиду потери энергии волн за счет отражения, поглощения и рассеяния величина $K(\omega) < 1$. Следовательно, величина $1 - K(\omega)$ представляет относительную потерю энергии волны при прохождении через границу. Эти свойства поверхностных волн используются для изучения разломов [62].

По приведенной методике изучены некоторые глубинные разрывы на территории восточной части Малого Кавказа, находящиеся между сейсмическими станциями. С этой целью изучены амплитудные спектры поверхностных волн, наблюдаемых на сейсмических станциях от землетрясений различных сейсмоактивных зон.

1. Между сейсмическими станциями «Ленинакан» и «Степанаван» находятся вкрест пересекающиеся Базумо-Севанский и 3. Строение Малого Кавказа

Транскавказский сейсмогенные разрывы. На рис. 2.8 приведена усредненная кривая амплитудных спектров, рассчитанных для поверхностных волн, которые наблюдались при различных землетрясениях Алеутских и Курильских островов и Японии по прямой трассе распространения волн; при землетрясениях Африки — по обратной трассе. По этим кривым видно, что волны с периодами больше 20 сек практически без значительной потери энергии проходят изучаемые разрывы. На это указывает также кривая, приведенная на рис. 2.8. На исследуемой территории фазовая скорость $c = 3,3$ км/сек. Глубина залегания этих разрывов соответственно получается 65 км.

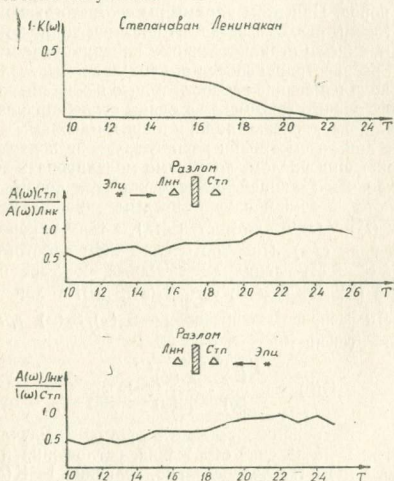


Рис. 2.8. Зависимость отношений амплитудных спектров волн Релея от периода по записям станций „Степанаван“ и „Ленинакан“ при землетрясениях Алеутских, Курильских и Японских островов, с одной стороны, и Африки, с другой стороны

2. Между Ленинаканом и Ереваном, кроме Транскавказского, проходит Еревано-Севанский разрыв. Для изучения этих разломов использовались записи поверхностных волн, возникших при землетрясениях Филиппинских островов и бассейна Грен-

ландского моря. Сводные кривые амплитудных спектров и потери энергии волн на разломе приведены на рис. 2.9. Глубина этого разлома также получается $H \approx 65$ км.

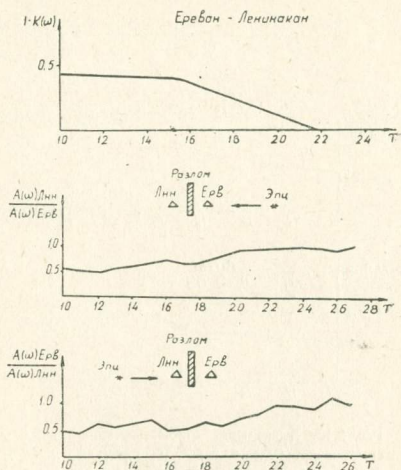


Рис 2.9. Зависимость отношений амплитудных спектров волн Релея от периода по записям станций „Ленинанкан“ и „Ереван“ при землетрясениях Филиппинских ост., с одной стороны, и Гренландского моря, с другой стороны

3. Следующий разрывный сейсмогенный узел, который изучался нами, находится между сейсмическими станциями «Горис» и «Нахичевань». Исследовались поверхностные волны, наблюдаемые при землетрясениях Курильских и Алеутских островов со стороны восточно-северной части; со стороны юго-западной части — при землетрясениях Анд. Из построенных сводных графиков амплитудных спектров получается, что этот разломный узел незначительно влияет на волны, имеющие периоды $T > 17$ сек. Глубины залегания этих разрывов ($H = 55$ км) меньше, чем глубины вышерассмотренных разрывов (рис. 2.10).

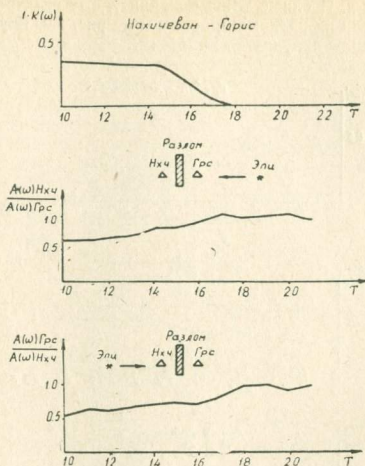


Рис. 2.10- Зависимость отношений амплитудных спектров волн Релея от периода на станциях „Горис“ и „Нахичеван“ при землетрясениях Курильских и Алеутских островов, с одной стороны, и Южной Америки, с другой стороны

2.3. ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ОТРАЖЕННЫМ ПОВЕРХНОСТНЫМ ВОЛНАМ

Изучены некоторые горизонтальные неоднородности в центральной и восточной частях акватории Черного моря по отраженным поверхностным волнам на основе материалов сейсмических станций Кавказа и Крыма. Были использованы материалы близких и далеких землетрясений. Обработке подверглись записи землетрясений с четкими вступлениями поверхностных волн. Эта часть работы выполнена при участии кандидата физ.-мат. наук Капитановой С. А. (Институт геофизики АН УССР).

При сложных записях поверхностных волн, когда их визуальная интерпретация становится затруднительной, использовался поляризационный анализ записи землетрясений.

С помощью программы поляризационного анализа колебаний [3] проведены расчеты для разделения волн Лява и Релея, а также для определения направления прихода прямых и отра-

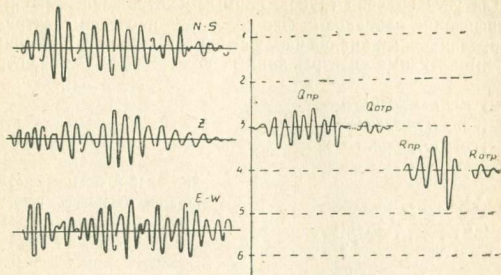


Рис. 2.11. Участок трехкомпонентной записи поверхностных волн при землетрясении 28.07.74 г., 0=11 ч., 34 м., 56 с (слева) и его поляризационный спектр (справа)

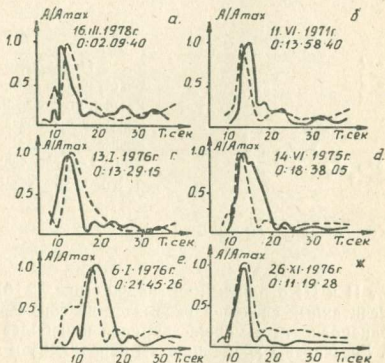


Рис. 2.12. Амплитудные спектры прямых (сплошная кривая) и отраженных (пунктир) поверхностных волн Релея (а, б, в) для границы II и (г, д, е) для границы III

женных поверхностных волн. На рис. 2.11 приведен пример осуществленного по этому методу выделения на записях прямых и отраженных волн Лява и Релея.

Для установления группы прямых и отраженных волн и идентификации одинаковых фаз колебаний проведен спектрально-корреляционный анализ наблюдений [65]. На рис. 2.12 приведены амплитудные спектры прямых волн и волн Релея, отра-

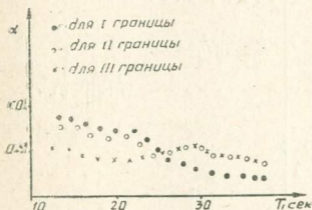


Рис. 2.13 Зависимости коэффициентов отражения поверхностных волн Релея от периода

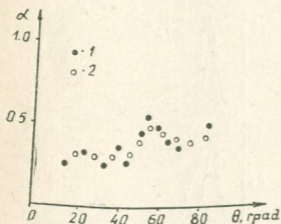


Рис. 2.14. Зависимость коэффициентов отражения поверхностных волн Релея от угла падения волны на отражающую площадку (1—определенные непосредственно по спектрам; 2 — сглаженные с помощью метода скользящих средних)

женных от II и III отражающих границ (рис. 2.16). Идентичность рассчитанных спектров указывает на соизмеримость глубины неоднородности с мощностью слоя или более высокие ее значения. Рассчитаны коэффициенты корреляции и оценены коэффициенты отражения. Коэффициент отражения в зависимости от периода колебаний имеет сложный характер. После сглаживания кривая имеет вид (рис. 2.13). С увеличением периода коэффициент отражения в среднем уменьшается. Это указывает на сравнительно интенсивное прохождение длиннопериодных

волн через отражающую границу. Сравнение этих графиков приводит к заключению, что глубина I отражающей границы меньше глубины II и III границ.

На рис. 2.14 приведена зависимость коэффициента отражения от угла падения волны на отражающую поверхность. Сплошные точки определены непосредственно по спектрам; кружки сглажены с помощью метода скользящих средних. Из этого рисунка видно, что с увеличением угла падения коэффициент отражения растет. Интенсивные отражения наблюдаются при углах падения $\Theta = 50-80^\circ$. Этот результат близок к модельным и теоретическим данным [30, 38, 64].

Для определения горизонтальных неоднородностей использованы способы эллипса, окружности и засечек. Однако в случае, когда расстояние от отражающей поверхности до сейсмической станции гораздо меньше эпицентрального расстояния, использование вышеуказанных способов нецелесообразно, так как эти способы при построении границ отражения требуют такого планшета, на котором будут расположены эпицентры землетрясения, сейсмические станции и отражающие поверхности. Использование такого планшета не дает возможность построить в крупном масштабе место отражающей поверхности. Помимо этого в таких случаях пути распространения волн являются криволинейными; в первом приближении построения этим способом можно осуществить на глобусе.

В рассматриваемом случае для локализации места отражения можно пользоваться следующим способом. Допускается, что направление распространения фронта волны относительно станции и отражающей поверхности одно и то же из-за их близкого расположения (рис. 2.15). Обозначим α_1 и α_2 направления на эпицентр и отражающую поверхность соответственно от сейсмической станции В. Из треугольника АВС определяется $c \pm b$, что, со своей стороны, равняется $c \pm b = \Delta t \cdot u$; где Δt — разность вступлений времен данной фазы отраженных и прямых поверхностных волн; u — соответствующая групповая скорость. В равенстве знак «плюс» берется в том случае, когда сейсмическая станция находится ближе к эпицентру, чем отражающая поверхность; знак «минус» — в противоположном случае.

Независимо от того, в каком квадранте будет расположена отражающая поверхность в зависимости от станции (рис. 2.15).

$$c = \frac{U \cdot \Delta t}{1 - \cos(\alpha_2 - \alpha_1)}$$

Если угол отражения обозначим e , двойной угол отражения можно определить по выражению $2e = 180^\circ - |\alpha_2 - \alpha_1|$. По величинам α_2 и c можно установить отражающую поверхность. Для определения отражающих площадок используется весь спектр на-

блюдений отраженных поверхностных волн, позволяющий иметь несколько определений для данной отражающей площадки. Такие определения делаются по данным нескольких станций. Совокупность таких определений дает возможность однозначно определить место отражающей поверхности.

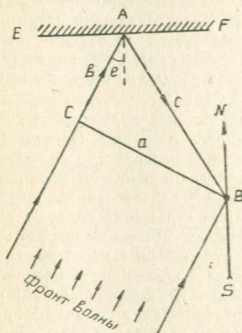


Рис. 2.15. Определения местоположения точки отражения. EF — отражающая поверхность; B — сейсмическая станция; NS — направление на север; e — угол падения волны

Для изучения отражающих границ с северной и южной сторон Черного моря пригодными оказались материалы сейсмических станций Крыма и Северо-западного Кавказа, а для изуче-

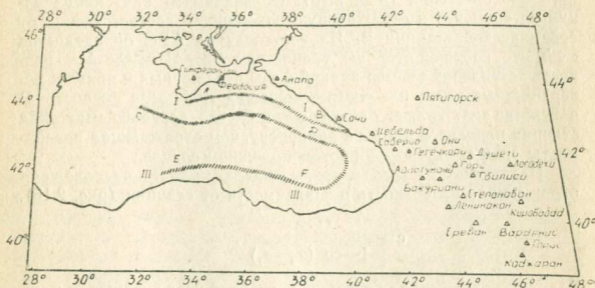


Рис. 2.16. Ориентация отражающих поверхностей в Черноморской впадине

ния отражающих границ, расположенных в восточной части Черного моря — материалы Кавказских сейсмических станций. Исследовались записи поверхностных волн, наблюдаемых как при близких, так и при далеких землетрясениях. Несколько отражающих границ обнаружено в Черном море. Рассмотрим их по отдельности.

Отражающая поверхность (рис. 2.16) АВ была изучена на основе исследования прямых и отраженных поверхностных волн, наблюдаемых при близких и далеких землетрясениях.

Исследование дисперсии групповых скоростей волн Релея, наблюдаемых при близких землетрясениях, и особенности фазы Эйри свидетельствуют, что прямые и отраженные поверхностные волны сформированы в седиментном комплексе мощностью 6—8 км. По дисперсии групповых скоростей группы волн можно заключить, что глубина отражающей поверхности не меньше мощности седиментного комплекса этого района. Исследование дисперсии групповых и фазовых скоростей прямых и отраженных волн по группам волн, сформированных при более далеких землетрясениях, а также максимальной длине волны отраженных волн, дает возможность заключить, что глубина разлома АВ больше мощности земной коры этого района. Мощность коры в изучаемом районе $H=35$ км [19, 41].

Участок СД отражающей границы II (рис. 2.16) расположен от I на расстоянии 50—70 км; он изучен на основе исследования записей далеких землетрясений, зарегистрированных Крымскими сейсмическими станциями и Северо-западными станциями Кавказа «Анапа» и «Сочи». Прямые и отраженные поверхностные волны, наблюдаемые при рассматриваемых землетрясениях, сформированы в земной коре и верхней мантии. По наблюдаемой максимальной длине волны и дисперсии скоростей эта отражающая граница имеет глубину не менее 70 км. Обнаружена III отражающая граница поверхностных волн в Черном море вблизи южной границы моря (участок EF). Этот участок отражающей поверхности установлен на основе дисперсии скоростей отраженных волн, сформированных в коре и верхней мантии и наблюдаемых при далеких землетрясениях. Глубина этой отражающей границы соизмерима с глубиной II отражающей границы.

В работе [62] исследованы особенности распространения волн Lg, Rg в акватории Черного моря. Эти исследования позволили оконтурить область в центральной части моря, где отсутствует гранитный слой (рис. 2.16). Анализировались записи более новых материалов землетрясений Средиземного моря, Балканского полуострова, Италии и Малой Азии за период 1975—1978 гг., трассы распространения волн которых пересекают акваторию Черного моря и зарегистрированы сейсмическими станциями Кавказа. Выявлено, что, когда трассы распространения

волн проходят через центральную часть моря, длиннопериодные волны, присущие континентальным строениям, не наблюдаются. Регистрируются короткопериодные волны, выражающие в основном особенности строения седиментного комплекса изучаемого региона. Таким образом, оконтурена та территория Черного моря, через которую не проходят волны типа Lg и Rg и коровые длиннопериодные волны. Такой результат был получен нами еще в 1962 г. на основе анализа материалов раннего периода [63]. Следует отметить, что эти результаты подтверждаются другими геофизическими исследованиями, проведенными в этом регионе. По сейсморазведочным исследованиям, проведенным в центральной части Черного моря, здесь доказывается существование седиментного комплекса с большой мощностью ≈ 14 км и отсутствие консолидированной коры [19, 41]. Эти результаты указывают на своеобразное строение земной коры и подстилающей ее среды под центральной частью Черного моря, отличающееся от континентального и океанического строения земной коры.

Для выявления отражающих границ в восточной части Черного моря исследованы прямые и отраженные поверхностные волны, наблюдаемые при землетрясениях Малой Азии, Кавказа и Ирана и зарегистрированные кавказскими сейсмическими станциями. Волны от этих землетрясений, зарегистрированные кавказскими сейсмическими станциями, сформированы в верхних слоях земной коры [62]. По этим материалам определена отражающая поверхность в восточной части Черного моря — ДФ — в основном способом эллипса. Для локализации места отражения исследованию подвергался весь спектр поверхностных волн, наблюдаемых на различных сейсмостанциях.

Выявлены отраженные волны типа Lg и Rg на материале некоторых сейсмических станций Закавказья. Исследованы их особенности и доказывается, что они отражены от границы ДФ. Таким образом, отражающими границами СД, ДФ, FE разделяются два различных типа строения земной коры акватории Черного моря.

2.4. ОЦЕНКА ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ СРЕДЫ В ГИПОЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ НЕКОТОРЫХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА

Глубины гипоцентров всех землетрясений Кавказа, кроме некоторых землетрясений Дагестана и Каспийского моря, поверхностные и приурочены к верхним слоям земной коры. Это указывает на то, что упругая энергия накапливается в сравнительно малом объеме среды, находящемся близко от земной поверхности, где среда более хрупкая и нет условий для накопления большой энергии. Независимые сильные землетрясения происходят на тектоническом разломе, а их форшоки и афтершоки

распределены в объеме очага землетрясений. Число, магниту- да и длительность действия афтершоков обусловлены магниту- дой главного толчка. Особенности проявления афтершоков ха- рактеризуют также физическое состояние среды. Объем среды, где происходит подготовка землетрясения, можно считать упру- го-вязким. Для такой среды важным физическим свойством яв- ляется постепенное ослабление внутренней напряженности по- сле происшествия главного землетрясения. Перераспределение напряженного состояния приводит к прекращению афтершоков. Изучение процесса затухания афтершоков дает возможность изучить физическое состояние гипоцентральной области, важны- ми параметрами которой являются коэффициент вязкости и время релаксации.

В настоящем параграфе дается характеристика по этим па- раметрам физического состояния гипоцентральной области Джа- вахетского нагорья и некоторых других территорий Кавказа; тем самым, выделение участков возникновения землетрясений с той или иной магнитудой. Следует отметить, что вышеуказанные параметры определяются в настоящее время довольно неточно. Хотя они дают возможность оценить различия в физических свойствах сред очаговых зон в различных регионах.

Среду в гипоцентральной области сильного землетрясения в первом приближении можно рассматривать как упруго-вяз- кое тело Максвелла. Тогда допуская, что деформация в дефор- мированной среде с некоторого момента времени не меняется, закон изменения напряжения будет иметь следующий вид:

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (1)$$

Из (1) можно определить время релаксации [54]

$$\tau = \frac{t l g e}{l g \sigma_0 / \sigma}, \quad (2)$$

где t — текущее время и отсчитывается от момента главного толчка t_0 ; σ_0 — остаточное напряжение, оставшееся в гипоцент- ральной области после главного толчка и постепенно снимаю- щееся в ходе всей серии афтершоков, когда $t = t_n$. Тогда измене- ние напряжения можно выразить следующим образом [54]:

$$\sigma = \sigma_0 - \sigma_k, \quad (3)$$

где

$$\sigma_0 e = \sum_{i=1}^n \sqrt{E_i}, \quad \sigma_k e = \sum_{i=1}^k \sqrt{E_i}, \quad (4)$$

n — число всех афтершоков, k — число афтершоков в интервале времени $t_0 \div t_k$, E_i — энергия сейсмических волн для i -го афтер-

шока, l — коэффициент пропорциональности. Определяя снимаемое напряжение $\Delta\sigma$ в ходе каждого афтершока, вычисленное из спектрального анализа записи сейсмических волн, σ_0 и σ_k можно вычислить так:

$$\sigma_0 = \sum_{i=1}^n \Delta\sigma_i; \quad \sigma_k = \sum_{i=1}^k \Delta\sigma_i. \quad (5)$$

Вычисление таким путем $\Delta\sigma$ для каждого афтершока не всегда, конечно, возможно, однако в таких случаях можно использовать корреляционную зависимость между $\Delta\sigma$ и энергетическим классом землетрясений, полученную нами для большого числа землетрясений Джавахетского нагорья и имеющую следующий вид: $\lg\Delta\sigma \pm 0,3 = -2,38 + 0,17K$, а для Кавказа — $\lg\Delta\sigma \pm 0,3 = -2,16 + 0,17K$ [58]; здесь $\Delta\sigma$ — в барах.

Формулы (4) и (5) при вычислении σ_0/σ в пределах ошибки дают одинаковые результаты. Причем расчеты, проведенные по формулам (5), менее трудоемки.

Афтершоки при Кавказских землетрясениях затухают быстрее, поэтому более удобным оказалось разбить промежутки времени на двухдневные интервалы. Вычисление показало, что τ в интервале времени t_0-t_n непостоянна и растет с ростом t [54]. Зависимость τ от t строго нелинейна, однако в интервале времени t_0-t_n можно выделить один или два промежутка времени, где τ изменяется — $\tau = a + bt$. Значения a и b для интервалов времени t_1-t_0 и t_2-t_1 даются в табл. 2.3.

Т а б л и ц а 2. 3

Данные о землетрясениях и значения параметров τ и η

Дата ч. м. г.	Координаты эпицентра		h км	M	$t_0 \div t_1$ сутки	$\tau = a + bt$		$t_1 \div t_2$ сутки	$\tau = a + bt$		$\tau_{ср}$ сутки	η , 10^{17} пз
	$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$				a	b		a	b		
30. I. 1967	40,9	44,1	14	5,0	0 ÷ 16	1,0	0,72	14 ÷ 24	2,4	0,62	4,3 ± 1,5	1,0
17. VI. 1967	41,7	45,3	7	4,0	0 ÷ 6	1,2	0,68	—	—	—	2,6 ± 0,9	0,6
29. VI. 1967	41,4	43,9	10	4,4	0 ÷ 16	1,8	0,61	16 ÷ 24	3,4	0,22	2,4 ± 0,5	0,6
14. VI. 1969	41,3	43,6	12	4,6	0 ÷ 22	1,0	0,84	22 ÷ 30	1,0	0,19	3,0 ± 0,8	0,7
03. I. 1970	41,8	43,5	12	4,7	0 ÷ 8	1,5	1,25	8 ÷ 16	1,5	0,41	4,4 ± 1,2	1,0
14. V. 1970	43,0	47,1	13	6,6	0 ÷ 20	1,0	0,35	18 ÷ 32	4,4	0,16	6,5 ± 0,8	1,6
08. IX. 1971	41,3	44,0	13	4,5	0 ÷ 12	1,7	0,54	12 ÷ 24	2,2	0,27	2,4 ± 0,5	0,6
25. III. 1976	41,0	43,0	7	5,0	0 ÷ 10	1,7	0,68	—	—	—	5,2 ± 2,0	1,2
02. I. 1978	41,4	44,1	16	5,1	0 ÷ 14	1,3	1,21	—	—	—	2,0 ± 0,4	0,5

Характер изменения наблюдаемых σ/σ_0 во времени для всех рассмотренных случаев почти одинаков.

Такая зависимость для землетрясений 14.VI.1969 и 14.V.1970 гг. дана на рис. 2.17. Там же дана зависимость σ/σ_0 во времени, вычисленная по формуле (1) в случае переменного и постоянного (усредненное значение) τ . Переменное τ хорошо согласуется с наблюдаемыми данными.

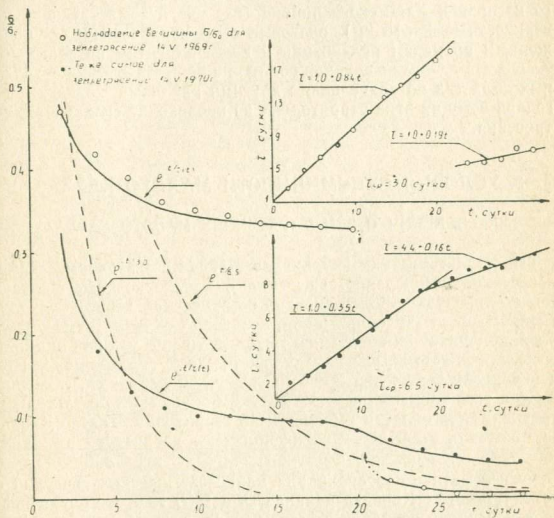


Рис. 2.17. Характер изменения напряжения и время релаксации в зависимости от текущего времени

Возрастание τ с ростом t , по-видимому, вызвано тем, что среда частично восстанавливает свои физические свойства, которые изменялись в гипоцентральной области во время подготовки главного толчка. Надо полагать, что это восстановление в начальной стадии происходит быстрее, а потом, вероятно, понадобятся десятки и сотни лет, чтобы приблизиться к своим первоначальным свойствам. Этот вопрос требует специального изучения.

Исходя из средних значений τ и допуская коэффициент модуля сдвига $\mu = 2,74 \cdot 10^{11}$ дин/см² постоянным, коэффициент вязкости η можно вычислить по формуле $\eta = \mu\tau$. Результаты вычисления даны в табл. 2.3.

Среднее значение τ среды в гипоцентральных зонах Мадатапского и Гегечкорского землетрясений было получено в [22]. Оно приблизительно одинаково и равняется 4,5 суткам.

Из табл. 2.3 видно, что в центральной части Джавахетского нагорья и Хашмского района (где очаги землетрясений поверхностные, $h < 15$ км) очаговые зоны характеризуются пониженным временем релаксации и коэффициентом вязкости, что указывает на более хрупкое состояние веществ в гипоцентральных областях по сравнению с другими районами Кавказа, благодаря чему на этих территориях не происходят сильные землетрясения.

3. УСЛОВИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

3.1. СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ МАЛОГО КАВКАЗА

1. **Характеристика материалов в связи с развитием сейсмологических наблюдений.** Сведения о землетрясениях Кавказа тем скуднее, чем в более древний исторический период углубляется. Имеются сведения лишь о некоторых сильных землетрясениях, причинивших населению тяжелый ущерб, так как они произошли в областях, где находились крупные города, монастыри и укрепленные пункты, густо населенными народами, стоявшими для того времени на более высоком общественно-культурном уровне. Такие области имелись и на территории Малого Кавказа. Сведения о землетрясениях получены из литературных памятников народов, населявших территорию этих областей.

Систематическое собрание макросейсмических сведений о землетрясениях Кавказа начинается с 1850 года и приурочивается к периоду создания Тбилисской физической обсерватории Кавказского отдела Русского географического общества и Тбилисской центральной телесеismicческой станции. Эти организации занимались сбором и исследованием макросейсмических материалов о происшедших в исследуемых районах землетрясениях.

Инструментальная регистрация землетрясений на Кавказе начинается с декабря 1899 года и связана с открытием Тбилисской сейсмической станции. Возросший интерес к исследованию землетрясений привел к открытию в разное время (с 1902 по 1909 гг.) на Кавказе сейсмических станций «Батуми», «Шема-

ха», «Ахалкалаки», «Боржоми», «Дербент», «Баку», «Балаканы», «Зурнабад», «Пятигорск».

Первый в России «Ежемесячный сейсмический Бюллетень» начал издаваться в Тбилиси в 1900 г.

В деле развития инструментальной сейсмологии огромное значение имело создание академиком Б. Б. Голицыным сейсмографа с гальванометрической регистрацией. Горизонтальная составляющая этого сейсмографа начала работать на Тбилисской сейсмической станции с 1911 года, а вертикальная — с 1913 года. Следует отметить, что записи землетрясений этими сейсмографами до настоящего времени являются уникальными и успешно используются для решения разных проблем сейсмологии.

До начала XX века изучением последствий землетрясений, как правило, занимались геологи; исследовались плейстосейсмические области сильных землетрясений в основном на базе макросейсмических данных. Изучение макросейсмического поля отдельных землетрясений продолжается и в настоящее время, причем изучаются не только разрушительные, но и просто сильные землетрясения. Эти сведения и в настоящее время используются сейсмологами и инженеросейсмологами для изучения очагов землетрясений, строения сред плейстосейсмической зоны, а также для сейсмического районирования и микрорайонирования.

Исследования макросейсмического поля дали возможность составить карты сейсмичности Кавказа [11, 24, 44]. И. В. Мушкетовым и А. П. Орловым была составлена карта расположения некоторых землетрясений Кавказа, происшедших в 1821—1887 гг. [45]. Э. Розенталем составлена по макросейсмическим данным карта землетрясений Кавказа с 1898 по 1908 гг. На этой карте показаны частота и сравнительная интенсивность землетрясений [80]. А. И. Михалевский на основе исследования макросейсмических данных землетрясений составил карту, на которой выделил 24 сейсмогенные области и связал их с тектоническими особенностями изучаемого региона [40]. Е. И. Бюс составил карты, характеризующие сейсмичность Кавказа с 1830 по 1930 гг. [12]. На этих картах показана максимальная интенсивность сотрясений для отдельных пунктов. Выделяются области шести-, семи- и восьмибалльных землетрясений по шкале Меркалли-Канкани. Е. И. Бюсом составлена также карта плотности распределения эпицентров Кавказских землетрясений, начиная с исторических времен по 1950 г. На этой карте обнаруживается участок Джавахетского нагорья с наибольшей частотой землетрясений.

С развитием инструментальных сейсмологических наблюдений заложены физические основы для изучения сейсмичности и сейсмического режима региона и других проблем сейсмологии. Е. А. Розовой на основе инструментальных наблюдений сей-

смических станций «Пятигорск», «Баку», «Сочи», «Ереван», «Тбилиси» была составлена карта расположения эпицентров землетрясений Кавказа за 1933—1938 гг. На этой карте эпицентры подразделялись на три группы: 1) с глубиной очага 10—25 км; 2) с глубиной очага 25—50 км; и 3) эпицентры, глубина очага которых неизвестна.

В работе И. В. Кирилловой и др. приводятся карты сейсмичности и плотности эпицентров землетрясений Кавказа за период с 139 по 1954 гг. По этим картам видно, что на Кавказе самой активной сейсмической зоной является плоскогорье Джавахетского нагорья [35].

С 1950 г. на Кавказе началась реорганизация существующих и ввод в эксплуатацию новых сейсмических станций и оснащение их однотипными высокочастотными сейсмографами типа Д. А. Харина и общего типа Д. П. Кирноса, а начиная с 1965—73 гг. на сейсмических станциях начали функционировать сейсмографы типа СКМ—3 и СКД.

Полученный с помощью этих приборов наблюдательный материал дал возможность более точно определить сейсмические элементы землетрясений, а также наблюдать различные типы сейсмических волн, на основе интерпретации которых изучалось строение земной коры и верхней мантии Кавказа и прилегающих территорий. Этот материал успешно используется также для изучения физики очага землетрясений.

Относительно развития сети сейсмических станций Кавказа можно считать, что данные о землетрясениях до 1955 г. по сравнению с последующими годами являются менее надежными и неточными с точки зрения выявления сейсмологических предвестников землетрясений.

На рис. 3.1. приведена карта распределения эпицентров землетрясений Кавказа. На основе анализа приведенной карты можно заключить, что Джавахетское нагорье по сравнению с другими районами Кавказа является самой активной в сейсмическом отношении зоной.

Кроме Джавахетской сейсмоактивной зоны, на Кавказе выделяются более или менее обособленные сейсмоактивные области, выявляющие себя еще начиная с ранней эпохи и по настоящее время. Это Шемахинская и Приказбекская эпицентральные области, которые лежат на глубоком разломе южного склона восточной части Большого Кавказа; Ереванская, Ленинанская, Зангезурская и Кировобадская эпицентральные зоны, расположенные на восточной территории Малого Кавказа; эпицентральная область Талышских гор; в восточной части Северного Кавказа — Махачкалинско-Дербентская эпицентральная область. В Центральной части Северного Кавказа выделяется эпицентральная область Кавказских Минеральных Вод, а в северо-западной части Кавказа — Таманский полуостров.

С 1955 года активизировались некоторые, ранее слабые сейсмоактивные участки Западного Кавказа, связанные с возникновением сильных землетрясений: Краснополянского (1955), Верхне-Мингрельского (1955), Гегечкорского (1957), Аджаро-Гурийского (1968), Чхалтынского (1963). Вышеперечисленные сейсмоактивные области Кавказа характеризуются своеобразным проявлением сейсмичности. Следует отметить, что среди других сейсмоактивных областей Кавказа Джавахетское нагорье выделяется наибольшей частотой землетрясений.

2. Макросейсмические материалы землетрясений. С целью выявления сейсмологических предвестников землетрясений обращаются к различным приемам. Одним из таких приемов являются статистические методы обработки данных. В данном случае большой статистический материал наблюдений землетрясений в широком интервале времени может привести к желаемым результатам. Эти материалы могут оказаться важными для решения поставленной выше задачи в том отношении, что вдоль исследуемого тектонического разлома может действовать своеобразный закон возникновения землетрясений, связанный с выделением зон сейсмического дефицита [82]. Для этой цели весьма ценными являются макросейсмические материалы землетрясений прежних времен. Кроме того, по макросейсмическим данным землетрясений возможно получение данных о размерах очага землетрясений. Совокупность таких данных о многих землетрясениях можно использовать для установления крупных разрывных нарушений, рассекающих земную кору (линеаментов и дизъюнктивных узлов).

Макросейсмические данные сильных землетрясений для исследуемой территории имеются с 550 гсда до нашей эры [47]. Однако эпицентры некоторых ранних землетрясений определены довольно неточно, поэтому они непригодны для запланированного исследования. Использовались данные тех землетрясений, эпицентры которых определены с точностью не ниже $\pm 0,2^\circ$ [47]. Ниже приводится описание некоторых известных землетрясений исследуемого региона с целью разбора макросейсмической картины и оценки точности определения эпицентров землетрясений.

Землетрясения Кировабадского района. Южнее г. Кировабада расположена одна из сейсмоактивных областей Малого Кавказа, известных как в прошлом, так и в настоящем, сильными землетрясениями. Сильные землетрясения произошли здесь в 427, 1139, 1236, 1867 годах, интенсивность в эпицентрах которых составляла 8—9 баллов. Для большинства сильных землетрясений этого дизъюнктивного узла имеются макросейсмические данные; направления и длина большой оси первой изосейсты, которые приводятся на карте (рис. 4.13). Сгущение эпицентров сильных землетрясений на расстоянии ≈ 50 км от этого

места наблюдается также в северо-западном и северо-восточном направлениях.

Землетрясения г. Двин. На основе разбора имеющихся материалов приходим к заключению, что более точно аргументированные сведения о землетрясениях Двинского района имеются у Т. О. Бабаян [47]. Эти данные используются нами без изменения. К этому сейсмоактивному узлу относятся также землетрясения Гарнийское (1679 г.), Ереванское (1937 г.), Игдырское (1962 г.).

Анийские землетрясения. В районе древней армянской столицы г. Ани, начиная с 1003 г., известны несколько разрушительных землетрясений. Из них наиболее точно определены координаты эпицентра землетрясения 1935 г. Кроме этого, в упомянутом районе известны несколько эпицентров сильных землетрясений, происшедших в 1003, 1132, 1603, 1935 гг. Они находятся близко друг к другу. Эпицентры этих землетрясений расположены южнее Джавахетского нагорья, на территории Малой Азии. Тем не менее они представляют интерес в том отношении, что могут быть использованы для установления особенностей изменения сейсмического поля изучаемого региона.

Землетрясения Джавахетского нагорья и прилегающих территорий. Для Тмогвского землетрясения 1088 г. по имеющимся макросейсмическим данным невозможно построение изосейст. Приведенные в новом каталоге параметры очага этого землетрясения считаются малонадежными [47]. Хотя следует отметить, что приведенный эпицентр Тмогвского землетрясения расположен на сейсмоактивном участке, где происходят сильные и слабые землетрясения и в настоящее время. Это землетрясение по макросейсмическим данным имело самое сильное проявление именно в с. Тмогви. Поэтому приведенные в каталоге координаты эпицентра Тмогвского землетрясения можно считать наиболее вероятными.

Землетрясение 1275 г., известное как Мцхетское и ощущавшееся на довольно обширной территории Грузии, по данным каталога, расположено на Картлийской равнине, севернее г. Гори. На указанном месте эпицентра землетрясения не имеется крупных разрывных нарушений в земной коре, оно не проявило себя в сейсмическом отношении. Эпицентр этого землетрясения скорее следует отнести к разломам, расположенным с северной стороны Аджаро-Триалетской складчатой системы, которая проходит через гг. Гори и Мцхета. В частности эпицентром этого землетрясения целесообразно принять место пересечения нескольких разломов Аджаро-Триалетской складчатой системы, где расположены селения Метехи и Ахалкалаки. В районе происшествия Мцхетского землетрясения известно несколько сильных землетрясений, из которых самым сильным является Горийское землетрясение 20 февраля 1920 года. Эпицентр этого землетря-

сения по каталогу [47] $\varphi=42,0^{\circ}\text{N}$; $\lambda=44,1^{\circ}\text{E}$. Разбор макросейсмической картины дает нам основание считать координатами эпицентра этого землетрясения $\varphi=41,9^{\circ}\text{N}$, $\lambda=44,1^{\circ}\text{E}$.

Землетрясение 1868 г., упомянутое в каталоге как Спасское, произошло в одноименном селении вблизи г. Ленинанкана. Эпицентр этого землетрясения расположен на пересечении двух разломов, имеющих широтное и меридиональное расположение. Большая ось эллипса первой изосейсты направлена вдоль разлома, имеющего широтное направление (рис. 4.13).

Ахалкалакское землетрясение 31 декабря 1899 г. ($M=5,4$; $J_0=8-9$) считается самым крупным событием из всех ранее происшедших на Джавахетском нагорье. Макросейсмическим исследованиям Ахалкалакского землетрясения посвящено много работ [11, 35, 40, 44, 45]. Подробное его описание дает И. В. Мушкетов в своей монографии. По его данным эпицентральная зона этого землетрясения расположена в районе оз. Табацкури с координатами: $\varphi=41,6^{\circ}\text{N}$; $\lambda=43,5^{\circ}\text{E}$. Этому землетрясению предшествовало землетрясение 13 августа 1898 г. Приведенные в каталоге [47] координаты эпицентра этого землетрясения совпадают с координатами Ахалкалакского землетрясения, что, вероятно, не соответствует действительности. По каталогу Е. И. Бюса [20], эпицентр этого землетрясения расположен около с. Эштиа с координатами $\varphi=41,3^{\circ}\text{N}$, $\lambda=43,6^{\circ}\text{E}$. Разбор макросейсмических материалов позволяет считать определенный Е. И. Бюсом эпицентр более точным.

На территории восточной части Джавахетского нагорья в меридиональном направлении $44^{\circ}20'$ известно несколько сильных землетрясений, эпицентры которых определены по макросейсмическим данным. Магнитуда землетрясений этой полосы имеет низкие значения ($M=3,5-5,2$) по сравнению с землетрясениями других частей Джавахетского нагорья.

После Ахалкалакского землетрясения наиболее интенсивным по балльности является Цхрацкаройское землетрясение 12 октября 1912 г., $M=5,6$. Это землетрясение было обследовано А. П. Герасимовым [20].

В новом каталоге [47] для этого землетрясения приведены координаты эпицентра $\varphi=41,4^{\circ}\text{N}$; $\lambda=43,7^{\circ}\text{E}$, которые можно считать более точными, чем упоминаемые в других работах. В районе этого землетрясения в разные годы возникали значительные, но менее сильные землетрясения, главные оси первой изосейсты которых имеют разные направления.

В юго-западной части Джавахетского нагорья расположена эпицентральная зона Ардаганских землетрясений. Самое сильное землетрясение в этом районе имело место 9 января 1925 г. ($\varphi=41,2^{\circ}\text{N}$; $\lambda=42,8^{\circ}\text{E}$; $M=5,8$).

Южнее Джавахетского нагорья расположена Ленинанская эпицентральной зона землетрясений, известная разрушительными восьми-девятибалльными землетрясениями. Последствия известного Ленинанского землетрясения 22 октября 1926 г. изучены в работах [1, 13, 36], на основе чего построены изосейсты и определен его эпицентр. По имеющимся данным [1, 13, 36], последующие толчки землетрясения происходили в течение почти одного года. На месте главного толчка по склону долины р. Арпа-чай, южнее Ленинанкана, образовалась меридиональная трещина в почве; опускание по трещинам сбросов достигало 1 м. Направление главной оси первой изосейсты с меридианом составляет угол $\sim 40^\circ$.

25 января 1935 г. в южной части Джавахетского нагорья произошло шестибалльное землетрясение (Ахурянское землетрясение), эпицентр которого располагается к югу от с. Ефремовка, а область наиболее значительных сотрясений вытянута в меридиональном направлении.

На южном склоне Триаветского хребта 7 мая 1940 г. имело место сильное землетрясение (Табацкурское землетрясение, $M=6$). Инструментальные данные главного толчка землетрясения нельзя было использовать для обработки, вследствие чего координаты эпицентра определены как средняя величина из координат последующих толчков [15]. На основании макросейсмических данных землетрясений составлена карта сглаженных изосейст, на которой изосейста в 8 баллов, оконтуривающая плейстосейстовую область Табацкурского землетрясения, описывает почти правильную окружность, а остальные изосейсты представляют эллипсы с северо-западным простиранием длинной оси. По отдельным населенным пунктам на карте более крупного масштаба получаются изосейсты более сложных очертаний [35]. Плейстосейстовая область землетрясения принимает вытянутую в северо-северо-восточном направлении форму. Площадь расположения эпицентров афтершоков главного толчка принимает форму вытянутого в том же направлении эллипса. По макросейсмическим данным афтершоков главного толчка, происшедших 23 мая ($M=4$) и 10 июля ($M=5,1$) того же года, первые изосейсты имеют форму эллипса с длинной осью в северо-северо-западном направлении. Как выяснилось, эпицентры афтершоков Табацкурского землетрясения группируются вдоль линии, простирание которой близко к меридиональному [37].

После Табацкурского землетрясения наиболее значительными явились: землетрясение 17 января 1951 г., достигшее шести баллов ($M=4,2$) в селениях Богдановка, Ефремовка, Сагамо и Сатхе [1,35] и Гомаретское семибалльное землетрясение 11 июня 1954 г., сопровождавшееся повреждением зданий в Дманисском районе. Эпицентры этих землетрясений находятся

на известном геологическом разломе, имеющем в пределах Джавахетского нагорья субширотное направление. Первые изосейсты этих землетрясений имеют форму эллипса, главная ось которого совпадает с направлением указанного разлома.

На этом же разломе расположены эпицентры Акстафинского землетрясения 22 января 1956 г. и землетрясения 7 августа 1950 г., магнитуды которых $\approx 4,5$.

В районе Гомаретского землетрясения расположены эпицентры нескольких сильных землетрясений, в том числе землетрясения, происшедшего 31 мая 1958 г., $M=4,7$.

8 декабря 1959 г. имело место разрушительное землетрясение с эпицентром $\varphi=41,2^{\circ}\text{N}$; $\lambda=43,8^{\circ}\text{E}$. В эпицентральной области в селах, расположенных около оз. Мадатапа в Богдановском районе, оно проявилось с силой в 7—8 баллов и вызвало разрушение и повреждение почти всех построек. Это землетрясение подверглось макросейсмическому обследованию, по которому определена форма первой семи-восьмибалльной изосейсты и направление разрыва в очаге. Оно сопровождалось большим количеством последующих толчков, из которых в течение декабря месяца определены эпицентры 770 землетрясений.

3 декабря 1961 г. южнее эпицентра Мадатапского землетрясения возникло 6—7-балльное землетрясение (Гукасянское), эпицентр которого лежит на разломе, являющемся продолжением Анатолийского разлома. Первая 6—7-балльная изосейста этого землетрясения имеет удлиненную форму вдоль указанного разлома. В восточной части этого же разлома находится эпицентр землетрясения 30 января 1967 г. (Спитакское землетрясение). Первая 6—7-балльная изосейста также имеет вытянутую форму вдоль этого разлома.

29 июня 1967 г. в районе оз. Паравани произошло 6—7-балльное землетрясение. Эпицентр его расположен на разломе, проходящем вдоль Джавахетского хребта. Изосейсты этого землетрясения имеют вытянутую по направлению разлома форму.

3 января 1970 г. произошло землетрясение с эпицентром в окрестностях устья р. Гуджаретисцкали в Боржомском районе ($M=4,7$). С максимальной силой в 6—7 баллов землетрясение ощущалось в Боржоми, Ликани, Цагвери, Кечхоби. Это землетрясение было крупнейшим сейсмическим событием в Боржомском районе за исторический период. Главному толчку предшествовал форшок 31 декабря 1969 г., ($M=4$). По макросейсмической картине площадь внутри 6—7-балльной изосейсты сравнительно мала, что указывает на неглубокое расположение очага. Глубина очага по инструментальным и макросейсмическим данным $h \approx 10$ км. Формы изосейст форшока и главного толчка схожи и вытянуты вдоль Межзонального Аджаро-Триалетского разлома. Боржомское землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками. Самыми сильными из них яви-

лись афтершоки, происшедшие 3 января ($M=3,5$) и 21 мая ($M=4,3$).

8 сентября 1971 г. произошло 6-балльное землетрясение в Дманисском районе ($M=4,5$). Там же 2 января 1978 г. произошло 7—8-балльное землетрясение ($M=5$), вызвавшее разрушение в плейстосейстовой области. Изосейсты этого землетрясения вытянуты вдоль Джавахетского хребта. Не менее интересно отметить, что эпицентр этого землетрясения совпадает с эпицентром Гомаретского землетрясения 1954 года.

Хашмийское землетрясение. С восточной стороны субширотного разлома, проходящего к северу от г. Тбилиси, 17 июня 1967 г. произошло 6-балльное Хашмийское землетрясение. Эпицентр этого землетрясения находится на расстоянии 15—20 км от г. Тбилиси. Изосейсты, построенные по этому землетрясению, имеют вдоль разлома вытянутую форму. Площадь внутри первой изосейсты сравнительно небольшая и указывает на небольшую глубину залегания очага, $h=7$ км. Это землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, эпицентры которых расположены вблизи главного толчка. Небезынтересно отметить, что к западу от эпицентра Хашмийского землетрясения известны несколько более сильных землетрясений вдоль разлома, для которых не проводились макросейсмические обследования.

Зангезурская зона землетрясений. Эта зона, как сейсмоактивная, известна с древнейших исторических времен. Здесь в 1308, 1931, 1968 годах произошли сильные разрушительные землетрясения, интенсивность которых в эпицентральных областях достигала 8—9 баллов. Для этих и сравнительно менее сильных землетрясений проведены макросейсмические обследования. Направления главных осей первой изосейсты всех землетрясений имеют меридиональную ориентацию. На основании данных бюллетеня сейсмических станций Кавказа и бюллетеня станций 1-го класса Сейсмологического института АН СССР заново определены координаты землетрясения от 6 ноября 1933 г. — $\varphi=39,1^{\circ}\text{N}$; $\lambda=46,3^{\circ}\text{E}$.

Сабирабадская зона землетрясений. В этой зоне известны многие разрушительные землетрясения 1862, 1869, 1911, 1916, 1934, 1976 гг. Направления главной оси первой изосейсты этих и менее сильных землетрясений совпадают друг с другом, и с меридиональным направлением составляют угол $= 45^{\circ}$; южнее этой зоны находится зона менее сильных землетрясений Ленкоранского района. В этой зоне для Ардебильского землетрясения (1924 г.) различные авторы дают разные эпицентры [47]. По имеющимся макросейсмическим данным, эпицентр этого земле-

трясения должен иметь следующие координаты: $\varphi = 39,5^{\circ}\text{N}$; $\lambda = 47,8^{\circ}\text{E}$.

Для исследования использовались также макросейсмические данные землетрясений Малой Азии и Ирана.

3.2. СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Вопрос изучения сейсмического режима является одним из основных для решения проблемы количественной оценки сейсмической опасности какого-либо региона, а также для поисков путей прогнозирования сильных землетрясений.

Наиболее целесообразным методом количественной оценки сейсмичности в настоящее время является предложенный Ю. В. Ризниченко метод использования повторяемости землетрясений через построение карт сейсмической активности [55], дающий возможность перехода от дискретной карты распределения эпицентров землетрясений к непрерывной величине сейсмической активности. В основу этого метода легло представление о стационарном сейсмическом процессе. Допускается, что существует некий долговременный средний сейсмический режим, который зависит только от места в пространстве и не зависит от времени. Такой подход допустим из общих геологических соображений: сейсмичность является частным проявлением медленного тектонического процесса, свойства которого мало меняются в такие сравнительно короткие промежутки времени, как десятки или сотни лет.

Параметры сейсмического режима можно рассчитать путем усреднения во времени наблюдаемых величин, и чем больше время наблюдения, тем ближе показатели сейсмического режима к искомым долговременным средним.

За короткие промежутки времени параметры сейсмического режима могут сильно флуктуировать, поэтому важно изучить как систематическую, так и случайную сторону сейсмического режима [10]. Изучение систематической стороны касается средних величин, которые получаются путем полного осреднения в пределах некоторых ограниченных областей. Изучение случайной стороны подразумевает в основном вопрос о «рассеянии» наблюдаемых величин повторяемости землетрясений различных энергий E во времени.

В работе анализируются средние характеристики сейсмического режима: рассеяние землетрясений во времени, закон повторяемости землетрясений и сейсмическая активность.

Параметры сейсмического режима исследуются для всего Кавказа и прилегающей территории, Малого Кавказа и северо-западной части Малого Кавказа по отдельности.

Материалом для наших исследований служил каталог независимых землетрясений за период 1962—1979 гг., который был составлен по описанной ниже методике.

Известно, что сильные землетрясения сопровождаются группой более слабых землетрясений (форшоки и афтершоки). Их количество иногда бывает огромным, а вклад в общий энергетический баланс — ничтожно малым [53].

Существует и другая категория группируемых землетрясений — рои землетрясений, когда при сравнительно спокойном сейсмическом фоне в коротком интервале времени и в ограниченной области пространства внезапно возникает ряд несильных землетрясений.

Неучет группируемых землетрясений обычно приводит к превратному истолкованию сейсмического режима исследуемого региона.

Известно, что частота возникновения афтершоков и их величины зависят от энергии главного толчка и уменьшаются со временем t . Уменьшение числа N афтершоков со временем выше некоторого фиксированного уровня их величины описывается по формуле Хирано

$$N = at^{-p},$$

где a и p — постоянные. В работе [25] по 7 землетрясениям Кавказа с $M \geq 5,5$, происшедшим здесь в 1959—1970 гг., получено $p = 1,2$.

Известно, что действие афтершоков ограничивается и в пространстве. Размеры и форма площади S рассеяния афтершоков зависят от энергии главного толчка, ориентации очага в пространстве, строения среды в очаговой зоне и ряда других факторов, но определяющим среди них является энергия главного толчка. По Утсу и Секи [84] зависимость между площадью рассеяния афтершоков и магнитудой главного толчка дается по формуле

$$\lg S = M + C.$$

В работе [25] для Кавказа дается $C = 6,8$, если S измеряется в см^2 . Аналогичными принципами руководствовались и мы при распознавании афтершоков.

Существенную роль в сейсмической жизни Кавказа играют рои землетрясений. Особенно часто они возникают на Джавахетском нагорье, которое, несмотря на свою весьма малую площадь (5600 км^2 , $\approx 1\%$ всей территории Кавказа), вносит весомый вклад в сейсмическую активность Кавказа (55% всех землетрясений [25]). Для получения критериев выявления роев Э. А. Джибладзе [26] статистически исследовала последовательность землетрясений Джавахетского нагорья. Ею получе-

но, что, если интервал времени между двумя последовательными событиями меньше 30 часов, они причинно связаны между собой, и их нужно рассматривать как одно событие.

Рои землетрясений, как и афтершоки, имеют место в ограниченных областях пространства, размеры которых должны быть, по нашему мнению, меньше областей рассеяния афтершоков сильных землетрясений. т. к. даже самое сильное землетрясение, в рое энергетически стоит ниже, чем землетрясение, сопровождаемое серией афтершоков. Поэтому, при распознавании роев землетрясений мы ограничивались площадями радиусом 15 км (примерный размер площади рассеяния афтершоков землетрясения с $M=4$). Размеры области проявления роев землетрясений возможно и меньше, но при этом существенную роль начинает играть точность определения эпицентров и возможны пропуски событий, что в дальнейшем будет влиять на определение параметров сейсмического режима.

Таким образом, мы составили каталог землетрясений Кавказа за период 1962—1979 гг., в котором заложена гипотеза о том, что толчки между собой причинно не связаны.

Мера рассеяния землетрясений. Прямое отношение к вопросу группирования землетрясений и стационарности сейсмического режима имеет введенная в сейсмологию мера R рассеяния землетрясений [55]. Она определяется путем разбиения всего периода наблюдений на ряд частей и сравнения чисел N_i землетрясений, попадающих в каждую из этих частей. Эта величина равна:

$$R = \frac{\sigma_N}{\sqrt{N}} = \delta_N \sqrt{N},$$

где σ_N —среднеквадратичное отклонение одного измерения средней величины N , $\delta_N = \frac{\sigma_N}{N}$ — относительное отклонение од-

ного измерения N_i величины N . Случай $R=1$ соответствует совершенно случайной стационарной последовательности взаимонезависимых событий — простому пуассоновскому процессу [31]. Для него дисперсия σ_N^2 равна математическому ожиданию N , откуда и получается $R = \sqrt{\sigma_N^2/N} = 1$. Случай $R>1$ соответствует тенденции к взаимному притяжению, группированию событий. Случай $R<1$ — к их взаимному отталкиванию, так что при $R=0$ их последовательность становится идеально периодической. Таким образом, исследование меры R рассеяния землетрясений позволяет судить о степени стационарности сейсмического режима [10].

Чтобы проверить, насколько последовательность землетрясений, вошедших в составленный нами каталог, соответствует

простому пуассоновскому процессу, мы исследовали меру R рассеяния землетрясений для всего Кавказа за весь период наблюдений.

Результаты даются в таблице для каждого энергетического класса K по отдельности.

Таблица 3. 1

K	6	7	8	9	10	11	12	13
R	7,3	3,1	1,56	1,12	1,01	1,05	0,99	0,98

Из приведенной таблицы видно, что для всех представительных энергетических классов K мера рассеяния $R \approx 1$, из чего следует, что режим изучаемой территории за весь период наблюдений (1962—1979 гг.) можно считать нормальным.

Закон повторяемости землетрясений. Издавна известно, что слабые землетрясения происходят чаще, чем сильные. Закон распределения числа N — частоты повторения землетрясений по энергии E — называется «законом повторяемости землетрясений».

Было обнаружено, что при изображении в системе координат $\lg E$, $\lg N$ распределение повторяемости землетрясений по их энергиям $N(E)$ за ряд лет представляется совокупностью точек, которые довольно плотно укладываются вдоль некоторых кривых; последние в широком диапазоне энергий близки к прямым линиям. Наклон графика в его прямолинейной части $\gamma = -\lg N / \lg E$ приблизительно одинаков почти для всех сейсмоактивных регионов и составляет в среднем около 0,50. Это дает возможность различить степень сейсмичности разных регионов не по наклонам графиков $N(E)$, а по их уровням (т. е. по величине сейсмической активности A) [10].

Таким образом, кривая $N(E)$ является калибровочной для перехода от распределения землетрясений одного энергетического класса к другому.

При построении графиков повторяемости землетрясений из каталогов выбираются данные о численностях самостоятельных землетрясений разных энергетических классов $K \pm \Delta K$ (обычно принимают $\Delta K = 0,5$). Их построение возможно двумя способами — построением графиков $N_{\Sigma}(K)$ распределения землетрясений по величине K при суммировании их чисел от K и больше; построением графиков $N(K)$ поклассового распределения чисел землетрясений в пределах $K \pm 0,5$.

При определении γ по графикам повторяемости следует отдать предпочтение графику суммирования $N_{\Sigma}(K)$. Веса его точек больше, чем на графике распределения $N(K)$, и γ определяется

устойчивее. Использование графиков $N_{\Sigma}(K)$ позволяет также, не усложняя решения задачи, исключить нередко допускаемые ошибки, когда на графике $N(K)$ некоторые классы внутри обрабатываемого диапазона K оказываются пустыми, где число землетрясений $N=0$, и, следовательно, $\lg N = -\infty$. Ошибки можно избежать путем объединения пустых классов с теми, где $N \neq 0$. График же $N_{\Sigma}(K)$ пустых классов по построению не имеет [61].

Из графика повторяемости возможно в первом приближении определить уровень представительности землетрясений — тот минимальный энергетический класс, начиная с которого и выше все землетрясения регистрируются без пропусков. На графиках повторяемости слева от точки, соответствующей этому энергетическому классу, намечается загиб вниз, что указывает на «нехватку» землетрясений более низких классов. Но это определение весьма приблизительно. Для более точной оценки представительности землетрясений нужно специально исследовать возможности сейсмической сети данного региона.

В работе [25] даются значения наклонов графиков повторяемости с учетом группирования для Кавказа, Грузии и Джавахетского нагорья по наблюдениям 1962—1970 гг. Они оказались приблизительно равными — $\gamma = 0,50$.

Мы определяли γ по наблюдениям 1962—1979 гг. для Кавказа, Малого Кавказа и его северо-западной части (включая Джавахетское нагорье) по отдельности и получили соответственно $\gamma = 0,47; 0,46; 0,53 \pm 0,01$.

На рис. 3.2 приведены графики распределения $N_{\Sigma}(K)$ для всех этих регионов, нормированные во времени ($T=1$ году) и по площади ($S=1000 \text{ км}^2$), откуда видно, что для северо-западной части Малого Кавказа представительными являются землетрясения за период 1962—1979 гг. с $K=8$ и выше, а для Кавказа и Малого Кавказа — землетрясения с $K=9$ и выше.

Сейсмическая активность. Чтобы перейти от дискретной карты эпицентров к непрерывному полю сейсмичности, строят карты сейсмической активности A . Сейсмическая активность A — число очагов землетрясений, отнесенное к единице пространства, времени и приведенная к определенному диапазону энергетической величины $K \pm 0,5$ землетрясений [61]. Обычно используются величины $A=A_{10}$, когда $K=10$, или $A=A_{15}$, когда $K=15$. Чаще пользуются не объемной активностью, а поверхностной, когда ее можно отнести к поверхности, находящейся на фиксированной средней глубине сейсмоактивного слоя. Такую активность относят к единице площади $S_0=1000 \text{ км}^2$ для $A=A_{10}$ или $S_0=10^5 \sqrt{10} \text{ км}^2$ для $A=A_{15}$, а за единицу времени берется 1 год. При $\gamma=0,5$ численные значения активности A для A_{10} и A_{15} тождественны.

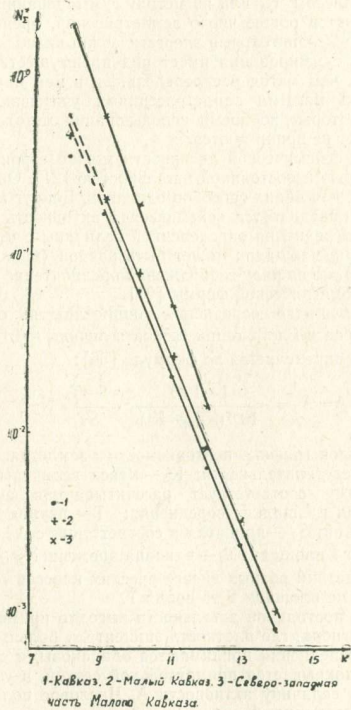


Рис. 3. 2. График повторяемости землетрясений

венно совпадают — именно с таким расчетом выбрано соотношение площадей S_0 в определениях A_{10} и A_{15} .

Для картирования сейсмической активности A исходными данными служат карты эпицентров представительных землетрясений. Карты сейсмической активности строят или по методу распределения [57] числа N_i землетрясений по представительным классам K_i или по методу суммирования [21, 56], где подсчитывается общее число землетрясений, превышающих некоторый представительный энергетический класс.

Метод суммирования имеет ряд преимуществ: он технически проще, чем метод распределения, и в нем наряду с многочисленными малыми землетрясениями учитываются и более сильные, которые во время использования метода распределения в расчет не принимаются.

Карты сейсмической активности можно строить с постоянной точностью и постоянной детальностью [21]. Общий принцип построения для обоих способов одинаков. Вокруг каждой точки, в которой определяется сейсмическая активность A , выбирают площадку осреднения определенной величины с центром в этой точке. Форма площадок может быть разной (круг, квадрат, эллипс и т. д.), но по ряду соображений предпочтение отдается площадкам изометрической формы [61].

На площадке осреднения определяется общее число N_{Σ} эпицентров землетрясений разной величины — от K_{min} и выше. Активность определяется по формуле [56]:

$$A = A_0 = \frac{1 - 10^{-\gamma}}{10^{-\gamma}(K_{min} - K_0)} \cdot \frac{S_0 T_0}{ST} N_{\Sigma},$$

где γ — наклон графика повторяемости землетрясений; K_{min} — уровень представительности; K_0 — класс величины землетрясений, которому соответствует рассчитываемая активность A_0 ; S — площадь площадки осреднения; T — период наблюдения землетрясений; S_0 — принятая в соответствии с A_0 единица нормирования по площади; T_0 — единица времени; N_{Σ} — общее число землетрясений разных энергетических классов $K \geq K_{min}$, наблюдаемых на площади S за время T .

Способ постоянной детальности выгодно применять для тех участков региона, где плотность эпицентров большая. При этом площадки осреднения принимаются одинаковыми для всей карты. Карта покрывается прямоугольной сеткой, в узлах которой определяют величину активности A . Числовое поле активности обобщают изолиниями.

При малой плотности эпицентров применение способа постоянной детальности затруднительно. В этом случае на карте появляются площадки осреднения с малым числом эпицентров

землетрясений, и точное определение их средней плотности становится невозможным.

Способ постоянной точности автоматически лишен этих недостатков. По этому способу площадки осреднения выбираются с таким расчетом, чтобы в каждую площадку попадало одно и то же фиксированное число N_{Σ} эпицентров. На практике в этом случае площадки делают круговыми. Радиусы площадок определяются следующим образом:

$$r = \sqrt{\frac{1 - 10^{-\gamma}}{10^{-\gamma}(K_{\min} - K_0)} \cdot \frac{S_0 T_0 N_{\Sigma}}{NT} \cdot \frac{1}{A}}$$

Обозначения здесь те же, что и в предыдущей формуле. Принято только, что $S = \pi r^2$.

Для построения карты активности A способом постоянной точности предварительно фиксируется число N_{Σ} эпицентров на площадках осреднения (соответственно заранее фиксируется и точность карты), и строятся круговые палетки с определенной градацией активности A [21].

Способы постоянной точности и постоянной детальности можно комбинировать в соответствии с плотностью эпицентров на том или ином участке составляемой карты.

На рис. 3.3 представлена карта сейсмической активности $A = A_{10}$ для северо-западной части Малого Кавказа, построенная методом суммирования за 1962—1979 гг. Периферийные участки карты строились способом постоянной точности с помощью круговой палетки с числом $N_{\Sigma} = 10$ эпицентров землетрясений с $K = 8$ и более, попадающих в тот или иной круг палетки.

Центральная часть карты, ввиду большой плотности эпицентров, строилась способом постоянной детальности. Величины площадок осреднения равны $4' \times 4'$, и перекрывались они между собой двухминутным шагом.

Из карты видно, что самой сейсмоактивной областью является Джавахетское нагорье, в центральной части которого выделяются две небольшие зоны с очень высокой активностью — $A_{10} = 5$. Целиком Джавахетское нагорье оконтуривается изолинией со значением активности $A_{10} = 0,5$. Северо-западнее, в районе г. Боржоми, выделяется зона с повышенной активностью. Внутри этой зоны есть области, где $A_{10} = 0,5$. Такая же зона выделяется юго-западнее Джавахетского нагорья на территории Турции. Тбилиси попадает в зону повышенной сейсмической активности. В этой области значение A_{10} достигает величины 0,1—0,2. Южнее Джавахетского нагорья активность резко падает до величины 0,02.

На рис. 3.4 представлена карта сейсмической активности для всего Кавказа. Она построена методом суммирования при

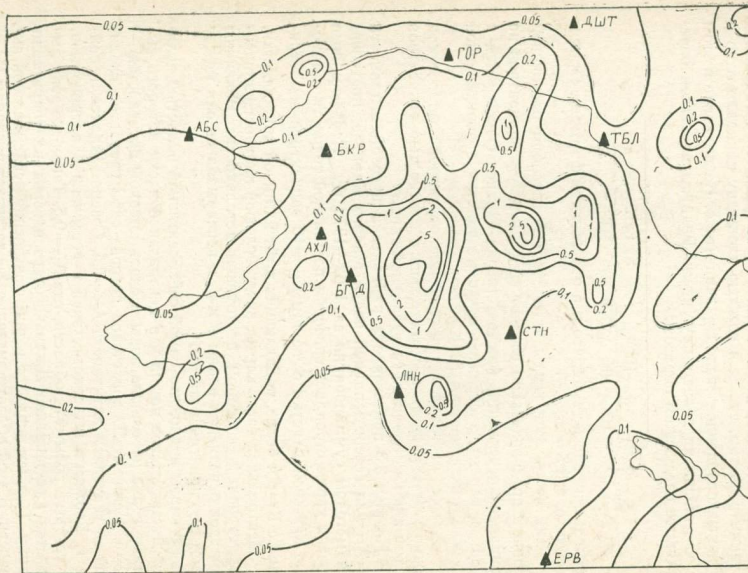


Рис. 3. 3. Карта сейсмической активности северо-западной части Малого Кавказа по сейсмологическим данным

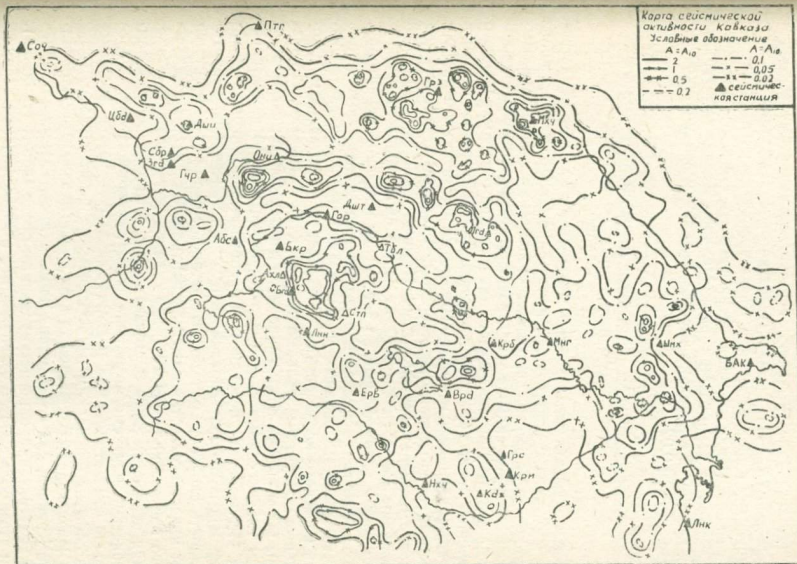


Рис. 3. 4. Карта сейсмической активности Кавказа по сейсмологическим данным

постоянной точности. Основой для построения этой карты являлась карта эпицентров землетрясений с $K \geq 9$, составленная за период 1962—1979 гг. Карта строилась с помощью круговой палетки с числом $N_{\Sigma} = 5$ эпицентров землетрясений с $K = 9$ и более.

На этой карте выделяются несколько зон с высокой сейсмичностью ($A_{10} = 1$): Джавахетское нагорье, Дагестанская, Шемахинская, Кировабадская и Зангезурская зоны, а также зоны северо-западнее и северо-восточнее г. Тбилиси и южнее г. Еревана на территории Турции. Целиком Кавказ оконтуривается изолинией с довольно высоким значением сейсмической активности $A_{10} = 0,02$.

3.3. ОБЪЕМЫ ОЧАГОВ И ПЛОСКОСТИ РАЗРЫВА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Инструментальные данные. Подготовка сильных землетрясений связана с постепенным нарастанием напряжений, накапливаемых в процессе сдвиговых тектонических деформаций. Выявлено, что, чем сильнее землетрясения, тем больше объем, в котором происходит нарастание напряженно-деформированного состояния среды. Сильные землетрясения приурочены только к крупным разломам и имеют свои стадии развития: это их форшоковый и афтершоковый процессы. Такие землетрясения мы условно называем независимыми. Помимо таких землетрясений возникают менее сильные, не имеющие своих форшоков и афтершоков и разбросанные по всей сейсмоактивной территории, и их плотность распределения остается во времени постоянной.

Объем очага сильных землетрясений можно охарактеризовать на основе исследования их форшоков и афтершоков. Модельные и экспериментальные исследования указывают, что размеры этого объема среды, заполненного форшоками и афтершоками главного землетрясения, обусловлены силой землетрясения. Исследования особенностей распределения форшоков и афтершоков позволяют определить глубину, ориентацию и протяженность плоскости разрыва. В настоящее время представительным классом землетрясений для центральной части Джавахетского нагорья является 6—7, для остальных территорий — 7—8, а для некоторых даже 9. Доказано, что форшоки сильных землетрясений изучаемого региона имеют энергетический класс меньше 6. Поэтому из-за недостаточных материалов форшоковые события, за редким исключением, не были изучены.

Исследовались афтершоки всех сильных землетрясений Малого Кавказа, для которых они наблюдались. Такими оказались 26 землетрясений, зарегистрированных после 1956 г. (табл. 3.2). При этом большинство их эпицентров расположены на территории Джавахетского нагорья ввиду его высокой сейсмичности и

имеющейся там сравнительно густой сети сейсмических станций по сравнению с другими районами Кавказа. Пространственное распределение всех афтершоков определялось методами, не требующими годографов, по которым высокую точность можно получить только при сопоставлении эпицентрального расстояния с глубиной очага. Для исследуемой территории наилучшая обстановка в этом отношении имеется на Джавахетском нагорье. В других сейсмоактивных районах: Зангезурском, Еревано-Игдырском, Ванском, Вартойском и др. определены площади распределения эпицентров афтершоков сильных землетрясений, имеющие эллиптическую форму и являющиеся проекциями объемов очагов землетрясений на поверхность Земли. Направления главной оси эллипса совпадают с направлением разрыва в очагах землетрясений.

Таблица 3.2

Размеры очаговой зоны землетрясений

№ пп.	Дата ч. м. г.	Момент воз-вен- ия, ч.м.с.	Координаты очага			M	Аз. гл. оси, град.	R _x , км.	R _y , км.	R _z , км.	S _{xyr} км ²
			φ_N	λ_E	h, км						
1	27. 04. 1931	16.50.45	39,2	46,0	22	6,3	27	76	38		2880
2	07. 01. 1937	13.23.31	40,1	44,4	10	4,6	165	30	13		390
3	11. 06. 1954	11.25.36	41,6	44,1	12	4,6	90	30	12		375
4	11. 02. 1956	04.02.54	41,6	43,7	5	5,0	54	25	13		325
5	16. 05. 1958	09.18.56	41,2	43,8	5	4,4	43	28	12	24	320
6	31. 05. 1958	03.50.07	41,6	43,9	17	4,7	162	32	16	19	510
7	08. 12. 1959	13.33.58	41,2	43,9	10	5,4	30	30	18	28	540
8	03. 12. 1961	18.31.52	41,1	44,1	25	5,4	167	40	16	30	640
9	19. 08. 1962	02.23.54	41,2	43,8	15	4,0	50	20	12	16	335
10	04. 09. 1962	22.59.16	39,9	44,1	10	5,2	10	38	14		530
11	08. 09. 1962	19.00.03	41,2	43,8	11	4,1	40	25	12		300
12	11. 03. 1964	00.08.48	42,4	44,9	23	4,5	175	25	12	26	290
13	19. 08. 1966	12.22.10	39,2	41,5	24	6,8	120	84	35		2940
14	21. 08. 1966	10.33.54	41,5	43,6	5	4,4	132	23	10		240
15	30. 01. 1967	01.20.26	41,0	44,3	13	5,0	90	30	15	25	450
16	29. 06. 1967	08.22.43	41,4	43,9	10	4,4	46	20	11	18	220
17	29. 04. 1968	17.01.55	39,2	44,2	18	5,4	20	40	25		1000
18	09. 06. 1968	00.56.29	39,2	46,2	11	4,9	150	28	13		365
19	19. 06. 1968	15.03.34	41,3	44,0	10	4,0	20	20	11		220
20	14. 06. 1969	17.44.55	41,3	43,6	5	4,2	55	19	10	20	190
21	03. 01. 1970	06.54.41	41,8	43,4	5	4,7	82	20	12	20	240
22	18. 05. 1971	00.11.52	42,5	43,4	10	4,0	60	20	10		210
23	08. 09. 1971	22.35.09	41,3	44,0	5	4,5	30	22	10	25	225
24	24. 09. 1976	12.22.18	39,1	44,0	33	7,0	150	111	65		7215
25	01. 01. 1977	22.26.38	39,2	43,7	25	4,0	95	32	12		385
26	02. 01. 1978	06.31.26	41,1	44,1	13	5,1	110	25	13		325

Заново определялись глубины всех афтершоков, для чего в нередких случаях обращались к первичным материалам. Выделялись афтершоки от фоновых землетрясений.

Определение элементов очага афтершоков дало возможность установить объемы и форму очагов сильных землетрясений. Объемы очагов имеют большей частью эллипсоидальную форму, в которой плотность распределения афтершоков неравномерна и главная ось которой всегда совпадает с линией плоскости главного разрыва. Вдоль разрыва всегда наблюдается большая концентрация гипоцентров, которая в зависимости от глубины неравномерна. На рис. 3.5. приведен график плотности распределения гипоцентров землетрясений Джавахетского нагорья в за-

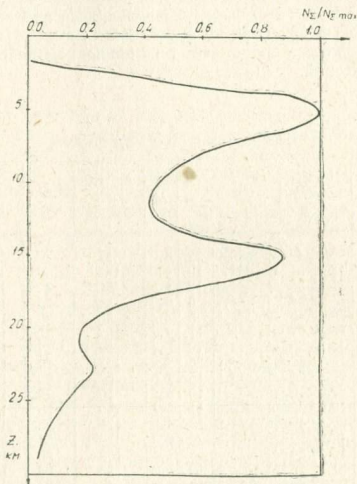


Рис. 3. 5. Плотность распределения числа землетрясений Джавахетского нагорья по глубине очага

висимости от глубины. На горизонтальной оси отложена плотность эпицентров $N(z) = \Delta N_{\Sigma} / \Delta z$, определенная методом скользящих средних и численным интерполированием, на вертикальной — глубина гипоцентра. На графике выявлены три максимума плотности распределения гипоцентров на глубинах 5; 15; 23 км, являющихся фокальными поверхностями и соответствующих границам раздела слоев этого региона [62]. Разрез очаговых областей некоторых сильных землетрясений Джавахетского

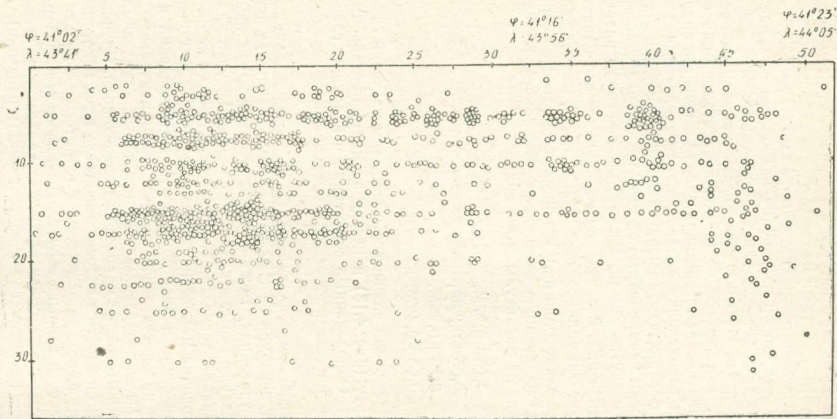


Рис. 3.6. Вертикальный разрез гипоцентров и олчков землетрясений Джавахетского нагорья

нагорья по меридиональным и широтным направлениям дается на рис. 3.6. Изучение пространственного распределения гипоцентров на Джавахетском нагорье показывает, что землетрясения с поверхностными очагами наблюдаются в центральной его части с географическими координатами: $\varphi = 41,3^{\circ}\text{N}$; $\lambda = 43,9^{\circ}\text{E}$ и углубляются со всех сторон от этой точки. Схематически распределение гипоцентров землетрясений относительно этой точки показано на рис. 3.6. Изучена зависимость площади распределения эпицентров афтершоков от магнитуды. Установление очаговых областей сильных землетрясений дает возможность определения площади распределения афтершоков. Выясняется, что эта площадь тем больше, чем больше магнитуда землетрясения.

Поместим координатную систему на поверхности Земли; ось z направим внутрь Земли, а x — вдоль плоскости разрыва очагов землетрясений. В таком случае R_x будет обозначать проекцию главной оси эллипсоида на оси x ; соответственно проекции малых осей эллипсоида на y и z будут R_y и R_z ; S_{xy} — проекция эллипсоида на дневную поверхность. Эмпирически зависимость этих величин от магнитуды имеет вид:

$$\lg R_x = 0,15 + 0,27M,$$

$$\lg R_y = 0,05 + 0,22M,$$

$$\lg R_z = 0,13 + 0,26M,$$

$$\lg R_{xy} = 0,20 + 0,49M.$$

Графически эти зависимости показаны на рис. 3.7.

На карту (рис. 4.13) нанесены эпицентры независимых землетрясений. Определенные ориентации и величины главной оси эллипсоида нанесены на карту пунктирными линиями (рис. 4.13).

Макросейсмические данные. Ориентацию и длину наблюдаемых на поверхности Земли разрывов, возникших при сильных землетрясениях, можно определить полевыми измерениями. Если разрыв скрыт в недрах Земли и недоступен для прямого обследования, тогда для его характеристики можно использовать наблюдения макросейсмического поля. Объемы очага сильных исторических и некоторых новых землетрясений из-за отсутствия о них достаточных данных инструментальных наблюдений не были определены. Для некоторых таких землетрясений имеются изосейсты макросейсмического поля. Изучены плейстосейстовые области макросейсмического поля некоторых сильных землетрясений на исследуемой территории с целью определения плоскости разрыва в очаге. Выявлено, что плейстосейстовые области имеют большей частью эллиптическую форму, и главная ось их совпадает с тектоническим разрывом. Данные прямых наблюдений и макросейсмического поля позволяют однозначное определение положения плоскости разрыва в очаге

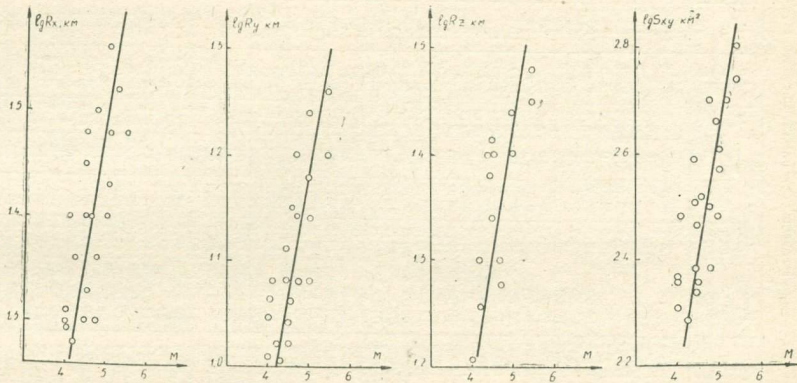


Рис. 3.7. Размеры очаговых зон в зависимости от магнитуды землетрясений

Макросейсмические данные землетрясений
 (α_0 — азимут главной оси плейстосейстовой области)

№ пп.	Дата ч. м. г.	Время ч. м. с.	Координаты			M	I ₀ , бал.	α_0	Землетрясение
			φ_N^0	λ_E^0	h, км				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	14.04.1275		42,1	44,2	28	6,7	8—9	110	Михетское
2	17.12.1667		41,7	47,3	30	6,5	8	75	Мишлешское
3	04.06.1679	04.00	40,1	44,7	15	5,9	8—9	118	Гарнийское
4	24.07.1742		42,1	45,2	14	6,0	8—9	120	Алавердское
5	08.10.1827		40,5	44,8	9	5,0	7,8	73	Шахадзорское *
6	02.07.1840	16.00	39,6	44,4	18	6,7	8—9	128	Арагатское
7	24.05.1861	13.00	39,7	47,5	32	6,2	7	146*	Южно-Азербайд.
8	23.07.1867	12.00	40,6	46,3	15	5,8	7—8	18	Зурнабадское
9	18.02.1868	17.00	41,2	43,8	15	4,5	6—7	60	
10	18.03.1868	18.00	40,0	46,8	35	6,3	7	122	
11	22.09.1896	05.00	41,6	45,2	18	5,2	(7)	108	
12	31.12.1899	10.50	41,6	43,5	8	5,4	8—9	160	Ахалкалакское
13	03.10.1902	23.05.43	41,8	45,6	6	4,4	7	90	
14	09.07.1903	13.21.03	41,1	44,4	22	4,5	5—6	30	
15	20.10.1906	16.08.57	41,2	44,8	26	5,2	(6)	95	
16	19.01.1907	22.10.50	41,2	46,5	28	5,0	6—7	150*	
17	23.12.1907	14.25 —	38,7	46,0	21	4,3	5—6	155	
18	14.02.1908	06.17.45	41,1	46,1	36	4,0	4—5	40	
19	18.01.1910	03.35 —	40,7	46,3	18	4,5	5—6	116	
20	25.01.1910	01.54 —	40,1	44,6	9	4,0	6—7	62	
21	08.03.1910	02.25 —	40,8	44,6	10	4,5	6	150	
22	04.12.1910	14.02 —	39,3	48,0	37	5,4	7	15	
23	18.03.1912	01.32.43	41,6	44,3	16	4,1	5—6	120	
24	07.06.1912	13.17.05	41,4	44,0	19	4,8	6	60	
25	12.10.1912	19.48.57	41,4	43,7	28	5,6	6—7	133	Царацкаройское
26	13.10.1912	02.22.56	41,5	44,0	30	5,0	6	112	Афтершок
27	16.04.1913	06.00	39,1	48,6	12	5,1	7	160	Ленкоранское
28	20.04.1913	03.13.34	41,5	44,6	36	5,6	6	145	
29	03.12.1914	23.39.32	41,0	43,9	21	4,3	5—6	60	
30	01.04.1915	05.41.50	40,5	44,5	35	4,8	5—6	90	
31	28.10.1916	20.48.00	40,1	44,1	20	4,9	6—7	50	
32	10.11.1916	05.57 —	40,1	46,4	19	4,7	5—6	142	
33	14.11.1916	13.54.34	40,8	44,4	26	5,3	6—7	87	
34	04.01.1917	07.18.44	41,3	44,5	25	4,6	5—6	55	
35	20.02.1920	11.44.25	42,0	44,1	11	6,2	8—9	123	Картлийское
36	19.02.1924	07.00.02	39,4	48,6	75	6,6	7	150*	Ардебильское
37	09.01.1925	17.38.24	41,2	42,8	11	5,8	8	52	Ардаганское
38	13.05.1925	22.51.17	41,3	43,6	18	5,1	6,7	62	
39	22.10.1926	19.59.20	40,7	43,7	7	5,7	8—9	34	Ленинаканское
40	13.01.1927	18.27 —	40,2	46,4	42	4,8	4—5	162	
41	14.05.1927	20.29.21	41,5	46,0	13	4,7	6—7	128	Бодокендское
42	28.03.1928	11.57.55	40,5	46,7	14	4,7	6—7	110	Аргдское
43	20.04.1928	08.16.—	42,1	45,5	14	4,6	6	120	
44	27.04.1931	16.50.45	39,2	46,0	22	6,3	8—9	25	Зангезурское
45	10.08.1932	17.00.—	39,2	46,1	20	4,4	6	22*	Афтершок
46	22.02.1934	08.07.16	38,7	45,1	(29)	5,6	(7)	48	
47	29.10.1934	16.15.45	39,9	47,8	30	5,7	6—7	80	Сабирабадское
48	06.01.1935	21.24.38	39,4	46,2	30	4,2	5	132	Ордубадское

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
49	05.01.1935	14.38.00	41,1	43,9	30	5,0	5—6	160*	Ахурянское
50	01.05.1935	10.24.37	40,4	43,4	14	6,2	8	20	Дигорское
51	09.05.1936	10.24.31	41,5	44,1	13	3,6	5—6	52	
52	02.09.1936	10.01.03	41,7	46,5	17	4,7	6—7	110	Закатальское
53	02.09.1936	11.57.19	41,5	46,6	21	4,8	6	112	Форшок
54	02.09.1936	13.12.25	41,5	46,6	22	5,3	6	108	Зак. гл. толчок
55	07.01.1937	13.23.31	40,1	44,4	10	4,0	6	48	Ереванское
56	12.01.1937	05.02.51	40,1	44,4	9	3,7	6	55*	Афтершок
57	14.09.1937	02.16.54	41,0	44,4	28	4,5	5—6	160	
58	21.12.1938	12.23.50	40,6	46,6	16	4,4	6	126	Аджикетское
59	09.03.1940	20.08.43	41,4	43,6	22	4,9	6	150	
60	07.05.1940	22.23.38	41,7	43,8	19	6,0	8	50	Табаккурское
61	10.07.1940	13.10.48	41,5	44,0	18	5,1	6—7	130*	
62	23.05.1940	19.10.00	41,8	43,8	11	4,0	6	150	
63	17.05.1942	18.46.00	39,2	48,3	22	4,3	5	60	Михайлово-Аджикетское
64	19.09.1942	07.26.34	40,5	46,4	12	4,6	6—7	135	
65	05.09.1945	20.24.00	40,7	45,0	6	4,4	7	148	Сванетское
66	23.05.1948	15.28.54	41,1	44,0	20	4,5	6	50	
67	29.06.1948	16.06.29	41,6	46,4	48	6,1	7	20	Закатальское
68	07.08.1950	10.56.30	41,2	45,3	18	4,5	6	20*	
69	02.09.1950	04.19.32	41,7	46,2	16	4,6	6	108	
70	17.01.1951	00.21.30	41,3	43,7	16	4,2	6	55	
71	12.02.1953	07.46.52	41,8	43,9	7	4,0	6—7	70	
72	02.09.1953	00.36.01	41,1	47,4	5	4,9	7	120	Варгашенское
73	11.06.1954	11.25.36	41,4	44,1	12	4,6	7	90	Гомаретское
74	30.10.1954	23.43.29	40,1	45,9	6	4,6	7—8	130*	Кельбаджарское
75	22.01.1956	22.32.22	41,3	45,5	33	4,5	5	140*	Акстафинское
76	31.05.1958	03.50.07	41,4	43,9	17	4,7	6—7	58	
77	02.11.1958	00.12.07	41,6	45,9	19	4,6	6	135*	
78	20.05.1959	19.49.13	41,87	41,86	13	5,1	7—8	48	Азжаро-Гурьевск.
79	13.08.1959	00.33.11	39,9	48,2	12	4,7	6—7	35*	Сабериийское
80	08.12.1959	13.33.58	41,20	43,86	10	5,4	7—8	32	Мадатапское
81	03.12.1961	18.31.52	41,04	44,08	10	4,9	6—7	85	Гукасянское
82	04.09.1962	22.59.16	39,90	44,09	10	5,2	7—8	180*	Игдырское
83	12.10.1962	11.21.51	41,0	45,9	5	4,2	7—8	100*	Таузское
84	23.04.1963	06.39.19	41,2	47,3	5	4,1	6—7	110*	Нуха-Варташенское
85	18.02.1963	14.03.39	40,1	46,9	6	4,2	7	130	Агдамское
86	04.10.1964	23.07.31	41,2	45,8	14	4,0	5—6	125*	Джейранчельск.
87	23.01.1965	11.23.34	38,8	48,9	15	3,9	5	140	
88	30.01.1967	01.20.26	41,03	44,32	5	5,0	6—7	75	Спитакское
89	17.06.1967	09.56.04	41,7	45,3	7	4,0	6	75	Хашмийское
90	29.06.1967	08.22.43	41,4	43,9	10	4,4	6—7	35	Параванское
91	06.03.1968	03.01.01	42,0	44,0	14	3,7	5	90	
92	09.06.1968	02.56.29	39,22	46,20	11	4,9	7—8	70*	Зангезурское
93	23.06.1968	01.00.32	42,0	44,3	8	3,5	5	110	
94	14.06.1969	17.44.55	41,3	43,6	5	4,6	5—6	60*	
95	31.12.1969	12.05.58	41,76	43,48	5	4,0	5	70	Форшок Боржомского
96	03.01.1970	06.54.41	41,82	43,38	5	4,7	7	70	Боржомское
97	16.06.1973	08.59.08	40,4	44,5	9	3,7	5—6	42*	Ереванское
98	27.06.1973	23.24.30	41,1	43,9	11	3,6	5—6	5	Гукасянское

* — точность определения азимута $> \pm 20^0$.

землетрясений. В данной работе использованы макросейсмические сведения о 98 землетрясениях, которые приведены в табл. 3.3. Очаги этих землетрясений находятся в земной коре. Определены азимут и длина главной оси первой изосейсты (табл. 3.3). Они нанесены на карту сплошными жирными линиями (рис. 4.13) и приурочиваются к активным тектоническим разрывам.

4. НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАЗРЫВНЫЕ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

4.1. СПЕКТРЫ КОЛЕБАНИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ НЕКОТОРЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

Одной из основных задач сейсмологии является изучение физики очагов землетрясений по записям сейсмических волн, полученным вдали от источника колебаний. Как известно, возникновение землетрясений связано с высвобождением потенциальной энергии упругих деформаций, возникающих в Земле при тектонических процессах. Несмотря на то, что в сейсмическую волну переходит лишь небольшая часть этой энергии, сейсмические колебания, достигающие точки наблюдения, несут в себе очень ценную информацию о природе процессов, происходящих в очагах землетрясений. Знание характера физических процессов в очагах землетрясений позволяет лучше понять глубинные процессы в Земле, изучить природу подготовки сильных землетрясений и т. д. Поэтому исследование динамических параметров очага землетрясений является особо важным. Определение динамических параметров (сейсмический момент M_0 , средний радиус очага R , сброшенное напряжение $\Delta\sigma$ и др.) очагов землетрясений осуществляется нами на основе спектрального анализа записей продольных P и поперечных S -волн.

Распределение амплитуд и частот в волнах P и S связано с параметрами разрыва. Многочисленные теории очагов землетрясений доказывают, что спектр смещения удаленного поля постоянен на низких частотах и прямо пропорционален сейсмическому моменту [76—78, 83]. Угловая частота спектра, по которой можно определить геометрические размеры очага, определяется как частота, в которой высокая и низкая частоты спектра имеют тенденцию к пересечению. Согласно этим теориям, если напряжение высвобождается мгновенно, а размер очага ограничен, импульсы волн P и S будут расширенными, и их спектры, в отличие от дельта функции Дирака, начиная с какой-то частоты, будут падать с увеличением частот и иметь так называемые угловые частоты. А спектры остаются плоскими на низких частотах, так как очаг действительно является точечным очагом для длиннопериодных волн. Ввиду того, что энергия ограничена, на

частотах выше угловой частоты спектры затухают с частотой по закону $\omega^{-\alpha}$, где α для различных теоретических и экспериментальных исследований имеет различные значения и меняется в пределах: $\alpha=1,5-3,0$ [76—78, 83]. В рассмотренных нами случаях для волн Р среднее значение $\alpha=1,7$, а для волн S— $\alpha=1,5$.

В различных теориях уровень спектра $S_0^{(w)}$ и угловая частота f_0 относятся к различным свойствам очага землетрясения и соответственно предсказываются различные зависимости между уровнем спектра волн Р и S и между угловыми частотами этих волн. Поэтому наблюдение уровня спектра и угловых частот волн Р и S для одного и того же землетрясения является важным для интерпретации, а также в целях усовершенствования теоретической модели очага землетрясений.

Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что угловые частоты $f_0(P)$ и $f_0(S)$, обусловленные эффектами интерференции, для волн Р выше, чем для волн S, ввиду того, что скорость волн Р выше, чем волн S. Такая связь между $f_0(P)$ и $f_0(S)$ обычна для большинства моделей, рассматривающих землетрясения как объемные очаги [78, 83]. Однако имеются исследования с обратным результатом: $f_0(P) < f_0(S)$ [76, 77]. Для рассмотренных нами случаев получены следующие соотношения: $f_0(P) = 1,5f_0(S)$ и $S_0(S) = 2,55S_0(P)$, что находится в соответствии с экспериментальными результатами, полученными в работах [78, 83].

Были исследованы очаги более, чем ста землетрясений, расположенных в основном на территории Джавахетского нагорья.

Спектральному анализу подверглись записи волн Р и S, зарегистрированных на сейсмических станциях «Тбилиси», «Богдановка», «Дманиси» и «Родионовка» аппаратурой СКМ-3 со столообразной характеристикой в диапазоне периодов $0,1-1,2$ сек с увеличением порядка 40 000. Скорость развертки 240 мм/мин. Шаг цифровки 0,0125 сек. Для рассмотренных землетрясений эпицентральные расстояния меняются в пределах $r=10-160$ км; глубина очага $h=5-20$ км; степень энергетиче-

Таблица 4. 1

Модель строения земной коры Джавахетского нагорья

Н, км	h, км	b, км/сек	a, км/сек	ρ^2 ,/см ³
3	> 3	2,35	3,94	2,50
17	3—20	3,21	5,55	2,63
10	20—30	3,56	6,20	2,70
26	30—50	3,86	6,75	2,85
		4,6	8,1	3,10

ского диапазона $K=5-11$. Для вычисления сейсмического момента и размера очага требуются значения скоростей объемных волн. Скоростной разрез земной коры Джавахетского нагорья дан в табл. 4.1 [62].

В зависимости от глубины очага брались различные скорости распространения волн P и S.

С помощью локальных географов были определены вступления всех различных предполагаемых типов объемных волн; анализу подверглись сравнительно интенсивные и четкие записи колебаний первых вступлений волн P и S.

Спектральная плотность была приведена к фиксированному эпицентральному расстоянию $r=100$ км, с учетом амплитудно-

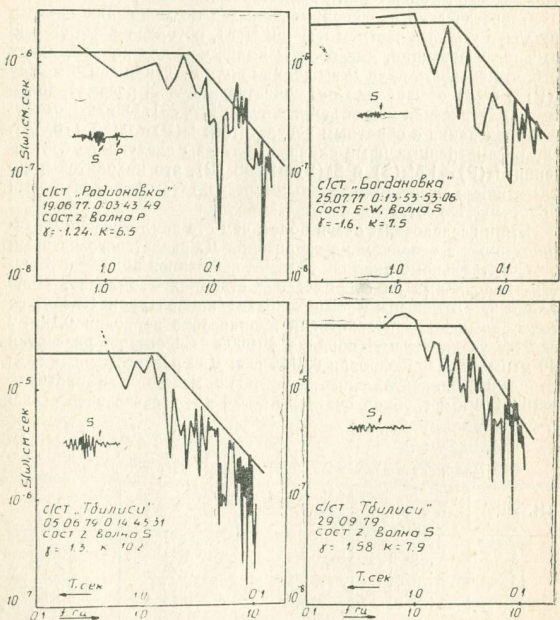


Рис. 4. 1. Амплитудные спектры волн P и S

частотной характеристики приемной аппаратуры, геометрического расхождения и поглощения волн; а также поправочного амплитудного множителя $\sqrt{2}$ ввиду того, что пользовались только одной компонентой смещения.

Спектр, согласно модели Бруна, аппроксимируется пересечением двух прямых (рис. 4.1). Одна из этих прямых проходит параллельно оси абсцисс и характеризует спектральную плотность, которая, согласно модели Бруна, начиная с некоторой угловой частоты $f < f_0$, становится постоянной. Угловая частота в соответствии с этим определяется как координата точки пересечения низкочастотной и высокочастотной частей спектра по оси частот.

В некоторых случаях рассчитанные спектры колебаний аппроксимируются тремя прямыми, указывающими, как показано в работе [14], на неоднородность разрыва. В таких случаях для

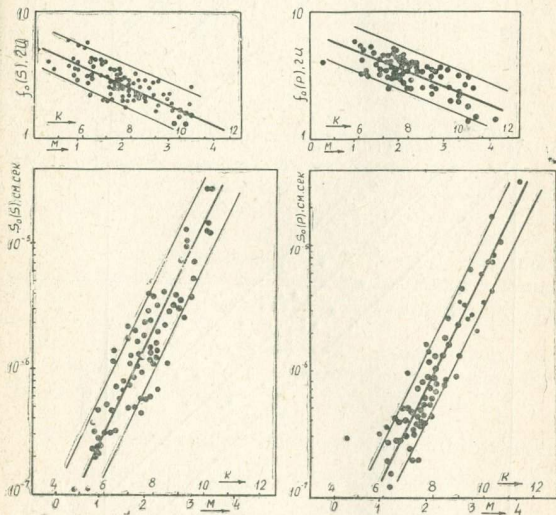


Рис. 4. 2. Корреляция уровня амплитудного спектра и его угловой частоты волн Р и S (для фиксированного расстояния $r=100$ км) с величиной землетрясения K, M .

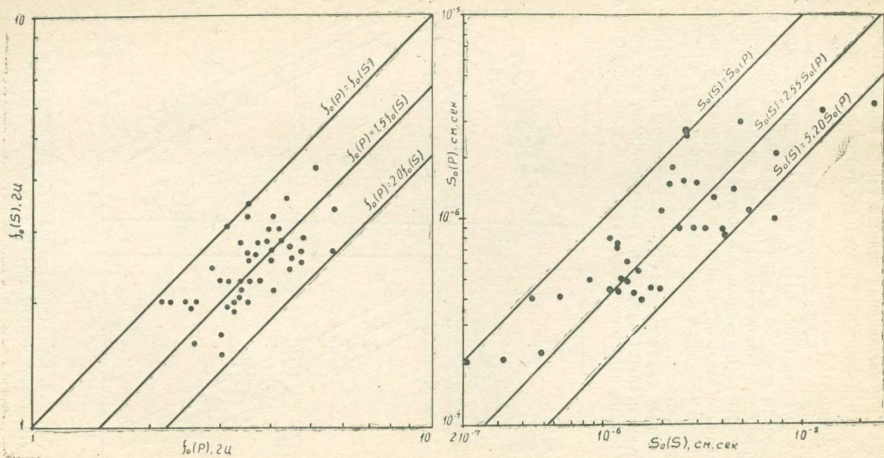


Рис. 4. 3. Корреляция уровня спектра и его угловой частоты волн P с уровнем спектра и его угловой частотой волн S

определения f_0 брались значения пересечений первых двух прямых.

Результаты вычисления спектров волн P и S даны на рис. 4.2. Получена корреляционная зависимость энергетического класса землетрясений K от уровня спектра $S_0(\omega)$ и угловой частоты f_0 :

$$\lg S_0(P) = -9,473 + 0,421K = -7,789 + 0,758M,$$

$$\lg S_0(S) = -9,072 + 0,427K = -7,364 + 0,769M,$$

$$\lg f_0(P) = 1,172 - 0,081K = 0,848 - 0,146M,$$

$$\lg f_0(S) = 1,078 - 0,086K = 0,735 - 0,155M.$$

Для 43 землетрясений рассчитан спектр Фурье как для волн P, так и для волн S. Результаты даны на рис. 4.3. Из этого рисунка видно, что отношение между уровнем спектра волн P и S меняется в пределах 1,0—5,2 и в среднем $S_0(S)/S_0(P) = 2,55$; а отношение между угловыми частотами — в пределах 1,0—2,0 и в среднем равно $f_0(P)/f_0(S) = 1,5$. Разбросы точек вызваны не только точностью определения этих параметров, а тем, что отношение этих параметров зависит от ориентации плоскости разрыва относительно сейсмической станции [78, 83]. Результат $S_0(S) > S_0(P)$ объясняется тем, что в очагах тектонических нарушений сдвиговая компонента больше, чем компонента сжатия или растяжения, а $f_0(P) > f_0(S)$ тем, что для фиксированной частоты длина волн P больше длины волн S.

Теоретические исследования по Бруну [58, 76] показывают, что при $\lambda = \mu$ имеем $f_0(P)/f_0(S) = \sqrt{3}$; а по Мадерягу [77] — $f_0(P)/f_0(S) = 1,52$. Молнар и др. [78] для афтершоков землетрясений в Сан-Фернандо получили $f_0(P)/f_0(S) = 1,5$. Теоретическое отношение спектров волн P и S по Кейлис-Бороку и Бруну [83], когда $f \rightarrow 0$, равно $S_0(S)/S_0(P) = 3\sqrt{3}$, а по Трифунаку [76], когда $f \rightarrow \infty$, $S_\infty(S)/S_\infty(P) = \sqrt{6}$.

Определение сейсмического момента, среднего радиуса очага и сброшенного напряжения проводилось по полученным спектрам волн P и S с использованием формул Бруна.

Рассмотрим их последовательно.

Сейсмический момент. Сейсмический момент вычисляется по формуле $M_0 = 4\pi r v_{p,s}^3 \frac{S_0(\omega)}{\Psi_{\theta\varphi}}$, здесь $v_{p,s}$ — скорости продольных и поперечных волн; $R_{\theta\varphi}$ — функция направленности излучения очага. На рис. 4.4 приведены вычисленные результаты сейсмического момента по волнам P и S как функция K. Зависимость между M_0 (дин. см) и K для волн P и S имеет соответственно вид:

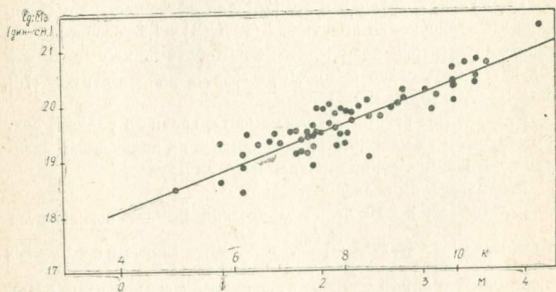
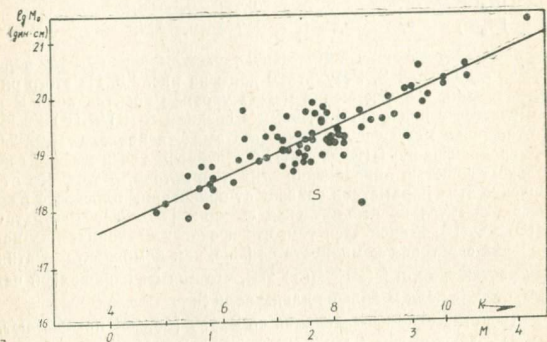


Рис. 4. 4. Корреляция сейсмического момента M с величиной землетрясения K, M .

$$\lg M_0 \pm 0,7 = 16,380 + 0,421K = 18,064 + 0,758M,$$

$$\lg M_0 \pm 0,7 = 16,037 + 0,427K = 17,745 + 0,769M.$$

Для сравнения на рис. 4.6 даются результаты расчета M_0 , полученные разными авторами [58]. Из этого рисунка видно, что они заметно отличаются от наших результатов. Хотя для энергетического класса $7,0 < K < 10,5$ доверительные 90%-ные полосы наших результатов и доверительные 70%-ные полосы мировых данных по Ю. В. Ризниченко довольно хорошо перекрывают друг друга. Несогласие можно объяснить тем, что почти все исследуемые нами слабые землетрясения ($K < 9$) расположены в центральной части Джавахетского нагорья, и их вклад в общий результат, разумеется, ощутим. Центральная часть Джавахетского нагорья более раздроблена, и соответственно коэффициент вязкости низок сравнительно с окружающими территориями [46].

Из формулы $M_0 = \mu SD$ можно сделать вывод, что при данной площади и подвижке землетрясения на Джавахетском нагорье высвобождается относительно меньшая энергия, чем это характерно для землетрясений других районов. Вычисленные M_0 по волнам P и S довольно хорошо согласуются между собой.

Средний радиус очага. Величина радиуса круговой дислокации в очагах землетрясений определяется по формуле:

$$R(P) = \frac{2,34 v_p}{2\pi f_0(P)}; R(S) = \frac{2,34 v_s}{2\pi f_0(S)}.$$

Результаты расчета даны на рис. 4.5. R_p , вычисленные по волнам P (как в случае M_0), лежат выше, чем R_s , вычисленные по волнам S. Это вызвано, вероятно тем, что для скорости волн P брались повышенные значения.

Зависимость между R (в километрах) и K для волн P и S имеет соответственно вид:

$$\lg R_p \pm 0,2 = -0,858 + 0,081K = -0,534 + 0,146M,$$

$$\lg R_s \pm 0,2 = -1,002 + 0,086K = -0,658 + 0,155M.$$

На рис. 4.6 приведено сравнение определенных нами R с данными других авторов [58]. Несогласие можно объяснить той же причиной, что и при определении сейсмического момента.

Сброшенное напряжение $\Delta\sigma$. $\Delta\sigma$ вычислялось по формуле

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16R^3}.$$

Как видим, $\Delta\sigma$ определяется отношением величины M_0 к среднему радиусу очага в третьей степени, поэтому получается

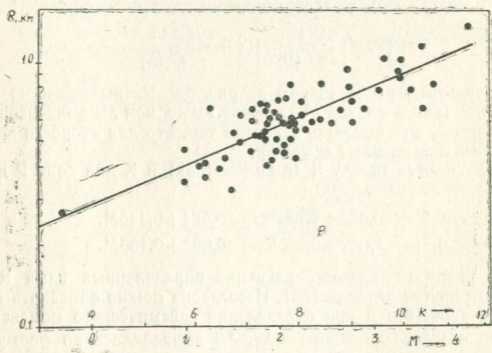
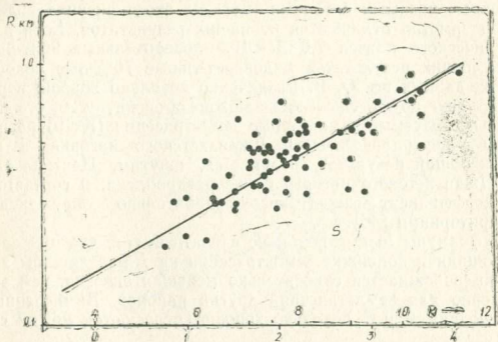


Рис. 4. 5. Корреляция среднего радиуса R очага с величиной землетрясения K, M .

большой разброс при определении $\Delta\sigma$ и, следовательно, трудно определенно говорить о зависимости величин $\Delta\sigma$ от энергетического класса K . Наблюденные точки $\Delta\sigma$ в зависимости от K сильно разбросаны, однако, несмотря на это, заметна тенденция возрастания $\Delta\sigma$ с возрастанием K .

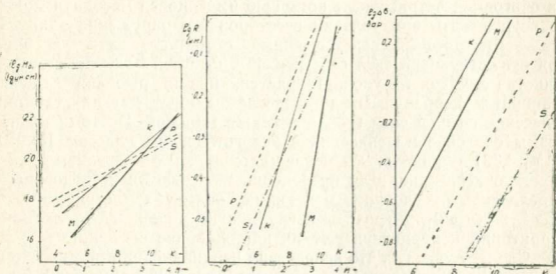


Рис. 4. 6. Сравнение различных оценок средних зависимостей параметров очага от величины землетрясения K , M .

Эта зависимость для волн P и S имеет соответственно вид:

$$\lg \Delta\sigma \pm 0,3 = -2,435 + 0,178K = -1,724 + 0,320M,$$

$$\lg \Delta\sigma \pm 0,3 = -2,317 + 0,169K = -1,641 + 0,304M.$$

Найденная корреляционная зависимость между $\Delta\sigma$ и K также содержит довольно большую погрешность, однако на основе проведенных исследований можно уверенно сказать, что Джавахетское нагорье характеризуется низкими значениями $\Delta\sigma$ в очагах землетрясений.

Окончательно можно сделать заключение, что центральная часть Джавахетского нагорья характеризуется аномально низкой сейсмической энергией относительно сейсмического момента и низкими величинами сброшенного напряжения.

4.2. НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАЗРЫВЫ В ОЧАГАХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

С целью выявления протяженности тектонических живых разломов и напряженно-деформированного состояния окружающей их среды Малого Кавказа изучены механизмы очагов сильных землетрясений на этой территории. Обработке подверг-

лись те землетрясения Малого Кавказа, для которых возможно определение механизма землетрясений. Точность определения механизма каждого землетрясения зависит от числа станций, зарегистрировавших землетрясения и их взаимного расположения относительно эпицентра. Надежное определение механизма очагов землетрясений с помощью имеющейся методики можно осуществить при условии всестороннего окружения эпицентра землетрясения сейсмическими станциями. Это условие при существующей сети сейсмических станций Кавказа в большинстве случаев не удовлетворяется, и для решения задачи становится необходимым привлечение данных других станций телесеismicкой сети СССР, а также мировой. Поэтому механизмы очагов землетрясений с энергетическим классом $K \leq 10$ ($M \leq 3,33$) определяются менее надежно, за исключением Джавахетского нагорья. Для проведения намеченных исследований определены в основном механизмы очагов землетрясений с $M \geq 4$, т. к. они приурочены к глубинным разломам изучаемой территории и характеризуют их напряженное состояние.

Следует указать, что вследствие неодинаковой сейсмической активности различных участков тектонических нарушений Малого Кавказа энергетический уровень землетрясения является различным. Поэтому для сравнительно полной характеристики напряженно-деформированного состояния региона определялись механизмы очагов независимых землетрясений по возможности низкого энергетического класса, являющихся для таких участков наиболее сильными.

На практике определение механизма землетрясений основано на использовании стереографической проекции — сетки Вульфа, с помощью которой удобно изобразить на плоскости пространственное распределение направлений и характер первых смещений в сейсмических волнах, излучаемых очагом. С этой целью сетка Вульфа рассматривается как стереографическая проекция очаговой полусферы на проходящую через очаг горизонтальную плоскость, и к поверхности этой очаговой сферы приводятся все имеющиеся для данного землетрясения наблюдения. Каждой сейсмической станции на сетке Вульфа соответствует условное положение точки, определенное по двум главным координатам: азимуту станции относительно эпицентра землетрясения α_k и углу выхода сейсмической волны — e_k . При определении e_k необходимо знание глубины очага и внутреннего строения Земли между очагом и сейсмическими станциями.

Для обработки данных, наблюдаемых при близких эпицентральных расстояниях, $\Delta \leq 1000$ км, использовалась модель земной коры и верхней мантии Кавказа [62]. Для более удаленных расстояний e_k определяется из графика зависимости угла падения волн P от эпицентрального расстояния [9].

На основе исследования механизма очага землетрясений устанавливается пространственная ориентация дуги возможных взаимно перпендикулярных плоскостей разрыва в очаге и подвижек под ним, а также направлений главных осей напряжений, действующих в области очага и проявляющихся в момент землетрясения. Плоскостью разрыва в очаге землетрясения в равной мере могут быть оба разрыва, определяемые нодальными плоскостями $y=0$ и $z=0$.

Несмотря на альтернативность решения плоскости разлома, вышеупомянутая методика фокального механизма однозначно

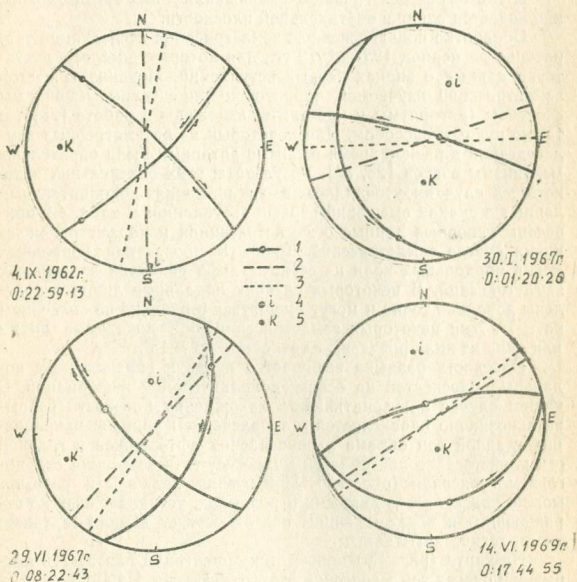


Рис. 4. 7. Образцы построений на сетке Вульфа: 1—нодальные линии волн P; 2—положение плоскости разрыва по макросейсмическим данным; 3—положение плоскости разрыва по афтершокам; 4—ось сжатия; 5—ось растяжения

определяет характер распределения напряжения и движения в очаге:

1. При близгоризонтальном расположении оси растяжения и близвертикальном — оси сжатия наблюдается сбросо-сдвиг или чистый сброс. В этом случае обе нодальные линии имеют приблизительно одно и то же простирание.

2. При близгоризонтальном расположении оси сжатия и близвертикальном — оси растяжения наблюдается взбросо-сдвиг или чистый взброс. Нодальные линии и в этом случае имеют приблизительно одно и то же простирание.

3. Когда обе оси главных напряжений близгоризонтальны, наблюдается сдвиг в вертикальной плоскости.

Обработке подверглись все землетрясения исследуемой территории за период 1951—1979 гг., для которых имелось достаточно данных о знаках первых вступлений. Механизмы очагов землетрясений изучаемой территории определены машинным способом (алгоритмы и программа изложены в работе [28]), а также ручным способом. Для некоторых из рассмотренных землетрясений в разное время разными авторами были определены механизмы очагов [28, 34]. Результаты этих определений в некоторых случаях уточнялись из-за внесения дополнительных данных о знаках смещений первых вступлений. В табл. 4.2 приведены основные данные о землетрясениях и параметры механизма очагов землетрясений. Точность проведения нодальных линий продольных волн на сетке Вульфа различна для разных землетрясений. В некоторых случаях нодальные линии определены довольно точно и могут смещаться в азимуте не более, чем на $\pm 7^\circ$. Для некоторых землетрясений обе нодальные линии или одна из них проведены с точностью до $\pm 15^\circ$.

Плоскость разрыва выбирается из двух определенных нодальных плоскостей на основе дополнительной информации. В нашем случае альтернативность нахождения плоскости разрыва однозначно определяется с привлечением данных: направления главной оси объема распределения афтершоков и главной оси плейстосейстовой области макросейсмического поля сильного землетрясения (рис. 4.7). При выборе плоскости разрыва можно пользоваться данными о разрывах, установленных по отражающим и преломляющим поверхностным волнам, а также по геологическим данным.

На карте (рис. 4.8) приводятся ориентации плоскостей разрывов в очагах землетрясений Малого Кавказа. Из анализа этих данных можно заключить, что направление одной из плоскостей разрыва в очагах землетрясений в основном совпадает с ориентацией выделенных нами сейсмогенных разрывов.

На рис. 4.9 даются направления осей напряжения сжатия и растяжения. На рис. 4.10 — ориентация осей промежуточного напряжения. Величина этих осей пропорциональна $\cos \theta$.

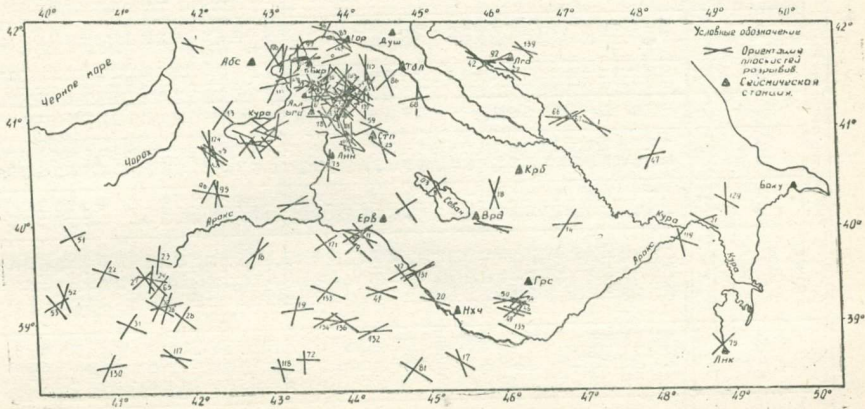


Рис. 4. 8. Ориентация плоскостей разрывов

Механизмы очагов

землетрясений

№ пп.	Дата ч. м. г.	Время в очаге ч. м. с.	Координаты очага				Плоскость I		
			$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$	h, км	M	A_z°	e°	компоненты
									по прости- ранию
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	02.09.53	00.36.01	41,1	47,4	5	5,0	23	23	-0,26
2	30.10.54	23.43.29	40,1	45,9	6	5,0	201	22	+0,21
3	31.05.58	03.50.07	41,4	43,9	17	4,7	23	52	+0,45
4	16.05.58	09.18.56	41,2	43,8	5	4,4	199	42	-0,45
5	20.05.59	19.49.13	41,9	42,0	13	5,1	15	76	+0,34
6	24.01.59	16.58.52	41,8	43,9	5	3,5	156	40	-0,10
7	03.12.61	18.31.52	41,0	44,1	5	4,9	88	45	-0,57
8	10.03.62	07.18.48	40,5	45,2	5	3,2	320	43	-0,96
9	04.09.62	22.59.13	39,9	44,1	10	5,2	224	78	+0,97
10	11.09.62	00.17.34	40,0	44,1	15	4,4	326	58	-0,67
11	19.09.62	14.13.58	40,0	44,2	15	4,0	230	80	+0,94
12	09.10.62	06.56.16	39,6	44,7	15	4,0	329	70	+0,98
13	16.01.63	12.02.17	41,2	42,4	20	4,5	302	32	-0,99
14	18.02.63	14.03.39	40,1	46,9	6	4,2	354	52	+0,63
15	17.04.63	16.25.21	40,3	44,8	5	3,2	55	80	+0,96
16	09.10.63	04.36.37	39,8	42,8	16	4,3	291	80	-0,09
17	31.12.63	15.18.07	38,7	45,4	33	4,8	76	64	-0,34
18	05.02.64	11.27.06	40,4	46,0	6	3,5	285	45	+0,29
19	05.06.64	00.11.49	39,2	43,3	30	4,6	352	70	+0,60
20	23.07.64	23.33.13	39,3	45,1	25	3,5	232	30	-0,48
21	09.11.64	08.05.48	40,1	48,7	14	4,8	31	45	-0,57
22	31.08.65	07.29.51	39,6	40,8	5	5,3	296	84	-0,10
23	07.03.66	01.16.09	39,2	41,5	5	5,5	11	76	+0,98
24	27.04.66	19.48.52	38,2	42,5	5	5,0	307	64	-0,98
25	13.06.66	03.56.31	40,9	44,5	22	4,1	215	19	-0,32
26	19.08.66	12.22.10	39,2	41,6	24	6,8	108	50	-0,75
27	19.08.66	13.15.10	39,5	41,3	5	5,0	238	60	-0,89
28	19.08.66	13.54.26	39,1	41,8	5	5,1	302	66	-0,97
29	19.08.66	14.17.58	39,5	44,4	5	5,0	10	80	+0,08
30	19.08.66	18.41.16	39,2	41,5	5	5,0	296	72	-0,98
31	20.08.66	11.59.11	39,0	41,1	5	6,0	304	64	-0,94
32	21.08.66	18.33.54	41,4	43,6	5	4,4	353	6	-1,00
33	09.01.67	20.32.43	40,3	43,3	15	4,0	353	6	+0,31
34	30.01.67	01.20.26	40,9	44,1	25	5,0	73	19	+0,83
35	18.03.67	00.10.53	41,7	46,3	13	4,0	44	32	+0,50
36	16.06.67	22.44.05	41,4	44,0	30	3,6	310	70	-0,98
37	29.06.67	08.22.43	41,4	43,9	10	4,4	296	45	-0,90
38	29.11.67	03.59.34	41,2	44,0	24	3,6	78	40	-0,02
39	15.03.68	04.30.31	41,3	44,0	20	3,1	311	50	-0,75
40	21.03.68	22.25.17	41,5	44,1	25	4,1	202	70	+0,73
41	29.04.68	17.01.55	39,4	44,4	18	5,4	196	58	-0,48
42	22.05.68	10.49.22	41,8	45,9	20	4,2	33	19	-0,28
43	25.05.58	00.29.22	40,7	42,2	25	4,7	276	32	-0,64
44	26.05.68	05.34.24	40,8	42,2	5	4,3	91	82	-0,24

подвиж. по паде- нию	Плоскость II				Напряжение					
	A_z°	e°	Компоненты подвиж.		сжатия		растяжения		промежу- точное	
			по прости- ранию	по паде- нию	A_z°	e°	A_z°	e°	A_z°	e°
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
+0,97	225	67	+0,10	+0,99	42	22	238	66	132	6
+0,97	8	69	-0,08	+1,00	191	23	0	67	99	4
+0,89	166	45	-0,50	+0,87	186	3	86	67	277	20
+0,89	53	54	+0,37	+0,93	217	7	108	70	310	18
+0,94	49	21	-0,82	+0,57	178	29	38	54	280	16
-0,99	329	51	+0,02	-0,99	304	83	152	5	62	3
-0,82	223	55	+0,50	-0,87	165	65	64	5	329	25
-0,27	60	80	+0,67	-0,74	8	22	256	40	160	41
+0,21	316	76	-0,97	+0,22	179	1	271	18	94	72
+0,74	204	50	+0,72	+0,69	172	4	269	56	80	35
-0,34	137	70	-0,98	-0,19	185	21	92	7	344	67
-0,19	234	80	-0,93	-0,36	280	21	14	7	122	68
-0,12	38	86	+0,51	-0,86	8	40	244	34	132	32
+0,77	122	52	-0,61	+0,79	328	1	58	60	238	29
-0,26	324	76	-0,98	-0,17	10	18	279	3	182	73
+0,99	137	11	+0,42	+0,90	116	35	285	55	22	4
-0,94	217	32	+0,54	+0,84	109	66	241	16	337	17
+0,95	82	47	-0,27	+0,96	274	1	9	78	184	12
+0,80	107	42	-0,85	+0,51	145	17	34	51	248	35
-0,87	18	64	+0,27	-0,96	307	37	211	5	115	53
-0,82	166	35	+0,50	-0,86	108	65	7	5	275	24
+0,40	202	66	+0,99	+0,14	158	11	252	21	40	66
+0,17	278	80	-0,96	-0,26	324	18	54	3	155	72
-0,15	40	82	+0,89	-0,44	356	24	262	12	147	62
-0,95	72	33	+0,16	-0,99	25	63	219	27	125	6
+0,65	348	61	+0,74	+0,67	139	7	40	52	231	35
+0,44	134	66	+0,84	+0,54	278	3	185	40	10	50
-0,22	37	78	+0,90	-0,42	352	26	258	7	154	63
-0,53	274	58	-0,98	-0,20	328	30	229	14	116	56
-0,17	28	80	+0,95	-0,31	344	19	252	4	148	70
+0,34	204	72	+0,88	+0,47	346	5	251	33	84	56
-0,02	89	89	+0,09	-1,00	83	45	275	44	178	6
+0,99	154	84	-0,05	+0,99	336	39	152	51	242	3
+0,56	195	80	-0,28	+0,96	28	33	176	53	289	16
+0,86	192	62	-0,29	+0,99	24	16	160	69	288	15
-0,21	44	80	+0,94	-0,34	358	21	266	6	160	68
-0,44	45	72	+0,64	-0,77	2	46	255	16	150	40
-0,99	254	50	+0,03	-0,99	247	84	76	5	346	1
-0,66	70	60	+0,66	-0,75	18	55	278	6	184	34
+0,68	311	50	+0,89	+0,45	352	12	249	45	92	43
+0,87	344	36	+0,32	+0,94	3	11	239	71	96	18
-0,96	194	72	+0,09	-0,99	185	63	19	27	286	5
-0,77	66	51	+0,36	-0,93	16	72	247	28	150	20
-0,97	211	16	+0,85	-0,53	106	52	260	35	359	14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
45	26.05.68	05.02.59	40,8	42,2	15	4,3	69	45	-0,39
46	09.06.68	00.56.29	39,2	46,2	11	4,9	309	50	-0,88
47	24.06.68	18.28.44	40,0	48,1	15	4,0	353	19	-0,83
48	14.08.68	18.30.43	41,6	43,3	10	3,7	271	70	+0,87
49	01.09.68	05.39.42	39,2	46,2	6	4,7	320	62	-0,82
50	16.09.68	07.10.03	39,3	46,1	5	4,0	351	47	-0,24
51	18.09.68	06.16.59	39,9	40,4	5	4,4	334	54	-0,99
52	24.09.68	04.19.55	39,3	40,3	5	5,0	7	70	+0,83
53	25.09.68	20.52.15	39,2	40,2	5	4,5	150	72	+0,93
54	01.10.68	18.16.02	39,3	46,1	16	3,6	320	44	-0,89
55	21.10.68	22.25.15	41,5	44,1	5	4,0	44	32	+0,99
56	06.12.68	09.02.57	42,1	43,8	5	4,0	12	45	+0,97
57	21.03.69	08.37.53	41,2	43,9	17	3,1	300	40	-0,61
58	14.04.69	13.25.31	41,5	43,5	20	3,3	149	30	-0,22
59	25.04.69	19.51.32	41,1	44,4	10	2,6	237	50	+0,47
60	03.05.69	23.19.46	41,4	43,8	17	2,8	311	60	-0,33
61	14.06.69	17.44.55	41,3	43,6	5	4,6	353	19	+0,07
62	14.06.69	21.58.25	41,4	43,9	10	2,6	286	70	-0,39
63	01.08.69	11.48.11	41,5	44,3	13	2,6	90	30	+0,37
64	14.08.69	06.52.13	41,3	43,9	23	2,7	302	60	-0,30
65	10.09.69	12.13.58	39,4	41,5	5	4,8	46	78	+0,94
66	04.11.69	20.17.49	41,2	47,0	22	4,4	159	32	-0,31
67	11.11.69	15.08.49	41,2	47,0	17	4,0	9	58	+0,31
68	15.12.69	15.53.22	41,4	45,0	5	4,0	173	6	+0,99
69	31.12.69	12.05.58	41,8	43,5	5	4,0	353	6	-0,17
70	03.01.70	06.54.42	41,8	43,4	5	4,9	353	6	-1,00
71	17.02.70	13.49.31	41,2	43,9	15	3,1	54	86	+0,17
72	17.02.70	02.59.55	38,7	43,4	15	4,7	359	74	+0,99
73	24.02.70	19.14.38	40,7	43,8	30	3,0	195	70	+0,93
74	29.03.70	17.20.02	41,2	43,8	10	3,1	328	60	+0,50
75	16.04.70	01.26.45	38,8	48,8	20	4,0	322	58	+0,98
76	21.05.70	10.14.40	41,8	43,5	5	4,3	140	84	+0,10
77	29.07.70	10.14.10	41,3	44,0	5	4,0	193	19	+0,99
78	03.09.70	04.41.57	41,2	43,8	15	3,6	246	70	+0,59
79	22.09.70	01.05.22	41,3	44,1	10	3,5	48	84	+0,94
80	28.12.70	01.56.50	41,4	44,1	20	3,6	306	70	-0,93
81	14.03.70	01.51.46	38,6	44,8	16	5,1	35	88	+0,80
82	13.01.71	11.09.23	41,5	43,7	10	3,3	199	50	+0,54
83	24.03.71	18.41.31	41,4	43,7	5	4,0	213	19	-0,10
84	24.04.71	20.47.51	41,3	44,0	8	2,4	70	20	+0,88
85	08.09.71	22.35.31	42,0	44,0	5	4,5	228	71	+0,31
86	06.10.71	02.27.36	41,6	44,6	5	2,2	321	80	+0,66
87	10.10.71	09.05.52	41,4	43,5	10	3,6	80	60	+0,94
88	09.11.71	03.08.21	41,4	44,0	20	3,6	76	40	+0,64
89	11.11.71	01.20.16	41,3	44,0	10	2,8	59	82	+0,16
90	11.11.71	20.28.52	41,5	43,6	5	3,6	66	60	+0,91
91	14.11.71	03.35.12	41,4	44,0	70	2,7	35	60	-0,45
92	01.03.72	19.32.42	41,8	46,1	5	4,0	173	6	+0,31
93	08.03.72	06.44.20	41,4	43,7	7	2,1	32	30	-0,71
94	10.03.72	10.57.27	41,6	44,0	10	3,3	306	60	-0,93
95	21.03.72	18.16.45	40,4	42,3	10	4,3	273	84	-0,03
96	22.03.72	00.51.46	40,4	42,2	10	4,5	9	58	+0,82

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
-0,92	217	50	+0,37	-0,93	150	73	52	2	321	16
+0,47	197	70	+0,71	+0,71	347	12	243	45	88	42
-0,99	116	80	+0,26	-0,96	96	53	308	33	208	16
+0,50	340	60	-0,92	+0,39	21	6	285	36	122	54
+0,57	198	60	+0,84	+0,54	342	2	255	43	84	46
+0,98	192	45	+0,25	+0,96	181	1	278	80	91	11
+0,03	242	88	+0,81	+0,58	24	23	282	26	151	54
+0,54	110	60	-0,91	+0,40	150	6	55	37	248	53
-0,35	52	70	-0,94	-0,34	102	28	12	1	278	62
+0,44	211	72	+0,65	+0,75	2	17	252	46	105	39
+0,14	140	86	-0,53	+0,85	347	34	111	40	234	32
+0,24	112	80	-0,71	+0,71	324	22	73	39	213	44
-0,79	76	6	+0,44	-0,90	24	64	273	10	180	24
+0,97	348	60	+0,15	+0,99	162	16	12	72	254	8
+0,88	15	50	-0,50	+0,87	36	0	305	68	126	22
-0,95	94	34	+0,50	-0,86	350	67	115	15	212	17
+1,00	167	71	-0,02	+1,00	349	26	164	64	257	1
-0,92	54	30	+0,73	-0,68	318	50	86	21	186	22
-0,93	297	62	-0,22	-0,97	323	72	107	15	201	11
-0,90	82	36	+0,53	-0,85	338	66	110	15	200	18
-0,32	312	72	-0,97	-0,20	1	21	268	4	170	68
+0,95	360	59	+0,19	+0,98	187	14	334	74	265	10
+0,95	157	36	-0,47	+0,88	176	11	51	71	270	16
+0,10	269	89	-0,10	+0,99	95	44	263	45	0	7
+0,98	167	84	+0,02	+1,00	348	39	166	51	91	1
-0,02	89	89	+0,10	-0,99	83	45	275	44	181	6
-0,98	302	10	-0,88	-0,47	43	50	243	40	144	10
+0,09	91	86	-0,95	+0,29	313	9	46	14	194	74
-0,36	97	70	-0,91	-0,42	147	30	238	2	328	60
+0,87	96	40	-0,67	+0,74	122	15	14	63	222	26
+0,17	58	81	-0,84	+0,53	276	15	14	29	160	58
-0,99	314	6	-0,02	-0,99	140	51	319	39	51	1
+0,14	289	88	-0,32	+0,94	126	40	270	44	20	19
+0,81	3	40	-0,84	+0,54	40	17	286	51	140	34
+0,37	138	70	-0,98	+0,20	185	11	92	16	304	69
+0,37	208	70	+0,93	+0,37	169	1	259	30	76	61
-0,60	304	54	-1,00	-0,05	356	26	254	22	130	54
+0,84	330	50	-0,54	+0,84	354	1	264	65	85	26
-0,99	127	71	+0,03	-1,00	124	64	309	26	217	2
-0,47	312	80	-0,31	-0,95	328	53	118	33	218	18
+0,95	3	26	-0,64	+0,76	35	24	254	60	130	18
+0,74	66	50	-0,95	+0,47	111	24	0	42	224	40
-0,34	338	70	-0,84	-0,54	24	36	120	9	270	52
-0,77	304	60	-0,47	-0,87	354	62	102	10	299	24
-0,99	290	10	-0,78	-0,63	51	50	246	39	150	8
-0,41	325	70	-0,85	-0,53	12	37	106	6	205	53
+0,89	226	40	+0,62	+0,79	200	10	307	72	104	23
+0,95	334	84	-0,02	+0,99	156	39	332	51	64	2
+0,71	262	70	+0,39	+0,92	64	21	292	60	162	20
-0,38	48	70	+0,80	-0,59	0	40	264	10	167	52
-1,00	74	6	+0,31	-0,95	275	51	91	39	180	2
+0,57	118	62	-0,79	+0,62	332	3	65	45	240	45

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
97	01.05.72	22.13.05	41,9	43,5	5	3,1	354	40	-0,96
98	16.07.72	02.46.51	38,2	43,2	37	4,8	47	19	-1,00
99	11.11.72	14.40.03	41,3	44,0	5	4,0	122	32	-0,93
100	24.11.72	10.36.47	41,0	44,1	20	2,7	221	60	+0,50
101	14.12.72	01.35.37	41,2	44,0	7	2,9	271	40	+0,26
102	28.01.73	20.54.54	41,2	44,0	20	2,8	41	60	+0,64
103	11-03.73	08.55.13	41,6	44,0	20	3,2	52	60	+0,44
104	11.03.73	08.59.48	41,4	44,1	20	2,8	274	40	-0,59
105	14.05.73	15.10.11	41,0	44,1	15	3,3	37	32	-0,50
106	01.06.73	09.35.46	41,4	44,0	25	3,3	80	70	+0,41
107	27.06.73	23.24.30	41,1	43,1	20	3,4	150	60	+0,50
108	06.09.73	10.04.46	41,8	43,1	22	2,8	62	50	+0,77
109	12.03.74	06.53.52	38,4	44,1	45	4,7	313	19	+0,99
110	30.03.74	00.34.58	41,4	44,0	7	3,7	275	80	+0,07
111	07.06.74	19.31.34	41,8	43,2	5	3,6	284	60	-0,10
112	12.07.74	17.42.19	41,3	44,0	5	3,2	226	60	+0,47
113	27.10.74	23.12.54	41,5	43,1	20	2,2	116	70	+0,41
114	27.10.74	09.52.26	41,6	43,8	8	2,8	132	50	+0,97
115	01.12.74	13.54.49	41,7	44,3	10	3,4	90	40	-0,19
116	10.01.74	17.08.03	41,2	44,0	10	3,3	298	64	-0,50
117	06.09.75	09.20.13	38,7	40,7	5	1,5	220	45	+0,39
118	12.01.76	22.41.50	38,6	43,1	33	4,8	256	71	+0,62
119	03.02.76	16.40.41	39,9	48,4	30	5,2	85	75	-0,64
120	25.03.76	11.55.37	41,0	43,0	25	5,0	15	80	-0,31
121	02.04.76	16.58.05	39,9	43,7	33	4,9	50	45	+0,99
122	08.04.76	16.00.26	41,0	42,7	25	3,9	199	32	+0,28
123	20.04.76	20.18.04	40,9	43,0	25	3,9	40	58	+1,00
124	21.04.76	21.58.05	40,9	42,2	33	4,9	88	45	-0,25
125	29.04.76	22.18.03	40,9	42,8	5	5,0	62	45	+0,72
126	29.04.76	23.23.14	40,9	42,8	33	4,2	376	58	-0,83
127	30.05.76	22.01.50	41,1	42,9	33	4,0	31	96	-0,21
128	04.06.76	05.08.45	40,9	42,9	33	4,2	173	32	-0,81
129	27.07.76	18.39.34	40,3	49,0	30	4,8	31	45	-0,99
130	05.09.76	22.07.32	38,6	40,9	5	3,0	353	32	+0,81
131	11.12.76	00.03.04	39,6	44,9	25	3,0	153	84	+0,01
132	25.12.76	22.19.11	39,0	44,3	33	4,7	353	6	+0,32
133	28.12.76	17.55.16	39,4	43,7	33	4,3	19	32	+0,92
134	02.01.77	19.37.28	39,1	43,7	34	4,7	12	45	+0,57
135	04.02.77	20.47.25	39,0	46,1	30	4,6	31	45	-0,09
136	15.09.77	15.19.45	39,1	43,9	34	4,7	33	19	-0,65
137	02.01.78	06.31.26	41,4	44,2	13	5,3	273	84	+0,50
138	22.08.78	22.48.09	42,0	44,0	10	3,5	33	19	+0,77
139	26.03.78	13.43.43	41,9	46,5	30	5,0	46	75	-0,10

Когда направления осей напряжения с горизонтом составляют угол $e < 30^\circ$, тогда считаем, что напряжение является близгоризонтальным, при $e > 60^\circ$ — близвертикальным [9].

Проанализированы механизмы 139 землетрясений. Из них 86 землетрясений с магнитудой $M > 4$ и 41 землетрясение с магнитудой $3,3 \leq M \leq 4,0$. Из всех 242 возможных плоскостей разры-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
+0,26	252	80	+0,63	+0,78	43	24	290	40	152	38
+0,05	49	88	+0,34	+0,94	30	44	246	40	140	20
-0,37	231	79	+0,50	-0,87	199	48	74	27	327	30
+0,87	354	40	-0,61	+0,79	20	10	267	60	116	24
-0,97	71	52	-0,21	-0,98	20	78	80	6	168	10
-0,77	306	80	-0,87	-0,50	350	28	87	12	198	59
-0,89	277	40	-0,61	-0,79	2	64	251	10	154	24
-0,81	50	60	+0,44	-0,89	4	65	250	10	155	24
+0,86	248	80	+0,21	+0,98	58	34	263	54	156	6
-0,91	316	30	-0,64	-0,77	50	59	278	23	178	22
+0,87	276	40	-0,67	+0,74	34	10	200	61	43	26
-0,64	300	60	-0,68	-0,73	355	53	92	5	186	36
-0,01	49	88	-0,32	-0,94	30	44	246	40	320	19
+0,99	60	10	-0,34	+0,84	90	35	280	53	183	6
-0,99	89	30	+0,17	-0,98	294	73	98	12	190	6
+0,88	226	40	-0,59	+0,81	26	12	276	64	120	23
-0,91	347	30	-0,72	-0,69	82	59	313	21	215	22
+0,22	280	80	-0,75	+0,66	134	19	240	35	23	49
-0,98	254	50	+0,16	-0,99	208	80	80	5	350	6
-0,87	64	40	+0,71	-0,71	344	60	98	13	192	28
+0,92	8	40	-0,34	+0,94	204	2	302	17	115	13
+0,73	5	47	-0,90	+0,42	46	25	300	46	148	42
-0,72	19	46	+0,94	-0,34	316	42	63	18	170	42
-0,95	133	21	+0,87	-0,50	37	52	180	32	279	17
+0,14	146	84	-0,71	+0,69	359	25	180	35	240	44
+0,96	360	59	-0,16	+0,99	187	14	334	74	96	8
+0,03	136	81	-0,85	+0,53	354	15	93	29	241	57
-0,96	249	47	+0,24	-0,97	173	80	78	1	348	10
+0,69	186	61	-0,60	+0,80	31	9	136	58	294	32
-0,82	55	62	+0,81	-0,59	2	45	270	3	177	45
-0,98	328	13	+0,87	-0,50	223	50	21	38	120	12
-0,59	295	72	+0,45	-0,89	261	55	135	22	34	26
-0,14	96	53	+0,71	-0,71	90	45	340	25	223	45
-0,59	295	12	-0,45	-0,89	135	22	261	55	102	12
+0,99	326	8	-0,10	+0,99	8	39	200	51	72	1
+0,94	154	84	-0,05	+0,99	336	49	152	51	243	2
+0,37	128	79	-0,51	+0,85	331	27	96	48	225	30
+0,82	147	55	-0,50	+0,86	348	5	89	65	255	24
-0,99	205	45	+0,05	-0,99	119	87	28	0	298	3
-0,75	168	76	+0,24	-0,98	150	57	359	30	262	14
+0,87	13	30	-0,98	+0,21	68	32	30	24	180	30
+0,64	155	89	-0,28	+0,96	343	33	136	43	248	16
-0,99	203	13	+0,34	-0,94	27	31	195	58	315	5

ва 26 падают под углом $30^\circ \leq \alpha \leq 45^\circ$; $27-6^\circ \leq \alpha \leq 30^\circ$, для остальных $\alpha > 50^\circ$. Это означает, что плоскость разрыва падает в основном круто. В очагах землетрясений исследуемой территории доминируют близгоризонтальные направления сжатия. Из 86 землетрясений 49 имеют в очагах направление напряжения сжатия, которое составляет с горизонтом угол $e < 30^\circ$; а 27 —

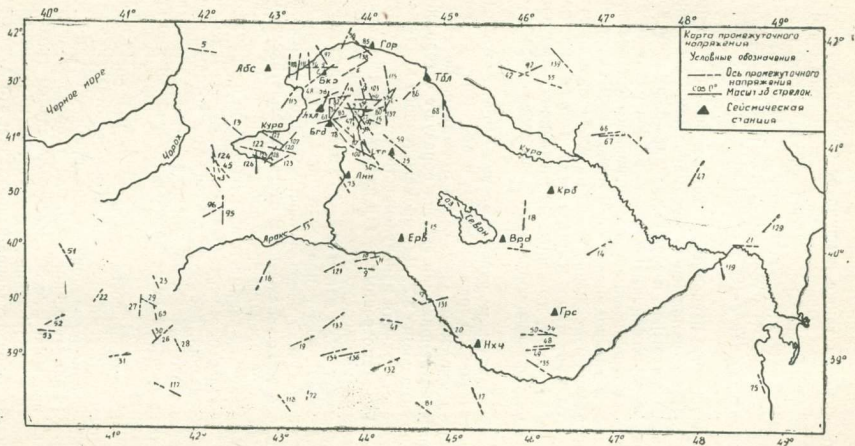


Рис. 4. 10. Ориентация осей промежуточного напряжения

$30^\circ < e < 60^\circ$. В очагах 10 землетрясений это напряжение имеет близвертикальное направление $l > 60^\circ$. В направлении напряжения растяжения также доминирует близгоризонтальное напряжение, но менее выразительно. Из всех очагов 86 землетрясений в 34 напряжение растяжения составляет с горизонтом угол $e < 30^\circ$, 37 — $30^\circ < e > 60^\circ$, 15 — $e > 60^\circ$. Промежуточное напряжение доминирует в горизонтальном направлении для очагов 54 землетрясений $e < 30^\circ$; для 21 — $30^\circ < e < 60^\circ$; для 11 — $e > 60^\circ$.

Ввиду того, что изучаемый регион раздроблен многими блоковыми частями, напряженно-деформированное состояние среды здесь очень сложное, и трудно выделить одно доминирующее направление напряжения. Изучаемый регион разделен нами по однородности напряженно-деформированного состояния.

Однако уверенно можно заключить, что близгоризонтальное направление напряжения сжатия наблюдается на разрывах, имеющих близширотные направления; напряжения разрежения — на разрывах, имеющих близмеридиональные направления; все они ориентированы приблизительно вкрест простирания.

В сейсмоактивном районе Эрзрум-Хыныс изучены очаги 14 землетрясений. Горизонтальная направленность напряжений сжатия выражена здесь очень отчетливо. Во всех очагах землетрясений напряжения сжатия образуют с горизонтом углы, не превышающие 30° . Для промежуточного напряжения характерна вертикальная направленность — в очагах 6 землетрясений из 14 рассмотренных — эти напряжения составляют с горизонтальной плоскостью углы $e > 60^\circ$, в очагах 5 землетрясений — не менее 50° , в одном — $e = 35^\circ$, и только для двух землетрясений $e < 30^\circ$. Для напряжений растяжения также преобладает горизонтальная направленность, но проявляется менее отчетливо, чем для осей сжатия. В очагах 9 землетрясений эти напряжения ориентированы примерно горизонтально ($e < 30^\circ$), а в остальных случаях занимают промежуточное направление между горизонтальным и вертикальным ($33^\circ \leq e \leq 55^\circ$). Во всех очагах землетрясений, кроме двух, эпицентры которых расположены южнее этого района, плоскости разрыва падают круто. В подвижках преобладает правостороннее движение по простиранию разрыва.

В районе северо-восточной части оз. Ван определены механизмы очагов 12 землетрясений. Наиболее отчетливо здесь проявляется закономерная ориентация промежуточного напряжения. Все 12 землетрясений, кроме двух, образуют с горизонтом углы, не превышающие 30° . Несколько слабее выражена закономерность в направлениях двух других напряжений, однако преобладает горизонтальное направление; это лучше выражено в направлениях осей сжатия. Из 24 возможных плоскостей раз-

рыва II падают круто, $\alpha > 50^\circ$, для $9 - \alpha = 30 - 40^\circ$, а для 4-х $\alpha < 20^\circ$.

Подвижки по разрывам носят различный характер. Однако движения, в которых доминируют составляющие по падению, встречаются чаще, чем подвижки, при которых преобладают компоненты смещения по простиранию плоскости разрыва. Землетрясения, очаги которых расположены на сейсмогенных разрывах широтного направления, имеют движения в очагах типа надвига и взброса. На разрывах меридионального направления движение в очагах имеет сбросовый характер.

В Зангезурском районе определены механизмы очагов 4-х землетрясений. Оси сжатия всех землетрясений направлены близгоризонтально. Для остальных двух напряжений они имеют промежуточное направление. Возможные плоскости разрыва падают под углом $\alpha = 45 - 70^\circ$. Подвижки по разрывам содержат компоненты как по падению, так и по простиранию, т. е. в очагах имеется движение типа взброса, содержащее левостороннюю сдвиговую компоненту.

В Еревано-Игдырском районе определены механизмы очагов 4-х землетрясений. В этом районе четко выражена горизонтальность в направлениях оси сжатия, $e < 25^\circ$. В направлениях растяжения не имеется преимущественной ориентации; для двух очагов наблюдается горизонтальная ориентация в направлении оси растяжения, а для остальных — промежуточная, $e = 37 - 56^\circ$. Такая же картина наблюдается для промежуточного напряжения, с тем отличием, что направленность осей промежуточного напряжения близвертикальная, $e = 35 - 72^\circ$.

Для плоскости разрыва в этом районе характерно крутое падение; в среднем $e = 70^\circ$. Движения по разрывам в большинстве случаев имеют большую составляющую по простиранию, т. е. в данном районе преобладает левостороннее движение типа сдвига. Определены механизмы двух землетрясений, происшедших западнее этого района. Ориентации осей промежуточного напряжения имеют горизонтальное направление, $e < 5^\circ$; для остальных — промежуточное направление, однако оси растяжения более наклонены к горизонту, чем оси сжатия. В очагах наблюдается движение типа взброса.

В Кировабадском сейсмоактивном районе определены механизмы очагов 5 землетрясений. Для двух из них $M = 4,2; 5,0$; для остальных $M \leq 3,5$. Судя по данным о механизмах двух сильных землетрясений, в этом сейсмоактивном районе направления оси сжатия и промежуточного напряжения близгоризонтальны, а направления оси растяжения близвертикальны. В очагах преобладают движения типа взброса.

В Сабирабадском сейсмоактивном районе определены механизмы 4-х землетрясений. В ориентациях осей растяжения и

промежуточного напряжения преобладают близгоризонтальные направления; напряжение сжатия направлено близвертикально. Из возможных плоскостей разрыва три падают довольно круто, под углом $> 45^\circ$, остальные — с $e = 19^\circ - 35^\circ$. В очагах преобладают движения типа сброса, имеющие компоненту движения сдвигового характера.

В Олту-Ардаганском сейсмическом районе определенные механизмы землетрясений по своим особенностям разделяются на две группы. Первая группа землетрясений, эпицентры которых расположены на субширотном сейсмогенном разрыве, находится вблизи Ардагана, а эпицентры второй группы землетрясений расположены на сейсмогенном разрыве близмеридионального простирания, восточнее Олту. Для первой группы землетрясений (6) оси сжатия и промежуточное напряжение ориентированы близгоризонтально. Из 12 плоскостей разрыва 8 падают довольно круто, $e > 58^\circ$; для 3-х $e = 32 - 45^\circ$; для одного $e = 21^\circ$. Подвижки по падению и простиранию почти соизмеримы подвижкам по падению. Верхнее крыло разрыва не всегда движется в одном направлении, но по-видимому, в движении очага преобладает взброс, содержащий правостороннюю сдвиговую компоненту. Во второй группе землетрясений (7) оси сжатия имеют близгоризонтальное направление; растяжение промежуточное, а промежуточное напряжение в основном близгоризонтальное. Возможные плоскости разрыва, кроме трех, падают круто. Движение в очагах имеет сбросовый характер, содержащий левостороннюю компоненту движения сдвига.

Определены механизмы очагов землетрясений Джавахетского нагорья и прилегающих к нему территорий; всего для 71 землетрясения. Из них 20 имеют магнитуду $M = 4.5$, остальные меньше 4-х. Эпицентры этих землетрясений находятся на взаимно пересекающихся меридиональных и широтных направлениях сейсмогенных разрывов. Сейсмогенных разрывов всего 10. Поэтому поле напряжения и характер движения в очагах этого региона являются очень сложными. Несмотря на это обнаруживается корреляция между направлениями сейсмогенных разрывов и осей напряжения.

На субмеридиональных разрывах наблюдаются близгоризонтальные направления оси растяжения и близвертикальные направления оси сжатия. В очагах имеются движения сбросового характера. В сейсмогенных разрывах с субширотной ориентацией наблюдаются близгоризонтальные направления оси сжатия и близвертикальные направления оси растяжения. В этом случае в очагах наблюдаются движения взбросового характера. В обоих этих случаях промежуточное напряжение ориентировано близгоризонтально. Исключение составляет сейсмогенный разлом, проходящий через центр Джавахетского нагорья и под углом 45° пересекающий Абул-Самсарский и Джавахет-

ский сейсмогенные разрывы, где промежуточное напряжение имеет близвертикальную ориентацию.

В этом регионе можно наблюдать некоторые интересные факты. В области Кечутского хребта наблюдаются близгоризонтальные оси растяжения, которые имеют широтное направление, т. е. вкрест простираения структуры. Движение в очаге имеет сбросовый характер и характеризуется довольно крутым углом падения (в среднем 60°). Горизонтальные проекции вектора подвижки в обеих плоскостях разрыва направлены вкрест простираения хребта. Аналогичную картину наблюдаем восточнее Кечутского хребта, в области границы Храмского поднятия с Тетрицкаро-Асуретской подзоной. Здесь также имеется меридиональная полоса широтного растяжения и сбросовые движения в очагах с крутым углом падения. Горизонтальные проекции вектора подвижки в обеих плоскостях разрыва здесь также согласуются с направлением растяжения.

В очагах землетрясений, расположенных в области Абул-Самсарского хребта, близгоризонтальные растягивающие напряжения направлены перпендикулярно направлению простираения хребта, а сравнительно наклонные (до $36-37^\circ$) оси сжимающих напряжений направлены вдоль простираения хребта. Движения в очагах имеют сбросовый характер с значительной компонентой сдвигового смещения.

Механизмы очагов землетрясений, расположенных как на восточном, так и на западном склонах Параванского озера, показывают, что здесь тоже господствуют широтные напряжения растяжения, а движения по разрывам имеют сбросовый характер.

Определенные закономерности наблюдаются также в распределении поля близгоризонтальных напряжений сжатия. В общих чертах оно имеет субмеридиональное направление и соответствует общекавказскому. Однако в южной части исследуемой области, начиная с Локского перевала на востоке до южной периферии Мадатапского озера очаги землетрясений характеризуются субширотными и широтными напряжениями сжатия, которые как бы дугообразно окаймляют территорию Южной Грузии.

В области Сакиро-Привольнинского и Локско-Агдамского разломов некоторые землетрясения характеризуются сдвиговыми смещениями в очаге, которые обусловлены близгоризонтальным расположением осей как сжатия, так и растяжения.

Определены механизмы очага Аджаро-Гурийского землетрясения 1959 г., эпицентр которого расположен в западной части Аджаро-Триалетского сейсмогенного разрыва. Оси напряжения сжатия и промежуточного напряжения ориентированы близгоризонтально. Углы наклона осей соответственно равны 29° , 16° . Оси растяжения с горизонтом составляют угол, равный 58° . Оси сжатия направлены вкрест простираения сейсмогенного

разрыва, а промежуточного напряжения — вдоль него. Из двух возможных плоскостей разрыва одна падает довольно круто, $l=78^\circ$ и направлена вдоль разрыва; для второй $l=21^\circ$. В очаге наблюдается движение типа взброса, содержащее сдвиговую компоненту правостороннего движения.

На пересечении Аджаро-Триалетского сейсмогенного разрыва с меридиональным разрывом в Хашмском районе определены механизм землетрясения 1968 года, оси сжатия которого ориентированы близвертикально, $l=63^\circ$; оси растяжения и промежуточного напряжения ориентированы близгоризонтально. С горизонтом они составляют углы соответственно $l=27^\circ$; 5° . В очаге имеется чисто сбросовое движение.

4.3. СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ

В результате высвобождения глубинной энергии Земли в литосфере возникает непрерывно-разрывное квазипластическое течение, называемое тектоническим течением. При его рассмотрении выделяются две части: непрерывно-пластическое течение и разрывно-непрерывное сейсмическое течение. Наиболее полная разработка этой теории принадлежит Ю. В. Ризниченко. По его определению, «Сейсмическое течение горных масс — часть тектонического деформационного движения больших пространственно-временных объемов коры и верхней мантии, обязанного остаточным смещениям в совокупности очагов землетрясений».

В этом параграфе для территории Малого Кавказа определяются скорости вертикальных движений земной коры при сейсмическом течении горных масс. При расчетах используются сведения о механизме очагов, данные о направлениях главных осей сжатия и растяжения. Используются также параметры долговременной средней сейсмичности: наклон графика повторяемости, карты сейсмической активности и максимального возможного землетрясения. В расчетную формулу входят данные о корреляционной зависимости между сейсмическими моментами и величиной землетрясений, полученной в параграфе 4.1 данной работы: $\lg M_0 = 20 + 0,4(K - 10)$. Скорости вертикальных сеймотектонических движений рассчитывались по формуле:

$$V = \frac{A M_0(K_0) (\cos^2 \alpha_T - \cos^2 \alpha_c)}{\mu(c_2 - \gamma) 10^{13} \sqrt{2} \ln 10} 10^{(c_2 - \gamma)(K_{\max} - K_0)}$$

где μ — модуль упругости сдвига; A — сейсмическая активность $M_0(K_0) = 10^{20}$; $K_0 = 10$; $c_2 = 0,4$; γ — наклон графика повторяемости; K_{\max} — максимальные возможные землетрясения; α_T — угол между горизонтальной проекцией оси растяжения и меридианом; α_c — угол между горизонтальной проекцией оси сжатия и меридианом.

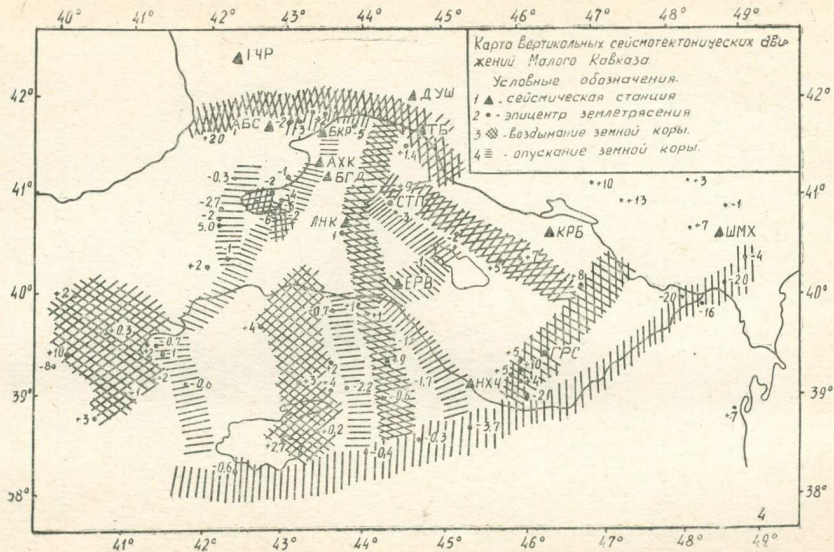


Рис. 4. 11. Карта вертикальных сейсмотектонических движений Малого Кавказа

Результаты расчета представлены на карте (рис. 4.11).

На северной периферии исследуемой области, вдоль Аджаро-Триалетской сейсмогенной зоны, соответствующей одноименному северному разлому, наблюдаются восходящие сейсмотектонические движения. Интенсивность этих движений возрастает в западном направлении. В ущелье р. Куры, в районе гг. Гори и Тбилиси они не превышают 2—1,5 мкм/год. Севернее г. Боржоми интенсивность движений достигает 10 мкм/год, а в Западной Грузии — 20 мкм/год.

Значительные восходящие сейсмотектонические движения в 5—10 мкм/год наблюдаются в районе Зангезурского и Агдамского сейсмогенных узлов, которые затем полосообразно протягиваются в северо-западном направлении вдоль Базумо-Севанской разрывной сейсмогенной зоны.

В южной части Джавахетского нагорья эта полоса соединяется с меридионально вытянутой зоной восходящих движений, протягивающейся строго меридионально вдоль линии хр. Котур, гор. Большой Арарат, оз. Мадатапа. Интенсивность этих движений колеблется от 1 до 9 мкм/год. Максимальное значение до 13 мкм/год наблюдается в районе оз. Мадатапа.

Почти параллельно этой зоне с западной стороны протягивается такая же вытянутая зона нисходящих сейсмотектонических движений по линии горы Тендюрюк — г. Ленинакан. Интенсивность этих движений незначительная, не превышает 2 мкм/год.

Полоса нисходящих сейсмотектонических движений такой же интенсивности проходит чуть восточнее, вдоль ущелья р. Аракс, на границе Нахичеванской АССР и Ирана.

Обе эти зоны южнее соединяются с субширотной полосой нисходящих движений, протягивающейся от нижнего течения р. Аракс до оз. Ван. Интенсивность опусканий здесь неодинаковая: в районе оз. Ван она не достигает 1 мкм/год, а на востоке, в районе Сабирабада, доходит до 20 мкм/год.

Две меридиональные полосы нисходящих сейсмотектонических движений наблюдаются на территории Турции. Первая проходит по линии гг. Аказмур—Эрзрум (интенсивностью не более 1 мкм/год), вторая — от г. Сарыкамыш до Арсианского хребта (интенсивностью от 1 до 7 мкм/год).

Сейсмическое течение Джавахетского нагорья более детально рассматривается в следующем параграфе.

4.4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

Густота сети сейсмических станций в центральной части Артин-Болнисской глыбы, известной под названием Джавахетского нагорья, дает возможность определять механизм очагов землетрясений разного энергетического диапазона, $K \geq 8$. Это,

со своей стороны, позволяет на основании сейсмологических данных более детально изучить геодинамические процессы, которые имеют здесь место.

Особое внимание к этому региону привлекает тот факт, что он является самой сейсмоактивной областью Кавказа. На его долю приходится 55% всех кавказских землетрясений. Таким образом, сейсмичность является здесь самым ярким, и вполне возможно, единственным проявлением современной тектонической активности, т. к. даже такая значительная величина с неотектонической точки зрения, как гравитационная изостатическая аномалия, не отображает высокую современную тектоническую активность этого региона.

Схема геодинамической модели (рис. 4.12) показывает, что вся область Джавахетского нагорья расчленяется на отдельные сеймотектонические блоки, испытывающие восходящее движение и отделяющиеся друг от друга сравнительно узкими полосами нисходящих движений.

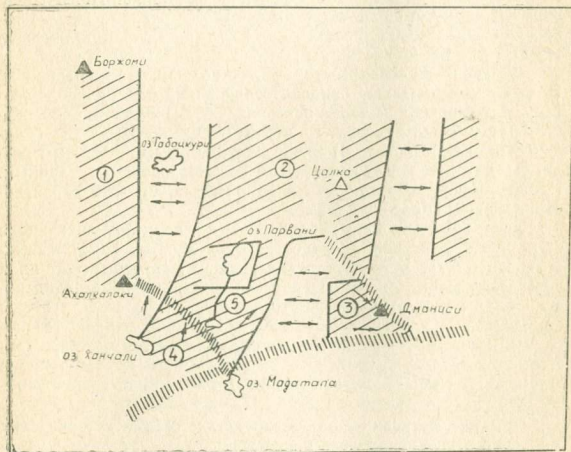


Рис. 4. 12. Геодинамическая модель Джавахетского нагорья

Восточнее Абул-Самсарского хребта располагается сеймотектонический блок, который условно мы назвали Ахалкалакским. Этот блок испытывает небольшое сеймотектоническое

воздымание, которое в среднем достигает 2 мкм/год. Такого же порядка интенсивности восходящего движения испытывает Цалка-Сарванский блок, который располагается восточнее вышеупомянутого хребта.

Более интенсивные сейсмотектонические движения происходят в южной части нагорья. Здесь Дманисский блок, который ограничивается с востока, северо-востока и с юга Сакиро-Привольненским и Локско-Агдамским глубинными разломами, а с запада — Кечутским хребтом, — испытывает интенсивное сейсмотектоническое воздымание, которое колеблется от 25 до 70 мкм/год.

Движения в очагах землетрясений, расположенных вдоль Сакиро-Привольненского и Локско-Агдамского разломов, имеющие в основном сдвиговой характер, наводят на мысль, что Дманисский блок испытывает скольжение в ЮВ направлении по вышеупомянутым разломам. Мнение это подкрепляется тем, что на основании дешифрования аэро-фото материалов выявлено левостороннее сдвиговое смещение по Сакиро-Привольненскому разлому, а вдоль Локско-Агдамского разлома П. Д. Гамкрелидзе предполагает сдвиговое смещение Артвин-Болнисской глыбы с запада на восток [18].

Интенсивное сейсмотектоническое воздымание в среднем до 50 мкм/год испытывает Гандза-Богдановский блок, расположенный также в южной части нагорья. Специфической особенностью этого блока является то, что он расчленяется на два (Гандзинский и Богдановский) блока диагональным глубинным разломом, который четко выявлен по сейморазведочным данным. Поверхностным отражением этого разлома, по всей вероятности, является сброс оз. Сагамо.

Распределение поля напряжений и характер движения в очагах землетрясений, расположенных в области Гандза-Богдановского блока, позволяет заключить, что Богдановский блок испытывал меридиональное сжатие и надвигается на Гандзинский блок вдоль вышеупомянутого разлома. Со своей стороны Гандзинский блок, испытывая напряжение как меридионального, так и субширотного направления, надвигается на северо-восток. Этот последний факт, по всей вероятности, является также отражением идей П. Д. Гамкрелидзе о смещении Артвин-Болнисской глыбы с запада на восток.

При рассмотрении зон нисходящих сейсмотектонических движений в первую очередь бросается в глаза тот факт, что зоны эти протягиваются вдоль Абул-Самсарского и Кечутского хребтов, приурочиваясь к глубинным разломам. Со времен верхнего миоцена, как известно, эти разломы испытывали растяжение и служили лавоподводящими каналами. К настоящему времени, как следует из характера распределения поля тектонических напряжений, разломы эти продолжают растягиваться. Од-

нако, вследствие истощения глубинной энергии излияние лав прекратилось и происходит проседание земной коры.

Следует отметить, что зона сеймотектонического опускания, которая приурочена к Кечутскому хребту, проявляет все свойства, характерные для рифтовых структур. Конкретно, поле напряжений, как уже отмечалось, указывает на растяжение земной коры. Движения в очагах имеют чисто сбросовый характер с углом падения $60-65^\circ$, близким к теоретическому значению 63° (гидростатического равновесия), выведенному Венинг-Мейнецом. Мощность сейсмогенного слоя может протягиваться до глубины 20 км, ниже которой происходит пластическая деформация. Это подтверждается глубиной залегания очагов землетрясений, которая не превышает здесь 20 км.

Интенсивность сеймотектонического опускания в области Кечутского хребта самая высокая и в среднем равняется 70 мкм/год. В южной части хребта она достигает 80—90 мкм/год.

Несколько иная обстановка наблюдается в области Абул-Самсарского хребта. Здесь, помимо растяжения старого лавоподводящего канала, имеет место напряжение меридионального сжатия, наклоненное в северном направлении под углом $36-37^\circ$. Вследствие этого, движения в очагах вместо чистого сброса имеют сбросо-сдвиговой характер.

Интенсивность сеймотектонического опускания здесь значительно меньше по сравнению с Кечутским хребтом и равняется 3—3,5 мкм/год.

Следующая зона сеймотектонического опускания, которая проходит вдоль границы Храмского поднятия с Тетрицкаро-Асуретской подзоной, по всей вероятности, приурочена к глубинному сейсмоактивному разлому меридионального простирания. Наличие этого разлома предполагается на основании того факта, что здесь проходит узкая, вытянутая полоса повышенной сейсмической активности, а одна из возможных плоскостей разрыва в очагах землетрясений, расположенных внутри этой полосы, имеет строго меридиональное простирание. Сеймотектоническое опускание вдоль этой области так же, как по Кечутскому и Абул-Самсарскому хребтам, обусловлено растяжением земной коры и сбросовыми движениями. Интенсивность этих опусканий больше, чем в области Абул-Самсарского хребта, но значительно меньше, чем по Кечутскому хребту. Она равняется 12—15 мкм/год.

Интенсивные сеймотектонические опускания земной коры до 10—33 мкм/год в районе оз. Паравани обусловлены широтным растяжением этой области и сбросовыми движениями по разломам.

4.5. РАЗРЫВНЫЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МАЛОГО КАВКАЗА

В настоящее время уже можно считать доказанным, что сильные землетрясения возникают на границах соприкосновения литосферных плит или подплит, являющихся, со своей стороны, глубинными тектоническими разрывами. Доказано также, что не всякий тектонический разрыв может провоцировать землетрясение. Возникновение сильных землетрясений приурочено к крупным активным тектоническим разрывам.

Исследуемая территория расположена между крупными литосферными — Евразийской и Аравийской — плитами, которые давят друг на друга и обуславливают здесь возникновение сильных землетрясений. В результате погружения Аравийской плиты под Евразийскую возникли крупные активные системы разломов г. Загрос, к которым приурочены сильнейшие землетрясения; магнитуда некоторых из них превышает 7,5. Глубины очагов землетрясений этих разломов достигают 300—400 км. Северная окраина Аравийской плиты в районе оз. Ван опирается на мегантиклинорий Восточного Тавра, и его крайний северный борт направлен к Джавахетскому нагорью, расстояние до которого равно 250—300 км. На Малом Кавказе развитие разрывных зон и связанных с ними сильных землетрясений обусловлено воздействием Аравийской плиты на эту территорию. В исследуемом регионе на существующих разрывах, имеющих сравнительно малые простирания и неглубокие залегания, отмечены максимальные землетрясения с $M \approx 6,5$.

При выделении сейсмогенных разрывов мы исходим из нескольких принципов:

1. Совокупность очагов сильных независимых коровых и подкоровых землетрясений образует разрывную сейсмогенную зону и приурочивается к долгоживущим тектоническим разрывам.

2. Форма объема очага сильных землетрясений всегда является эллипсоидальной. Его главная ось, определенная на основе афтершоков, направлена вдоль тектонического нарушения. Ширина и глубина сейсмогенного слоя оцениваются также величинами остальных осей объема очага.

3. Главная ось плейстосейстовой зоны макросейсмического поля землетрясения направлена вдоль разрыва.

4. По механизмам сильных землетрясений определяются пространственная взаимно перпендикулярная плоскость разрыва в очаге и состояние поля тектонических напряжений в окружающей среде.

5. Определением скорости сеймотектонических движений устанавливаются участки с различной по величине скоростью движения. Возникновение землетрясений связано с разнодиффе-

ренцируемыми вертикальным и горизонтальным движениями горных масс.

6. На карте сейсмической активности региона выделяются наиболее сейсмоактивные участки хорошо коррелируемые с сейсмогенными разломами.

7. Определением динамических параметров сильных землетрясений устанавливаются длина L и ширина W разрыва.

8. По отраженным и преломленным поверхностным волнам определяются протяженность и глубина тектонических нарушений; из них некоторые могут быть сейсмогенными.

9. Анализ и взаимопоставление геологических, геодезических и геофизических материалов способствуют выделению зон активных тектонических разломов, с которыми связано существование сейсмогенных разрывов.

Проведенное по вышеприведенным пунктам исследование дало возможность установить разрывные сейсмогенные зоны для изучаемой территории. На карте (рис. 4.13) узкими полосами показаны сейсмогенные зоны, которые являются крупными активными разрывами. Карта разрывных сейсмогенных зон составлена в масштабе 1 : 500000. На карте видно, что разрывные сейсмогенные полосы, имеющие в основном субширотные направления, пересекаются такими же полосами меридионального и других направлений. Взаимопересекающиеся полосы сейсмогенных зон разделяют территорию Малого Кавказа на отдельные блоки. Сейсмогенные разрывы имеют длину от двадцати до нескольких сот километров. Ширину — от 15 до 35 км. Их активная глубина не превышает 35 км. Глубина некоторых из них по поверхностным волнам достигает ≈ 80 км. Они отличаются друг от друга по длине, ширине, глубине и величине магнитуды землетрясения. Большинство эпицентров сильнейших землетрясений наблюдаются в узлах нескольких взаимно пересекающихся разрывов. Частота возникновения землетрясений по зоне сейсмогенных разрывов тем больше, чем выше скорость сейсмотектонического и тектонического движений.

Обнаруженные на Малом Кавказе по геолого-геодезическим данным активные глубинные разломы, отличающиеся большой протяженностью и шириной, являются зоной высоких значений градиентов скорости новейших тектонических движений. Их расположения большей частью совпадают с установленными сейсмогенными разрывными полосами [35, 43]. Здесь же следует заметить, что эпицентры исторических и новых землетрясений, несмотря на то, что сеть сейсмических станций развивалась постепенно, определены довольно точно, если не принять во внимание расположение некоторых эпицентров очень ранних землетрясений. На это указывают малые разбросы между эпицентрами землетрясений различного периода одной и той же разрывной сейсмогенной зоны.

На основе комплексного анализа совокупности результатов проведенных исследований выделены сейсмогенные разрывы для изучаемой территории. Ниже приводится их краткая характеристика.

1. Тебризо-Ванский сейсмогенный разрыв. Этот сейсмогенный разрыв является западным продолжением глубинного разрыва мегантиклинория Эльбруса, проходит севернее г. Тебриз и оз. Резайе и у оз. Ван разветвляется на три ветви, две из которых, северные, продолжают в западном направлении и соединяются с Анатолийским глубинным разломом. Южная ветвь сейсмогенного разрыва погибает у оз. Ван в юго-западном направлении и присоединяется к разлому у мегантиклинория Восточного Тавра, продолжением которого являются разлом Леванта и рифт Красного моря. Этот сейсмогенный разрыв почти непрерывно прослеживается сильными землетрясениями. Для нескольких землетрясений этого разрыва имеются макросейсмические данные. Главная ось плейстосейстовой области направлена вдоль разрыва. Для 15 землетрясений определены механизмы очагов, на основе чего можно сделать вывод о существовании разрывов таких направлений. Во взаимопересеченных областях сейсмогенных разрывов данные некоторых определенных механизмов очагов землетрясений доказывают существование одного разрыва, остальные — других. На основе исследования отраженных поверхностных волн разных групп доказываются существование этого сейсмогенного разрыва. На карте (рис. 2.6) отражающие поверхности разрыва отмечены заштрихованными полосами. Эта разрывная сейсмогенная зона покрыта эпицентрами землетрясений с $3,5 < M < 7,0$. Самые сильные землетрясения с $M = 6,5$ отмечены в северной части оз. Резайе.

II. Разрывная сейсмогенная зона вдоль р. Аракс. Эта разрывная сейсмогенная зона полностью совпадает с руслом течения р. Аракс. Восточная ее часть направлена в сторону г. Сумгаит, а западная соединяется с Анатолийским разломом. Она во многих местах пересекается с другими сейсмогенными разрывами различных направлений. В результате на этом разрыве имеются следующие основные сейсмогенные узлы: Сабирабадский, Тазакенд-Агдагский, Зангезурский, Ереванский, Кагизманский, Пасинлерский. Эти сейсмогенные узлы характеризуются повышенной сейсмичностью и возникновением сильных землетрясений. Магнитуда максимальных землетрясений этих сейсмогенных узлов составляет 6—7 ($J_0 = 8—9$ баллов); для остальных частей разрыва — 5—5,5 ($J_0 = 7$ баллов), кроме участка, находящегося между Агдагским и Зангезурским сейсмогенными узлами. Этот участок разрыва почти асейсмичен, хотя его существование доказывается отраженными поверхностными волнами.

Для некоторых сильных землетрясений этого разрыва имеются макросейсмические данные. Главная ось плейстосейстовой

области направлена вдоль этого разрыва. По данным механизмов очагов 19 сильных землетрясений доказывается существование этого разрыва, причем напряженное состояние вдоль него имеет неодинаковый характер. В местах, где разрыв имеет субширотное или северо-западное направление, доминируют напряжения сжатия; эта часть разрыва находится между сейсмогенными узлами Зангезур и Пасинлер.

В северо-восточном направлении разрыва, между сейсмогенными узлами Зангезур и Сабирабад, наблюдаются разрежения. На карте сейсмической активности выделяются участки повышенной сейсмичности, совпадающие с выявленными сейсмогенными узлами.

III. Севано-Зангезурская разрывная сейсмогенная зона. Эта зона берет свое начало у юго-западного побережья оз. Севан, проходит Зангезурский сейсмогенный узел и продолжается в сторону глубинного разлома мегантиклинория Эльбруса. Этот сейсмогенный разрыв почти непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений. Расположение его северо-западной части определено по группам отраженных поверхностных волн, сформированных в верхних слоях земной коры. Глубина его залегания по упомянутым волнам не превышает* 20—30 км. Происходящие на этом разрыве максимальные землетрясения имеют магнитуду в основном 4—5,5.

IV. Базумо-Севанская разрывная сейсмогенная зона, обусловленная одноименным крупным разломом ответвления Анатолийского разлома, является самой протяженной в длину. Эта разрывная зона, начиная с Севано-Зангезурского разрыва, присоединяется к глубинным разломам мегантиклинория Эльбруса. В общей сложности создается крупный Анатолийско-Малокавказско-Эльбрусский сейсмогенный разрыв. По данным новейших тектонических движений, вдоль всего Базумо-Севанского сейсмогенного разрыва наблюдается большая амплитуда поднятий [43]. Этот результат находится в хорошей корреляции с рассчитанными нами данными сеймотектонического движения. Вдоль этого разрыва наблюдается также высокоградиентная полоса гравитационного поля. Направления главной оси плоскости разрыва и плейстосейстовой области некоторых сильных землетрясений этого разрыва находятся в хорошей корреляции с направлением разрыва. Разрыв непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений.

Рассматриваемая разрывная сейсмогенная зона во многих местах пересечена другими разрывами и в нескольких местах образует обширные сейсмогенные узлы. Такие узлы располагаются южнее г. Кировабада в северо-западной части оз. Севан, южнее Джавахетского нагорья, в районах Ардаган и Пасинлер. В этих местах скопляются в основном все сильные землетрясения с магнитудами 6—7 ($J_0 = 8—9$ баллов); в остальных местах

разрыва происходят менее сильные, $M=4-6$ ($J_0=7-8$ баллов). Эти сейсмогенные узлы на карте сейсмической активности хорошо коррелируются с участками повышенной сейсмичности. По механизму очагов 17 сильных землетрясений доказывающегося существование указанного разлома. В периферических частях разрыва наблюдаются напряжения разрежения; в центральных — напряжения сжатия.

V. Ленкорано-Кировабадская разрывная сейсмогенная зона. Этот сейсмогенный разрыв протягивается от Ленкорана до Казаха и пересекает Кировабадский, Агдагский и Ленкоранский сейсмогенные узлы. Эпицентры сильных землетрясений на этом разрыве распределены неравномерно. От начала разрыва до пересечения с р. Арез имеется большое скопление эпицентров; магнитуда максимальных землетрясений этого участка разрыва составляет 6—7 ($J_0=8-9$ баллов). Такими же зонами максимальных землетрясений являются Кировабадский и Агдагский сейсмогенные узлы. Этот сейсмогенный разрыв хорошо прослеживается полосами высоких градиентов силы тяжести. Главные оси плейстосейстовой области некоторых сильных землетрясений упомянутого разрыва ориентированы вдоль него. Для двух землетрясений, эпицентры которых расположены в Агдагском и Ленкоранском сейсмогенных узлах, определены механизмы очагов.

VI. Разрывная сейсмогенная зона, проходящая через Ленкорань, Сальяны, Сабирабад, Евлах, Самух, Болниси, Ардаган, Артвин, Пазар. Этот сейсмогенный разрыв начинается близ устья р. Куры и проходит вдоль ее русла до Болниси, затем пересекает северную часть Джавахетского нагорья, проходит через Ардаган, Артвин, Пазар и направляется в сторону Черного моря. В пределах разрыва наблюдается много эпицентров сильных землетрясений, которыми он прослеживается. Взаимное пересечение других разрывов создает сейсмогенные узлы: Ленкоранский, Сабирабадский, Евлахский, Мингечаурский, Акстафинский, Болнисский, Дманисский, Бакурианский, Ардаганский. Определенные направления главной оси объема очага некоторых сильных землетрясений этого разрыва в пределах Джавахетского нагорья, а также направления главной оси плейстосейстовой области некоторых сильных землетрясений совпадают с ориентацией разрыва. На карте сейсмической активности обнаруживаются высокоактивные сейсмические участки, совпадающие с обнаруженными сейсмогенными узлами. На основе исследования групп отраженных поверхностных волн, сформированных при близких и далеких землетрясениях, определены глубины некоторых участков изучаемого разрыва (рис. 4.13). Определение механизмов очагов сильных землетрясений этого разрыва, эпицентры которых большей частью расположены на Джавахетском нагорье, указывает на то, что оси сжатия направ-

лены близгоризонтально вкрест простирания разрыва. Таковую же направленность с горизонтом имеет промежуточное напряжение, простирающееся вдоль разрыва. Растяжение напряжения близвертикальное.

VII. Аджаро-Триалетская разрывная сейсмогенная зона. Обусловлена она одноименным разломом. Начинается с Хашмийского сейсмогенного участка, разветвляется на две ветви в западной части и направляется в северную и южную части Черного моря. Непрерывно прослеживаются эпицентры сильных землетрясений. В нескольких местах пересекается другими сейсмогенными разрывами и совместно с ними образует Хашмийский, Каспский, Горийский, Боржомский сейсмогенные узлы, наиболее сейсмоактивным из которых, по числу происшедших сильных землетрясений, является Горийский сейсмогенный узел. Магнитуда максимальных землетрясений этого узла составляет 6—6,5 ($J_0=8-9$ баллов). Главная ось плейстосейстовой области направлена вдоль разрыва. Некоторые участки его хорошо сопоставляются с полосами высоких градиентов силы тяжести и новейшими тектоническими движениями с большой амплитудой.

VIII. Кумисско-Ахалкалакский сейсмогенный разрыв. Южнее Аджаро-Триалетского сейсмогенного разрыва проходит более короткий разрыв, начинающийся южнее г. Сагареджо, проходящий Кумисскую сейсмогенную зону, несколько сейсмогенных узлов Джавахетского нагорья и присоединяющийся поблизости г. Ахалкалаки к VI сейсмогенному разрыву. Прослеживается он эпицентрами сильных землетрясений. В соответствии с механизмом очага и направлением главной оси плейстосейстовой зоны некоторых сильных землетрясений упомянутый разрыв должен иметь на карте указанное направление (рис. 4.13).

IX. Транскавказская субмеридиональная разрывная сейсмогенная зона. Этот разрыв проходит к востоку от оз. Ван, пересекает вулканические гряды Арарат-Арагац, к востоку от Джавахетского хребта продолжается в северном направлении, проходит к западу от г. Каспи и направляется к г. Казбек. Этот разрыв разделяет Большой и Малый Кавказ на западную и восточную части. Эти части Большого Кавказа в сейсмическом отношении отличаются друг от друга и характеризуются своеобразными особенностями строения, напряженного состояния и условий сейсмичности. Такая картина наблюдается также и для Малого Кавказа, однако менее выразительно. Разрыв непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений, некоторые его участки совпадают с грядами потухших вулканов. Вдоль и поблизости сейсмогенного разрыва наблюдаются активизированные малогабаритные различных направлений тектонические разломы. Для пяти землетрясений определены механизмы очагов, по которым ориентация растяжений имеет близгори-

зонтальное направление. Направления главной оси плейстоценовой области макросейсмических землетрясений ориентированы вдоль разрыва. Крайний северный борт Аравийской плиты направлен вдоль разрыва, и его существование может быть объяснено давлением такого направления на территорию Кавказа.

Х. Ани-Дигорско-Джавахетский сейсмогенный разрыв. Этот разрыв является западным ответвлением Транскавказского сейсмогенного разрыва. Начинается у оз. Ван, проходит Ани-скую и Дигорскую сейсмогенные области, продолжается вдоль русла р. Ахуряна и упирается в Джавахетское нагорье. На этом нагорье разрыв разделяется на две ветви. Восточная проходит вдоль Джавахетского хребта и пересекает Аджаро-Триалетский сейсмогенный разрыв в районе г. Гори, западная—вдоль Самсарского хребта и пересекает также Аджаро-Триалетский сейсмогенный разрыв в районе г. Боржоми. Эта разрывная зона непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений, пересекает Ереванско-Игдырский, Ахурянский и Джавахетский сейсмогенные узлы. На этом разрыве определены механизмы очагов более 30 землетрясений, большинство из которых находятся на Джавахетском нагорье. В очагах этих землетрясений преобладает горизонтальная направленность растяжений в основном в крест простираения разрывов. В напряжениях сжатия преобладает промежуточное и вертикальное направление относительно горизонта. Промежуточное напряжение имеет близгоризонтальное направление в основном вдоль сейсмогенного разрыва. Для девяти сильных землетрясений Джавахетского нагорья определены главные оси объема очага; они ориентированы вдоль разрывов. Ориентированы также вдоль разрыва направления главной оси сейсмоплейстоценовой области некоторых сильных землетрясений. На карте сейсмической активности выделяются высокосейсмические полосы. Субмеридиональные сейсмогенные разрывы Джавахетского нагорья прослеживаются грядами вулканов. На Джавахетском нагорье наблюдаются высокие градиенты аномальных магнитных и гравиметрических полей, существование которых связывается с выявленными разрывами.

ХI. Разрывная сейсмогенная зона, проходящая через оз. Ван, хр. Аладаг, Игдыр, западную часть оз. Севан, Акстафу, Хашми. Рассматриваемый сейсмогенный разрыв прослеживается сильными землетрясениями и пересекает несколько сейсмогенных узлов, из которых основными являются: Еревано-Игдырский, Севанский, Акстафинский, Хашмийский. Определены механизмы очагов нескольких сильных землетрясений, эпицентры которых расположены большей частью в сейсмогенных узлах разрыва. Одна из возможных плоскостей разрыва в очагах совпадает с простираением сейсмогенной зоны. В Еревано-Игдырском сейсмогенном узле интенсивность максимальных землетря-

сений $M=6-7$ ($J_0=8-9$ баллов). В остальных сейсмогенных узлах и полосах $M=5-6$ ($J_0=7-8$ баллов). Направление главной оси плейстосейстовой области девяти сильных землетрясений подтверждает существование сейсмогенного разрыва указанного направления. На карте сейсмической активности выделяются участки повышенной сейсмичности, совпадающие с сейсмогенными узлами. Возможно, этот сейсмогенный разрыв представляет собой совокупность отдельных коротких разрывов разной длины и ориентации, между которыми мало генетических связей.

XII. Зангезуро-Кировабадский и Зангезуро-Уджарийский сейсмогенные разрывы. Эти сейсмогенные разрывы берут свое южное начало у Тебризо-Ванского разрыва, пересекая друг друга в Зангезурском сейсмогенном узле; первый из них продолжается в сторону Кировабадского сейсмогенного узла, а второй проходит через Уджары. В Кировабадском и Зангезурском сейсмогенных узлах интенсивность максимальных землетрясений $M=6-6,5$ ($J_0=8-9$ баллов). Зангезуро-Кировабадский разрыв прослеживается зонами высоких градиентов силы тяжести и больших амплитуд вертикальных перемещений новейших тектонических движений. Направления главной оси плейстосейстовой области макросейсмических землетрясений совпадают с ориентациями разрывов. Главная ось очаговой зоны Зангезурского землетрясения 1968 г. совпадает с ориентацией второго разрыва.

Сейсмическое районирование. От карты сейсмогенных разрывов можно легко перейти к карте сейсморайонирования, т. е. полосы этих разрывов являются зонами возникновения сильных землетрясений, длина, ширина и глубина которых установлены на основе комплексных исследований. Выделены участки возникновения наиболее сильных землетрясений, соответствующие сейсмогенным узлам. Из этих сейсмогенных узлов выделяются наиболее крупные: Джавахетский, Зангезурский, Кировабадский, Еревано-Игдырский, Ленинанкан-Карский, Гори-Каспский, Пасинлерский, Тазакендский, где накоплены большинство сильных землетрясений, магнитуда и интенсивность которых меняются в пределах $M=5,5-6,5$; $J_0=8-9$ баллов. В остальных сейсмогенных узлах и разрывных полосах возникают менее сильные землетрясения, для которых $M=4,0-5,8$; $J_0=7-8$ баллов.

Мы имели в нашем распоряжении материалы сильных землетрясений почти двух тысячелетий. Следует отметить, что эпицентры всех древних и происшедших за последние периоды времени землетрясений возникали на выделенных сейсмогенных узлах и полосах. Исходя из этого, можно утверждать, что потенциальными очагами возникновения сильных землетрясений являются выделенные нами сейсмогенные разрывы.

На рис. 4.14 приведена карта сейсмического районирования Малого Кавказа и прилегающих территорий, на которой произведена дифференциация сейсмической опасности по интенсивности, в баллах. Эта карта сейсмического районирования является более детальной и обоснованной, чем ранее составленные.

Заключение

Физико-химические процессы, происходящие внутри Земли, обусловленные различными взаимосвязанными явлениями, делают ее динамически неспокойной. Проявляется это в формировании и вырождении рифтовых и субдукционных зон, расширении или уничтожении дна океанов, возникновении океанических желобов и горных систем и др. Развитию этих геодинамических процессов сопутствуют вулканы и землетрясения. Исследования землетрясений позволяют изучить строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности Земли. Решения этих вопросов обеспечивают основу для создания эффективных методов прогнозирования землетрясений. С этой целью проведены сейсмологические исследования Малого Кавказа и сопредельных территорий. В работе получены следующие результаты:

1. На основе исследования дисперсии скоростей различных групп волн PL изучено строение земной коры Малого Кавказа. Мощность земной коры этого региона составляет $H = 47 \pm 3$ км и состоит из четырех основных слоев: осадочного комплекса ($H_1 = 2-6$ км); гранитного слоя ($H_2 = 13-15$ км); промежуточного слоя ($H_3 = 8-10$ км); базальтового слоя ($H_4 = 20-22$ км).

2. Изучено горизонтально-неоднородное строение Малого Кавказа и Черного моря по различным группам отраженных и преломленных поверхностных волн. Выявлены отражающие и преломляющие поверхности, являющиеся глубинными разрывами. Установлены глубина их залегания и протяженность. Для выделения различных групп прямых и отраженных поверхностных волн проведен спектрально-корреляционный и поляризационный анализ наблюдений. Предложен способ определения отражающей поверхности в случае, когда расстояние от отражающей поверхности до сейсмической станции гораздо меньше эпицентрального расстояния.

3. На основе изучения распределения афтершоков некоторых сильных землетрясений Малого Кавказа оценено физическое состояние среды в гипоцентральной области. Наиболее хрупкими оказываются центральная часть Джавахетского нагорья и эпицентральная зона Хашмийского района.

4. Выделены независимые землетрясения изучаемого региона. Заново определены эпицентры некоторых сильных исторических землетрясений. Изучены законы повторяемости землетря-

сений и сейсмический режим Кавказа. Наклон графика повторяемости для всего Кавказа, Малого Кавказа и Джавахетского нагорья соответственно равен: $\gamma=0,47; 0,46; 0,53\pm 0,01$. Составлена карта сейсмической активности для Кавказа в целом и отдельно для Джавахетского нагорья в масштабе 1 : 500000.

Определены объемы очагов некоторых сильных землетрясений Малого Кавказа на основе изучения распределения афтершоков. Установлена корреляционная зависимость между размерами очага и магнитудой.

5. Изучены динамические параметры: сейсмический момент M_0 , падение напряжения $\Delta\sigma$, средний радиус очага R , угловая частота спектра f_0 для Джавахетского нагорья и сопредельных территорий. Установлена корреляционная зависимость между уровнем спектра и угловой частотой продольных и поперечных волн, а также между динамическими параметрами и магнитудой.

6. Определены и проанализированы механизмы очагов 139 сильных землетрясений Малого Кавказа и сопредельных территорий. С помощью данных о поверхностных волнах, направлениях главных осей эллипсов рассеяния афтершоков и плейстосейстовой области определено возможное из двух направлений разрыва в очаге землетрясений. Изучено напряженное состояние среды исследуемой территории. Обнаружена корреляция между направлениями сейсмогенных разрывов и осей напряжения. На субмеридиональных разрывах наблюдаются близгоризонтальные направления оси растяжения и близвертикальные направления оси сжатия.

В очагах имеются движения сбросового характера. В сейсмогенных разрывах с субширотной ориентацией наблюдаются близгоризонтальные направления оси сжатия и близвертикальные направления оси растяжения. В этом случае в очагах наблюдаются движения взбросового характера.

7. Изучены сеймотектонические движения исследуемого района. Выделены полосы положительных восходящих и отрицательных нисходящих сеймотектонических движений, которые отображают вертикальную компоненту сеймотектонического движения в сейсмогенном разрыве.

Для территории Джавахетского нагорья построена геодинамическая модель.

8. Выявлены сейсмогенные разрывные зоны Малого Кавказа и проведено его детальное сейсмическое районирование.

STRUCTURE, TENSE-DEFORMED STATE AND SEISMIC CONDITIONS OF THE LITHOSPHERE OF THE MINOR CAUCASUS

Summary

The Earth generally develops owing to the physical and chemical processes occurring inside it. These processes due to various interconnected phenomena make the Earth dynamically inquiet. Those are forming or degenerating of rift and subduction zones, spreading and consuming of oceanic floors, forming of oceanic trenches, mountain systems, etc. Development of these geodynamic processes is followed by volcanoes and earthquakes. Earthquake investigations allow to study the Earth's structure, tense—deformed state and seismic conditions. The solution of these problems provides the basis for creating effective methods for earthquake prognosis. Seismological investigations of the Minor Caucasus and adjacent areas have been made with this aim.

In this study, the vertical and horizontal inhomogeneous structure of the lithosphere of the Minor Caucasus has been studied from reflected and refracted surface and PL waves.

On the basis of the aftershock distribution studies of strong earthquakes of the Minor Caucasus a physical state of the medium in the hypocentral area has been evaluated and the focal volumes have been estimated. The correlation between the source dimensions and the magnitude has been studied. Independent earthquakes of the region studied have been stated. The focal mechanisms of strong earthquakes have been estimated and analysed. A deformed state of the medium has been studied. The correlation has been found between the directions of the seismogenetic ruptures and the stress axes.

The following dynamic parameters have been studied: seismic moment, stress drops, average focal radius, spectral corner frequency. The correlation between the spectral level and the corner fre-

quency of compression and shear waves has been stated; as well as that of between the dynamic parameters and the magnitude.

Seismotectonic movements of the area investigated have been studied. Strips of positive ascending and negative descending seismotectonic movements have been studied that reflect the vertical component of seismotectonic movement in the seismogenetic rupture.

Seismogenetic rupture zones of the Minor Caucasus and adjacent areas have been found.

Detailed seismic divisioning into districts of the area studied has been made.

Authors:

D. I. Sikharulidze, N. P. Tutberidze, A. X. Bagramyan,
P. O. Dzhidzheishvili, B. Ts. Yeremyan, N. A. Nibladze,
M. E. Tamazashvili, R. L. Shavishvili.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абиx Г. В. Геология Армянского нагорья. — Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. о-ва, кн. XXI, 1902.
2. Адамия Ш. Я., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — Геотектоника, № 1, 1974.
3. Акопян Ц. Г., Оганесян Ш. С., Татевосян Л. К., Мартиросян А. Г. Основные итоги геофизических исследований на территории АССР. — Тр. Ин-та геол. наук АН АССР. — Ереван, 1963, с. 152—162.
4. Аксенович Г. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. — М., АН СССР, 1962, 152 с.
5. Алказ В. Г., Онофраш Н. И., Перельберг А. И. Поляризационный анализ наблюдений. — Кишинев, Штиинца, 1977, 109 с.
6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. — Ереван, 1958, 430 с.
7. Баграмян А. Х. Строение земной коры в различных регионах Кавказа. — Ереван, изд. АН АССР, 1974, 106 с.
8. Балавадзе Б. К. и др. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. — М., Геотектоника, № 3, 1966, с. 30—40.
9. Балакина Л. М., Введенская А. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. — М., Наука, 1972, 192 с.
10. Бунэ и др. Методы детального изучения сейсмичности. — Тр. ИФЗ, № 9. — М., 1960, 327 с.
11. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья. Тбилиси, изд. АН ГССР, ч. I, 1948, 304 с., ч. II, 1952, 174 с., ч. III, 1955, 132 с.
12. Бюс Е. И. Очерк сейсмичности ЗСФСР, — Тифлис, 1930.
13. Бюс Е. И., Гигинейшвили В. М. Ленинанское землетрясение 22 октября 1926 г. по макросейсмическим наблюдениям. — Кварт. Сейсм. Бюлл. Т. XII, № 2, — Тбилиси, 1943, с. 39—110.
14. Виноградов С. Д., Кузнецова К. И., Москвина А. Г., Штейнберг В. В. Физическая природа разрыва и излучение сейсмических волн. — В сб.: Физические процессы в очагах землетрясений. — М., Наука, 1980, с. 129—140.
15. Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. — М., 1964, с. 99—112.
16. Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. — Баку, 1965.

17. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. — Тбилиси, 1976, 326 с.
18. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. — Тбилиси, 1949, 508 с.
19. Гаркаленко И. А., Белокуров В. С. Глубинное строение Черноморской впадины. — Геологический журнал, т. 31, вып. 6, 1971, с. 37—41.
20. Герасимов А. П. Землетрясения на Кавказе. — Бюлл. Постоянной центр. сейсмол. комиссии, № 3—5, 1912.
21. Горбунова И. В., Ризниченко В. В. Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 7, 1965.
22. Гоцадзе О. Д. Некоторые вопросы физики Земли. — Тбилиси, Мецниереба, 1971, с. 37—42.
23. Давыдова Н. Н. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. Глубинное строение Кавказа. — М., Наука, 1966, с. 43—56.
24. Джанашвили М. Г. Землетрясения в прошлом. — Изв. Кавк. отд. Русск. географ. о-ва, т. XV, 1902.
25. Джибладзе Э. А. Энергия землетрясений, сейсмический режим и сеймотектонические движения Кавказа. — Тбилиси, Мецниереба, 1980, 254 с.
26. Джибладзе Э. А. О сейсмичности Джавахетского нагорья. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1975, с. 76—80.
27. Еремян Б. Ц., Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П. Высокоскоростные дисперсионные волны PL и вопросы строения земной коры Малого Кавказа. — Изд. АН АССР, Науки о Земле, № 6, 1980, с. 28—42.
28. Желанкина Т. С., Кейлис-Борок В. И., Писаренко В. Ф., Пятецкий-Шапиро И. И. Определение механизма землетрясений на цифровой электронной вычислительной машине. — В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных (Выч. сейсм. Вып. 5). — М., Наука, 1971, с. 3—27.
29. Иоселиани М. С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. — Тбилиси, Мецниереба, 1969, 236 с.
30. Итс Е. Н., Яновская Т. Б. Отражение и преломление релеевских волн на вертикальной границе раздела. — В сб.: Вычислительная сейсмология. Вып. 10. — М., Наука, 1977, с. 214—222.
31. Какс Д., Льюис П. Статистический анализ последовательностей событий. — М., Мир, 1970.
32. Капитанова С. А., Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П. Изучение глубинных разломов Черного моря на основе исследования отраженных поверхностных волн. — Изд. АН БССР (в печати), 1981.
33. Карапетян Н. К. Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. — Ереван, изд. АН АССР, 1974, с. 141.

34. Карапетян Н. К. Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизмы их возникновения. — Ереван, Изв. АН АССР, Науки о Земле, № 3. — Ереван, 1977, с. 42—49.
35. Кириллова Н. В. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., 1960, 340 с.
36. Лебедев П. И. Ленинанаканское землетрясение в связи с вопросом о сейсмичности Армении. — Природа №, 3, 1927.
37. Лебедева Т. М. Микросейсмические материалы Табакурского землетрясения 7/V-1940 г. — Кварт. Сейсмол. бюлл. Т. XIII. — Тбилиси, 1947, с. 155—162.
38. Левшин А. Л., Яновская Т. Б. Отражение и преломление волн Лява на вертикальной границе. — В сб.: Вычислительная сейсмология, вып. 9. — М., Наука, 1976, с. 160—173.
39. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963, 357 с.
40. Михалевский А. Н. Землетрясения на Кавказе и их связь с дислокацией края. — Изв. Азерб. Гос. ун-та, отд. естествознания и медицины. Т. IV, 1926.
41. Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1967, с. 215—223.
42. Мурусидзе Г. Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. — Тбилиси, Мецниереба, 1976, 170 с.
43. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. — М., Недра, 1968.
44. Мушкетов И. В. Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19 декабря 1899 года. — Тр. Геол. ком., новая серия, вып. I, 1900.
45. Мушкетов И. В., Орлов А. П. Каталог землетрясений Российской империи. — Зап. Русск. геогр. о-ва. Т. XXVI. — СПб., 1893, 582 с.
46. Нибладзе Н. А., Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Шавишвили Р. Л. Оценка физического состояния среды в гипоцентральной области некоторых сильных землетрясений Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 103, № 1. — Тбилиси, 1981, с. 57—60.
47. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. Отв. ред-ры Кондорская Н. В., Шебалин Н. В. — М., Наука, 1977, с. 536.
48. Оганесян Ш. С. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Арм. ССР. — Ереван, изд. АН АССР, Науки о Земле. Т. XIX, № 1—2, 1966.
49. Океанология. Геофизика океана. Геодинамика. Т. 2. Отв. ред. Сорохтин О. Г. — М., Наука, 1970, 414 с.
50. Отчет «Земля». ВНИИГеофизика, 1969.
51. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. — Ереван, 1959, 506 с.
52. Попов Е. А. Глубинная структура Кавказа и сопредельных районов. Геофизич. бюлл., № 27. — М., 1974.

53. Пшенинников К. В. О природе последующих толчков землетрясений. Бюлл. Совета сейсмологии, № 10. — М., изд-во АН СССР, 1963.
54. Пшенинников К. В. Динамика земной коры. М., Наука, 1965, с. 27—32.
55. Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 9, 1958, с. 1057—1074.
56. Ризниченко Ю. В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1964, с. 969—977.
57. Ризниченко Ю. В., Горбунова И. В. О методах построения карт сейсмической активности. — Сб.: Сейсмическое районирование СССР. — М., Наука, 1968, с. 71—83.
58. Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А., Болквадзе И. Н. Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа. — В сб статей: Исследования по физике землетрясений. — М., Наука, 1976, с. 74—86.
59. Саваренский Е. Ф. Вступительное слово председателя Международной комиссии МАСФНЗ по поискам предвестников землетрясений. Сб. статей: Поиски предвестников землетрясений. — Ташкент, ФАН, 1976, с. 7—8.
60. Саваренский Е. Ф. и др. Атлас землетрясений в СССР. — М., 1962, 338 с.
61. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. — М., Наука, 1979, 192 с.
62. Сихарулидзе Д. И. Строение Земли по поверхностным волнам. — Тбилиси, Мецниереба, 1978, 248 с.
63. Сихарулидзе Д. И. Природа волн Lg и Rg и изучение строения земной коры. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР. Т. XXI. — Тбилиси, 1963, с. 57—70.
64. Сихарулидзе Д. И., Гегечкори Т. Ш., Манджгаладзе П. В. Моделирование отражения волн Релея в случае слабой скоростной дифференциации контактирующих сред. — Сообщ. АН ГССР. Т. 91, № 2, 1978, с. 333—336.
65. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П. Обнаружение отраженных поверхностных волн спектрально-корреляционным анализом наблюдений. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР. Т. XXXVIII, 1977, с. 55—64.
66. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Гоголадзе Т. Н. Волны типа PL и результаты их исследования. — Тбилиси, Мецниереба, 1977, с. 79—117.
67. Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии по сейсмическим данным и построение систем теоретических годографов. — Тбилиси, Мецниереба, 1960, 142 с.
68. Твалтвадзе Г. К. К вопросу изучения строения земной коры в районе г. Еревана (Нор-Баязет). — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. XXI. — Тбилиси, 1963, с. 57—59.
69. Твалтвадзе Г. К. Геологическое строение Ардаганского района по сейсмическим данным. — Тбилиси, Сообщ. АН ГССР, т. XXVI, № 3, 1961.

70. Твалтвадзе Г. К. К вопросу изучения строения земной коры и морфологии поверхности верхней мантии по методу фиктивных скоростей. — Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-летию Великой Октябрьской социалистической революции. — Тбилиси, 1967.
71. Твалтвадзе Г. К., Иоселиани М. С., Сихарулидзе Д. И., Карцивадзе Г. Е. К вопросу строения земной коры западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. — Тр. Ин-та геофизики АН СССР. Т. XXIV, I. — Тбилиси, 1966, с. 81—86.
72. Тектоническая карта Кавказа. Гл. ред. Гамкрелидзе П. Д., 1974, 2 с.
73. Требукова Б. Д. Результаты работ по методу глубинного сейсмического зондирования на суше в Азербайджанской ССР. — В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. — М., 1962, с. 206—216.
74. Шихайлибейли Э. Ш. Особенности тектонического развития восточной части Малого Кавказа. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. — М., 1964, с. 113—126.
75. Юров В. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — Сов. геология № 9, 1963, с. 113—118.
76. Brune G., Archuleta R., Hartsell S. Far-field S-wave spectra, corner frequencies and pulse shapes.—Journal of geophysical research. Vol. 84, № 65, 1978, pp. 2262—2272.
77. Madariaga R. Dynamics of an expanding circular fault.—Bull Seism. Soc. America. Vol. 66 № 3, 1976, pp. 639—666.
78. Molnar P., Tucker B., Brune G. Corner frequencies of P and Swaves and models of earthquake Sources. Bull. Seism. Soc. America. Vol 63, № 6, 1973, pp. 2091—2104,
79. Oliver G., Major M. Leaking modes and the PL phase.—Bull. Seism. Soc. America, № 50, 1960.
80. Rosenthal E. La sismocote du Caucase. C. R. Seances Comiss. de l'Assoc. Internat. Seismol Reunion a Zermatt.—Budapest, 1909, pp. 167—171.
81. Su S. and Dorman G. The use of leaking modes in seismogram interpretation and in studies of crust—mantle structure. Bull Seism. Soc. America, 55, 1965.
82. Toksöz M., Shakal A. and Michael A. G. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. Depart of Earth and planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology. Cambridge, Massachusetts, 1978 pp. 829—857.
83. Trifunac M. Stress estimates for the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971: main event and thirteen aftershocks. — Bull. Seism. Soc. America. Vol 62, № 3, 1972, pp. 721—780.
84. Utsu C., Seki D. A. Relation between the area of aftershock region and the energy of main shock. Zinzi, 7, 1954,

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Сведения о тектонике и геофизической изученности Малого Кавказа	5
1.1. Сведения о тектонике	5
1.2. Геофизическая изученность	11
2. Глубинное строение Малого Кавказа по сейсмическим данным	15
2.1. Строение земной коры Малого Кавказа по волнам PL	15
2.2. Горизонтальное неоднородное строение Малого Кавказа по отраженным и преломленным поверхностным волнам	26
2.3. Изучение глубинных разломов Черного моря по отраженным поверхностным волнам	36
2.4. Оценка физического состояния среды в гипоцентральной области некоторых сильных землетрясений Кавказа	42
3. Условия сейсмичности Малого Кавказа	46
3.1. Сведения о землетрясениях Малого Кавказа	46
3.2. Сейсмический режим	56
3.3. Объемы очагов и плоскости разрыва сильных землетрясений	66
4. Напряженно-деформированное состояние и разрывные зоны Малого Кавказа	74
4.1. Спектры колебаний и динамические параметры некоторых землетрясений Джавахетского нагорья	74
4.2. Напряженное состояние и разрывы в очагах сильных землетрясений Малого Кавказа	83
4.3. Сеймотектоническое течение	100
4.4. Геодинамическая модель Джавахетского нагорья	102
4.5. Разрывные сейсмогенные зоны и сейсмическое районирование Малого Кавказа	106
Заключение	114
Литература	118

Рецензенты: докт. физ.-мат. наук Э. А. Д ж и б л а д з е,
канд. физ.-мат наук И. С. Ш е н г е л и я

СТРОЕНИЕ, НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ
СОСТОЯНИЕ И УСЛОВИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ
МАЛОГО КАВКАЗА

Давид Ильич Сихарулидзе, Нодар Платонович Тутберидзе,
Александр Хачатурович Баграмян, Петр Отарович Джиджейшвили,
Берта Цолоковна Еремян, Нана Акакиевна Нибладзе,
Реваз Леонидович Шавишвили, Марина Элизбаровна Тамазашвили.

მცირე კავკასიის ლითონფეროს აგებულება, დაკავალ-
დეფორმირებული მდგომარეობა და სეისმური პირობები

დ. სიხარულიძე, ნ. თუთბერიძე, ა. ბაგრამიანი, პ. ჯიჯეიშვილი, ბ. ერემიანი, ნ. ნიბ-
ლაძე, რ. შავიშვილი, მ. თამაზაშვილი

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 2313

Редактор Т. Ш. Гегечкори
Редактор издательства О. А. Самсония
Художественный редактор Г. А. Ломидзе
Техредактор Э. Б. Бокерия
Художник В. С. Хмаладзе
Корректор Н. В. Мамулашвили

Сдано в набор 4.2.1983; Подписано к печати 28.6.1983; Формат
бумаги 60×90¹/₁₆; Бумага № 1; Печатных л. 7.8; Уч.-издат. л. 6.4;

УЭ 00891;

Тираж 1000;

Заказ 377;

Цена 80 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Замеченные ошибки

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
33	5 снизу	$K(\omega) = \frac{S_B(\omega)}{S_A(\omega)} \cdot \frac{\tilde{S}_A(\omega)}{S_B(\omega)} \approx 1$	$K(\omega) = \frac{S_B(\omega)}{S_A(\omega)} \cdot \frac{\tilde{S}_A(\omega)}{\tilde{S}_B(\omega)} \approx 1$
43	3 снизу	$\sigma_h e = \sum_{i=1}^k \sqrt{E_i}$	$\sigma_h = e \sum_{i=1}^k \sqrt{E_i}$
44	1 сверху	l — коэффициент пропорциональности	e — коэффициент пропорциональности
53	12 снизу	(5=5,1)	(M=5,1)
63	9 сверху	$r = \sqrt{\frac{1-10^{-\gamma}}{10^{-\gamma}(K_{\min}-K_0)} \cdot \frac{S_0 T_0 N_{\Sigma}}{NT} \cdot \frac{1}{A}}$	$r = \sqrt{\frac{1-10^{-\gamma}}{10^{-\gamma}(K_{\min}-K_0)} \cdot \frac{S_0 T_0 N_{\Sigma}}{NT} \cdot \frac{1}{A}}$
70	17 сверху	будут R_x и R_z	будут R_y и R_z
70	23 сверху	$\lg R_{xy} = 0,20 + 0,49 M$	$\lg S_{xy} = 0,20 + 0,49 M$
79	4 снизу	$R_{\theta\phi}$	$\Psi_{\theta\phi}$
79	11 снизу	$f \rightarrow \infty, S_{\infty}(S)/S_{\infty}(P) = \sqrt{6}$	$f \rightarrow \infty, S_{\infty}(S)/S_{\infty}(P) = \sqrt{6}$
80	2 снизу	M	M_0
96	6 сверху	$30^\circ < e > 60^\circ$	$30^\circ < e < 60^\circ$

Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа

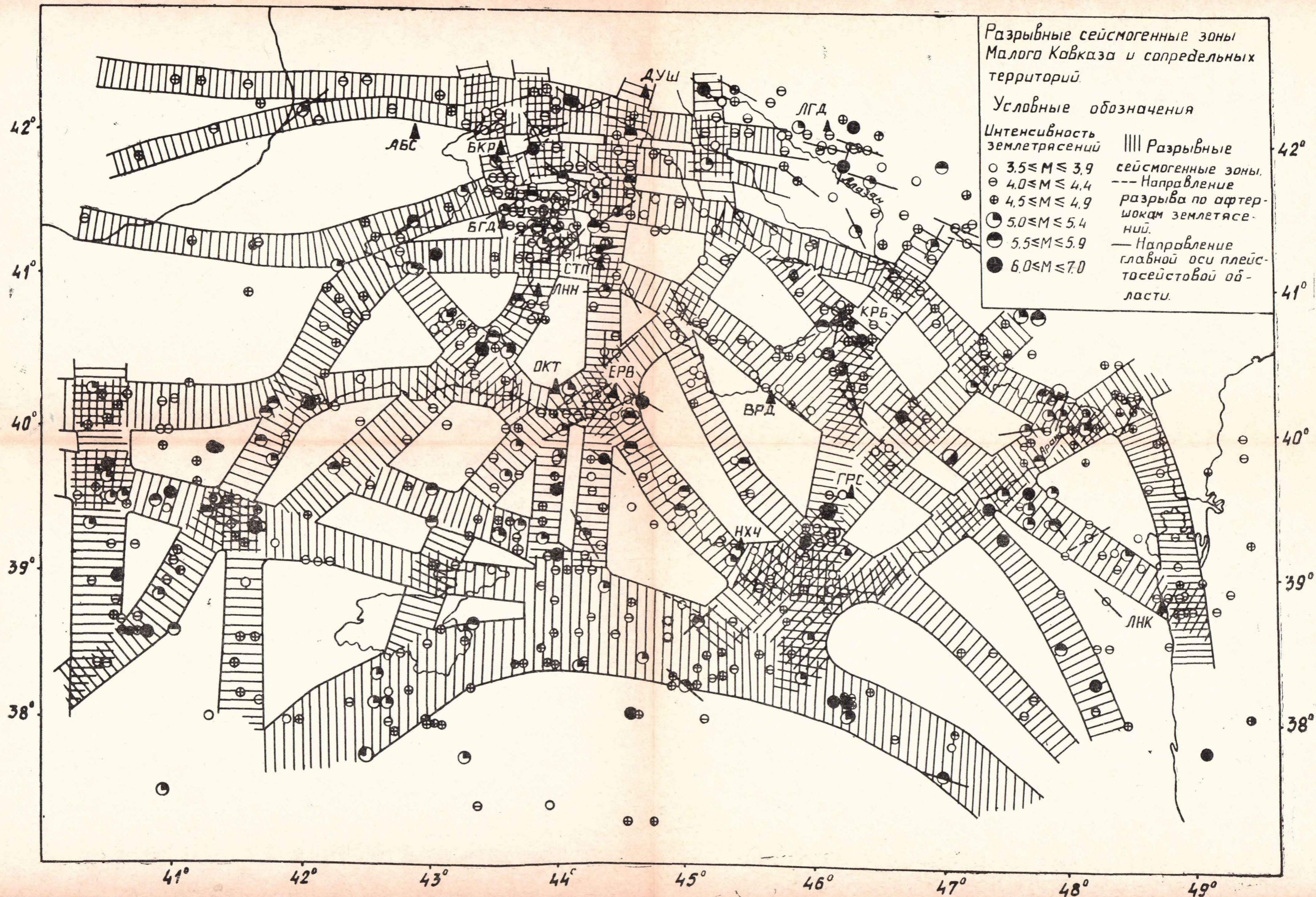
Разрывные сейсмогенные зоны
Малого Кавказа и сопредельных
территорий.

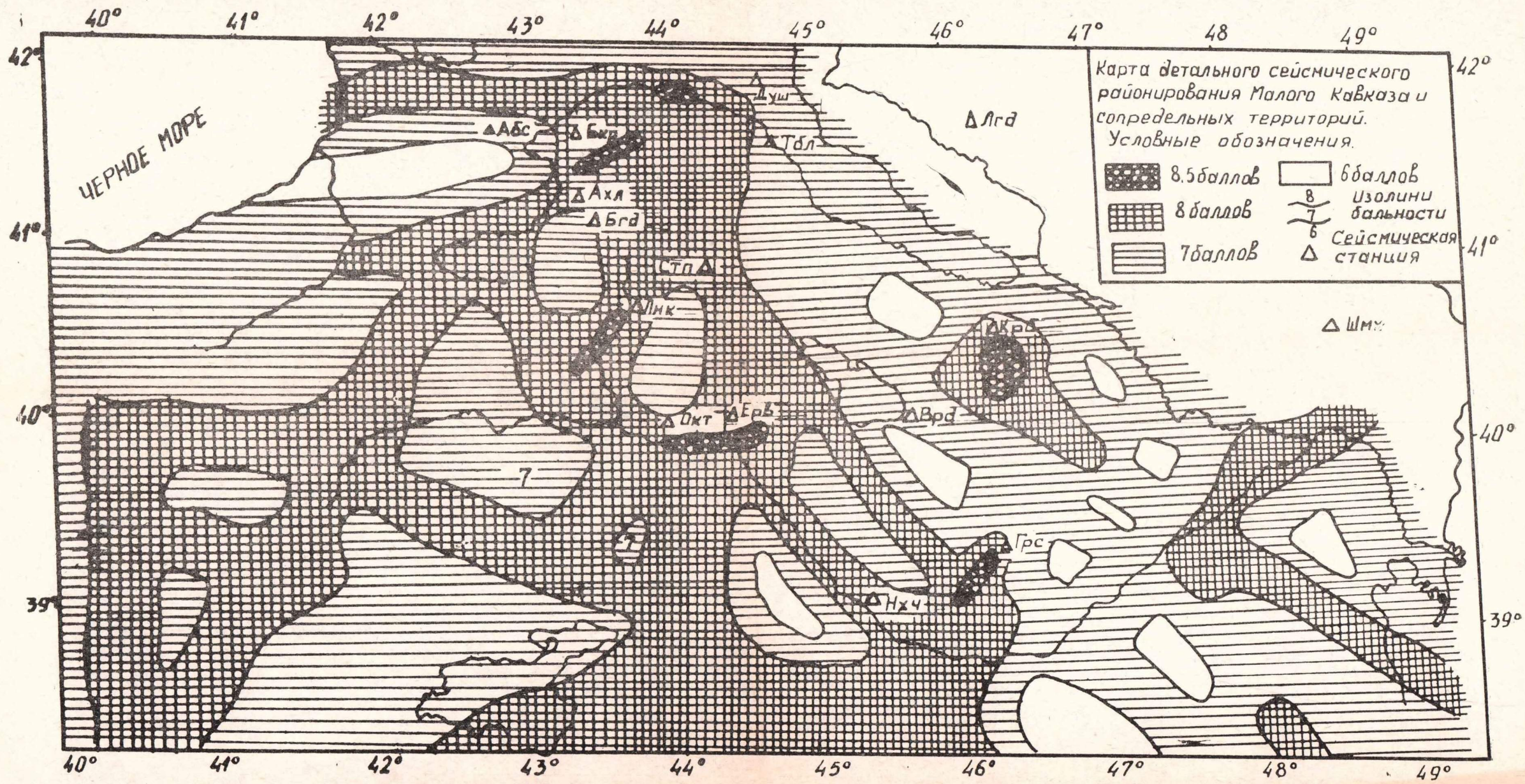
Условные обозначения

Интенсивность
землетрясений

- $3.5 \leq M \leq 3.9$
- ⊖ $4.0 \leq M \leq 4.4$
- ⊕ $4.5 \leq M \leq 4.9$
- ◐ $5.0 \leq M \leq 5.4$
- ◑ $5.5 \leq M \leq 5.9$
- $6.0 \leq M \leq 7.0$

- ▨ Разрывные сейсмогенные зоны.
- Направление разрыва по оптрешкам землетрясений.
- Направление главной оси плейстоценовой области.





Карта детального сейсмического районирования Малого Кавказа и сопредельных территорий.
Условные обозначения.

	8.5 баллов		6 баллов
	8 баллов		Изолини 8 7 6 бальности
	7 баллов		Сейсмическая станция

40° 41° 42° 43° 44° 45° 46° 47° 48 49°

42° 41° 40° 39°

40° 41° 42° 43° 44° 45° 46° 47° 48° 49°

ЧЕРНОЕ МОРЕ

Δ Абс

Δ Бхл

Δ Душ

Δ Тбл

Δ Лгд

Δ Ахл

Δ Бгд

Спд Δ

Унк

Δ Окт

Δ Ерв

Δ Крл

Δ Врд

Δ Шмк

Грс

Δ Нхч

7

50

4134

3
1
8