

# ДАГЕСТАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 14 мая 1970 г.

- СЕЙСМОЛОГИЯ
- ГЕОЛОГИЯ
- ГЕОФИЗИКА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ  
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ

ДАГЕСТАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА

550.3

# ДАГЕСТАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

14 мая 1970 г.

- СЕЙСМОЛОГИЯ
- ГЕОЛОГИЯ
- ГЕОФИЗИКА

3106



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА 1980



Монография содержит результаты сейсмологических исследований очага землетрясения и его повторных толчков. На основе новейших методов определены положение, размеры и ориентация очага землетрясения, сейсмический момент, подвижка в очаге и другие динамические параметры. Исследован режим и динамические особенности серии повторных толчков землетрясения. Построена модель сложного многоступенчатого процесса в очаге землетрясения. Описаны геолого-геофизические условия зоны возникновения, влияния землетрясения на процессы в земной коре, в том числе на добычу нефти в прилегающих районах.

Ил. 115. Табл. 36. Библ. 178 назв.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
*Х.И. Амирханов*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. было чрезвычайно важным событием сейсмической жизни не только Кавказа, но и Советского Союза в целом. Значение этого землетрясения определялось прежде всего его силой и связанной с этим тяжестью его последствий: по магнитуде  $M_{LN} = 6,6$ ,  $m_{PV} = 6,2$  оно было сильнейшим за последние 70 лет инструментально зарегистрированным землетрясением на территории Кавказа. На ограниченной территории в пределах эпицентральной зоны интенсивность его проявления на поверхности Земли достигала 9 баллов по шкале MSK-64. Площадь 8-балльных сотрясений достигала 900 км<sup>2</sup>.

Вторым важным обстоятельством явилось обилие вторичных нарушений земной поверхности в эпицентральной зоне: срывов каменных масс, обвалов, оползней и т.д. Среди них выделяются грандиозные срывы скальных и полускальных пород на левом берегу р. Сулак и в районе кутана Ачи. Ранее явления подобного масштаба на Кавказе непосредственно не наблюдались.

Третье, что выделяет Дагестанское землетрясение из ряда близких к нему по магнитуде и бальности, — положение его эпицентральной зоны. Землетрясение произошло в районе, для которого не существовало единого мнения о степени сейсмической опасности, в результате чего на различных вариантах карты сейсмического районирования СССР этот район оказывался в пределах то 8-, то 7-балльной зоны. В пределы, охваченные 8-балльной изосейстой землетрясения, попал участок строительства высотной бетонной плотины Чиркейской ГЭС, и это вызвало необходимость пересмотра части проектных решений. 7-балльными сотрясениями были захвачены города Буйнакск, Кизильюрт, Хасавюрт. Столица Дагестанской АССР г. Махачкала и ряд других важных населенных пунктов попали в зону 6-балльных сотрясений.

Вместе с тем высокий уровень освоенности территории эпицентральной зоны, хорошие дороги и связь во многом способствовали успешному изучению этого землетрясения. Нельзя не упомянуть еще один важный фактор: широкий интерес к землетрясению привлек к его изучению многочисленные группы специалистов из десятков учреждений, а координационная деятельность Междуведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС) при Президиуме АН СССР обеспечила достаточно высокий уровень согласованности между отдельными участниками работы. По уровню координации исследования Дагестанского землетрясения превосходят многие другие работы по изучению сильных землетрясений СССР последующего периода. Успеху совместных работ способствовала и специфика очага землетрясения — обильный и длительный рой афтершоков, давший исключительно ценные материалы

наблюдений. Изучение этого роя совместно с опытными сейсмологами ИФЗ АН СССР, ИГ АН ГССР, ИС АН УзССР и других учреждений явилось хорошей школой для молодых сейсмологических подразделений Дагестанского филиала АН СССР. Полученный опыт и знания уже вскоре помогли им самостоятельно провести на высоком уровне исследования сильных землетрясений конца 1974 — начала 1975 г.

Разнообразие сейсмологических, геолого-геоморфологических, геофизических и инженерно-строительных эффектов Дагестанского землетрясения привело к участию в работах по его изучению представителей многих учреждений. Основной объем геолого-геофизических и геохимических исследований был выполнен сотрудниками Дагестанского филиала АН СССР (В.А. Агамов, Г.Г. Бунин, Б.А. Батыров, А.Н. Васильев, Г.А. Гаирбеков, С.А. Каспаров, Ф.М. Коршенбаум, Р.А. Левкович, А.М. Магомедов, И.И. Молотков, Д.Г. Осика, И.Н. Паливода, В.М. Пирбудагов, В.В. Суетнов, А.Б. Сутуев, Ю.А. Филатова), Грозненского нефтяного института им. М.Д. Миллионщикова (М.Н. Смирнова, В.М. Бражник, Г.М. Елизаров, В.В. Малышева, В.И. Боярко), треста "Грознефтегеофизика" (А.Д. Тушканова), нефтегазодобывающего управления "Старогрознефть" (К.П. Терский), ИФЗ АН СССР (В.Н. Крестников, Т.П. Белоусов, Н.В. Чигарев, Ф.С. Шивков, В.Н. Шолпо, Г.А. Соболев, В.Н. Морозов, А.В. Пономарев, В.Г. Щепочихин), ИГИС АН АрмССР (П.Г. Алоян), ИС АН УзССР (Х.К. Касимов, Д.З. Закиров) и др. Геоморфологические и инженерно-геологические наблюдения проводили ИФЗ АН СССР (Е.В. Попова), МИСИ (Л.В. Пестов), ДагФАН СССР (Г.Г. Бунин), ВНИИГ им. Веденеева (В.В. Борисов) и другие. Полевые инструментальные сейсмологические наблюдения и их обработка проводились силами Эпицентральной сейсмологической экспедиции (ЭСЭ) Лаборатории сильных землетрясений ИФЗ АН СССР (Д.Н. Рустанович — начальник экспедиции, К.Г. Плетнев — начальник инструментального отряда, П.А. Алексин, Ж.Я. Аптеқман, З.И. Зонина, В.В. Штейнберг, О.А. Киселев, В.М. Межберг) при активном участии сотрудников ДагФАН СССР (Р.А. Левкович, О.А. Асманов, А.А. Гусейнов, Ш.Г. Идармачев, П.И. Крамынин, З.А. Мусалаева, А.И. Муртузалиева), а также Л.М. Матасовой (ИС АН УзССР), В.А. Дубинина (ИГ АН АзССР) и других. В ходе этой работы выполнялось текущее копирование материалов наблюдений, и полные наборы записей сильных афтершоков находятся в распоряжении как ИФЗ АН СССР, так и Дагестанского филиала АН СССР.

Большой объем работы был выполнен коллективом ближайшей к эпицентру сейсмической станции ЕССН Махачкала (Л.А. Арефьева, С.С. Арефьев, В.С. Арефьев, Е.П. Белоусова при участии Н.В. Вандышевой и В.Я. Жбыркунова). В работе по исследованию землетрясения приняли участие также сотрудники сейсмических станций ЕССН Грозный (Н.А. Новицкая, О.А. Санаев) и Сочи (М.П. Зарайский, А.В. Добрыченко, Л.В. Русак). Стандартная обработка сейсмологических наблюдений ЕССН проводилась под руководством Н.В. Кондорской и Н.А. Введенской. В ней участвовали сотрудники Кавказского зонального центра ЕССН (В.Г. Папалашвили, Л.А. Кахиани) и ИФЗ АН СССР (Н.В. Вандышева).

Механизм очага Дагестанского землетрясения исследовался Е.И. Широковой (ИФЗ АН СССР).

Макросейсмическое обследование выполнялось силами ДагФАН СССР (Ю.В. Быстрицкая, Р.А. Левкович, З.А. Мусалаева), ИФЗ АН СССР (И.В. Ананьин, А.В. Добрыченко, Н.А. Новицкая, О.А. Санаев, Н.В. Шебалин), Института геологии АН АзССР (Р.А. Агамирзоев, Ф.Т. Кулиев), Института геофизики АН ГССР (И.В. Айвазишвили, В.Г. Папалашвили), ИФЗиА АН ТССР (Г.Л. Голинский), ИГИС АН АрмССР (С.А. Пирузян), ИС АН УзССР (Р.Н. Ибрагимов), Строительного факультета ДГУ (И.Л. Ревелис, Б.А. Алиев, Г.А. Аюбов, В.И. Яшина совместно с группой сотрудников и студентов, принимавших участие в поквартальном обследовании Махачкалы), ИГ АН КазССР (Ж.А. Латынов, Н.А. Калмыкова). Работы по микрорайонированию проводил И.А. Ершов (ИФЗ АН СССР), в них участвовали также Ю.В. Быстрицкая, И.Л. Ревелис и другие. Координация сейсмологических и инженерно-сейсмологических исследований по поручению МСССС осуществлялась Н.В. Шебалиным.

Специалистами по сейсмостойкому строительству был выполнен большой объем работ по анализу последствий Дагестанского землетрясения, включая инженерное обследование поврежденных зданий, исследование сейсмостойкости различных типов городских и сельских зданий, изучение экономического эффекта землетрясения, выработку рекомендаций по ликвидации его последствий. В этой работе приняли участие ЦНИИСК Госстроя СССР (В.С. Павлык, Л.Ш. Килимник, Г.Ш. Аминтаев), ИСМиС АН ГССР (Л.Н. Махатадзе, С.С. Калмахелидзе), ИГИС АН АрмССР (А.Г. Назаров, С.А. Пирузян, С.С. Симонян), АИСМ Госстроя АрмССР (Л.В. Шахсуварян, Р.О. Амасян) и другие организации. Сейсмические эффекты на площадке строящейся Чиркейской ГЭС детально изучали сотрудники ЧиркейГЭСстроя Б.М. Ерахтин и Г.Т. Нельга при участии Н.А. Серова (Ленгидропроект). Исследование инженерно-экономических последствий землетрясения выполнил Н.Г. Кажлаев (ДагФАН СССР).

Большую помощь в организации и проведении всех работ оказывало партийное и советское руководство Дагестанской АССР, руководство Дагестанского филиала АН СССР, ЧиркейГЭСстроя, ДГУ и многих других организаций.

На первом этапе координацию исследований осуществлял МСССС. В дальнейшем при Дагестанском филиале АН СССР был создан Научный совет по изучению природы и последствий землетрясений в Дагестане, на заседаниях которого докладывались и обсуждались отдельные этапы работы. Результаты исследований докладывались также на сессиях МСССС (май 1970 г.) и Ученого совета ИФЗ АН СССР (январь 1971 г.). Предварительная обработка материала сейсмологических и инженерно-сейсмологических наблюдений была проведена в сжатые сроки в 1970–1971 гг. Ее результаты составили основное содержание отчета Лаборатории сильных землетрясений ИФЗ АН СССР "Дагестанское землетрясение 1970 г." [1971]. В ходе дальнейшей работы выяснилось, что содержащаяся в материалах наблюдений информация не может быть исчерпана известными к тому времени стандартными методами обработки. Это привело к необходимости дополнительных методических разработок с учетом новейших

теоретических и методических достижений, как отечественных, так и зарубежных. К обработке материалов, главным образом сейсмологических, были привлечены новые группы сотрудников ИФЗ АН СССР (Б.В. Костров, А.Л. Левшин, Л.И. Ратникова, К.И. Кузнецова, И.В. Горбунова, А.И. Захарова, Д.В. Долгополов, Г.А. Востриков, С.С. Арефьев, Л.С. Чепкунас, Т.С. Желанкина, Н.В. Шаторная, О.Я. Малевская, Н.В. Жбрыкунова, Т.Г. Иванова, В.И. Богданов, В.М. Грайзер и другие). На основе новых исследований был опубликован ряд статей, материалы которых частично вошли в настоящую монографию. В результате была серьезно усовершенствована методика обработки наблюдений и выполнен ряд дополнительных оригинальных исследований. На заключительном этапе работа над рукописью велась под руководством Редакционной коллегии, утвержденной МСССР.

Монография состоит из двух книг. Содержание первой из них целиком относится к очагу Дагестанского землетрясения и условиям его залегания. В первой части содержатся работы по сейсмологии, во второй — по геологии, геофизике и геохимии. Редактирование этого тома выполнили Ж.Я. Аптекман и Н.В. Шебалин (часть I), Р.А. Левкович, М.Н. Смирнова и Ю.К. Щукин (часть II).

Содержание второй книги относится к различным проявлениям землетрясения на поверхности Земли (макросейсмические, геоморфологические, инженерно-сейсмологические, инженерно-строительные и инженерно-экономические эффекты). Редактирование ее выполнили Л.Ш. Килимник и Н.В. Шебалин. В приложениях содержится каталог всех зарегистрированных афтершоков землетрясения и обширная сводка сейсмограмм и спектров сильнейших из них.

В работе по подготовке монографии к печати принимали активное участие П.А. Алексин, Д.И. Бузрукова, Т.И. Булавинцева, Е.Г. Граевская, Н.Ф. Ершова, З.А. Зонина, В.Г. Князева, Н.В. Курилло, Н.В. Мартынова, Н.Г. Мокрушина, Р.Н. Морозова, А.А. Москалева, Л.Я. Носкова, А.А. Рожной, Б.Ш. Салаутдинова, П.Н. Шебалин. Большую помощь в техническом оформлении работы оказали Т.П. Мальгина, Л.С. Сафронова и Э.В. Ушакова.

На всех этапах работы авторы и редакторы монографии пользовались советами и рекомендациями Е.С. Борисевича, Н.А. Введенской, Г.П. Горшкова, Т.С. Желанкиной, О.И. Силаевой, Д.П. Кирноса, С.Я. Коган, Н.В. Кондорской, Б.В. Кострова, В.Н. Крестникова, А.Л. Левшина, Л.М. Матасовой, С.В. Медведева, А.Г. Москвиной, В.Ф. Писаренко, Л.И. Ратниковой, Г.И. Рейснера, Е.Ф. Саваренского, В.М. Фрэмда, Г.А. Шенкаревой.

Коллектив составителей монографии пользуется случаем выразить всем им свою глубокую признательность.

Глава I

СЕЙСМИЧНОСТЬ ДАГЕСТАНА

1.1. СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

О землетрясениях Восточного Кавказа имеются инструментальные данные с 1911 г. и макросейсмические сведения — с 650 г. Почти на всей территории Восточного Кавказа землетрясения проявляются с большей частотой, чем на Центральном и Западном Кавказе (за исключением Джавахетского нагорья) [Ананьин, 1977]. На территории СССР из 13 кавказских землетрясений XX в. с  $M > 6$  семь произошли на территории Восточного Кавказа.

*Инструментальные данные о землетрясениях.* Карта эпицентров землетрясений Восточного Кавказа с  $M \geq 3$  с 1911 по 1962 г. приведена в работе И.В. Ананьина [1968]. Анализ показал, что более слабые землетрясения, регистрируемые станциями Кавказской зоны ЕССН ( $K \leq 9$ , а для части территории и  $K = 10$ ), являются непредставительными и создают ложное представление о сейсмической активности некоторых районов. Более объективно отражает пространственное распределение активности карта эпицентров 1926—1962 гг. с  $M \geq 4\frac{1}{4}$  [Ананьин, 1977]. Подробные инструментальные данные о землетрясениях Кавказа, в том числе Восточного Кавказа, публикуются в ежегодных изданиях "Землетрясения в СССР в ... году".

Средняя сейсмическая активность на Восточном Кавказе за промежуток времени с 1911 по 1966 г.  $A_{10} = 0,1$  [Ананьин, 1968, 1973]. Наиболее сейсмоактивные зоны приурочены к окраинам Восточного Кавказа. Самая сейсмоактивная зона расположена вдоль его юго-западного края, протягивающегося от горы Казбек до района г. Шемаха. Эта зона совпадает с зоной глубинных разломов, по которой происходят контрастные движения [Ананьин и др., 1969]. Здесь зафиксировано землетрясение с глубиной очага около 50 км (1948 г.). На северо-западе Восточный Кавказ ограничивается поперечной Казбеко-Грозненской сейсмоактивной зоной. Землетрясения в этой зоне по ранним инструментальным данным достигали  $M = 5$ , однако 28 июля 1976 г. к юго-западу от Грозного произошло сильнейшее Черногорское землетрясение с  $M_{LN} = 6,3$ , заполнившее "окно" на карте эпицентров.

С северо-востока Восточный Кавказ ограничен сейсмоактивной зоной, протягивающейся широкой полосой вдоль берега Каспийского моря между его глубоководной частью и горной частью Восточного Кавказа. С этой зоной связан ряд очагов сильных землетрясений, которые происходили



не только в верхних частях земной коры, но и на больших глубинах (1911 г. —  $M_{LH} = 6,4$ ,  $m_{PV} = 5,8$ ,  $h \approx 50$  км; 1931 г. —  $M_{LH} = 6,2$ ,  $m_{PV} = 6,0$ ,  $m_{SH} = 6,6$ ,  $h \approx 70$  км; 1935 г. —  $M_{LH} = 6,3$ ,  $m_{PV} = 6,0$ ,  $h \approx 90$  км; 1961 г. —  $M_{\text{макр}} = 6,6$ ,  $m_{PV} = 5,2$ ,  $h \approx 65$  км; 1963 г. —  $M_{LH} = 6,2$ ,  $m'_{PV} = 6,0$ ,  $h \approx 50$  км). В этой же зоне необходимо отметить ряд землетрясений с небольшой глубиной очага в непосредственной близости от Махачкалы [Табулевич, 1963].

В высокогорной части Дагестана (центральная часть Восточного Кавказа) отсутствуют эпицентры с  $M \geq 4$ . Это наводит на мысль о том, что Восточный Кавказ воздымается относительно окружающих его блоков как монолитный блок. Дагестанское землетрясение 1970 г. произошло на стыке северо-восточной и северо-западной зон на фоне относительно небольшого числа инструментально зарегистрированных землетрясений 1926–1970 гг.

*Макросейсмические данные о землетрясениях.* Подробный каталог макросейсмических данных по землетрясениям рассматриваемого района содержится в работе И.В. Ананьина [1977]. За прошлые века для Восточного Кавказа имеется много сведений о землетрясениях, проявившихся с силой 7–8 баллов. Однако построить изосейсты и определить эпицентры для многих землетрясений трудно, так как населенные пункты были расположены неравномерно и к тому же имеются сведения лишь из небольшого их количества.

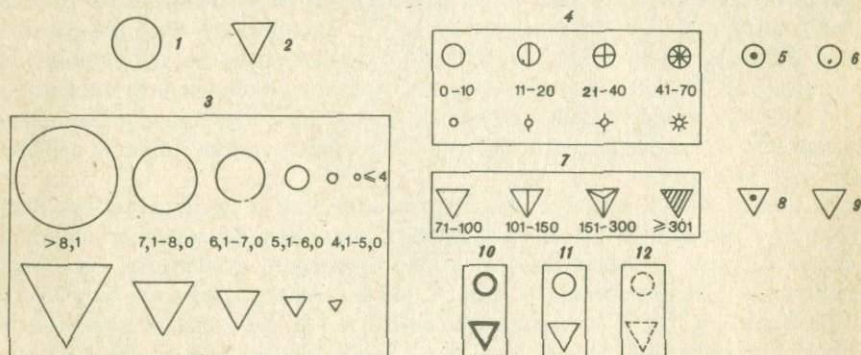
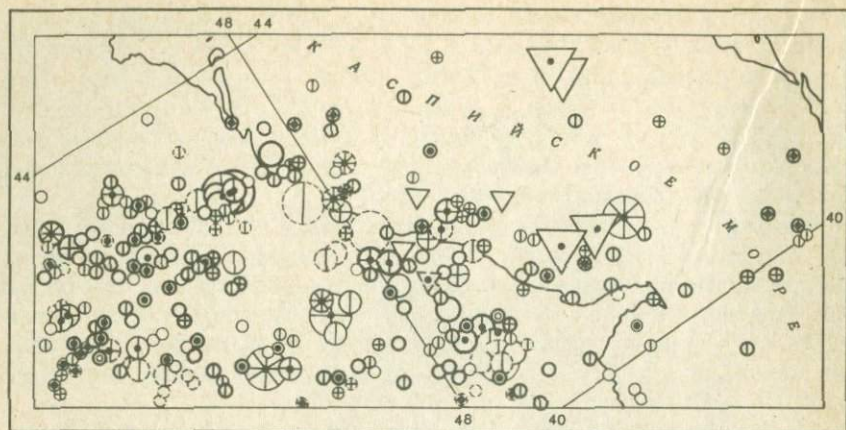
С начала XIX в. сохранилось больше сведений о землетрясениях Восточного Кавказа и в некоторых случаях появилась возможность приближенно строить их изосейсты. Судя по большому количеству описаний 5-балльных землетрясений в XIX в., можно предполагать, что в каталоге И.В. Ананьина [1977] отмечено большинство 6–8-балльных землетрясений за последние 150 лет.

Для того чтобы иметь представление о территории, сотрясаемой с различной силой, была построена сводная карта изосейст землетрясений. На нее нанесены такие землетрясения, для которых можно было уверенно установить изосейсты 6-, 7- и 8-балльной зоны с указанием величины магнитуды (рис. 1). Точность проведения изосейст зависит от плотности пунктов, для которых имеются сведения о землетрясении, поэтому изосейсты в различных частях территории проводятся с точностью не больше чем 10 км. На ту же карту нанесены эпицентры землетрясений 1830, 1912, 1915 и 1929 гг., для которых ориентировочно даны зоны 6, 7 и 8 баллов без указания их границ. Эта карта дает представление о территории, сотрясаемой с различной силой только за небольшой промежуток времени (60 лет), и то в неполной мере.

В последние годы были обнаружены новые данные о некоторых сильных землетрясениях Восточного Кавказа VII–XIX вв. Все полученные

Рис. 1. Изосейсты сильных землетрясений Восточного Кавказа 1830–1955 гг.

Интенсивность, в баллах: 1 — 6, 2 — 7, 3 — 8; 4 — границы осязаемости землетрясений; эпицентры с магнитудой: 5 —  $6 \leq M < 7$ , 6 —  $5 \leq M < 6$ , 7 —  $4 \leq M < 5$ ; 8 — изосейсты уверенные (а) и предполагаемые (б)



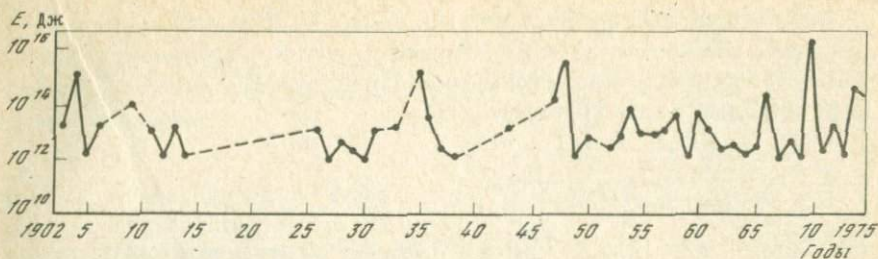
Р и с. 2. Фрагмент карты эпицентров субрегиона ПБ – Кавказ [Новый каталог . . . , 1977]

Типы землетрясений: 1 – неглубокие; 2 – глубокие; 3 – магнитуда; 4 – глубина очага неглубоких землетрясений, км; ошибки определения глубины неглубоких землетрясений: 5 – 10–15% (классы 2, 3, 4), 6 – 100% и более (классы 5, 6); 7 – глубина очага глубоких землетрясений; ошибки определения глубины глубоких землетрясений: 8 – 20% и менее (классы 1, 2, 3), 9 – 50% и более (классы 4, 5); периоды регистрации: 10 – 1956–1974 г., 11 – 1910–1955 г., 12 – до 1909 г.

данные обобщены при составлении Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР [1977]. На рис. 2 воспроизведен фрагмент карты из Нового каталога, относящийся к рассматриваемой территории.

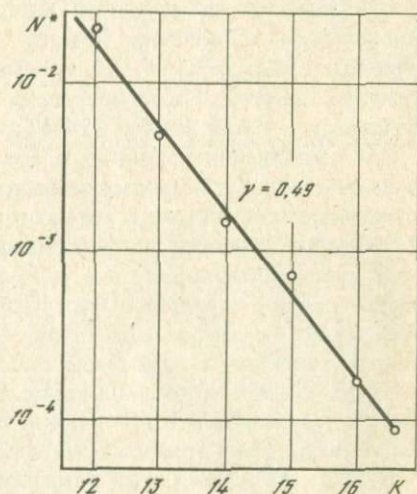
## 1.2. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ДАГЕСТАНА

До настоящего времени Дагестан считался рядовой, если не слабоактивной в сейсмическом отношении, зоной Кавказа. За последние годы взгляд на сейсмичность Дагестана несколько изменился. Этому послужили как сейсмические события, начиная с землетрясения 14 мая 1970 г. и кончая Буйнакским землетрясением 1975 г., так и более детальное изучение



Р и с. 3. Изменение во времени выделенной сейсмической энергии

Пунктиром показаны участки, для которых, возможно, пропущены землетрясения с  $K \geq 12$



Р и с. 4. Нормированный график повторяемости за период 1903–1975 гг.

исторического материала, связанного с сильными землетрясениями на территории Дагестана. Это же подтверждается приведенными ниже характеристиками сейсмического режима. Основой для получения последних послужил каталог, в который вошло 168 землетрясений, имеющих энергетический класс  $K \geq 12$  и происшедших на территории Дагестана и вблизи его границ с 1903 по 1975 г. [Арефьев и др., 1977].

**Сейсмическая энергия.** Для всей рассматриваемой территории построен график изменения во времени выделенной за год энергии  $E$  (рис. 3), из которого можно видеть 15–20-летнюю периодичность активизации сейсмичности.

**График повторяемости.** На рис. 4 приведен график повторяемости для всех рассматриваемых землетрясений. Видно, что разброс точек от прямой, проведенной по методу наименьших квадратов, весьма мал. Угловой коэффициент  $\gamma = 0,49$ , что хорошо согласуется со значением  $\gamma$  для Кавказа, полученным другими авторами [Джибладзе, 1971]. Особенностью данного графика является то, что он построен для весьма сильных землетрясений ( $K \geq 12$ ) и для большого промежутка времени (1903–1975 гг.). Полученный результат позволяет предполагать, что и для сравнительно малых регионов график повторяемости остается прямолинейным в области относительно сильных землетрясений, если рассматриваемый отрезок времени достаточно большой.

Карта сейсмической активности  $A_{10}(\varphi, \lambda, \bar{\gamma})$ ,  $\bar{\gamma} = 0,49$  построена по методике, разработанной Ю.В. Ризниченко и И.В. Горбуновой [Ризниченко, 19586; Горбунова, Ризниченко, 1965]; Форма площадок осреднения выбиралась в виде круга радиусом

$$R = \sqrt{\frac{1000 N_{\Sigma} (1 - 10^{-\bar{\gamma}})}{\pi A T 10^{-\bar{\gamma}} (K - K_0)}} \text{ км,}$$

где  $N_{\Sigma} = 5$ ,  $K = 12$ ,  $K_0 = 10$ ,  $\bar{\gamma} = 0,49$ ,  $T = 60$  лет — интервал времени.

Наблюдаются значительные интервалы, для которых землетрясения, по-видимому, пропущены (см. рис. 3), поэтому при построении карт активности и  $K_{\max}$  мы на 15% уменьшили значение рассматриваемого промежутка времени. Карта построена с постоянной точностью [Горбунова, Ризниченко, 1965], равной 45% ( $N_{\Sigma} = 5$ ).

При выполнении подобных работ рекомендуется с большой осторожностью оперировать с роями землетрясений и афтершоками сильных землетрясений, неправильный учет которых может привести к значительным искажениям. В нашем случае суммируются землетрясения начиная с  $K = 12$ , т.е. достаточно сильные за 72-летний срок наблюдений, равный примерно периоду повторения афтершоков землетрясений 16-го энергетического класса. В работе А.П. Каток [1965], где исследовано влияние повторных толчков на параметры сейсмического режима, рекомендуется в том случае, когда срок наблюдения не меньше периода повторения афтершоков, учитывать все афтершоки. Поэтому в данной работе учитывались все землетрясения, имеющие  $K \geq 12$ . По-видимому, при таком подходе все же происходит некоторое завышение сейсмической активности в локальной области. В основном это относится к району вблизи г. Буйнакска. Правда, за последние 5 лет (1970—1975 гг.) в этой зоне произошло несколько сильных землетрясений, которые трудно считать афтершоками Дагестанского землетрясения 1970 г. В течение этих лет сейсмическая активность зоны была весьма высокой и продолжает оставаться таковой вплоть до самого последнего времени. В работах Э.А. Джибладзе [1971] и Ю.В. Ризниченко [Ризниченко, Джибладзе, 1972] значение  $A_{10}$  в этой области получалось несколько меньшим, вероятно, из-за того, что в них рассматривался меньший промежуток времени и, как следствие, более бедный материал.

На карте активности  $A_{10}$  наблюдаются три отделенные друг от друга зоны с повышенной активностью. Одна зона расположена в районе северных предго-

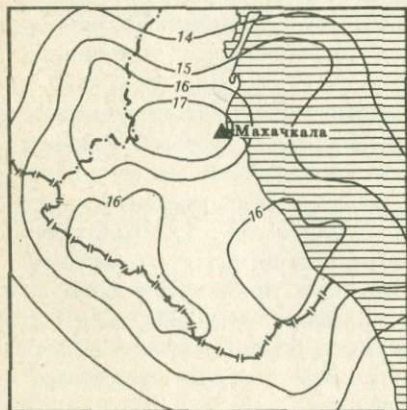


Рис. 5. Карта  $K_{\max}$  для территории Дагестана

Р и с. 6. Карты сотрясаемости Дагестана

Цифры на изолиниях — период повторения (в годах) сотрясений заданной интенсивности

рий Дагестана, другая — в его юго-восточной части, третья — в области Дагестанского сектора главного Кавказского хребта.

Карта максимальных возможных землетрясений. Оценка предельной магнитуды (класса) для землетрясений каждого района является наиболее трудной задачей количественной оценки сейсмической опасности. В настоящее время нет общепринятой методики решения этой задачи. Различные авторы предлагают различные способы, учитывающие в той или иной мере отдельные характеристики сейсмичности или величины, с ней связанные [Ризниченко, 1962; Шебалин, 1971].

Здесь для построения карты максимальных возможных землетрясений использовались корреляционные соотношения между  $K_{\max}$  и  $A_{10}$  по методике, предложенной Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джибладзе [1974]. Использовались следующие зависимости:

$$\bar{A} = \bar{2},84 + 0,21(K_{\max} - 15)$$

при  $K \leq 15$ ,

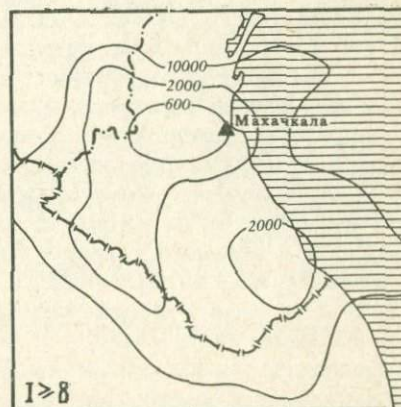
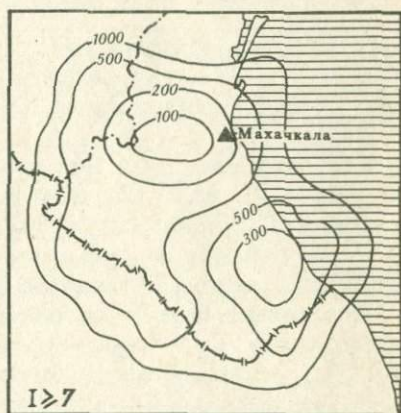
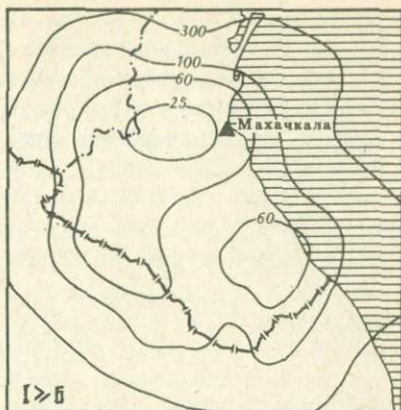
$$\bar{A} = \bar{2},84 + 0,39(K_{\max} - 15)$$

при  $K \geq 15$ ,

где  $\bar{A}$  — средняя активность в окрестности эпицентров на площади  $\pi R^2$ ,  $R$  определяется из соотношения

$$\lg R [\text{км}] = 1,505 + 0,111(K - 15).$$

Полученная карта представлена на рис. 5.



*Сейсмическая сотрясаемость.* Понятие сотрясаемости и соответствующие расчетные формулы впервые были введены Ю.В. Ризниченко [1965]. Для оценки долговременной сейсмической опасности недостаточно определения силы сейсмического сотрясения, которое может произойти в данном месте, необходимо определить еще и частоту (вероятность) возникновения такого сотрясения.  $B_{\Sigma I}$  — это и есть средняя частота повторения в данной точке сейсмических сотрясений интенсивностью не меньшей, чем  $I$ . Обратная величина  $T_{\Sigma I} = 1/B_{\Sigma I}$  — период сотрясаемости. Расчет проводился по формуле [Ризниченко и др., 1969]

$$B_{\Sigma I} = \sum_s A \frac{[10^{d-cp/b} r^{sp/b} 10^{I p/b}]^{-\gamma} - 10^{K_{\max} - \gamma}}{10^{0,5\gamma} - 10^{-0,5\gamma}} 10^{\gamma/k_0} \Delta s.$$

Коэффициенты  $b$ ,  $s$ ,  $c$  определяют зависимость интенсивности  $I$  от гипоцентрального расстояния  $r$ :

$$bM - I = s \lg 2 - c.$$

Для Дагестана получены следующие значения этих коэффициентов:  $b = 1,5$ ,  $s = 3,6$ ,  $c = 3,1$ . Величины коэффициентов  $p$  и  $q$  — общепринятые, 1,8 и 4,0 соответственно. Среднее значение глубин очагов  $h$  равно 10 км.

Расчет проводился для трех уровней балльности:  $I \geq 6$ ,  $I \geq 7$  и  $I \geq 8$  (рис. 6). Более подробно расчет и сравнение с наблюдениями даны в работе С.С. Арефьева и др. [1979].

*Картирование  $\gamma$  и  $A_{10}$  различными способами.* Ниже делается попытка осуществить несколько более общий, чем это делалось прежде, подход к картированию параметров сейсмического режима  $A_{10}$  (сейсмическая активность) и  $\gamma$  (угловой коэффициент графика повторяемости). Зарубежные исследователи предпочитают пользоваться параметрами  $a$  и  $b$  из уравнения  $\lg N = a - bM$ . Однако физический смысл  $K$ ,  $A_{10}$ ,  $\gamma$  и соответственно  $M$ ,  $a$ ,  $b$  один и тот же, поэтому для изучения общих закономерностей безразлично, какими из этих параметров пользоваться.

В практике советских исследователей до сих пор не применялось картирование такого параметра сейсмического режима, как  $\gamma$ . Представляется, что это не совсем оправданное игнорирование полезной возможности, тем более что зарубежные ученые уже сделали некоторые шаги в этом направлении [например, Kaila et al., 1972; Kaila, Madhawa, 1975]. По-видимому, картирование  $\gamma$ , так же как и картирование  $A_{10}$ , может войти в практику сейсмологических исследований, поскольку, в отличие от  $A_{10}$   $\gamma$  — величина, которая характеризует физические свойства среды (распределение числа трещин по их размерам). Кроме того, построение карты  $\gamma$  в принципе является более надежным, поскольку при картировании  $\gamma$  не возникает вопроса о нормировке уровня. Картирование  $A_{10}$  и  $\gamma$  в разных модификациях проведено на одном и том же исходном материале по Дагестану.

Зависимой картой сейсмической активности  $A_{10}(\varphi, \lambda, \bar{\gamma})$ ,  $\bar{\gamma} = 0,49$  будем называть обычную карту активности, построенную по стандартной

методике И.В. Горбуновой и Ю.В. Ризниченко в предположении постоянства  $\gamma$ . Последующие карты также построены с использованием идеи метода постоянной точности [Горбунова, Ризниченко, 1965]: число учитываемых землетрясений  $N_{\Sigma}$  задается, а площадь круговых площадок осреднения переменная. В нашем случае  $N_{\Sigma} = 7$ , размеры сетки, на которую разбит планшет,  $20 \times 20$  км. Параметр  $n$  — число классов землетрясений, участвующих в суммировании,

Зависимая карта  $\gamma(\varphi, \lambda, \bar{A}_{10})$  получена аналогичным путем: в этом случае для каждой площадки осреднения принимается среднее значение сейсмической активности  $A_{10} = 0,16$ . Для каждой площадки осреднения с учетом нормировки в зависимости от ее размеров строился график повторяемости, обязательно проходящий через точку  $\bar{A}_{10} = 0,16$ . Значение углового коэффициента этого графика приписывалось данному узлу сетки (рис. 7).

Независимой картой сейсмической активности  $A_{10}(\varphi, \lambda, \gamma)$  и независимой картой  $\gamma(\varphi, \lambda, A_{10})$  будем называть карты, полученные следующим образом. Для каждого узла сетки подбирались круговая площадка осреднения, в которую попадали ближайшие к узлу семь землетрясений; вычислялась площадь площадки, в соответствии с которой осуществлялась нормировка. Для учитываемых землетрясений строился график повторяемости, из которого одновременно определялись величины  $A_{10}$  и  $\gamma$ . В случае, когда все учитываемые землетрясения имели один и тот же энергетический класс ( $n = 1$ ), предполагалось, что угловым коэффициент  $\gamma$  равен либо 0, либо 1. Отсюда два варианта карт для каждого предположения. Это одно из слабых мест данного исследования, вытекающее из относительной бедности исходного материала. Оба варианта независимых карт  $A_{10}$  представлены на рис. 7, в, д, а независимых карт  $\gamma$  — на рис. 7, г, е.

*Сравнение карт.* Сравним сначала зависимые карты активности и повторяемости. Заметно большое их сходство в конфигурации изолиний, причем зонам повышенной сейсмической активности соответствуют зоны пониженного значения  $\gamma$ . Это находится в противоречии с утверждениями К. Кайлы и Р. Мадхавы [Kaila, Madhawa, 1975] и подтверждает выводы В. Карника. При этом изолиния активности  $A_{10} = 1,0$  соответствует изолинии  $\gamma = 0,2$ ,  $A_{10} = 0,2 - \gamma = 0,4$ ,  $A_{10} = 0,05 - \gamma = 0,7$ . Такая зависимость может быть выражена уравнением

$$\lg A_{10} = -2,7 \gamma + 0,5,$$

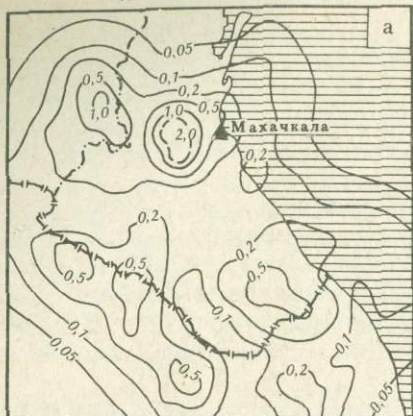
используя которое можно переходить от одной карты к другой. При корреляционном анализе всех карт использовалось единообразное разбиение планшета, и значения параметров сравнивались для каждого узла сетки. При этом из-за недостатка данных есть много узлов, для которых предполагались  $\gamma = 0$  или  $\gamma = 1$  и соответствующие значения  $A_{10}$ . Такие узлы к анализу не привлекались.

Взаимная корреляция карт характеризуется следующим образом:

$$A_{\text{зав}} - \gamma_{\text{зав}}, r = 0,71; \quad \gamma_{\text{зав}} - \gamma_{\text{незав}}, r = 0,36;$$

$$A_{\text{зав}} - A_{\text{незав}}, r = 0,46; \quad A_{\text{незав}} - \gamma_{\text{незав}}, r = 0,65.$$

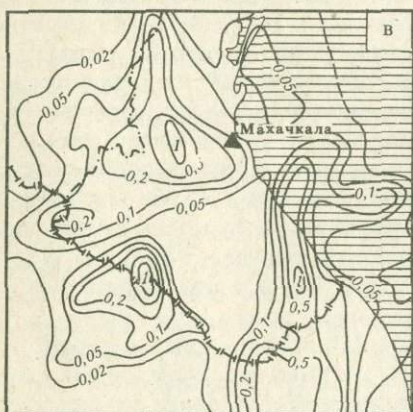
$A_{10}(\varphi, \lambda, \bar{\gamma}), \bar{\gamma} = 0,49$



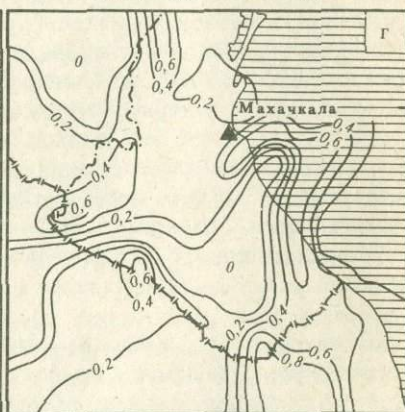
$\gamma(\varphi, \lambda, \bar{A}_{10}), \bar{A}_{10} = 0,16$



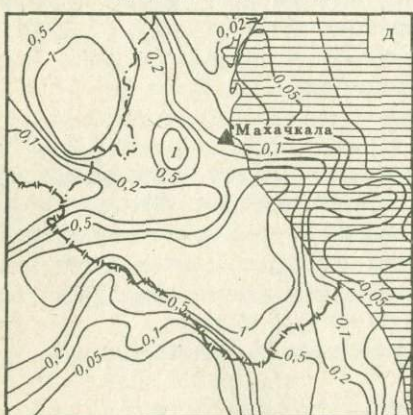
$A_{10}(\varphi, \lambda, \gamma)$  при  $n=1, \gamma=0$



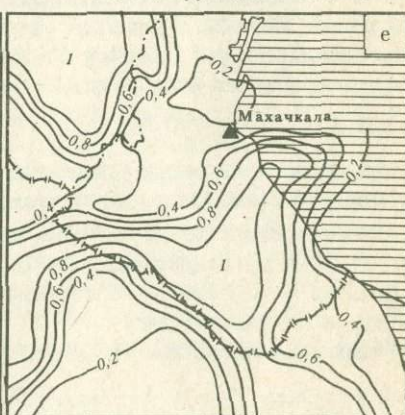
$\gamma(\varphi, \lambda, A_{10})$  при  $n=1, \gamma=0$



$A_{10}(\varphi, \lambda, \gamma)$  при  $n=1, \gamma=1$

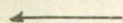


$\gamma(\varphi, \lambda, A_{10})$  при  $n=1, \gamma=1$



Р и с. 7. Картирование  $A_{10}$  и  $\gamma$  различными способами

*а* – карта  $A_{10}$ , построенная по стандартной методике; *б* – зависимая карта  $\gamma$ ; *в* – независимая карта  $A_{10}$  при  $n = 1, \gamma = 0$ ; *г* – независимая карта  $\gamma$  при  $n = 1, \gamma = 0$ ; *д* – независимая карта  $A_{10}$  при  $n = 1, \gamma = 1$ ; *е* – независимая карта  $\gamma$  при  $n = 1, \gamma = 1$



Коэффициент корреляции  $r$  рассчитывался по оценочной формуле. Количество точек  $N = 150-200$ .

Таким образом, имеется довольно близкая связь между зависимыми картами  $A_{10}$  и  $\gamma$  и несколько меньшая – между независимыми. Связь между зависимой и независимой картами активности и повторяемости отсутствует. Последнее означает, что зависимая карта  $A_{10}$  или  $\gamma$  не может быть получена из независимой, а дополняет ее.

Результаты последнего раздела позволяют утверждать, что полученные для территории Дагестана карты  $K_{\max}$  и сотрясаемости следует считать предварительными и что методика количественной оценки сейсмической опасности нуждается в дальнейшем совершенствовании.

### 1.3. ГОДОГРАФЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНСКОГО КЛИНА

До последнего времени при обработке инструментальных наблюдений за землетрясениями, происшедшими на территории Дагестана, использовался годограф сейсмических волн Кавказа, составленный А.Я. Лерицкой и Т.М. Лебедевой [1953]. Новые годографы построены А.Д. Цхакая [1957] для Джавахетского нагорья, З.З. Султановой [1958] для Азербайджана, Н.К. Карапетян [1974] для Армении, В.Г. Папалашвили [1959], Э.А. Джигладзе и О.Д. Гоцадзе [1962], Г.К. Твалтвадзе [1960] для Кавказа в целом.

Для области Дагестанского клина в связи со сложностью ее геологического строения определение параметров сейсмических очагов на основе применения перечисленных выше годографов приводит к заметным ошибкам.

С 1970 по 1977 г. в Дагестане работала сеть временных, региональных и полигонных сейсмических станций, материалы которых дали возможность построить надежные местные годографы. В основном были использованы сильные землетрясения 14. V 1970 г., 23. XII 1974 г. и 9. I 1975 г. и их многочисленные афтершоки. Очаги всех рассматриваемых землетрясений



Р и с. 8. Расположение эпицентров землетрясений, использованных для построения годографов

Таблица I

Годографы сейсмических волн при различной глубине  $h$  очага

$\Delta$ , км	$t_S - t_P$ , с	$t_{\bar{P}}$ , с	$t_{\bar{S}}$ , с	$\Delta$ , км	$t_S - t_P$ , с	$t_{\bar{P}}$ , с	$t_{\bar{S}}$ , с
1	2	3	4	5	6	7	8
$h = 3 \text{ км}$				$h = 6 \text{ км}$			
2	0,69	0,85	1,54	2	1,13	1,43	2,56
4	0,97	1,17	2,14	4	1,29	1,63	2,92
6	1,28	1,58	2,86	6	1,51	1,92	3,43
8	1,64	2,00	3,64	8	1,78	2,27	4,05
10	2,00	2,45	4,45	10	2,07	2,65	4,72
12	2,38	2,90	5,28	12	2,40	3,04	5,44
14	2,74	3,36	6,10	14	2,70	3,45	6,15
16	3,1	3,82	6,92	16	3,05	3,89	6,94
18	3,49	4,28	7,77	18	3,37	4,30	7,67
20	3,9	4,72	8,62	20	3,72	4,72	8,44
22	4,23	5,20	9,43	22	4,07	5,18	9,25
24	4,69	5,66	10,35	24	4,38	5,62	10,00
26	5,05	6,15	11,20	26	4,75	6,07	10,82
28	5,50	6,60	12,10	28	5,10	6,50	11,60
30	5,79	7,08	12,87	30	5,41	6,94	12,35
32	6,18	7,52	13,70	32	5,81	7,39	13,20
34	6,50	8,00	14,50	34	6,16	7,84	14,00
36	6,92	8,48	15,40	36	6,47	8,28	14,75
38	7,30	8,95	16,25	38	6,86	8,74	15,60
40	7,70	9,40	17,10	40	7,14	9,16	16,30
42	8,10	9,89	18,00	42	7,58	9,62	17,20
44	8,50	10,30	18,80	44	8,00	10,10	18,10
46	8,90	10,80	19,70	46	8,30	10,50	18,80
48	9,20	11,30	20,50	48	8,63	10,92	19,55
50	9,65	11,75	21,40	50	9,22	11,38	20,60
52	10,00	12,20	22,20	52	9,40	11,85	21,25
54	10,50	12,65	23,15	54	9,62	12,38	22,00
56	10,85	13,15	24,00	56	10,10	12,80	22,90
58	11,30	13,60	24,90	58	10,45	13,25	23,70
60	11,70	14,05	25,75	60	10,80	13,70	24,50
62	12,05	14,60	26,65	62	11,30	14,20	25,50
64	12,55	15,05	27,60	64	11,55	14,60	26,15
66	12,83	15,52	28,35	66	11,95	15,00	26,95
68	13,25	16,00	29,25	68	12,30	15,50	27,80
70	13,60	16,50	30,10	70	12,65	15,95	28,60
$h = 9 \text{ км}$				$h = 12 \text{ км}$			
2	1,51	2,00	3,51	2	1,80	2,47	4,27
4	1,61	2,14	3,75	4	1,88	2,57	4,45
6	1,77	2,35	4,12	6	2,00	2,74	4,74
8	1,98	2,61	4,59	8	2,16	2,94	5,10

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>h</i> = 9 км				<i>h</i> = 12 км			
10	2,10	2,91	5,12	10	2,32	3,18	5,50
12	2,49	3,23	5,72	12	2,52	3,46	5,98
14	2,73	3,61	6,34	14	2,75	3,75	6,50
16	3,02	3,98	7,00	16	2,97	4,08	7,05
18	3,33	4,39	7,72	18	3,20	4,40	7,60
20	3,60	4,76	8,36	20	3,42	4,67	8,09
22	3,93	5,17	9,10	22	3,72	5,10	8,82
24	4,22	5,56	9,78	24	3,98	5,47	9,45
26	4,52	5,98	10,50	26	4,29	5,81	10,1
28	4,80	6,42	11,22	28	4,52	6,20	10,72
30	5,15	6,80	11,95	30	4,99	6,61	11,60
32	5,45	7,25	12,70	32	5,14	6,96	12,10
34	5,79	7,60	13,39	34	5,35	7,35	12,70
36	6,10	8,05	14,15	36	5,65	7,70	13,35
38	6,42	8,48	14,90	38	5,98	8,12	14,10
40	6,73	8,92	15,65	40	6,21	8,54	14,75
42	7,03	9,32	16,35	42	6,50	8,90	15,40
44	7,38	9,77	17,15	44	6,80	9,30	16,10
46	7,52	10,10	17,62	46	7,08	9,72	16,80
48	7,88	10,42	18,30	48	7,35	10,10	17,45
50	8,20	10,85	19,05	50	7,60	10,50	18,10
52	8,50	11,30	19,80	52	7,85	10,90	18,75
54	8,90	11,70	20,60	54	8,20	11,30	19,50
56	9,20	12,15	21,35	56	8,50	11,70	20,20
58	9,50	12,60	22,10	58	8,85	12,20	21,05
60	9,90	13,00	22,90	60	9,00	12,50	21,50
62	10,17	13,45	23,62	62	9,25	12,90	22,15
64	10,52	13,90	24,42	64	9,50	13,30	22,80
66	10,90	14,32	25,22	66	9,90	13,70	23,60
68	11,15	14,75	25,90	68	10,15	14,15	24,30
70	11,45	15,20	26,65	70	10,48	14,52	25,00
<i>h</i> = 15 км				<i>h</i> = 18 км			
2	2,14	2,96	5,10	2	2,42	3,43	5,85
4	2,22	3,02	5,24	4	2,48	3,48	5,96
6	2,27	3,17	5,44	6	2,54	3,58	6,12
8	2,59	3,33	5,72	8	2,63	3,72	6,35
10	2,53	3,56	6,09	10	2,78	3,87	6,65
12	2,71	3,77	6,48	12	2,89	4,08	6,97
14	2,80	4,02	6,82	14	3,06	4,30	7,36
16	3,10	4,30	7,40	16	3,25	4,54	7,79
18	3,31	4,60	7,91	18	3,40	4,82	8,22
20	3,52	4,90	8,42	20	3,61	5,09	8,70
22	3,78	5,22	9,00	22	3,82	5,36	9,18
24	3,99	5,55	9,54	24	4,04	5,66	9,70
26	4,21	5,89	10,10	26	4,24	5,96	10,20

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
$h = 15 \text{ км}$				$h = 18 \text{ км}$			
28	4,41	6,19	10,60	28	4,44	6,29	10,73
30	4,73	6,57	11,30	30	4,71	6,59	11,30
32	5,08	6,82	11,90	32	4,91	6,91	11,82
34	5,23	7,32	12,55	34	5,18	7,27	12,45
36	5,46	7,64	13,10	36	5,40	7,60	13,00
38	5,72	8,00	13,72	38	5,76	7,84	13,60
40	6,03	8,37	14,40	40	5,89	8,26	14,15
42	6,36	8,74	15,10	42	6,10	8,62	14,72
44	6,51	9,10	15,61	44	6,34	8,98	15,32
46	6,72	9,48	16,20	46	6,63	9,31	15,94
48	6,97	9,90	16,87	48	6,88	9,67	16,55
50	7,32	10,30	17,62	50	7,10	10,00	17,10
52	7,57	10,65	18,22	52	7,35	10,40	17,75
54	7,80	11,10	18,90	54	7,70	10,70	18,40
56	8,10	11,45	19,55	56	7,90	11,10	19,00
58	8,38	11,80	20,18	58	8,10	11,45	19,55
60	8,65	12,20	20,85	60	8,33	11,82	20,15
62	8,90	12,60	21,50	62	8,62	12,20	20,82
64	9,20	13,00	22,20	64	8,85	12,60	21,45
66	9,43	13,32	22,75	66	9,20	12,90	22,10
68	9,65	13,45	23,10	68	9,40	13,30	22,70
70	9,98	14,12	24,10	70	9,72	13,60	23,32
$h = 21 \text{ км}$				$h = 24 \text{ км}$			
2	2,58	3,75	6,33	2	2,80	4,16	6,96
4	2,63	3,81	6,44	4	2,81	4,19	7,00
6	2,64	3,91	6,55	6	2,87	4,26	7,13
8	2,73	4,02	6,75	8	2,94	4,36	7,30
10	2,85	4,15	7,00	10	3,00	4,49	7,49
12	2,94	4,32	7,26	12	3,11	4,63	7,74
14	3,08	4,51	7,59	14	3,21	4,79	8,00
16	3,11	4,71	7,82	16	3,33	4,99	8,32
18	3,40	4,92	8,32	18	3,48	5,17	8,65
20	3,52	5,18	8,70	20	3,61	5,39	9,00
22	3,70	5,42	9,12	22	3,79	5,60	9,35
24	3,89	5,70	9,59	24	3,92	5,84	9,76
26	4,03	5,97	10,00	26	4,10	6,10	10,20
28	4,25	6,25	10,50	28	4,26	6,36	10,62
30	4,46	6,54	11,00	30	4,48	6,62	11,10
32	4,67	6,83	11,50	32	4,62	6,90	11,52
34	4,87	7,13	12,00	34	4,83	7,17	12,00
36	5,06	7,44	12,50	36	5,00	7,45	12,45
38	5,35	7,75	13,10	38	5,17	7,73	12,90
40	5,53	8,07	13,60	40	5,40	8,05	13,45
42	5,74	8,36	14,10	42	5,58	8,32	13,90
44	5,92	8,70	14,62	44	6,09	8,66	14,75

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
	$h = 21$ км			$h = 24$ км			
46	6,16	9,04	15,20	46	6,11	8,84	14,95
48	6,37	9,35	15,72	48	6,25	8,25	15,50
50	6,68	9,67	16,35	50	6,60	9,50	16,10
52	6,78	10,06	16,84	52	6,78	9,82	16,60
54	7,00	10,40	17,40	54	6,90	10,10	17,00
56	7,25	10,75	18,00	56	7,18	10,42	17,60
58	7,50	11,12	18,62	58	7,43	10,77	18,20
60	7,70	11,42	19,12	60	7,65	11,05	18,70
62	7,83	11,87	19,70	62	7,90	11,40	19,30
64	8,20	12,10	20,30	64	8,10	11,70	19,80
66	8,40	12,40	20,80	66	8,30	12,00	20,30
68	8,62	12,78	21,40	68	8,52	12,38	20,90
70	8,85	13,00	21,85	70	8,72	12,68	21,40

Таблица 2

Средние значения скоростей распространения волн для различных глубин очагов

$h$ , км	$V_{\bar{P}}$ , км/с	$V_{\bar{S}}$ , км/с	$V_{\bar{P}}/V_{\bar{S}}$	$V_{\bar{S}-\bar{P}}$ , км/с
3	4,24	2,34	1,81	5,2
6	4,40	2,47	1,78	5,6
9	4,60	2,62	1,76	6,1
12	4,90	2,83	1,73	6,7
15	5,10	2,97	1,72	7,1
18	5,30	3,10	1,71	7,5
21	5,60	3,33	1,68	8,25
24	5,80	3,47	1,67	8,6

расположены в пределах одной и той же геолого-тектонической зоны — Дагестанского клина (рис. 8).

Для построения годографов использовались записи тех землетрясений, которые на сейсмограммах отмечались резкими вступлениями прямых продольных и поперечных волн. Из нескольких сотен землетрясений, происшедших за этот период на рассматриваемой территории, были отобраны 106, обеспечивающих достаточную надежность построения.

Для определения координат эпицентров и глубин очагов землетрясений использовались метод Вадати и метод изохрон Исикава [Архангельский и др., 1954]. Время в очаге определялось методом Вадати, а время прохождения прямых продольных и поперечных волн — как разность времен их вступления и времени в очаге. Значения  $t_{\bar{P}}$ ,  $t_{\bar{S}}$ ,  $(t_{\bar{S}} - t_{\bar{P}})$ ,  $T_0$  и  $h$  были определены для эпицентральных расстояний от 3 до 70 км и глубин очага от 3 до 24 км.

Точность определения перечисленных элементов землетрясений составляла: времени в очаге —  $\pm 0,5 - 1,0$  с; разности ( $t_{\bar{g}} - t_{\bar{p}}$ ) —  $\pm 0,2$  с; координат эпицентра —  $\pm 2 - 5$  км; глубины очага —  $\pm 1 - 2$  км.

На основе имеющихся данных для глубин 3–24 км (с интервалом в 3 км) были построены годографы  $\bar{P}$  и  $\bar{S}$  волн. Для этого по методу наименьших квадратов были решены системы линейных уравнений

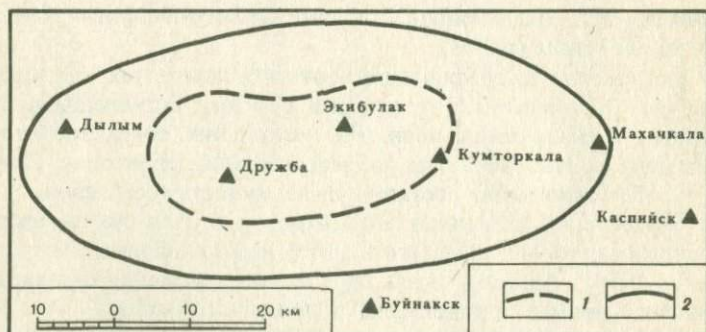
$$t_i = r_i / V = (\sqrt{\Delta_i^2 + h^2}) / V,$$

где  $V$  — скорость волны;  $h$  — глубина очага;  $\Delta$  — эпицентральное расстояние;  $r$  — гипоцентральное расстояние. Полученные значения времен пробега, пересчитанные на эпицентральные расстояния для указанных глубин, приведены в табл. 1, а средние значения скоростей — в табл. 2.

Практическое применение этих годографов при обработке данных о землетрясениях в пределах Дагестанского клина дает хорошие результаты в сопоставлении с данными, полученными по методу Вадати, а поэтому использование их при обработке сейсмограмм землетрясений, происходящих в аналогичных по геологическому строению районах Кавказа, будет, по нашему мнению, достаточно эффективным.

#### 1.4. ПОВЕДЕНИЕ ЗОНЫ ПОДГОТОВКИ ДАГЕСТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ДАННЫМ СЕЙМОСТАНЦИИ МАХАЧКАЛА

Под очагом землетрясения (область, излучающая сейсмические волны во время землетрясения) понимается некий объем, в котором происходят основные тектонические деформации. В большинстве случаев афтершоки оконтуривают и заполняют очаговую область. По существующим представлениям (например, [Ананьин, 1972]) каждому очагу соответствует область, часто называемая областью подготовки землетрясения, в пределах которой при землетрясении сбрасываются напряжения и которая в два–три раза превосходит размеры самого очага. При этом считается, что эта область в формировании соседнего очага не участвует.



Р и с. 9. Зона подготовки Дагестанского землетрясения  
1 — граница области афтершоков; 2 — граница зоны подготовки

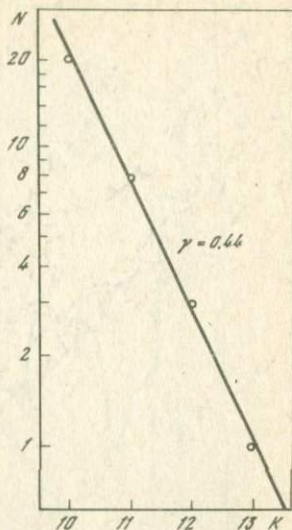
Р и с. 10. График повторяемости землетрясений в зоне подготовки за период 1953–1970 гг.

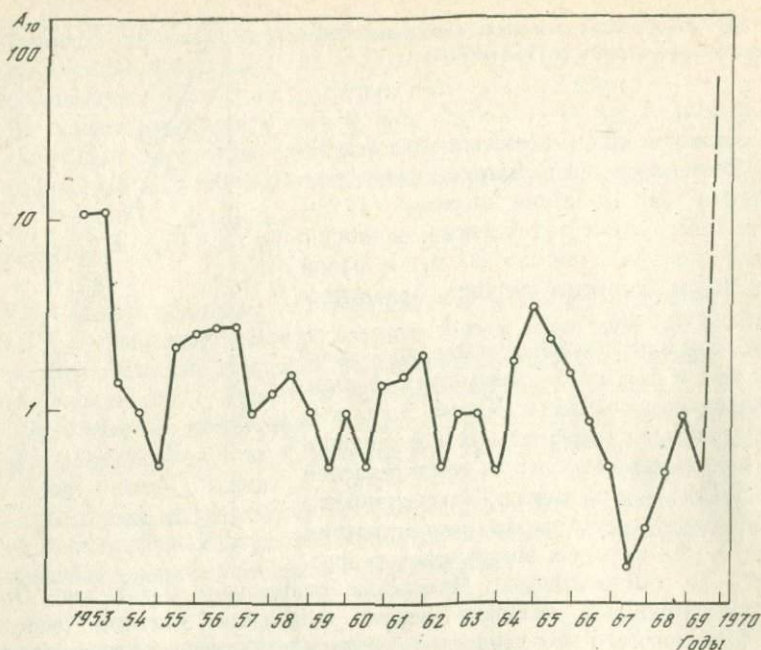
В настоящем разделе рассматривается область подготовки очага Дагестанского землетрясения за 17-летний период (1953–1970 гг.). По форме она близка к эллипсу с большой полуосью около 80 км и малой около 30 км. Большая полуось ориентирована широтно (рис. 9).

Основной используемый материал — сейсмограммы и бюллетени сейсмической станции Махачкала с 1953 г. Кроме того, как вспомогательный материал для корректирования использовались "Атлас землетрясений в СССР" [1962] и сборники "Землетрясения в СССР". Были отобраны все землетрясения с  $K \geq 10$ , для которых эпицентральное расстояние до сейсмостанции Махачкала составляло 0–80 км. Определенную трудность вызвала задача отделения толчков очаговой зоны Дагестанского землетрясения от толчков Каспийской зоны (к юго-востоку от Махачкалы). Для некоторых землетрясений по первым вступлениям  $P$ -волн можно определить азимут на эпицентр. Для всех землетрясений с  $K \geq 12$ , почти всех с  $K = 11$  и нескольких с  $K = 10$  местонахождение эпицентров было установлено по данным сети сейсмических станций. Правда, точность определения координат сетью невелика, но ее вполне достаточно для того, чтобы понять, с какой стороны от Махачкалы находится эпицентр землетрясения. Расстояния до эпицентров брались по данным сейсмостанции Махачкала. Для отделения остальных исходили из положения, что большая часть каспийских землетрясений имеет эпицентральное расстояние до 30 км, а дагестанских — больше 30 км (если не учитывать землетрясений почти до г. Махачкала, но для них эпицентральное расстояние  $\Delta = 0 \div 10$  км). В результате такого способа разделения всего 2–3 землетрясения могли быть ошибочно отнесены не в свою зону, что не должно сильно исказить последующие выводы.

Возможности определения географических координат очага землетрясения по данным одной сейсмической станции весьма ограничены. Не всегда удается по первым смещениям в  $P$ -волне определить азимут на эпицентр. Зато с высокой степенью точности можно определить расстояние до эпицентра (детальный статистический анализ не проводился, но предварительные оценки позволяют утверждать, что средняя квадратичная ошибка определения эпицентрального расстояния по сейсмостанции Махачкала для данной группы очагов не превышает 3–5 км).

Задача определения глубины очага близкого землетрясения по данным одной сейсмостанции, строго говоря, неразрешима. Во время работы эпицентральной сейсмологической экспедиции (ЭСЭ) глубины афтершоков Дагестанского землетрясения определялись по данным сети станций





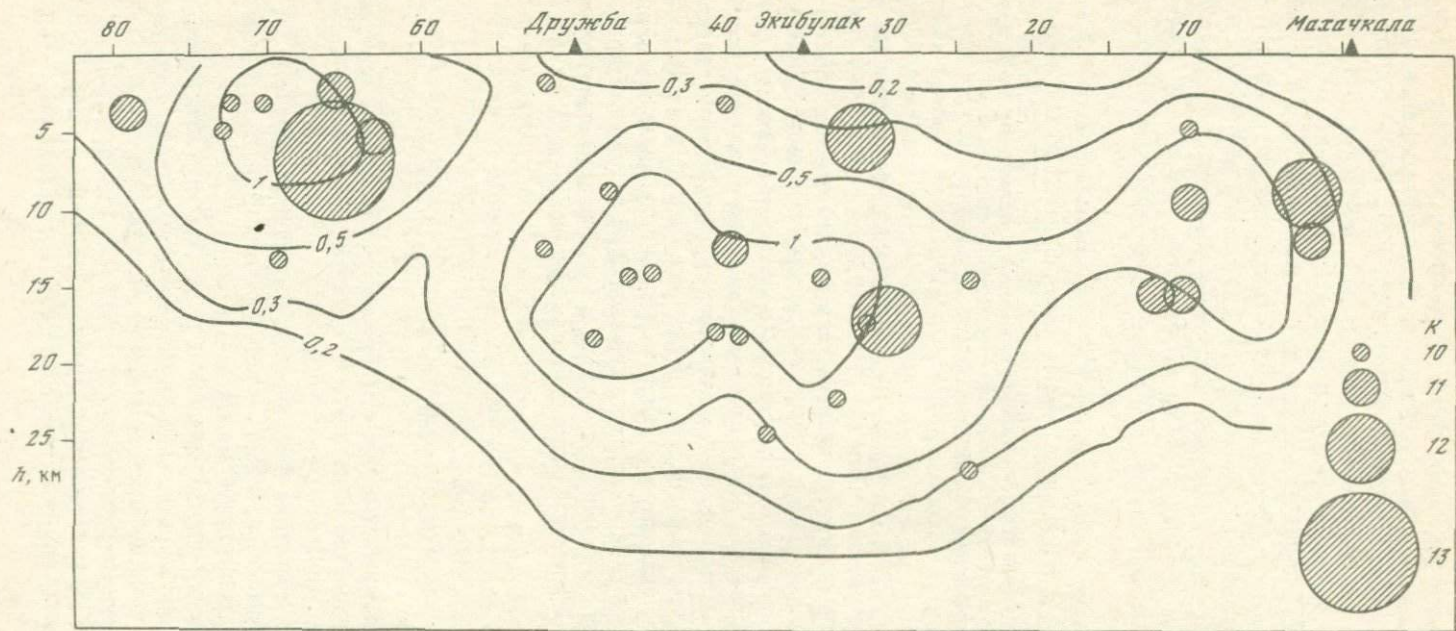
Р и с. 11. Изменение во времени сейсмической активности  $A_{10}$  в зоне подготовки

с точностью  $\pm 1-2$  км (см. § 3.2). При изучении записей сейсмостанции Махачкала была замечена определенная зависимость между энергетическим классом  $K$ , эпицентральной расстоянием  $\Delta$ , относительной продолжительностью записи  $\tau$  и глубиной очага  $h$  по данным ЭСЭ. На основании большого статистического материала был разработан так называемый "метод  $h_{\tau\Delta}$ ", дающий возможность определять глубины землетрясений, используя записи сейсмической станции Махачкала (подробнее см. § 3.2). Однако он применим только к сейсмостанции Махачкала. Попытка получения подобных зависимостей для других сейсмостанций не дала положительного результата.

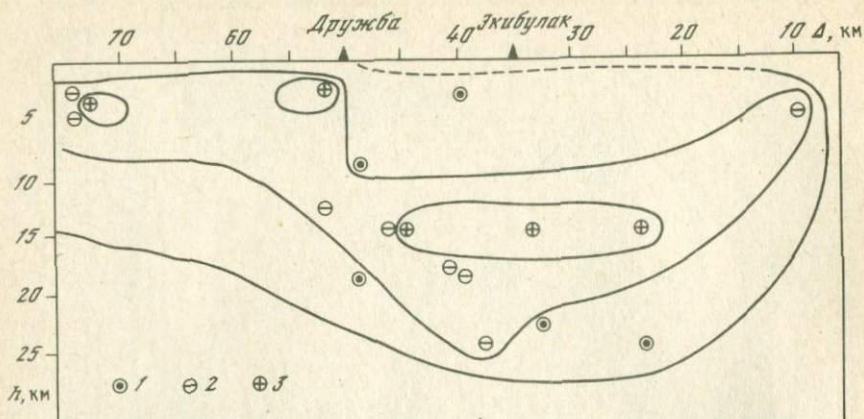
Этот метод был применен для определения глубин землетрясений в зоне подготовки Дагестанского землетрясения до 1970 г. В результате был составлен каталог землетрясений с  $K \geq 10$  с 1953 по 1970 гг. (всего 32 землетрясения).

График повторяемости для этих землетрясений имеет угловой коэффициент  $\gamma = 0,44$  (рис. 10). Построить графики повторяемости для разных глубин не представлялось возможным, так как из-за малого числа землетрясений разброс точек оказался слишком большим. Сказанное в определенной степени относится и к другим графикам повторяемости. Но они могут быть использованы для приближенной оценки.

Вся совокупность землетрясений пространственно была разделена по  $47^\circ$  в.д. на две зоны. В центральной зоне  $\gamma = 0,28$ , в западной —  $\gamma =$



Р и с. 12. Пространственное распределение гипоцентров (вертикальный широтный разрез) с нанесенными изолиниями активности  $A_{1,0}$



Р и с. 13. Распределение областей возмущения волн  $S$  с различными преобладающими периодами за период 1953–1970 гг. (вертикальный широтный разрез)  
 Преобладающий период  $T_S$ , с: 1 – 0,3–0,4, 2 – 0,5–0,6, 3 –  $> 0,7$

= 0,48. Если же всю совокупность разделить во времени на две равные по числу землетрясений части (I – 1953–1958 гг. и II – 1959–1969 гг.), значения угловых коэффициентов равны соответственно 0,20 и 0,60.

Таким образом, ближе по времени к землетрясению 1970 г. наклон графика повторяемости уменьшается ( $\gamma$  становится больше), т.е. наблюдается относительное преобладание мелких трещин над более крупными. Для всей же области в целом ближняя зона характеризуется меньшим значением  $\gamma$ , чем дальняя. Но следует еще раз подчеркнуть, что эти выводы крайне ненадежны – слишком мало общее число землетрясений.

График изменения во времени сейсмической активности представлен на рис. 11. Для скользящего интервала в 1 год через каждые полгода рассчитывалась сейсмическая активность по формуле

$$A_{10} = \frac{1000}{ST} \frac{\sum_{K_{\min}}^{K_{\max}} 10^{\gamma(K-10)} N_K}{K_{\max} - K_{\min} + 1},$$

где  $S$  – площадь рассматриваемой области,  $\sim 2000$  км<sup>2</sup>;  $T$  – интервал времени (в нашем случае 1 год);  $N_K$  – число землетрясений  $K$ -го энергетического класса.

Из графика изменения сейсмической активности видно, что последняя осциллирует на фоне небольшого общего спада. Причем перед землетрясением 14 мая наблюдается относительное затишье.

Средняя многолетняя активность за 1/лет  $A_{10} \sim 0,7$ . Эта величина весьма близка к полученным на совершенно другом материале значениям активности для зоны Дагестанского землетрясения ( $A_{10} = 1,0$ , см. § 1.2).

Разрыв при землетрясении 14 мая вертикален и имеет широтное простирание (см. § 2.3), поэтому есть смысл рассматривать распределение очагов не в горизонтальной плоскости (как это делается в большинстве

случаев по данным многих станций), а в разрезе, в вертикальной плоскости, рассекающей рассматриваемую область по широте (рис. 12). При этом сейсмостанция Махачкала оказывается в плоскости разреза. Кроме того, с достаточной точностью определялись эпицентральное расстояние до сейсмостанции Махачкала и глубина. Используя методику И.В. Горбуновой и Ю.В. Ризниченко [1965; Ризниченко, 19586], с постоянной точностью 45% были построены изолинии активности в разрезе (рис. 12).

Из этого рисунка можно видеть, что области повышенной сейсмической активности находятся в районах Дылыма, Дружба—Экибулак и Махачкалы. Из них гораздо большие размеры имеет область Дружба — Экибулак. Именно здесь 14 мая 1970 г. произошло землетрясение с  $M = 6,5$ .

Записи рассматриваемых здесь землетрясений получены на сейсмической станции Махачкала приборами с малой разверткой (30–60 мм/мин). Поэтому провести сколько-нибудь полный их динамический анализ не удалось. Измерялся только преобладающий период  $S$ -волн. Преобладающим называется период, соответствующий максимальным амплитудам колебаний. Как правило, он совпадает с угловым периодом на спектре. Ошибка при визуальном определении преобладающего периода на сейсмограмме весьма велика, но для приближенных оценок он все же может быть использован.

Выбор поперечных, а не продольных волн, которые чаще привлекаются для подобных целей, объясняется тем, что энергия используемых землетрясений (с  $K = 10$ ; они самые многочисленные и дают вполне читаемую запись) невелика и на дальних (до 80 км) и даже средних (40–50 км) расстояниях амплитуда в фазе  $P$ -волн мала. Кроме того, на сейсмограммах сейсмостанции Махачкала отмечаются макросейсмы, имеющие амплитуды, соизмеримые с амплитудами записи  $P$ -волн этих же землетрясений. Поэтому возможны грубые ошибки при определении преобладающих периодов в продольных волнах. Амплитуды в группе  $S$ -волн существенно больше и на их записях почти не сказываются помехи.

Все землетрясения с  $K = 10$  были разбиты на группы в зависимости от преобладающего периода  $S$ -волн: 1)  $T_S = 0,3 \div 0,4$  с; 2)  $T_S = 0,5 \div 0,6$  с; 3)  $T_S = 0,7$  с и более (рис. 13). Затем выделялись зоны с теми или иными преобладающими периодами. Можно утверждать, что до землетрясения 14 мая 1970 г. в зоне подготовки образовалась область, характеризующаясь относительно более "вялыми" землетрясениями примерно в том месте, где впоследствии произошло главное землетрясение.

Учитывая низкую точность проведенного исследования, можно сделать следующие предварительные выводы. Ход сейсмической активности до землетрясения 14 мая 1970 г. обнаруживает небольшой спад. Перед самым землетрясением наблюдается относительно затишь. При этом значение углового коэффициента графика повторяемости  $\gamma$  перед землетрясением больше, чем задолго до него. Значение  $\gamma$  для ближней к Махачкале части зоны меньше, чем для дальней. Центральная область, где впоследствии произошло землетрясение 14 мая 1970 г., характеризуется наибольшей активностью. Эта область в ходе подготовки сильного землетрясения индуцировала более длиннопериодные, "вялые" землетрясения.

## ОСНОВНЫЕ ТОЛЧКИ ДАГЕСТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

2.1. ГИПОЦЕНТР ОСНОВНОГО ТОЛЧКА  
ПО РАЗЛИЧНЫМ СИСТЕМАМ НАБЛЮДЕНИЙ  
И ПРОТЯЖЕННОСТЬ ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ

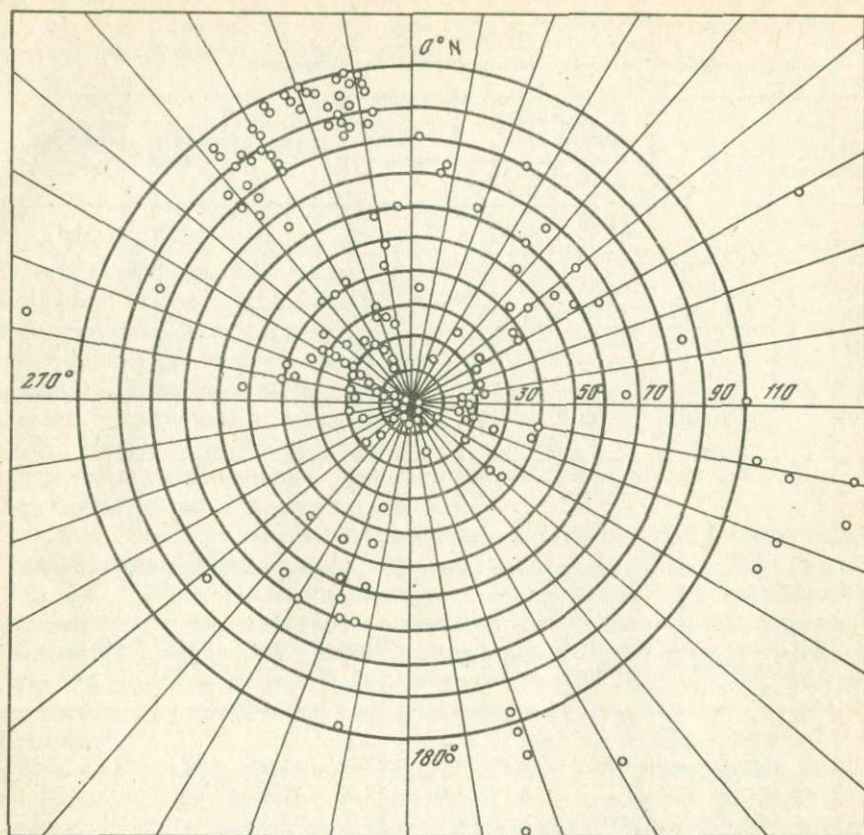
Гипоцентр основного толчка Дагестанского землетрясения 14 мая в 18 ч 12 мин на первом этапе работы определялся графическим методом по данным близко расположенных станций и на ЭВМ по различным системам наблюдений с использованием программ ЭПИ [Пятецкий-Шапиро и др., 1963]. Схема расположения станций показана на рис. 1. Системы наблюдений определялись числом станций, обеспечивающих хорошее азимутальное окружение в достаточно узком диапазоне эпицентральных расстояний: I —  $\Delta < 5,5^\circ$ ; II —  $5,5^\circ < \Delta \leq 24^\circ$ ; III —  $24^\circ < \Delta \leq 40^\circ$ ; IV —  $\Delta > 40^\circ$ ; V — вся мировая сеть. Кроме того, гипоцентры определялись по объединенным системам наблюдений.

Поскольку в программу ЭПИ заложен осредненный для всей Земли годограф Джеффриса—Буллена [Jeffreys, Bullen, 1940], для оценки влияния его погрешностей было выполнено графическое определение эпицентра по способу гипербол с переменными скоростями, исключающему заранее заданный годограф. В построении были использованы времена вступления волн  $P$  на близких станциях: Абастумани, Баку, Бакуриани, Грозный, Тбилиси, Кировабад, Ереван, Горис, Махачкала. Эпицентр, определенный этим способом, имел координаты:  $\varphi = 42,95^\circ$  N,  $\lambda = 47,17^\circ$  E. Точность определения эпицентра, оцененная по разбросу эпицентралей, составила  $\pm 5$  км при средней скорости волны  $P$  5,5 км/с.

Эпицентр, определенный по данным этих же станций на ЭВМ по программе ЭПИ с годографом Джеффриса—Буллена (система I), совпал в пределах точности ( $\pm 5$  км) с эпицентром, определенным графическим способом, и с точностью  $\pm 10$  км с эпицентром, определенным по методу региональных станционных поправок (см. ниже) и по макросейсмическим данным [Шебакин и др., 1973].

Различие между осредненным и региональным годографами выразилось в расхождении значения  $t_0$ . Время в очаге, определенное по графику Вадати [Wadati, 1928] ( $t_0 = 18$  ч 12 мин  $24 \pm 1$  с), оказалось примерно на 2 с меньше, чем  $t_0$ , вычисленное по осредненному годографу. Однако, несмотря на расхождение в значениях  $t_0$ , хорошее совпадение координат эпицентра позволило в дальнейшем определять эпицентры на ЭВМ по годографу Джеффриса—Буллена.

Данные о параметрах очагов, определенных по различным системам наблюдений, приведены в табл. 1. Координаты гипоцентра и время в очаге различаются очень сильно и выделить какие-либо закономерности в зависимости от выбранной системы наблюдений трудно. Необходимо только отметить, что все эпицентры, определенные по системам II—V и их комбинациям, оказались смещенными на 25–30 км на север, северо-восток или северо-запад от эпицентра, определенного по системе I и по макросейсмическим данным. На рис. 2 показано распределение этих эпицентров,



Р и с. 1. Схема расположения сейсмических станций, участвовавших в обработке

а также нанесены эпицентры по данным различных сейсмологических служб (табл. 2). Наиболее близко соответствует макросейсмическим данным эпицентр по данным USCGS (США).

Для оценки протяженности очага на основе анализа вторичных вступлений использовались сейсмограммы с хорошими записями *P*-волн, полученные на короткопериодной (сейсмографы СКМ-3, Харина и Беньофа) и среднепериодной (типа СК) аппаратуре. Записи мировой сети станций были любезно предоставлены нам в микрофильмах д-ром Р. Мерфи.

На записях Дагестанского землетрясения между началом записи и максимальной фазой *P*-волн отчетливо можно было выделить до четырех вторичных вступлений, не соответствующих известным вторичным волнам. Характер записи *P*-волн позволял принять гипотезу, согласно которой процесс в очаге представлялся развивающимся импульсивно, в виде дискретных толчков [Wyss, Brune, 1967; Trifunac, Brune, 1970; Miyamura et al, 1965; Nagamune, 1971; Штейнберг и др., 1974а], в результате которых образуются сейсмические волны, наблюдаемые на сейсмограммах за первым вступлением. Эти волны выделялись на записях коротко-

Таблица 1

Параметры гипоцентра по различным системам наблюдений

Система наблюдений	$\Delta^\circ$	Координаты эпицентра		Время в очаге, мин с	h, км	Число станций	Невязка $\delta_{ж}$ , с
		$\varphi^\circ N$	$\lambda^\circ E$				
I	0,2-5,5	42,95	47,21	12 25,8	5	9	1,1
I-A	0,2-3,2	42,99	47,24	12 26,0	10	8	1,0
I-II	0,2-24	43,34	47,25	12 22,1	7	31	1,1
II	5,5-24	43,36	47,26	12 21,2	0	25	1,2
III	20-40	43,18	47,07	12 28,7	48	36	1,0
II-III	5,5-40	43,29	47,21	12 22,1	0	56	1,2
IV	40	43,10	47,16	12 27,4	50	62	1,6
V	0,2-140	43,24	47,19	12 22,3	0	139	1,3

Таблица 2

Параметры Дагестанского землетрясения по данным различных сейсмологических центров

№ на рис. 2	Название сейсмологического бюллетеня или центра	Время в очаге, ч мин с	Координаты		h, км	Число станций	Невязка
			$\varphi^\circ N$	$\lambda^\circ E$			
1	BCIS (Страсбург)	18 12 21,0	43,1	47,3	-	29	-
2	ISC (Эдинбург)	18 12 27,3	43,09	47,07	33	282	1,85
3	USCGS (США)	18 12 27,96	43,01	47,09	44	135	1,1
4	Оперативный бюллетень ЕССН СССР	18 12 26,0	43,3	47,2	33	51	1,4
5	Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР	18 12 24,0	43,0	47,1	12	40	1,3
6	Макросейсмический эпицентр по уточненным данным [Дагестанское . . . , 1981]	-	43,0	47,05	12-20	-	-

периодных и среднепериодных приборов. Длиннопериодная аппаратура интегрирует колебания, связанные с неравномерностью основной подвижки в очаге, на записях преобладает волна со средним периодом 12 с.

На сейсмограммах Дагестанского землетрясения, зарегистрированных короткопериодной аппаратурой, первые вступления *P*-волн очень слабы, еле заметны, а за ними через несколько секунд следуют более четкие вступления. На некоторых станциях с высоким увеличением аппаратуры видны фазы с более ранними вступлениями, которых нет на записях приборами с низким увеличением.

Р и с. 2. Расположение эпицентров, определенных по различным системам наблюдений

1 — данные табл. 2; 2 — данные табл. 1; 3 — данные табл. 3. Номера на рисунке соответствуют номерам в табл. 1 и 3

Во вступлениях, похожих на начало нового возмущения, меняется характер записи: после заметного затухания предыдущего колебания резко возрастает амплитуда нового вступления (рис. 3). На записях высокочувствительной аппаратуры с увеличением 50000—100000 даже на больших эпицентральных расстояниях уверенно выделяется до четырех вступлений в *P*-волнах. Такого же типа вступления с нарастающей амплитудой на записи видны в группе *S*-волн.

На рис. 3 прежде всего видна ступенчатость возрастания амплитуд в *P*-волне в различных азимутах независимо от расстояния. На записях станций Якутск и Владивосток видно, что приборами СК с увеличением 1000 регистрируется только максимальная фаза в *P*-волне. Времена вторичных вступлений в группе *P*-волн не всегда совпадают на двух или трех компонентах.

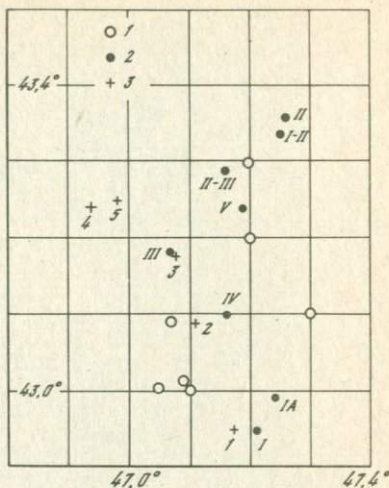
При выделении вступлений *P*-волн от разных точек возмущения в одной большой очаговой области применялись критерии, по которым их можно было бы отличить от волн *pP*, *sP* или других волн, обязанных своим происхождением внутреннему строению Земли (*PcP* и др.). Критерием того, что вступления имели очаговое происхождение, служили определенные кинематические и динамические признаки [Горбунова, Шаторная, 1977].

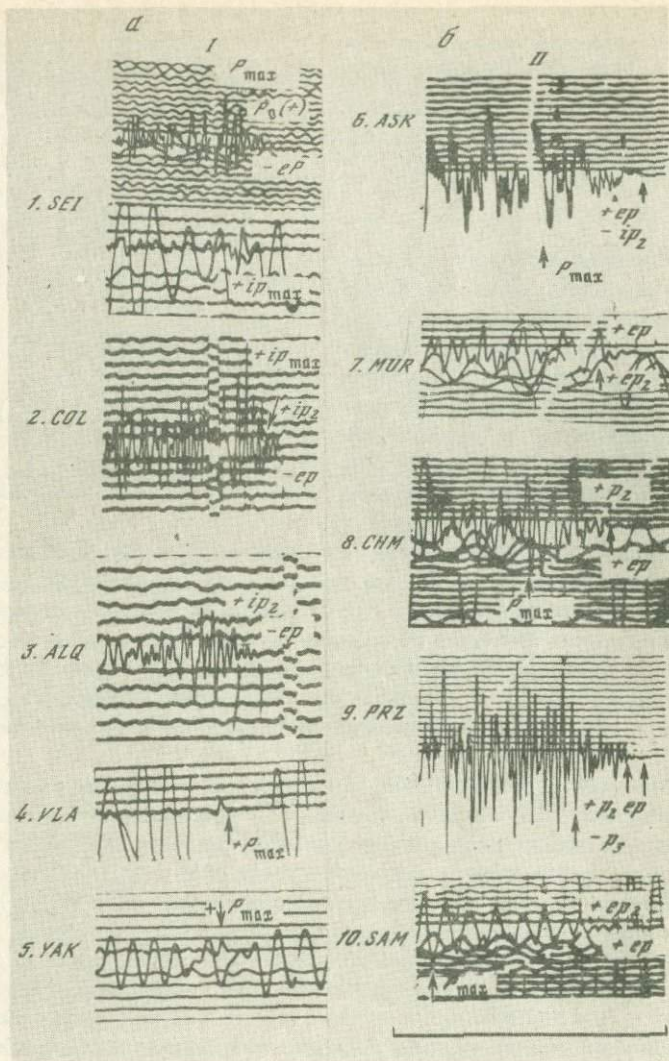
На рис. 4 показана азимутальная диаграмма пробега  $P_{max}$ , из которой видно, что времена пробега для среднеазиатских станций (Душанбе, Мургаб, Наманган) оказываются большими, чем до станций, расположенных в противоположном направлении (Львов, Ужгород, Симферополь). Это может указывать на то, что распространение разрыва происходило в запад-северо-западном направлении ( $\sim 300^\circ$ ).

Зная время запаздывания вступлений на станции относительно первого вступления, скорость распространения разрыва и упругих волн и положение станции относительно очага, можно определить размер протяженного источника по приближенной формуле (не учитывающей вертикальную протяженность очага):

$$\Delta t = l/V_r - l \cos \vartheta / V_p,$$

где  $\vartheta$  — угол между направлением на станцию и направлением разрыва,  $V_r$  — скорость разрыва,  $V_p$  — скорость волн,  $l$  — длина разрыва (все величины берутся в проекции на земную поверхность),  $\Delta t$  — время запаздывания  $i$ -го вступления по отношению к  $P_1$ .





Р и с. 3. Примеры записей  $P$ -волн Дагестанского землетрясения

Станция ЕССН СССР, приборы СК и СКМ, развертка записи 60 и 30 мм/с. Станции мировой сети, приборы Беньофа, развертка записи 75 мм/с

$a$  – I четверть: 1 – SEI,  $\Delta = 59^\circ$ ,  $V_{СК} = 1000$ ,  $V_{СКМ} = 34\ 000$ ; 2 – COL,  $\Delta = 71^\circ$ ,  $V_B = 100\ 000$ ; 3 – ALQ,  $\Delta = 97^\circ$ ,  $V_B = 100\ 000$ ; 4 – VLA,  $\Delta = 59,1^\circ$ ,  $V_{СК} = 1000$ ; 5 – YAK,  $\Delta = 49,7^\circ$ ,  $V_{СК} = 1000$ ;  $b$  – II четверть: 6 – ASK,  $\Delta = 10,2^\circ$ ,  $V_{СК} = 970$ ; 7 – MUR,  $\Delta = 21^\circ$ ,  $V_{СК} = 1000$ ; 8 – CHM,  $\Delta = 16,7^\circ$ ,  $V_{СК} = 1000$ ; 9 – PRZ,  $\Delta = 23^\circ$ ,  $V_{СКМ} = 15\ 000$ ; 10 – SAM,  $\Delta = 15,4^\circ$ ,  $V_{СК} = 980$ ;  $\alpha$  – III четверть: 11 – WIN,  $\Delta = 71^\circ$ ,  $V_B = 50\ 000$ ; 12 – BUL,  $\Delta = 66^\circ$ ,  $V_B = 100\ 000$ ; 13 – AAE,  $\Delta = 35^\circ$ ,  $V = 50\ 000$ ; 14 – OXF,  $\Delta = 93^\circ$ ,  $V = 50\ 000$ ;  $z$  – IV четверть: 15 – MOS,  $\Delta = 13,9^\circ$ ,  $V_{СКД} = 1000$ , ниже заглубленный канал  $V_{СКД} = 100$ ; 16 – KIS,  $\Delta = 13,4^\circ$ ,  $V_{СК} = 860$ ; 17 – DUG,  $\Delta = 91^\circ$ ,  $V_B = 400\ 000$ ; 18 – BMO,  $\Delta = 97^\circ$ ,  $V_B = 100\ 000$



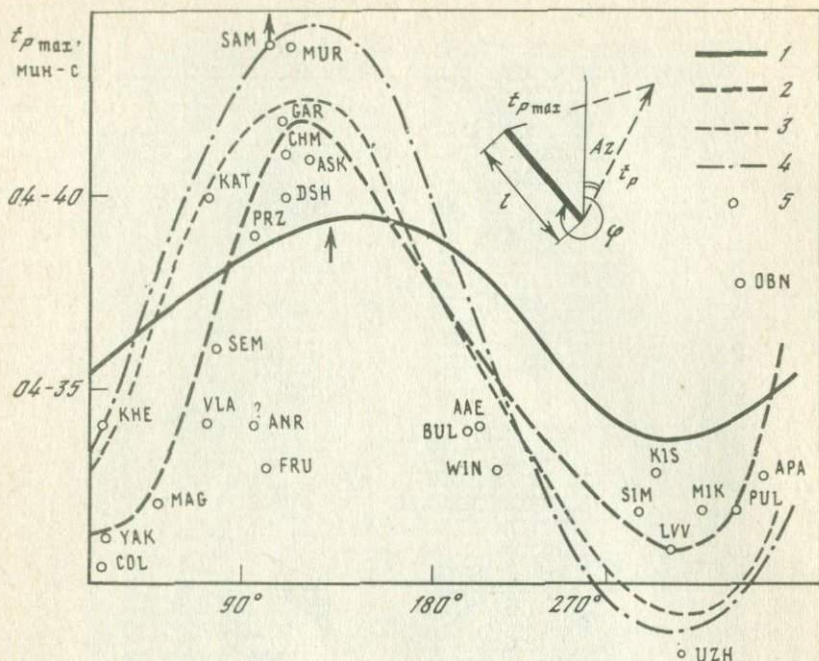


Рис. 4. Времена вступления максимальной фазы в волне  $P$  на станции, расположенные в разных азимутах

Времена приведены по годографу Джеффриса-Буллена к  $\Delta = 20^\circ$ . Теоретические кривые рассчитаны для параметров:  $Az = 310^\circ$ ,  $\Delta = 20^\circ$ ,  $V_p = 8,1$  км/с; скорости испарывания и размеры разрыва: 1 -  $V_r = 3,4$  км/с,  $l = 40$  км; 2 -  $V_r = 2$  км/с,  $l = 40$  км; 3 -  $V_r = 2$  км/с,  $l = 50$  км; 4 -  $V_r = 2$  км/с,  $l = 65$  км; 5 - наблюдаемые значения. На врезке - схема интерпретации

Наибольшее время запаздывания отмечается на ст. Самарканд, наименьшее - на ст. Ужгород,  $\Delta t$  для этих станций равно 23 с. На рис. 4 нанесены также три теоретические кривые. Лучшее осреднение экспериментальных точек дает кривая со скоростью 2 км/с при  $l = 50$  км.

Вытянутость очага в северо-западном направлении была также получена при определении гипоцентров по различным фазам  $P_i$ . Предварительно была проведена идентификация этих фаз следующим способом. У всех выделенных вступлений, следующих за первым, были замерены максимальные амплитуды и соответствующие им периоды и определено значение колебательной скорости  $A/T$ . Для достижения лучшей корреляции фаз было исключено влияние азимута и путей пробега волн путем расчета коэффициента  $K = (A/T)_{\max} / (A/T)$ . Фазы, для которых значения  $K_i$  были близки (различие меньше чем в 2 раза), рассматривались как идентичные. В результате были выделены вступления для четырех точек возмущения в очаговой области и по ним определены на ЭВМ координаты гипоцентров для четырех толчков, следующих за первым, последний из которых соответствовал области максимального выделения энергии (см. табл. 3).

Таблица 3

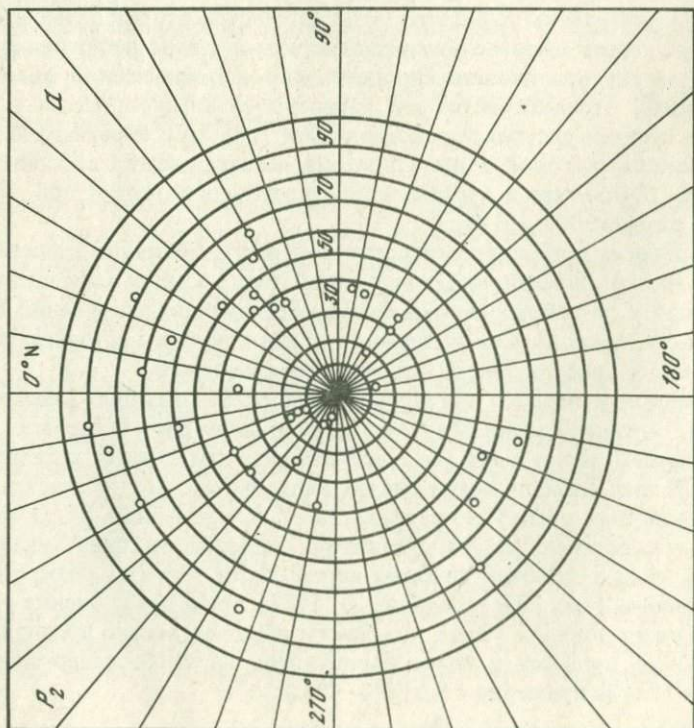
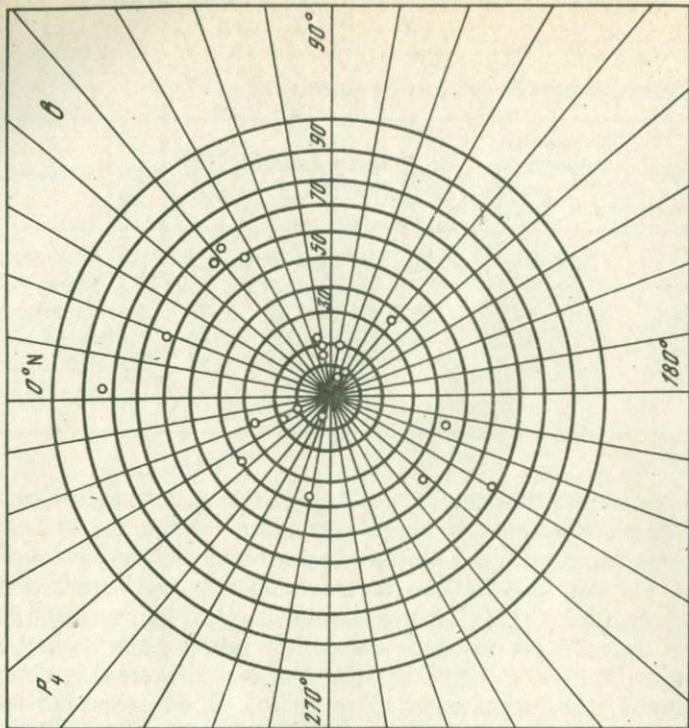
Параметры точек возмущения в протяженном очаге

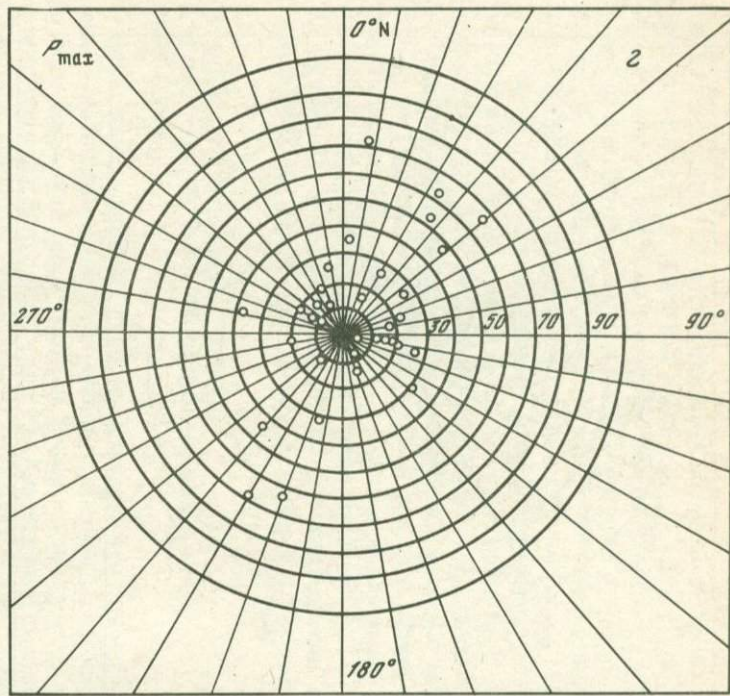
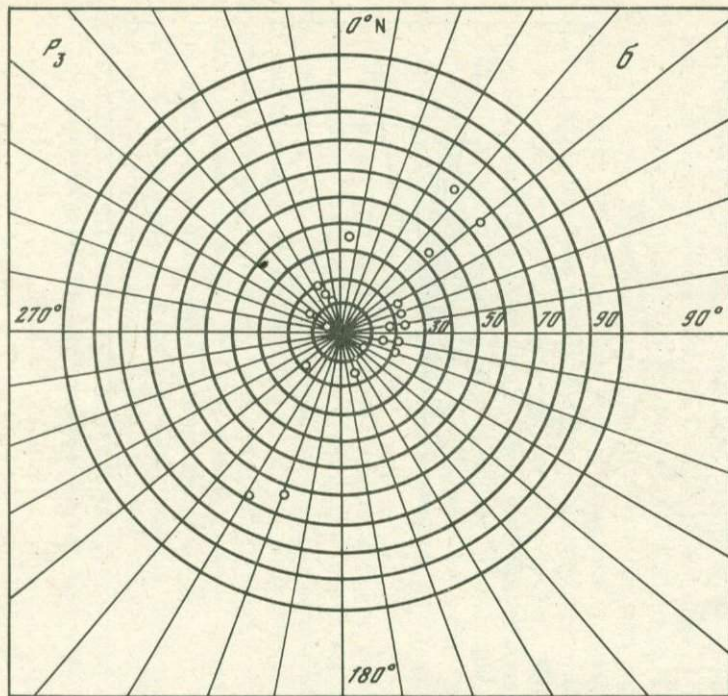
№ на рис. 2	$\Delta^\circ$	Координаты эпицентра		H, км	Время в очаге, ч мин с	Число станций	$\delta_k, c$	Примечание
		$\varphi^\circ N$	$\lambda^\circ E$					
1	0,2–5	42,95	47,17	5–10	18 12 24,0	9	0,9	Метод гипербол
2	4–9,4	43,09	47,11	30	18 12 26,5	35	1,3	Метод
3	8–90	43,18	47,07	33	18 12 27,8	21	1,5	минимизации
4	8–72	43,24	46,94	36	18 12 31,5	20	1,6	невязок [Пятецкий–Шапиро и др., 1963]
5	8–72	43,25	46,98	35	18 12 37	33	1,4	

Эпицентры, определенные по  $P_1, P_2, P_3$ , разместились (см. рис. 2) в направлении с юго-востока на северо-запад. Это могло бы указывать на направление распространения разрыва, а расстояние между начальным эпицентром (1) и тем, который соответствует области с максимальной выделившейся энергией (5), – на протяженность участка очаговой области, на котором выделилось основное количество энергии при землетрясении. Однако, как следует из данных табл. 1 и рис. 5, системы наблюдения, реализованные при определении эпицентров 2–5, обеспечивают их определение с систематической ошибкой, смещающей эпицентры на 10–35 км к северу и на 0–10 км к востоку. Отсюда следует, что смещение эпицентров 2–5 к северу вызвано несовершенством системы наблюдения. Смещение к западу противоположно действию систематической ошибки и, по-видимому, отражает истинный характер развития процесса в очаге. С учетом средней систематической ошибки (взятой с обратным знаком) протяженность очаговой зоны с востока на запад могла составить примерно 10–20 км, что с учетом разности времен в очаге (табл. 3) дает скорость разрыва 0,8–1,6 км/с.

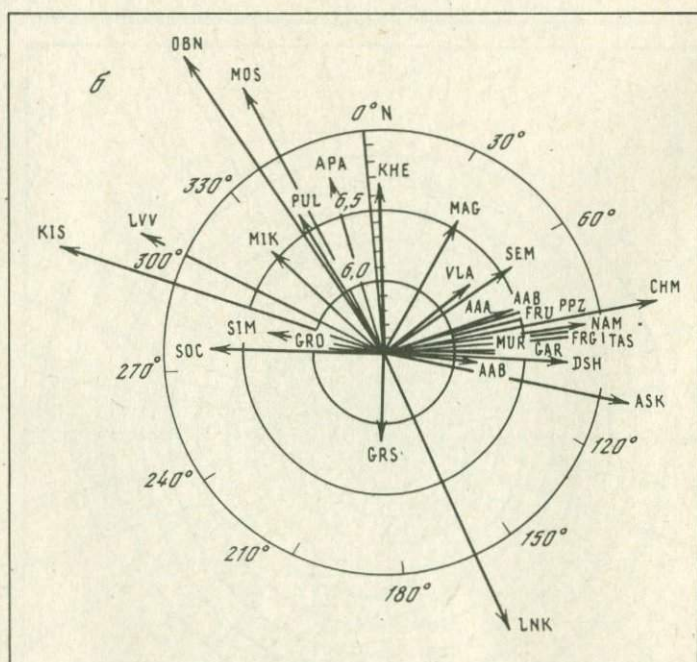
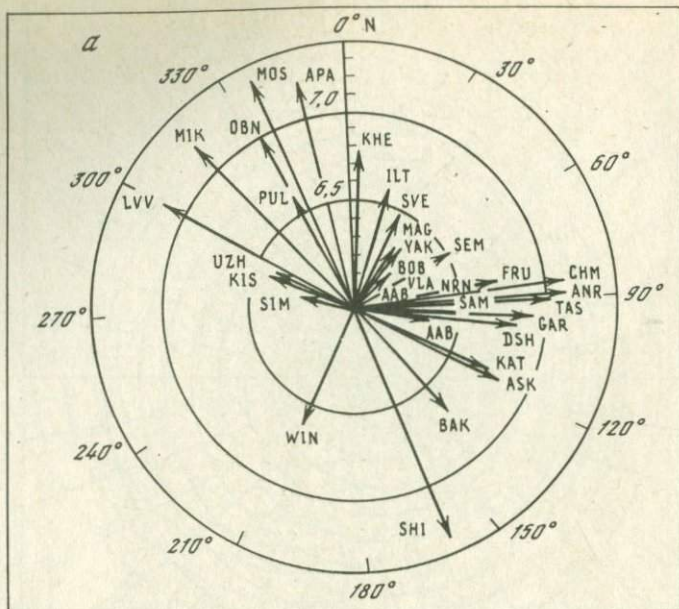
Правильность интерпретации процесса в очаге в большей степени зависит от точности определения его глубины. Хотя системы наблюдений, использованные для обработки моментов последующих вступлений  $P$ -волн, не могут обеспечить высокой точности оценки глубины источников, можно попытаться уловить общую тенденцию ее изменения.

Для момента первого вступления метод минимизации невязок дает  $h = 5$  км. Близкие оценки получаются при прямом расчете времени пробега от начальной точки очага (со средним временем в очаге) к станции Махачкала. В последующих вступлениях для глубины очага получается достаточно устойчивая оценка в пределах 30–35 км (см. табл. 3). О том, что процесс распространился на достаточно большую глубину, указывают и максимальные значения глубины афтершоков (24 км). Макросейсмические данные (см. [Дагестанское. . . , 1981] приводят к оценке средней глубины очага порядка 12–18 км. Таким образом, можно предположить, что развитие процесса в плане происходило на запад-северо-запад, а в разрезе – вглубь примерно с 5 до 20–30 км.





Р и с. 5. Схема расположения сейсмических станций, участвующих в определении эпицентров по  $P_2$  (а),  $P_3$  (б),  $P_4$  (в),  $P_{max}$  (е)



Р и с. 6. Направленность излучения P- (а) и S-волн (б)

Для оценки направленности излучения были рассмотрены стационарные значения магнитуд для объемных ( $m_{PV}$  и  $m_{SH}$ ) волн. На рис. 6 от центра по направлению к станциям проведены векторы, соответствующие значениям магнитуд. Центр рисунка условно совмещен с первым эпицентром.

Магнитуды определялись в соответствии со стандартной методикой и с использованием калибровочных кривых [Ванек и др., 1962; Соловьева, Соловьев, 1972]. Неравномерная направленность излучения достаточно хорошо выражена для волн  $P$  (рис. 6, а); можно даже приближенно определить азимут одной из нодальных плоскостей, равный  $\sim 85^\circ$ . Для волн  $S$  картина выражена значительно слабее, и в целом по рис. 6, б нельзя судить о том, какой модели источника — точечной или протяженной с конечной скоростью испарывания — отвечает наблюдаемое азимутальное распределение индивидуальных значений магнитуд.

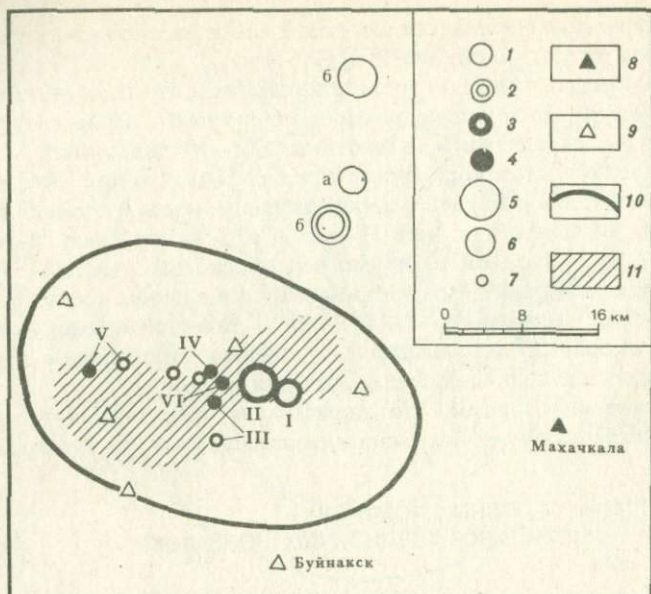
В заключение отметим, что определение направления испарывания по вторичным вступлениям разрыва согласуется с результатами § 2.2.

## 2.2. ГИПОЦЕНТРЫ ОСНОВНЫХ ТОЛЧКОВ (С УЧЕТОМ РЕГИОНАЛЬНО-СТАНЦИОННЫХ ПОПРАВОК) И МАГНИТУДА

Эпицентры двух основных толчков Дагестанского землетрясения, определенные по наблюдениям сети опорных станций, при составлении оперативного бюллетеня были смещены примерно на 25 км к северу от зоны максимальных разрушений (рис. 7). Аналогичные смещения эпицентров Северного Кавказа отмечались и раньше (например, для землетрясения 2.III 1966 г. в районе пос. Советское). Это явление можно объяснить особенностью расположения районов Северного Кавказа на границе Русской платформы и альпийской геосинклинали Большого Кавказа. Как известно, толщина земной коры на платформе в среднем равна 30 км, в горных областях 40–60 км. Если очаг расположен в районе перехода, условия распространения волн к станциям, находящимся на платформе и в горных областях, будут различны. Времена пробега объемных волн для горных станций будут больше времен пробега для станций, находящихся на том же расстоянии, но на платформе. Поэтому при определении эпицентров по единому годографу Джеффриса–Буллена требуется введение поправок к нему, положительных или отрицательных, в зависимости от того, где находится станция.

Такие поправки для землетрясений Кавказа для сети опорных станций были определены Н.В. Кондорской [1970]. Они получены путем осреднения поправок для 18 землетрясений различных районов Кавказа. Максимальные поправки не превышали  $\pm 1$  с. Введение этих поправок при определении эпицентра основного толчка Дагестанского землетрясения несколько приблизило его к зоне максимальных разрушений (см. рис. 7), однако он по-прежнему оставался вне этой зоны.

Использование данных экспедиционных станций позволило уточнить поправки времен пробега волны  $P$  для опорных станций СССР для исследуемого района. Совместно с ЭСЭ были обработаны четыре толчка с  $M = 4,0$ , происшедшие 8, 9, 17 и 27 июня (табл. 4). Гипоцентры определя-



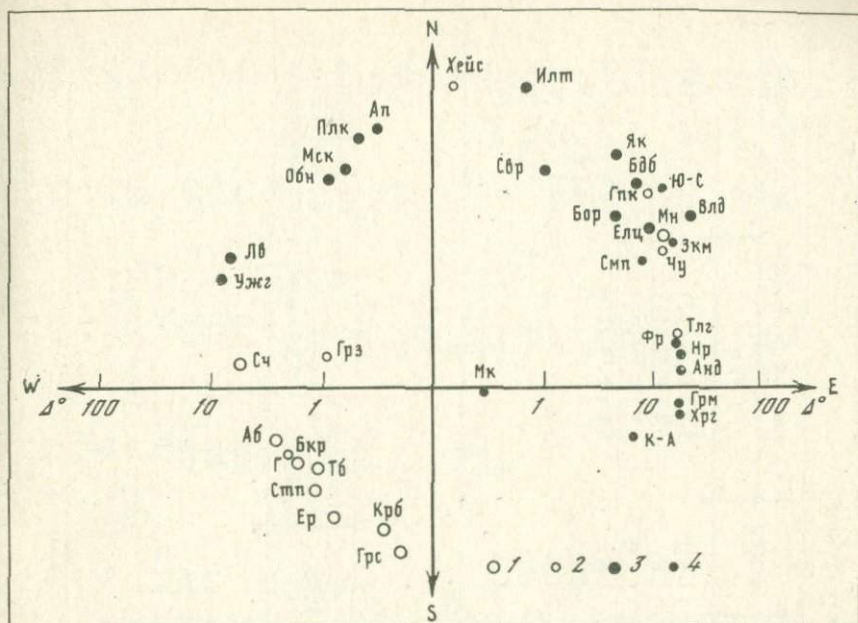
Р и с. 7. Эпицентры базисных афтершоков и основных толчков землетрясения 14 мая 1970 г. в 9 ч 20 мин и 18 ч 12 мин

1 - данные оперативного бюллетеня; 2 - наблюдения станции опорной сети с учетом поправок Н.В. Кондорской [1970]; 3 - наблюдения станции опорной сети с учетом поправок по данной работе; 4 - данные экспедиционных станций; эпицентры с магнитудой  $M$ : 5 -  $M = 6,6$ , 6 -  $M = 5,7$ , 7 -  $3,5 \leq M < 4,5$ ; 8 - опорная сейсмическая станция; 9 - временные экспедиционные станции; 10 - 8-балльная изосейста; 11 - область возникновения повторных толчков. Буквы у кружков - в соответствии с табл. 4

лись способом Вадати (см. § 3.2). Минимальное число станций, необходимых для его применения, равно четырем. Из рис. 7 видно, что станции удачно окружают эти эпицентры, находясь на расстоянии от 5 до 50 км. При определении толчков 8, 9 и 17 июня число станций было минимальным. Только толчок 27 июня был записан пятью станциями, что позволило определить гипоцентр, используя различные комбинации станций. Результаты отличались на  $\pm 1$  км по координатам и на  $\pm 2$  км по глубине.

Для рассмотренных четырех толчков были определены расстояния от эпицентров до опорных станций, отметивших эти толчки, и подсчитаны невязки - отклонение отдельных наблюдаемых значений времен пробега от рассчитанных в соответствии с годографом Джеффриса - Буллена -  $f_i = t_{\text{рнабл}} - t_{\text{рдж-Б}}$ .

В табл. 5 приведены предварительные значения  $f_i$  для некоторых опорных станций ЕССН. Эти поправки были введены во времена прихода волны  $P$  для 22 опорных станций, и для упомянутых выше четырех землетрясений на ЭВМ были определены эпицентры на основании наблюдений сети опорных станций. Переопределенные гипоцентры (см. рис. 7) совпадали с высчитанными по местным станциям с ошибкой от 2 до 4 км (в среднем 3 км) по координатам и от 0 до 2 км (в среднем 1 км) по глубине.



Р и с. 8. Азимутально-эпицентральное распределение опорных станций  
 Положительные невязки: 1 -  $f_i \geq 1$  с, 2 -  $f_i < 1$  с; отрицательные:  
 3 -  $f_i > 1$  с, 4 -  $f_i < 1$  с

Далее с учетом предварительных поправок на ЭВМ было произведено переопределение эпицентров основных толчков (табл. 4). На рис. 8 показано эпицентально-азимутальное распределение станций опорной сети, данные которых использовались при определении эпицентров. После переопределения эпицентры основных толчков попали в зону максимальных разрушений (см. рис. 7).

В табл. 5 показаны невязки и для этих двух толчков. Сравнение их с предварительными позволило вывести окончательную невязку каждой опорной станции.

По толчкам 8, 9, 17 июня был построен осредненный годограф. Из рис. 9 видно, что ветвь, соответствующая волне  $P$ , расположена примерно на 1 с выше, чем региональный годограф Кавказа [Левицкая, Лебедева, 1953]. В предположении горизонтальных границ раздела и средней глубины очагов 7–8 км была рассчитана мощность земной коры в районе землетрясения. Скорость в осадках бралась равной 4,0 км/с, консолидированные осадки, гранит, базальт принимались за один слой со средней скоростью 6,0 км/с. Мощность земной коры оказалась равной 46 км.

На рис. 10 нанесены данные о временах пробега волны  $P$  толчков 14 мая — в 09 ч 20 мин и 18 ч 12 мин. Для оценки глубин толчков было рассчитано, насколько изменяется глубина очага при увеличении времени пробега на 1 с. Оказалось, что это изменение составляет 9 км. Из расположения годографов  $P$ -волн относительно годографа, которому припи-

Таблица 4

Положение гипоцентра и магнитуда основных толчков и базисных повторных толчков

№ на рис. 7	Дата	Время в очаге, ч мин с	Координаты		h, км	Прибор	Магнитуда (в скобках – число станций)	
			$\varphi^{\circ}$ N	$\lambda^{\circ}$ E			$m_{PV}$	$M_{LH}$
I	14.V	09 20 22,0	42,99	47,12	18	СКМ	5,8 ± 0,26 (12)	5,7 ± 0,2 (15)
							СК	
II	14.V	18 12 24,0	43,00	47,09	12	СКМ	6,2 ± 0,1 (12)	6,6 ± 0,25 (18)
						СК	6,5 ± 0,14 (14)	
III	8.VI	12 32 59,3	42,98	47,03	7	СК	4,1 ± 0,17 (7)	
IV	9.VI	06 25 57,6	43,01	47,02	7	СК	3,5 ± 0,4 (4)	
V	17.VI	00 34 43,4	43,01	46,88	8	СК	4,0 (4)	
VI	27.VI	00 46 04,5	43,00	47,04	13	СК	4,0 (4)	

Таблица 5

Станционные поправки для Дагестанского землетрясения

Станция	Код станции	8.VI	9.VI	17.VI	27.VI	Предварительная поправка	14.VI		Окончательная поправка
							09 ч 20 мин	18 ч 12 мин	
Тбилиси	TIF	4,2	4,2			4,0	5,0	3,2	4,0
Кировабад	KRV	3,4	3,8		3,1	3,5	2,0	2,8	3,0
Бакуриани	BKR	2,8	3,1	3,8	3,6	3,5	2,8	3,0	3,0
Степанован	—	2,4	3,1	2,8	2,1	3,0	3,4		3,0
Ереван	ERE	3,1	3,9	4,8		3,5	3,7	3,0	3,5
Абастумани	ABS	2,4	4,0		3,5	3,0	3,2	3,0	3,0
Горис	GRS	2,6	3,2	4,8		3,5	2,7	2,5	3,0
Сочи	SOC	2,0	1,5			2,0	0,8	0,7	1,0
Обнинск	OBN	-3,7		-3,4	-3,3	-3,5	-4,5	5,5	-4,5

Таблица 5 (окончание)

Станция	Код станции	8.VI	9.VI	17.VI	27.VI	Предварительная поправка	14.VI		Окончательная поправка
							09 ч 20 мин	18 ч 12 мин	
Свердловск	SVE		3,7		-5,4	-4,5	-5,4	-6,6	-5,5
Львов	LVV	-3,8	-2,8			-3,0	-3,7	-2,5	-3,0
Ужгород	UZH	-2,0	-4,0			-3,0	-2,2	-4,2	-3,0
Душети	DUS	4,2	3,3		4,2	4,0			
Гарм	GAR		-0,9		-3,4	-1,5	-0,7	-1,7	-1,5
Гори	GOR	3,0	3,7		4,5	3,5		3,0	3,0
Талгар	TLG	-1,0	1,2	1,8		0,5	0,5	-0,1	0,5
Апатиты	APA	-0,2	0,3		0,4	0	-0,7	-0,1	-0,4
Пулково	PUL	+1,7		+2,6		+2,0	+3,0	+3,0	+2,5
Семипалатинск	SEM	0,4		-0,4		0	-0,4	0,3	0
Ельцовка	ELT	-1,9		-0,1	-0,9	-1,5	-1,7	-2,7	-2,0
Бодайбо	BOD			2,8		-2,5	-2,1	-2,2	-2,2
Иультин	ILT	-2,2	-3,0		-2,6	-2,5	-1,5	-1,9	-2,0
Владивосток	VLA						0,5	0,1	0,3
Москва	MOS						-4,6	-4,7	-4,6
Фрунзе	FRU						+0,2	-1,6	-0,7
Кизыл-Арват	KAT						-0,8	-1,6	-1,2
Андижан	ANR						-0,7	-0,2	-0,45
Хорог	KHO						-0,9	0	-0,45
Нарын	NRN						-0,4	-0,8	-0,6
Чаган-Узун	CUR						0,3	-0,2	0,1
Монды	MOY						1,2	0,9	1,0
Хейс	KHE						0,6	0,8	0,7
Закаменск	ZAK						0,9	0,3	0,6
Тупик	TUP						1,3	-0,1	0,6
Якутск	YAK						-1,8	-2,6	-2,2
Южно-Сахалинск	YSS						0	-1,1	-0,5

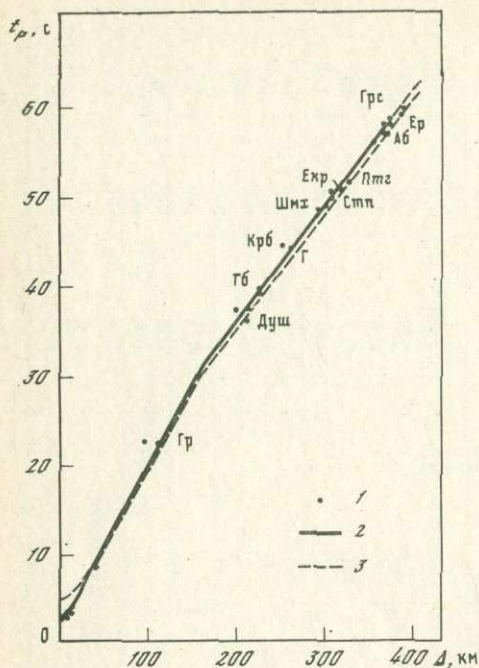


Рис. 9

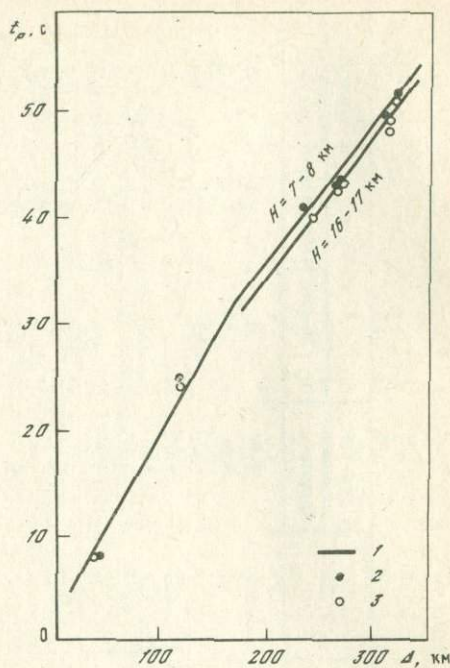


Рис. 10

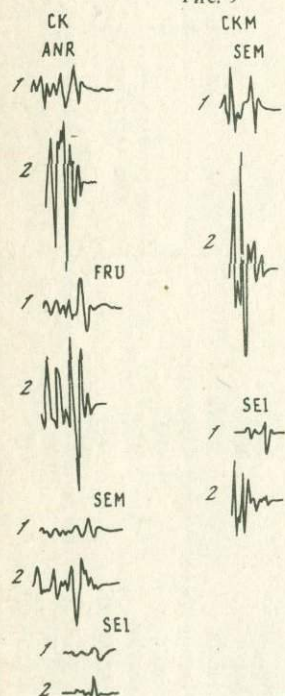


Рис. 11

Р и с. 9. Кавказский годограф Левицкой—Лебедевой (3), осредненный годограф афтершоков 8, 9, 17 июня (2) и время пробега  $P$ -волн (1)

Р и с. 10. Сравнение годографа для афтершоков (1) с временами пробега  $P$ -волны для основного толчка (2) и форшока (3)

Р и с. 11. Примеры записей первых вступлений землетрясений 14 мая 1970 г. в 9 ч 20 мин (1) и 18 ч 12 мин (2) на некоторых станциях

сывается глубина 7–8 км, видим, что гипоцентр форшока лежит примерно на глубине 18–20 км, а гипоцентр основного толчка — на глубине 10–15 км.

Значения магнитуд  $M_{LH}$  и  $m_{PV}$  рассмотренных толчков, определенные по сети опорных сейсмических станций, приведены выше, в табл. 4.

Остановимся на определении магнитуд основных толчков 14 мая в 9 ч 20 мин (форшок) и 18 ч 12 мин. Первый из них на всех станциях характеризуется резким четким первым вступлением. Магнитуда в основном определялась по амплитуде между первыми двумя максимумами. Максимум  $P$ -волны для СКМ (12 станций) находился в пределах 2 с от вступления приборов. Для приборов СК (14 станций) максимум измерялся примерно на 5 с от начала записи, за исключением станций Пулково, где  $\Delta t = 8$  с, и Хейс, где  $\Delta t = 7$  с. Магнитуда по поверхностным волнам  $M_{LH}$ , определенная по 15 станциям, равна 5,7.

При определении  $m_{PV}$  основного толчка в 18 ч 12 мин создались определенные трудности. Его магнитуда  $M_{LH}$  уверенно определяется по данным 18 станций и равна 6,6. Запись первых вступлений этого толчка в отличие от форшока имеет нарастающий характер. Амплитуда первого вступления много меньше, чем амплитуда последующих фаз (рис. 11), поэтому при измерении амплитуд  $P$ -волны, находящихся в пределах 5 с, получаем (по СК) магнитуду, равную 5,5 (12 станций), а при измерении максимума  $A/T$  в пределах 8 с от начала записи  $m_{PV} = 6,5$ . Последнее значение близко к оценке по общепринятой формуле  $m_{PV} = 0,63 M_{LH} + 2,51$  [Магнитуда . . . , 1974] ( $m_{PV} = 6,6$ ). По-видимому, освобождение энергии при основном толчке происходило более длительно, чем при форшоке.

### 2.3. МЕХАНИЗМ ОЧАГА

В качестве основы для интерпретации была принята дислокационная модель очага землетрясения [Введенская, 1956; Балакина и др., 1972]. Определение механизма означает нахождение в пространстве двух нодальных плоскостей или, что то же, двух ортогональных векторов  $y$ ,  $z$ , которые, как считают, задают ориентацию точечного диполя, эквивалентного очагу.

Исходным материалом послужили сейсмограммы станций Советского Союза и данные некоторых зарубежных станций.

Исследован механизм трех наиболее сильных событий: форшока 14 мая в 9 ч 12 мин, основного толчка 14 мая в 18 ч 12 мин и сильнейшего афтершока 17 мая в 6 ч 49 мин. При интерпретации были использованы данные о знаках смещений  $P$ -волн 84 станций для главного толчка, 35 — для форшока и 30 — для афтершока (табл. 6). Кроме того, учитывались знаки смещений поперечных волн ( $SV$  и  $SH$ ) в том меньшем числе случаев, когда вступления этих волн были достаточно отчетливы.

Вследствие некоторой неопределенности в значении глубины очагов интерпретация была выполнена дважды: для очагов, расположенных в гранитном слое и у подошвы земной коры. Для вычисления углов выхода в первом случае разрез коры был взят со схемы залегания подкорового

Таблица 6

Знаки смещений в продольных волнах

Станция	Код станций	$\Delta^{\circ}$	Az $^{\circ}$	$e^{\circ}$		14.V 09 ч P	14.V 18 ч P	17.V 06 ч P
				$h = 0$ км	$h = 33$ км			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Махачкала	MAK	0,3	96	45	45	-i	+i	
Грозный	GRO	1,1	285	7	10	+	+	+i
Тбилиси	TIF	2,1	233	45	0	-	-	-
Шемаха	SHE	2,5	155	45	0		+?	+e
Гори	GOR	2,8	245	45	0	-		
Бакуриани	BKR	3,0	240	45	0	-	-	+
Пятигорск	PYA	3,1	290	45	0	+	+i	
Баку	BAK	3,3	140	45	0	-e	-i	+
Ленинкан	LEN	3,3	227	45	0	+	+	+
Ереван	ERE	3,4	215	45	0	-	-i	
Абастумани	ABS	3,4	250	45	0	+i	-i	+i
Горис	GRS	3,5	190	45	0	-i	+i	-
Богдановка	BGO	4,0	225	45	5	-		
Сочи	SOC	5,4	278	45	10	+	+	+e
Анапа		6,5	282	45	11			-
Кизыл-Арват	KAT	7,9	117	45	11	+i	+i	+
Алушта	ALU	9,5	285	45	12		+	
Ялта	YAL	9,5	282	45	12		+i	-
Симферополь	SIM	9,6	285	45	12		+i	
Кишинев	KIS	13,5	294	48	20		-	
Обнинск	OBN	13,6	333	48	20	+i	+i	
Москва	MOS	14,0	335	48	21		+ <sup>1</sup>	+ <sup>3</sup>
Рахов	RAK	16,0	295	51	23		-	+
Свердловск	SVE	16,5	29	52	24	-i	-i	-i <sup>1</sup>
Ташкент	TAS	16,5	84	52	26	+e		+e <sup>4</sup>
Душанбе	DSH	17	97	54	26		+	
Куляб	KUL	17,5	95	54	27		-	
Львов	LVV	17,5	300	54	27	+i	+	
Фергана	FRG	18	87	55	30	+	+ <sup>4</sup>	+e
Андижан	ANR	18	87	55	30	+	-e	+i
Наманган	NAM	18	87	55	30	+	-e	+e
Ужгород	UZH	18,5	296	56	30		+i	-e
Пулково	PUL	19,5	334	56	31	-e	+i	-e
Хорог	KHO	19,5	97	56	31	-e	+	-e
Мургаб	MUR	20	94	58	33			+e
Фрунзе	FRU	20	79	58	33	+i	-i	+e
Нарын	NRN	21	85	60	38			-e
Рыбачье	RYB	21,5	83	60	40		-e	-e
Фабричная	FAB	21,5	81	60	40		-i	+i
Пржевальск	PRZ	22	77	61	42	-		-e
Талгар	TLG	22,5	80	61	43	+i	-	
Семипалатинск	SEM	23,5	58	62	44	+i	-i <sup>2</sup>	- <sup>4</sup>
Апатиты	APA	26	348	63	46	+i <sup>3</sup>	+i	+ <sup>5</sup>
Ельцовка	ELT	28	55	64	50	+i	-i	

Т а б л и ц а 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Норильск	NRS	34	23	65	52	<i>+i</i>	<i>-i</i>	<i>-i</i>
Закаменск	ZAK	38	56	66	53	<i>+i</i>	<i>-e</i>	
Иркутск	IRK	39	56	66	53	<i>+e</i>	<i>+e</i>	
Кяхта	KYA	41	59	66	54	<i>+</i>	<i>-e</i>	
Бодайбо	BOD	42,5	46	66	54	<i>+i</i>	<i>-i</i>	<i>-i</i>
Якутск	YAK	49	36	67	57		<i>+</i>	
Владивосток	VLA	58,5	58	70	60		<i>+e</i>	
Иультин	ILT	64	17	70	62		<i>-i</i>	
Сеймчан	SEI	64	41	70	62		<i>+i</i>	
Эрзурум	ERZ	5,4	236	45	10		<i>-i</i>	
Сефид-Роуд	SRI	6,4	164	45	11		<i>+i</i>	
Тегеран	TEN	8,0	154	45	11		<i>+i</i>	
Мешед	MSH	11,7	117	46	16		<i>+i</i>	
Стамбул	IST	13,7	265	48	20		<i>+i</i>	
Шираз	SHI	14,7	155	48	22		<i>+i</i>	
Сине	CIN	16,0	254	51	24		<i>+i</i>	
Хельван	HLW	19,0	229	55	30		<i>-e</i>	
Афины	ATH	19,2	260	56	31		<i>+i</i>	
Краков	KRA	20	303	58	33		<i>+i</i>	
Кветта	QUE	20	124	56	33		<i>+i</i>	
Братислава	BRA	21,5	295	61	40		<i>+</i>	
Вена	VKA	22	290	60	42		<i>+e</i>	
Пругоница	PRU	23,5	298	62	44		<i>+</i>	
Прага	PRA	23	299	62	44	<i>+i</i>	<i>+</i>	
Упсала	UPP	24	320	62	45		<i>+i</i>	
Колм Берг	CLL	24	302	62	45		<i>+i</i>	
Рим	ROM	26	277	63	46		<i>+i</i>	
Копенгаген	COP	26	309	63	46		<i>+i</i>	
Карлсруе	KRL	27,5	294	63	49		<i>+e</i>	
Бомбей	BOM	33,5	125	65	52		<i>+i</i>	
Пуна	POO	34	128	65	52		<i>+</i>	
Ескдалемур	EKA	34,5	275	65	52		<i>+i</i>	
Алмерия	ALM	38,5	277	66	53		<i>+i</i>	
Порто	PTO	40	288	66	54		<i>+i</i>	
Ифран	IFR	41	274	66	54		<i>+i</i>	
Бенсберг	BNS	28	300	64	50		<i>+i</i>	
Аверроес	AVE	43,5	276	66	55		<i>+i</i>	
Кап Тобин	KTG	43	330	66	55		<i>+i</i>	
Найроби	NAI	45	183	67	55		<i>-i</i>	
Багио	BAG	47	220	67	56		<i>+i</i>	
Тенериф	TEN	52,5	275	69	58		<i>+i</i>	
Тананариве	TAN	56	335	70	59		<i>-e</i>	
Фробишер Бай	FBC	63	180	71	62		<i>+i</i>	
Булавайо	BUL	67	200	72	63		<i>-i</i>	
Шиффервиль	SHH	67	324	72	63		<i>+e</i>	
Блумингтон	BLO	68	344	72	63		<i>+e</i>	
Монреаль	MNT	76	322	76	66		<i>+i</i>	

П р и м е ч а н и е. На ряде станций кроме знака волн *P* верхними индексами выделены знаки первых вступлений поперечных волн: *-SV* (1); *+SV* (2); *+SV* и *+SH* (3); *+SV* и *-SH* (4); *-eSV* и *+SH* (5).

Таблица 7

## Параметры механизма очага

Дата	Время, ч мин с	$h$ , км	Плоскость разрыва I			
			Вектор падения		Компонента подвижки	
			$Az^0$	$e^0$	по прос- тиранию	по паде- нию
14.V	09 20 22	0	160	80	-0,90	+0,44
		33	337	63	-0,93	-0,37
14.V	18 12 24	0	173	76	-0,97	-0,24
		33	173	64	-0,77	-0,64
		12*	169-176	65-89		
14.V	18 12 31	0	18	80	0	-1
17.V	06 49 04	0	154	81	-0,88	-0,48
		33	147	64	-0,81	-0,59

\* Определено на ЭВМ. Приведены координаты, отвечающие крайним положениям вектора падения в 85%-ной доверительной области.

субстрата и гранитного слоя вдоль профиля, секущего Большой и Малый Кавказские хребты примерно в меридиональном направлении несколько восточнее г. Грозный [Сорский, 1962; Балавадзе, Шенгелая, 1961]. Углы выхода для расстояний, на которых регистрируются волны, идущие из очага вниз, мало отличаются от приведенных в работе О.Д. Гоцадзе и др. [1957] для поверхностного очага ( $h = 0$  км). Эти углы и были приняты для всех расстояний более 150 км. Для расстояний до 150 км, где регистрируются прямые волны, углы вычислялись геометрически в предположении, что среда однородна. Для очага у подошвы земной коры ( $h = 33$  км) углы были взяты из той же работы.

Результаты определений параметров механизма очага для разных положений гипоцентра приведены в табл. 7.

Положение каждой из возможных плоскостей разрыва определяется координатами вектора падения (вектор, лежащий в плоскости разрыва и перпендикулярный линии простирания — линии пересечения плоскости разрыва с горизонтальной плоскостью): азимутом  $Az^0$  (графы 4, 8) и углом с горизонтом  $e^0$  (графы 5, 9).

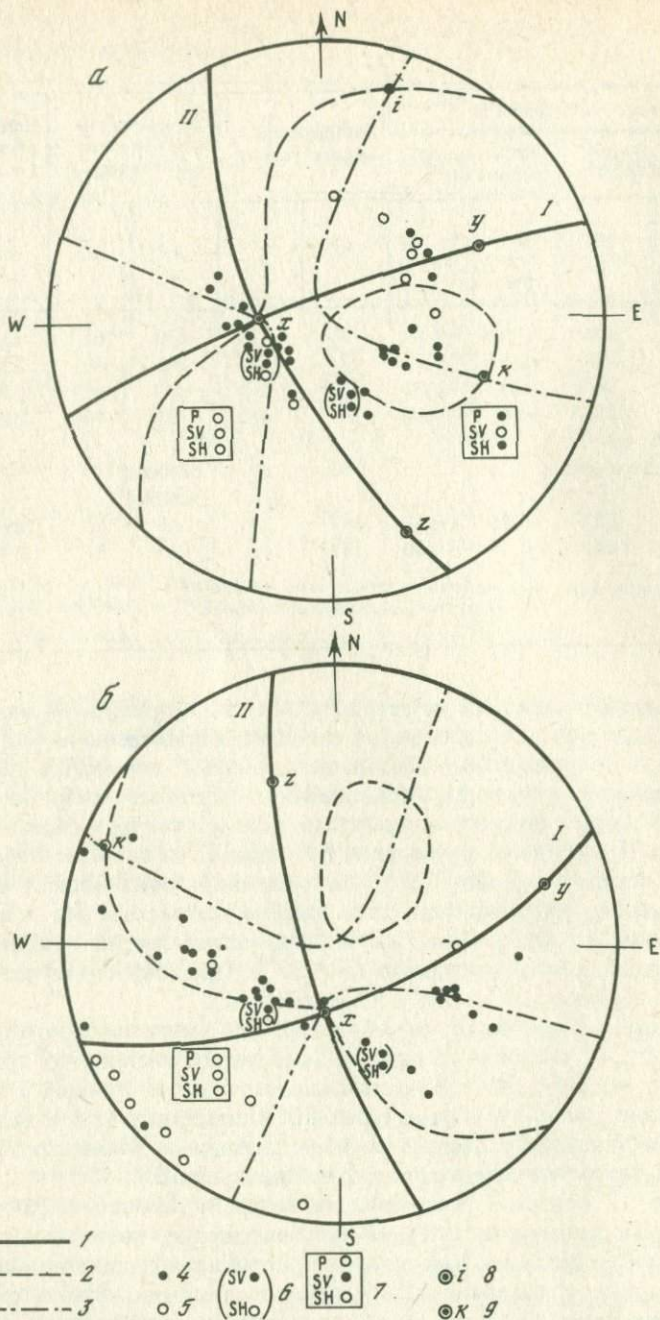
Характер движения по разрыву описывается величинами, пропорциональными компонентам по простиранию (синусу угла между направлением падения плоскости и вектором подвижки, графы 6, 10) и падению (косинусу того же угла, графы 7, 11) плоскости. Знак плюс в графах 6 и 10 означает правостороннее движение, минус — левостороннее. Знак плюс в графах 7 и 11 соответствует смещению верхнего крыла вверх, знак минус — вниз.

Плоскость разрыва II				Напряжение сжатия (ось $i$ )		Промежуточное напряжение (ось $x$ )		Напряжение растяжения (ось $k$ )	
Вектор падения		Компонента подвижки							
$Az^{\circ}$	$e^{\circ}$	по прос- тира- нию	по па- дению	$Az^{\circ}$	$e^{\circ}$	$Az^{\circ}$	$e^{\circ}$	$Az^{\circ}$	$e^{\circ}$
66	64	+0,98	+0,19	17	8	270	62	113	26
75	74	+0,88	-0,48	25	30	194	60	295	5
265	76	+0,97	-0,24	218	20	38	69	129	0
284	54	+0,83	-0,56	223	48	55	44	320	6
265-266	69-90								
Большие ошибки				18	54	Большие ошибки		197	35
249	62	+0,98	-0,17	197	27	48	60	294	14
253	64	+0,87	-0,50	198	40	20	51	290	2

Результаты построения на сетке Вульфа для форшока 14 мая 1970 г. в 9 ч 20 мин для двух положений гипоцентра приведены на рис. 12, при этом лучшее согласование данных между собой получается для очага, расположенного у границы Мохоровичича: плоскость разрыва I круто ( $e = 63^{\circ}$ ) падает на север-северо-запад (азимут вектора падения  $337^{\circ}$ ), плоскость II еще более круто ( $e = 74^{\circ}$ ) падает на восток-северо-восток (азимут вектора падения  $75^{\circ}$ ). Напряжения, проявившиеся в очагах землетрясений, ориентированы так: напряжение растяжения — почти горизонтально ( $e = 30^{\circ}$ ) в азимуте  $295^{\circ}$ , напряжение сжатия — также близко к горизонтальному направлению ( $e = 30^{\circ}$ ). Промежуточное напряжение примерно вертикально ( $e = 60^{\circ}$ ) в азимуте  $194^{\circ}$ .

Рассмотрим главное событие 14 мая в 18 ч 12 мин, которое, по-видимому (см. § 2.4), состояло из отдельных актов. Первый из них произошел в 18 ч 12 мин 24 с. На сейсмограммах Кавказских станций, а также на большинстве станций других районов СССР отмечается четкое вступление волн  $P$ . На станциях Средней Азии (Фергана, Андижан, Наманган, Чимкент, Ташкент) первое вступление продольной волны слабое.

На рис. 13 показано построение на сетке Вульфа для глубины очага  $h = 0$  км (в гранитном слое). Имеющиеся данные позволяют уверенно провести интерпретацию. Как видно из рисунка, наблюдаемые знаки смещений надежно разделяются нодальными линиями. Знаки смещений на станциях Баку, Кишинев, Рахов, по-видимому, ошибочны, так как попадают в области, где большое число станций показывает противоположное направление смещений в волне  $P$ . Положительные смещения, отмеченные (на достаточно удаленных станциях) в квадранте, где преоблада-



Р и с. 12. Механизм очага форшока 14 мая в 09 ч 20 мин для  $h = 0$  км (а) и 33 км (б)  
 1-3 нодальные линии волн P (1), SV (2) и SH (3); 4 - волна сжатия; 5 - волна разрежения; 6,7 - наблюдаемые (6) и расчетные (7) знаки смещений SV- и SH-волн; 8 - ось напряжения сжатия; 9 - ось напряжения растяжения

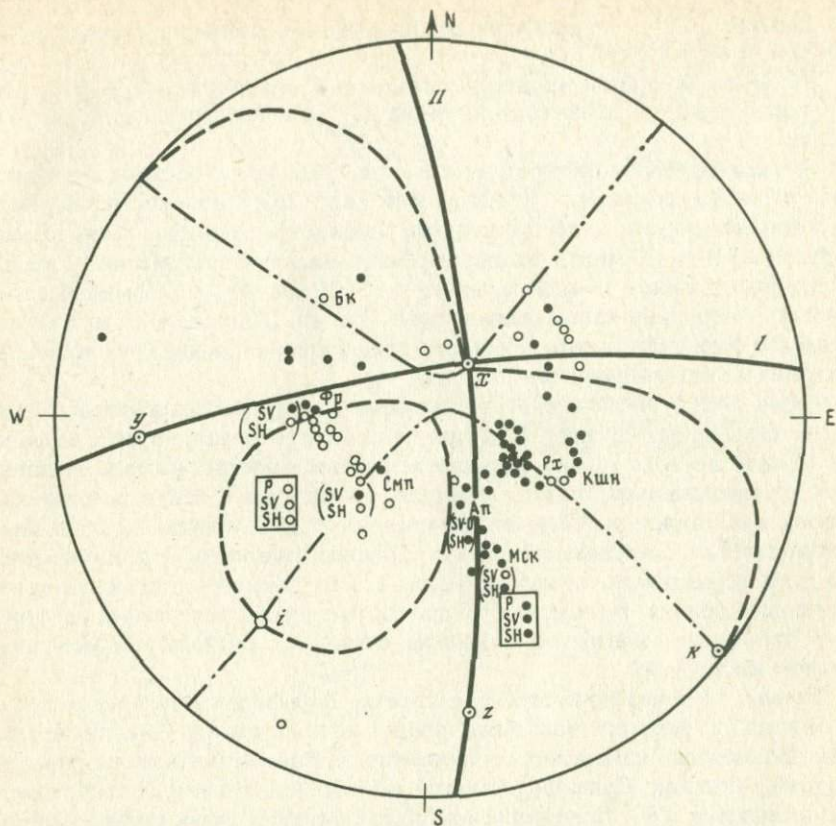


Рис. 13. Механизм очага основного толчка 14 мая в 18 ч 12 мин 24 с ( $h = 0$  км)  
Условные обозначения те же, что на рис. 12

ют волны разрежения, объясняются, вероятно, тем, что далекие станции не зарегистрировали первое смещение. Слабые вступления на станциях Средней Азии свидетельствуют, по-видимому, о близости этих станций к нодальной линии.

Как видно из табл. 7, параметры очагов для двух положений гипоцентра несколько отличаются друг от друга. Лучшая сходимость данных делает более предпочтительным результат при  $h = 0$  км. В этом случае решение выглядит следующим образом. Плоскость разрыва I близширотного простирания падает на юг-юго-восток (азимут вектора падения  $173^\circ$ , угол с горизонтальной плоскостью  $76^\circ$ ); верхнее (южное) крыло смещается относительно нижнего на восток и несколько вниз. Плоскость разрыва II простирается почти меридионально (азимут вектора падения  $265^\circ$ ) и круто ( $e = 76^\circ$ ) падает на запад. Верхнее (западное) крыло разрыва смещается на север-северо-запад и очень незначительно вниз. Компоненты подвижек и в том и другом случае по простираению значительно больше, чем по падению. Напряжение растяжения направлено горизонтально в азимуте  $129^\circ$ ; напряжение сжатия — почти горизонтально ( $e = 20^\circ$ )

в азимуте  $218^\circ$ ; промежуточное напряжение примерно вертикально ( $e = 69^\circ$ ), его азимут  $38^\circ$ .

Рассмотрение карты эпицентров повторных толчков (см. § 3.4) позволяет нам отдать предпочтение одной из двух возможных плоскостей разрыва.

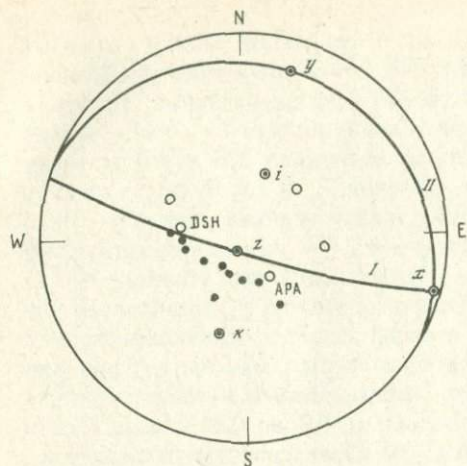
Облако афтершоков протянулось с восток-северо-востока на запад-юго-запад, что совпадает с простиранием ( $Az = 263^\circ$ ) плоскости разрыва I и позволяет считать ее действительной плоскостью разрыва. Относительно форшока (9 ч 20 мин) можно высказать иное предположение. Группа повторных толчков 14 мая за период с 9 ч 20 мин до 18 ч 12 мин вытягивается в меридиональном направлении (см. гл. 3, рис. 14). Это обстоятельство позволяет отдать некоторое предпочтение при выборе плоскости разрыва меридиональной плоскости II.

Через 6–7 с после первого вступления в группе *P*-волн наблюдается более сильное вступление. Несмотря на то что оно регистрируется на фоне колебания первого толчка, вступление удастся отметить на ряде станций, как на сравнительно близких (Москва, Свердловск), так и на далеких, таких, как Норильск, Сеймчан, Якутск ( $\Delta > 25^\circ$ ), причем на последних вступление рассматриваемой волны особенно отчетливо. Это вступление, по всей вероятности, отражает главный этап развития разрыва в очаге основного толчка. Вследствие трудности выделения вступлений на фоне уже прошедших колебаний в данном случае мы располагаем меньшим числом наблюдений.

На рис. 14 показано построение на сетке Вульфа для вступления  $P_{max}$ . Как видно из рисунка, нодальная линия I проводится без больших вариаций. Возможные изменения ее положения ограничивают данные станций Мургаб, Андижан, Душанбе, Апатиты и Сочи. Азимутальные отклонения не превышают  $\pm 8^\circ$ . Положение нодальной линии II очень сильно меняется по азимуту ( $\pm 80^\circ$ ), однако вследствие того, что положение плоскости, соответствующее этой нодальной линии, близко к горизонтальному, изменения в положении осей напряжений (кроме промежуточного) значительно меньше ( $\pm 35^\circ$ ). Из рисунка видно, что плоскость разрыва I имеет субширотное простирание (азимут вектора падения  $18^\circ$ ) и очень круто ( $e = 80^\circ$ ) падает на север-северо-восток. Несмотря на довольно большие ошибки в ориентации напряжений, можно сказать, что напряжения сжатия и растяжения действуют примерно в одном и том же азимуте — север-северо-восток — юг-юго-запад, т.е. вкrest простирания главного Кавказского хребта, причем напряжения растяжения составляют небольшие углы с горизонтальной плоскостью, напряжение сжатия занимает среднее положение между вертикальным и горизонтальным. Преобладающие движения — сброс либо по очень крутой, либо по очень пологой плоскостям.

Построение на сетке Вульфа для сильного повторного толчка 17 мая в 6 ч 49 мин показано на рис. 15.

Разработанный в последнее время способ расчета параметров механизма очага на ЭВМ [Желанкина и др., 1971; Аптекман и др., 1979б] учитывает, что знаки вступлений на отдельных станциях могут искажаться случайным образом, и использует статистическую меру согласия наблю-

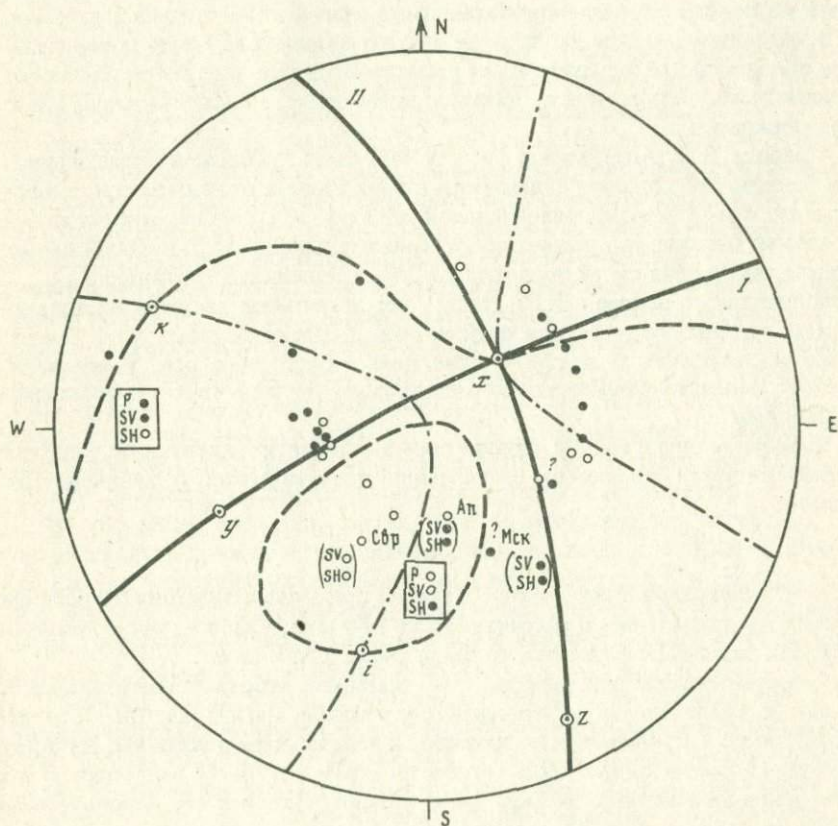


Р и с. 14. Механизм очага, отвечающий знакам вступления максимальной фазы в группе *P*-волн землетрясения 14 мая в 18 ч 12 мин 30–31 с ( $h = 0$  км).

Условные обозначения те же, что на рис. 12

Р и с. 15. Механизм очага сильного афтершока 17 мая ( $h = 0$  км)

Условные обозначения те же, что на рис. 12



даемых данных с теоретической моделью. В результате работы алгоритма находится не одно "наилучшее" решение, а вся совокупность решений, согласующихся с наблюдаемыми данными, — доверительная область  $\Omega$ . Вероятностная интерпретация доверительной области  $\Omega$  состоит в том, что в длинном ряду вариантов, которые возникают при переборе координатных узлов на сфере, истинные значения  $J_y, Q_y, J_z$  будут входить в доверительную область  $\Omega_\gamma$  с частотой, приблизительно равной  $\gamma$ . Здесь  $J_y, Q_y, J_z$  — координаты осей модели  $y$  и  $z$ ;  $J$  — угол соответствующей оси с вертикалью,  $Q$  — азимут оси,  $\gamma$  — уровень доверия, обычно  $\gamma = 0,85$  (85%-ная доверительная область). Если вероятность  $p_k$  правильного определения знака вступления на  $k$ -й станции задается одинаковой на всех станциях, то функция правдоподобия  $L_a$  достигает максимума при минимальном числе несогласий  $n$  между наблюдаемыми и теоретическими знаками  $N$ . Весу  $p_k$  придавались значения от 0,9 до 0,8 в зависимости от вида вступления на сейсмограмме, его характеристики в бюллетене, и, кроме того, знакам вступлений на далеких станциях присваивались низкие веса. Принятое правило присвоения весов не является всеобъемлющим.

Для формализации этой процедуры требуется накопить большой опыт массового определения механизмов очагов для отдельных районов.

В указанном методе набор решений, входящих в 85%-ную доверительную область, выдается графически на сетке Вульфа в виде более или менее компактного облака точек, дающих возможные положения осей  $y$  и  $z$  через каждые  $5^\circ$ .

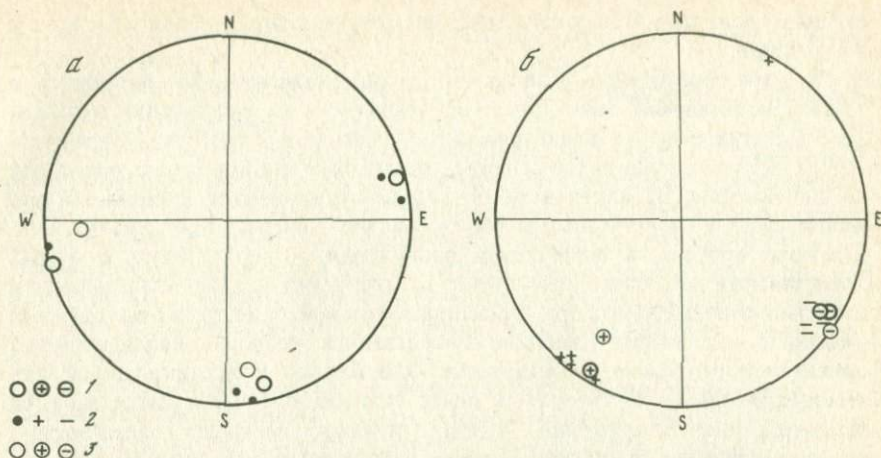
В работе Ж.Я. Аптекман и др. [1979б] была предложена классификация решений по группам надежности в зависимости от размеров и конфигурации этой 85%-ной доверительной области. К I группе относятся определения механизма с компактной доверительной областью. Наибольшее сечение такой области не превосходит  $20^\circ$ , а решения, отвечающие  $L_{\max}$ , расположены в центре. В III группе доверительные области настолько велики, что облака точек для осей  $y, z$  или  $i, k$  перекрывают друг друга, и трудно говорить о преимущественном направлении оси. Решения II группы занимают промежуточное положение между двумя описанными решениями.

Помимо конфигурации доверительной области надежность решения характеризуется процентом совпадения теоретических и наблюдаемых знаков:

$$\mu = 1 - n/N.$$

Обе эти характеристики тесно связаны: при малых значениях  $\mu$  решение весьма неопределенно.  $\mu$  рассчитывается при минимальном числе противоречивых знаков. Естественно, чтобы  $p_k$  были близки к  $\mu$ .

В соответствии с рекомендациями указанной работы применение алгоритма к землетрясениям относительно малой магнитуды ( $M < 6$ ) неэффективно и приводит, как правило, к ненадежным решениям. Поэтому надежный расчет параметров очагов на ЭВМ мог быть выполнен лишь для основного толчка 14 мая 18 ч 12 мин. Для расчета использованы знаки из табл. 6. Для 84 знаков средний вес  $\bar{p}_k = 0,88$ , число решений в



Р и с. 16. Сравнение результатов определения механизма очага основного толчка 14 мая в 18 ч 12 мин на ЭВМ (1, 2) и ручным способом (3)

*а* – положение осей *y* и *z*; *б* – положение осей сжатия *i* (+) и растяжения *k* (-); 1 – при максимальном значении функции правдоподобия, 2 – варианты в пределах 85%-ной доверительной области

85-ной доверительной области – 7, число противоречивых знаков при  $L_{max}$   $n = 14$ , относительный уровень надежности знаков  $\mu = 0,84$ , что близко к  $\bar{p}_k$  и свидетельствует о правильном задании весов.

Решение для очага главного толчка (рис. 16) относится к I группе надежности: доверительная область компактна и центрирована относительно наиболее правдоподобных решений, а ручное решение близко к ним. Таким образом, можно считать, что параметры механизма очага Дагестанского землетрясения определены с хорошей точностью.

Из приведенных результатов видно, что ориентация сброшенных напряжений в очагах трех рассматриваемых землетрясений для выбранных решений изменяется незначительно. Вариации по азимуту не превышают  $20^\circ$ . Более заметно изменяется угол с горизонтальной плоскостью. Из табл. 7 видно, что он не превышает  $26-27^\circ$ , но так как напряжение при разных толчках меняло азимут на  $180^\circ$ , то наибольшее изменение угла достигало  $40^\circ$ . При этом при переходе от более раннего землетрясения к более позднему изменение происходило в одном направлении.

Можно представить себе такой процесс развития серии изучаемых землетрясений: напряжения, снявшиеся после первого толчка (9 ч 20 мин), несколько изменили напряженное состояние окружающей среды, и в более верхней части земной коры произошел разрыв (18 ч 12 мин) примерно широтного простирания, при этом верхнее (южное) крыло сдвинулось в восточном направлении и вниз.

Развитие процесса шло, по-видимому, в западном направлении, о чем свидетельствует распределение афтершоков во времени и пространстве (см. § 3.4). Эпицентр толчка 17 мая в 6 ч 49 мин расположен также западнее эпицентров землетрясений 14 мая (см. § 2.1). В этом очаге разрыв шел по круто падающей плоскости близширотного простирания, не-

сколько повернутой относительно плоскости разрыв толчка 14 мая в 18 ч 12 мин.

Система сброшенных напряжений и тип подвижки, проявившиеся в очагах Дагестанских землетрясений, отличаются от напряжений и подвижек в очагах сильных землетрясений Кавказа 1951–1959 гг. [Широкова, 1962]. Для последних характерны надвиговые и взбросовые подвижки по плоскостям, параллельным основным структурным линиям. Напряжения сжатия ориентированы горизонтально и вкрест простирания Кавказского орогена, а напряжения растяжения — вертикально. В очагах Дагестанских землетрясений преимущественными движениями являются сдвиги и сбросо-сдвиги при близгоризонтальной ориентации напряжений сжатия и растяжения. Наиболее существенные различия наблюдаются в ориентации напряжения растяжения. Оно близко к вертикальному для землетрясений 1951–1959 гг. и почти горизонтально для Дагестанского землетрясения. Напряжения сжатия отличаются меньше: северо-восточная азимутальная их направленность наблюдается для всех землетрясений, но при Дагестанском землетрясении они ориентированы более круто.

Следует заметить, что сдвиговые и сбросовые подвижки преобладали в очагах сильных ( $M > 5$ ) землетрясений Ближнего и Среднего Востока и Средней Азии периода 1964–1973 гг. [Широкова, 1974, 1977]. Такой тип движения, как показывают положения в пространстве нодальных плоскостей большого числа землетрясений, по всей вероятности, связан с разрывами, секущими под некоторыми углами разломы, по которым происходят надвиговые и взбросовые движения (по определению механизма очагов).

## 2.4. ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА

### 2.4.1. Вводные замечания

В данном разделе рассматриваются следующие параметры очага основного толчка землетрясения 14 мая 1970 г. в 18 ч 12 мин: сейсмический момент  $M_0$ , длина разрыва  $L$ , сброшенное напряжение  $\Delta\sigma$ , средняя дислокация  $\bar{U}$  по плоскости разрыва  $S_r$ , скорость распространения разрыва  $V_r$ , сейсмическая энергия  $E_c$ .

Понятие сейсмического момента впервые было в достаточно определенной форме введено В.И. Кейлис-Бороком [Keylis-Borok, 1959]. Работа К. Аки [Аки, 1966] положила начало практическим определениям сейсмического момента  $M_0$  путем обработки сейсмических записей. Под сейсмическим моментом понимается физическая величина

$$M_0 = \mu \bar{U} S_r,$$

где  $\mu$  — модуль сдвига.

Если площадка разрыва считается плоской, а разрыв представляет собой чистый сдвиг, то  $M_0$  определит главное значение тензора сейсмического момента

$$M_{0ij} = M_0(n_i b_j + n_j b_i),$$

где  $n_i$  — единичная нормаль к плоскости разрыва, а  $b_j$  — единичный вектор подвижки  $\bar{U}_j = U b_j$  [Костров, 1975]. Основы методики, предложен-

ной К. Аки и развитой рядом исследователей [Brune, 1970; Hanks, Wyss, 1972; Капатоги, 1970; и др.], состоят в следующем.

1. Источник принимается точечным,  $\Delta \gg \lambda \gg L$ ; вводится функция направленности [Москвина, 1969, 1974].

2. Дислокация в источнике рассматривается в виде ступеньки или нарастающей функции. Спектр импульса смещения характеризуется участком с постоянной амплитудой в области низких частот,  $f \leq f_c$ . В области частот  $f > f_c$  амплитуда спектра спадает как  $f^{-\gamma}$ , где  $\gamma$  обычно принимает значения от 3 до 0,5–1,0. Граничная частота  $f_c$ , при которой резко изменяется характер спектра (corner-frequency), обычно неправильно именуется угловой частотой. Мы будем называть ее переломной частотой.

3. Для пункта наблюдения  $i$  с учетом модели среды и расстояния рассчитывается теоретическая спектральная амплитуда смещения  $S_{\text{теор}}$  в некоторой волне при единичном значении момента  $M_0 = 1$  дин·см.

4. Определяется наблюденная спектральная амплитуда  $S_{\text{набл}}^{(i)}$  в той же волне.

5. Сейсмический момент  $M_0^{(i)}$  для  $i$ -й станции находится по отношению наблюденной и теоретической спектральных амплитуд. Это сравнение в принципе может выполняться на любой частоте  $f \leq f_c$ , предпочтительно на нулевой, которая, однако, обычно недоступна наблюдениям. Поэтому практически сравнение  $S_{\text{набл}}$  и  $S_{\text{теор}}$  проводится на переломной частоте  $f_c$ , наиболее четко выделяющейся на спектре. Окончательное значение  $M_0$  определяется путем осреднения отдельных значений  $M_0^{(i)}$ .

Определение сейсмического момента и динамических параметров землетрясения как по поверхностным, так и по объемным волнам во многом все еще является исследовательской задачей. Это связано с тем, что неполное соответствие реальной среды и реальных источников идеализированным и упрощенным моделям требует введения ряда дополнительных разработок и уточнений. В работе С.Я. Коган и А.М. Поликарпова [1977] перечислены главные из них: учет характеристики длиннопериодного прибора, выбор станции относительно нодальных линий волны  $P$  или  $S$ , влияние интерферирующих колебаний от вторичных волн, учет вариаций скорости сейсмических волн и другие.

Как следует из изложенного, сейсмический момент определяется по сейсмограммам независимо от других параметров. Эти определения могут быть сопоставлены с прямыми измерениями сейсмического момента по данным полевых исследований сейсмодислокаций (см., например, [Chen, Molnar, 1977; North, 1977]).

Кроме того, по сейсмическим записям (спектрам) могут быть определены размеры очага.

В принципе все эти определения основаны на использовании параметров спектра или записи, зависящих от продолжительности импульса в очаге (в первую очередь переломной частоты  $f_c$ ). При этом могут использоваться предположения о мгновенной дислокации конечного размера [Brune, 1970], о конечной скорости распространения разрыва [Ben-Menahem, 1962; Ben-Menahem, Harkrider, 1964; Hirasawa, Stauder, 1965;

Khatti, 1969; Москвина, 1978; и др.), а также другие представления [Berckhemer, Jacob, 1968; Haskell, 1964].

Определения размеров очага по спектрам могут быть сопоставлены с оценками, выполненными другими методами — по размерам облака афтершоков (преимущественно близких по времени), по полевым наблюдениям сейсмодислокаций, по особенностям макросейсмического поля и т.д. [Шебалин, 1971а, 1974; Ризниченко, 1976]. Оценка скорости испарывания  $V_r$  по спектрам выполняется чаще всего одновременно с определением размеров источника [Старовойт и др., 1976; Кармалева, 1975]. Используются для решения этой задачи и кинематические элементы записи [Wyss, Brune, 1967] (см. также § 2.4).

Остальные параметры очага, в первую очередь средняя дислокация  $\bar{U}$ , сброшенное напряжение  $\Delta\sigma$  и сейсмическая энергия  $E_S$ , определяются по известным значениям  $M_0$  и размерам очага в зависимости от его формы очага и механизма.

#### 2.4.2. Определение сейсмического момента и скорости испарывания по поверхностным волнам

Определение сейсмического момента  $M_0$  для Дагестанского землетрясения впервые было выполнено В.В. Штейнбергом и др. [1974а]. При расчете теоретической спектральной амплитуды в качестве опорной модели Земли была выбрана упруго-плотностная модель Гутенберга—Буллена "А" [Гутенберг, 1957] и диссипативная модель  $Q_S$ , близкая к модели Андерсона [Anderson et al., 1965]. Рассматривались две модели источника — неподвижный точечный двойной диполь и такой же диполь, движущийся вдоль плоскости разрыва с постоянной скоростью  $V_r$  (об определении  $V_r$  см. ниже). Временная функция источника — ступенчатая функция Хевисайда. Параметры модели источника могут быть заданы координатами векторов  $n$  и  $b$ . Поскольку эти векторы ортогональные, достаточно задать три угла:

угол между единичным вектором нормали  $n$  и вертикалью, направленной вниз,  $-\gamma = 104^\circ$ ;

азимут единичного вектора нормали  $n - \alpha = 173^\circ$ ;

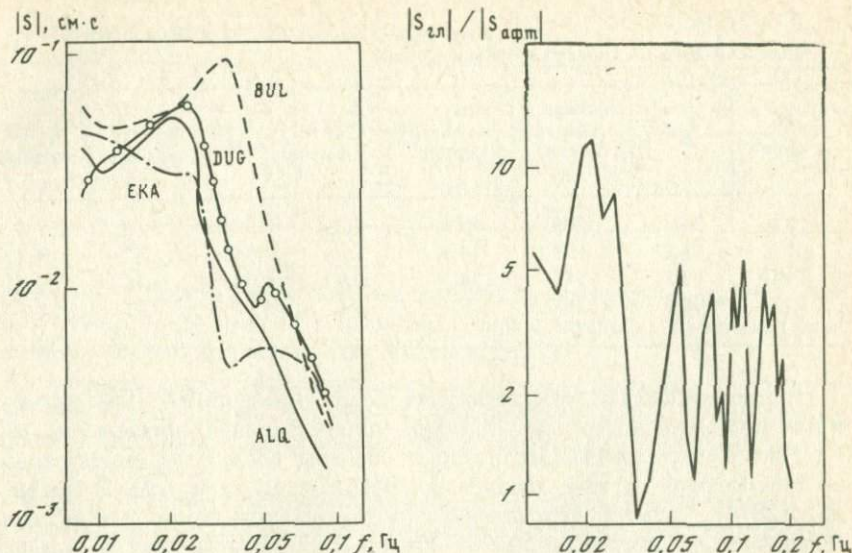
азимут единичного вектора подвижки  $b - \delta = 265^\circ$ . Заданные значения углов  $\gamma$ ,  $\alpha$ ,  $\delta$  соответствуют механизму очага по Е.И. Широковой (см. § 2.2).

Кроме того, была задана глубина источника  $h = 12$  км и длина разрыва  $L = 25$  км, оцененные по облаку наиболее уверенно локализованных афтершоков (см. § 3.4).

Расчет  $S_{\text{теор}}$  в случае неподвижного источника выполнялся по формуле

$$\begin{aligned} \frac{S_{\text{теор}}^{(i)} \text{EW}}{S_{\text{теор}}^{(i)} \text{NS}} &= \left\{ \frac{\exp[-\tilde{a}_L(\omega_k) r^{(i)}]}{\sqrt{2\pi} \sqrt{R \sin \Delta}} \sqrt{\xi_L^2(\omega_k) A_1^2 V_L^2(h, \omega_k) + A_2 \left(\frac{dV_L}{dh}\right)^2} \right. \\ &\times \left. \begin{matrix} \cos \psi^{(i)} \\ \sin \psi^{(i)} \end{matrix} \right. \end{aligned} \quad (1)$$

где  $r^{(i)}$  — расстояние эпицентр — станция в километрах;  $\Delta$  — то же, в



Р и с. 17. Амплитудные спектры волн Лява, рассчитанные по сейсмограммам станций WWNS

Р и с. 18. Отношение спектров волн Лява для главного толчка и афтершока; станция ЕКА

градусах;  $\xi_L(\omega_k)$  – волновое число для волн Лява с частотой  $\omega_k$ ;  $\tilde{a}_L(\omega_k)$  – коэффициент поглощения на той же частоте;  $V_L(h, \omega_k)$  – спектральная амплитуда смещения на частоте  $\omega_k$  для сосредоточенной горизонтальной силы на глубине  $h$ ;  $\varphi^{(i)}$  – азимут эпицентра на  $i$ -ю станцию,  $\psi^{(i)}$  – азимут  $i$ -й станции на эпицентр,  $A_1 = \sin \beta \sin \gamma \sin(\alpha + \delta - 2\varphi^{(i)})$ ,  $A_2 = \sin \beta \cos \gamma \sin(\delta - \varphi^{(i)}) + \sin \gamma \cos \beta \sin(\alpha - \varphi^{(i)})$ . Здесь  $\beta$  – угол вектора подвижки  $b$  с вертикалью, направленной вниз. Он связан с углами  $\alpha, \delta, \gamma$  соотношением

$$\operatorname{ctg} \gamma \operatorname{ctg} \beta = -\cos(\delta - \alpha).$$

Величины  $\xi_L(\omega_k)$ ,  $\tilde{a}_L(\omega_k)$ ,  $V_L(h, \omega_k)$ ,  $dV_L(h, \omega_k)/dh$  рассчитывались по известной методике [Ben-Menahem, Harkrider, 1964; Левшин и др., 1968]. В формуле (1) исправлена ошибка, которая привела к занижению значений  $M_0$  в работе В.В. Штейнберга и др. [1974а] в  $2\pi$  раз.

Теоретические амплитуды смещения для случая движущегося источника рассчитывались по формуле

$$S'_{\text{теор}}^{(i)} = S_{\text{теор}}^{(i)} \frac{\sin x}{x},$$

$$x = \frac{\omega_k L}{2} \left[ \frac{\sin(\alpha - \varphi)}{c_L(\omega_k)} \pm \frac{1}{V_r} \right],$$

$c_L(\omega_k) = \omega_k / \xi_L(\omega_k)$  – фазовая скорость волн Лява.

Таблица 8

Определение  $M_0$  по поверхностным волнам

Код станции	$\Delta^\circ$	Азимут эпицентр-станция, $\varphi^\circ$	Азимут станция-эпицентр, $\psi^\circ$	$ S $ набл., $10^{-2}$ см·с	$f_c$ , Гц	$M'_0, 10^{25}$ дин·см	$M_0, 10^{25}$ дин·см
EKA	34,4	309	89,6	2,9	0,024	3,45	6,09
BUL	65,1	199	14,9	9,0	0,033	1,57	4,77
DUG	95,2	345	14,7	6,9	0,023	3,14	5,65
ALQ	98,8	338	19,3	5,5	0,02	3,33	4,84

Определения были выполнены для четырех станций WWNSS (расположение станции относительно нодальных линий  $P$ -волн см. ниже на рис. 19). На рис. 17 приведены амплитудные спектры волн Лява, рассчитанные по сейсмограммам этих станций на ЭВМ по программе Б.М. Наймарк и др., [1974]. Спектры исправлены с учетом амплитудно-частотной характеристики сейсмографов Пресса-Юинга. Табл. 8 содержит результаты определений сейсмического момента  $M'_0$  для неподвижного источника и  $M_0$  — для источника, движущегося со средней скоростью  $V_r = 1$  км/с.

Осредняя по всем выбранным станциям, получаем  $M'_0 = 2,8 \cdot 10^{25}$  дин·см,  $M_0 = 5,3 \cdot 10^{25}$  дин·см.

Скорость распространения разрыва  $V_r$  определялась по методу Дж. Филсона и Т. Макэвилли [Filson, McEvelly, 1967]. Рассматривается отношение спектров главного толчка и афтершока 17 мая 1970 г. в 06 ч 49 мин. Считается, что механизм афтершока близок к механизму главного толчка, при этом афтершок рассматривается как неподвижный точечный источник, а главный толчок — как точечный источник, пробегающий зону разрыва по горизонтали с постоянной средней скоростью  $V_r$ . Запишем отношение спектров

$$\frac{S(\omega)_{\text{гл}}}{S(\omega)_{\text{аф}}} = \frac{L \sin(\omega \lambda L/2)}{\omega \lambda L/2},$$

где  $\lambda = (1/V_r) - (\cos\theta/c)$ ,  $c$  — фазовая скорость волн Лява,  $L$  — длина разрыва,  $\theta$  — угол между направлением распространения разрыва и направлением на станцию.

Кривая отношения спектров имеет минимумы на периодах

$$T_{0n} = T_m/n,$$

где  $n = 1, 2, 3, \dots$ ;  $T_m$  — максимальная временная задержка, включающая в себя длительность распространения разрыва и время пробега сейсмических волн от одного конца разрыва до другого:

$$T_m = \frac{L}{V_r} - \frac{L}{c} \cos\theta,$$

$$V_r = \frac{cL}{cT_m + L \cos\theta}.$$

Таблица 9

Скоростной разрез земной коры в районе очага

Слой	$h$ , км	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$V_p$ , км/с	$V_s$ , км/с	Слой	$h$ , км	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$V_p$ , км/с	$V_s$ , км/с
Осадки	4–8	2,2	4	2	Базальт	20–25	2,9	6,8	3,95
Гранит	15–20	2,7	6	3,45	Мантия		3,3	8,1	4,7

Фазовая скорость рассчитывалась на ЭВМ для разреза (табл. 9), который получен по данным ГСЗ и дисперсионным кривым групповых скоростей поверхностных волн [Давыдова и др., 1966].

Для определения  $V_r$  использовались записи волн Лява на станции ЕКА прибором Пресса–Юинга. Колебания были профильтрованы через систему октавных фильтров в диапазоне 12–400 с, что позволило четко выделить группу волн Лява.

На рис. 18 приведена кривая отношения спектров главного толчка и афтершока, на которой выделяется основной минимум, соответствующий задержке  $T_m = 28$  с. При  $L = 25$  км,  $c_{T=28с} = 3,5$  км/с,  $\theta = 50^\circ$  скорость распространения разрыва  $V_r \approx 1$  км/с.

#### 2.4.3. Определение сейсмического момента, размеров очага и скорости вспарывания по объемным волнам

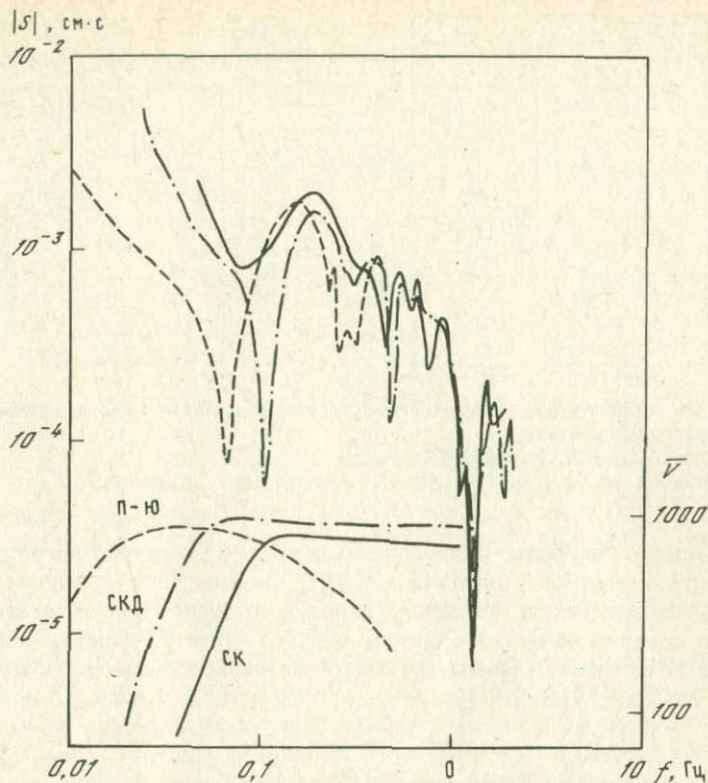
Методика определения  $M_0$  по объемным волнам используется во многих работах (см., например, [Москвина, 1978; Аптекман и др., 1979а] и др.).

Исходным материалом для получения спектров Дагестанского землетрясения послужили сейсмограммы станций WWNSS (приборы Пресса–Юинга) и ЕССН (приборы СК).

Расположение станций относительно нодальных линий и соответствующие участки записи волн  $P$  приведены на рис. 19.

Все наблюдаемые спектры в настоящей работе исправлялись за характеристику приборов простым делением наблюдаемой спектральной кривой на кривую увеличения прибора. Более правильным было бы предварительное восстановление истинного движения почвы и построение его спектра, как это сделано, например, в работе Ж.Я. Аптекман и др. [1979а]. Однако контрольное сравнение "исправленного" спектра со спектром истинного движения, приведенного в указанной работе, показало, что они различаются мало. В связи с тем, что в случае Дагестанского землетрясения использовались в основном записи приборов СК, было проведено сравнение спектров, рассчитанных по записям приборов СК, СКД и Пресса–Юинга (ПЮ) на ст. Обнинск. Оказалось, что спектры похожи по форме и уровню, максимумы их для приборов СК и СКД относятся к одному и тому же периоду  $T \sim 5$  с, спектр для ПЮ сдвинут на 1–1,5 с в область более длинных периодов (рис. 20). Таким образом, положение максимума спектральной плотности для землетрясения с  $M = 6,6$  не искажается при использовании приборов СК (с исправлением за характеристику прибора).





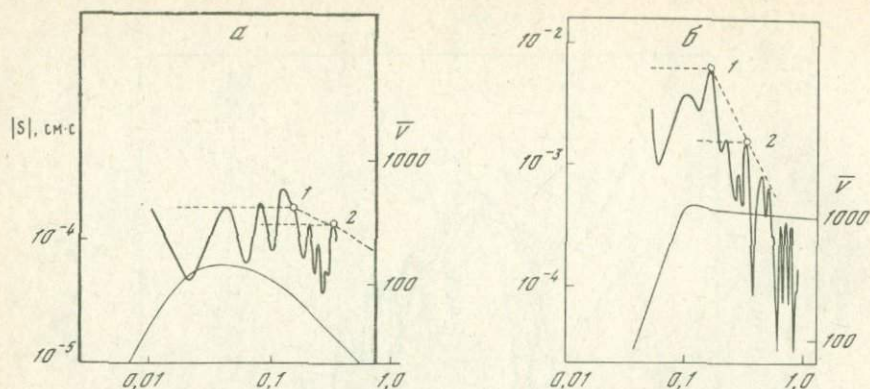
Р и с. 20. Амплитудные спектры  $P$ -волн и амплитудно-частотные характеристики приборов; станция OBN

В связи с указанными трудностями в данной работе были применены два варианта методики расчетов.

В варианте I для анализа выбирались довольно длинные участки сейсмограмм (30–40 с), а учет интерференции близких по времени вступлений выполнялся при расчете теоретического спектра объемных волн.

В этом случае использованы записи четырех станций WWNSS и восьми станций ESSH; как и в случае поверхностных волн, амплитудные спектры были рассчитаны на ЭВМ (рис. 21).

Для выделения переломной частоты  $f_c$  следует аппроксимировать спектр (в двойном логарифмическом масштабе) двумя участками ломаной: прямой, параллельной оси частот, для низкочастотного участка и наклонной прямой для высокочастотного участка (см. выше). В связи с отличием реальных условий от идеализированной модели такая аппроксимация на экспериментальных спектрах часто бывает затруднительной. В данном случае эта операция выполнялась дважды (см. рис. 21): с выделением излома спектра в наиболее низкочастотной области спектра (аппроксимация 1) и с выделением высокочастотной ступени (аппроксимация 2). В результате сравнительного анализа совокупности всех спектров



Р и с. 21. Амплитудные спектры  $P$ -волн ( $z$ -компонента) и амплитудно-частотные характеристики приборов

Варианты методики 1, пояснения в тексте

$a$  – станция ААЕ, сейсмограф П-Ю;  $b$  – станция КНО, сейсмограф СК

была выделена наиболее устойчивая точка излома спектра (соответствующая аппроксимации 1), она и принята за  $f_c$ . По-видимому, в данном случае достаточно устойчивое положение высокочастотной ступени может быть связано с наложением микросейсм первого рода [Захарова, Чепкунас, 1977]. По среднему значению  $f_c = 0,14$  Гц оценен радиус круговой площадки разрыва [Brune, 1970]:

$$r = 2,34 V_P / 2\pi f_c. \quad (2)$$

По этой оценке разрыв имел длину  $L_B^{(1)} = 2r = 30$  км.

Теоретический спектр был рассчитан на ЭВМ [Валюс и др., 1974] при следующих входных данных. Среда задается в виде сферически-симметричной модели В1 [Jordan, Anderson, 1974], поглощение принималось по Д. Андерсону; источник – двойной диполь с углами  $\gamma, \alpha, \delta$ , соответствующими “механизму очага”, временная функция в источнике –  $\delta$ -функция. Расчет ведется для волн  $P$  и однотипных отражений для эпицентральных расстояний и азимутов, указанных в табл. 10.

В табл. 10 приведены значения модуля теоретической спектральной плотности на переломной частоте  $f_c$ , рассчитанные для максимального из вступлений волн группы  $P$ . По этим значениям выполнено определение  $M_0$ . В качестве среднего взято среднее геометрическое значение  $M_0 = 11 \cdot 10^{25}$  дин·см, среднеквадратическое отклонение  $\sigma = 0,52$ . Расчет был повторен при  $S_{\text{теор}}$ , равном алгебраической сумме спектральных плотностей для прямой волны  $P$  и однотипных отражений ( $pP, PP, PcP$ ; волны типа  $sP$  не рассчитываются):  $M_0 = 14 \cdot 10^{25}$  дин·см ( $\sigma = 0,68$ ). Как видно, учет вторичных волн не повлиял заметным образом на величину  $M_0$  и даже несколько увеличил среднеквадратическое отклонение.

Некоторые из выбранных станций находятся вблизи нодальных линий, что при учете направленности вносит большие ошибки в расчет  $M_0$ . Для решения вопроса об учете эффекта направленности была дополнительно рассчитана величина  $M_0$  для источника в виде центра расширения ( $M_0 =$

Таблица 10

Определение  $M_0$  по объемным волнам (вариант I)

Код станции	$\Delta^\circ$	Азимут эпицентр-станции, $-\varphi_0$	$ S_{\text{набл}} , 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}$	$f_c, \text{ Гц}$	Двойной диполь		Центр расширения	
					$ S_{\text{теор max}} , 10^{-26} \text{ см} \cdot \text{с}$	$M_0', 10^{25} \text{ дин} \cdot \text{см}$	$ S_{\text{теор max}} , 10^{-26} \text{ см} \cdot \text{с}$	$M_0', 10^{25} \text{ дин} \cdot \text{см}$
KIS	13,4	293	65,0	0,12	$0,44 \cdot 10^{-2}$	4,7	$0,76 \cdot 10^{-2}$	2,7
OBN	13,8	334	85,0	0,13	$0,23 \cdot 10^{-2}$	12	$0,76 \cdot 10^{-2}$	3,6
MOS	14,2	337	18	0,17	$0,16 \cdot 10^{-2}$	18	$0,66 \cdot 10^{-2}$	4,3
TAS	16,5	88,2	9,0	0,14	$0,11 \cdot 10^{-2}$	2,6	$0,57 \cdot 10^{-2}$	0,5
ANR	18,8	88,2	150,0	0,15	$0,11 \cdot 10^{-2}$	44	$0,60 \cdot 10^{-2}$	7,9
KNO	19,4	98	60,0	0,17	$0,18 \cdot 10^{-3}$	106	$0,55 \cdot 10^{-2}$	3,5
PUL	19,5	334	18,0	0,13	$0,17 \cdot 10^{-2}$	3,4	$0,63 \cdot 10^{-2}$	0,9
AAE	34,6	194	2,0	0,15	$0,30 \cdot 10^{-4}$	21	$0,26 \cdot 10^{-2}$	0,2
KNE	37,8	3,0	70,0	0,2	$0,55 \cdot 10^{-3}$	40	$0,23 \cdot 10^{-2}$	9,7
NOR	43,9	349	4,0	0,13	$0,13 \cdot 10^{-3}$	9,7	$0,15 \cdot 10^{-2}$	0,8
CHG	49,6	102	1,3	0,11	$0,27 \cdot 10^{-3}$	1,5	$0,27 \cdot 10^{-2}$	0,15
ALQ	98,7	338	0,6	0,12	$0,23 \cdot 10^{-4}$	8,3	$0,41 \cdot 10^{-3}$	0,5
				Среднее		11,0		1,5

$= 1,5 \cdot 10^{25} \text{ дин} \cdot \text{см}$ ,  $\sigma = 0,55$ ). Введение сферически-симметричной диаграммы направленности оставило без изменений среднеквадратическое отклонение  $\sigma$  по сравнению с четырехлепестковой диаграммой направленности модели типа двойной диполь. По-видимому, на разброс величины  $M_0$  более существенное влияние оказывают ошибки, связанные, например, с определением  $f_c$  и  $S_{\text{набл}}$ . Оказалось, что в нашем случае (при большинстве станций вблизи нодальных линий) корректирующий фактор в модели двойной диполь равен  $\sim 0,2$  (вместо обычно принимаемого среднего значения, равного 0,4).

В варианте II для анализа выбирались достаточно короткие участки записи волн  $P$ , а теоретическое значение амплитуды спектра для источника с единичным моментом рассчитывалось по формуле

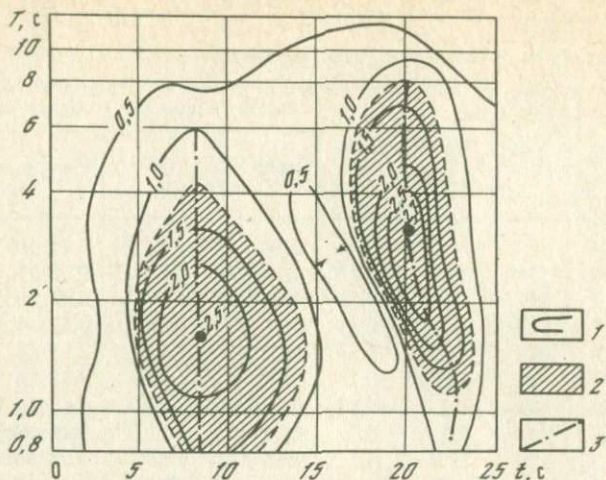
$$|S_{\text{теор}}| = \frac{R_{\theta\varphi} c(f)}{4\pi\rho V_P^3 R}, \quad (3)$$

где  $V_P$  — скорость  $P$ -волн в окрестности очага,  $\rho$  — средняя плотность среды,  $R_{\theta\varphi}$  — поправка за направленность излучения,  $R$  — поправка за геометрическое расхождение,  $c(f)$  — частотная характеристика коры под станцией.

Поправки  $R$  определялись по работе С.Я. Коган [1975] с учетом глубины очага землетрясения и эпицентрального расстояния, величина  $c(f)$  — из работы Г.Л. Косарева [1971],  $R_{\theta\varphi}$  рассчитывались по формуле

$$R_{\theta\varphi} = 2\cos(n_i r)\cos(b_j r),$$

где  $r$  — радиус-вектор очаг — станция, вектора  $n_i$  и  $b_j$  — нормаль к плоскости разрыва и подвижка в плоскости разрыва.



Р и с. 22. Частотно-временное поле  $P$ -волн Дагестанского землетрясения  
 1 – изолинии равных значений  $A/T$ ; 2 – сечение рельефа интенсивности  $A/T$  на уровне  $0,5 A/T$ ; 3 – гребни рельефа

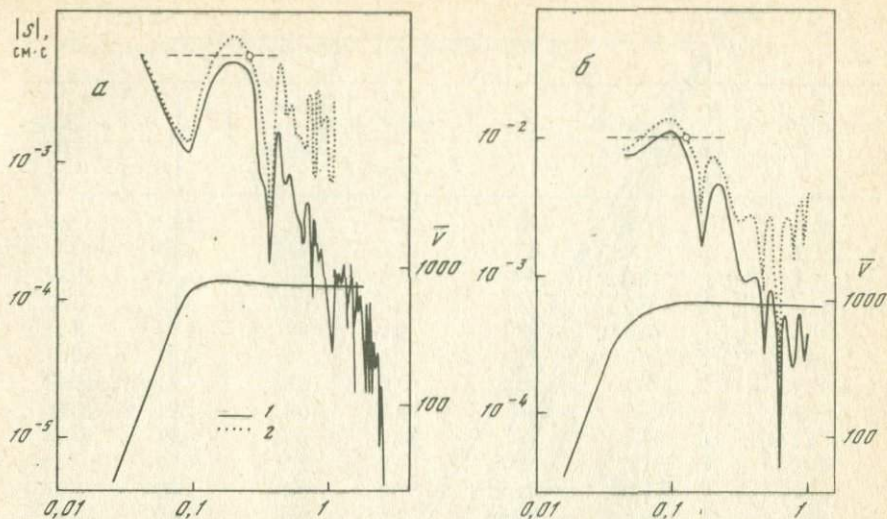
Формула (3) не содержит поглощения, которое учитывалось путем введения соответствующей поправки в наблюдаемые спектры [Julian, Anderson, 1968].

Для определения длины используемого участка записи рассматривалось частотно-временное поле [Запольский и др., 1973], построенное по данным аппаратуры ЧИСС, для первых 25 с записи  $P$ -волн на станции ОВН (рис. 22). На диаграмме выделяются две области повышенных значений  $A/T$  ( $> 1,25$  км/с). Первая область располагается в интервале времени от 5 до 14 с после начала записи, ограничена периодом  $T_2 = 4$  с и открыта в сторону коротких периодов. Эта область соответствует наиболее интенсивным колебаниям группы  $P$ -волн.

Вторая область лежит во временном интервале от 17 до 23 с и ограничена периодами  $T_1 = 1,2$  с и  $T_2 = 8$  с. В соответствии с годографом Джеффриса–Буллена эта область приходится на зону интерференции волн  $PP$  и  $PPP$ . В волне  $P$  наиболее интенсивные колебания соответствуют диапазону периодов от 0,8 до 4 с. Эти спектральные компоненты практически вступают в одно и то же время (5–8 с от начала записи). Анализ частотно-временного поля показывает, что для спектрального анализа колебаний в волне  $P$  на станции ОВН может быть использован участок первых 13–14 с записи.

Идентификация фаз объемных волн при известном эпицентральном расстоянии ( $\Delta = 13^\circ 8$ ), проведенная по годографу Джеффриса–Буллена, позволила выделить участок записи  $P$ -волн, наименее искаженный другими вступлениями; его длительность  $\tau = 11,4$  с, что согласуется с результатами анализа частотно-временного поля.

Амплитудные спектры  $P$ -волн рассчитывались на ЭВМ по записям аппаратуры СК на 12 сейсмических станциях ЕССН и станции SOF (рис. 23). При этом участки записи  $P$ -волн для построения спектров с



Р и с. 23. Амплитудные спектры  $P$ -волн ( $z$ -компонента) и амплитудно-частотные характеристики приборов

Вариант методики II, пояснения в тексте. 1 – спектр записи; 2 – спектр, исправленный за влияние аппаратуры и поглощения.  $a$  – станция NAM, сейсмограф СК;  $b$  – станция SOF, сейсмограф СКД

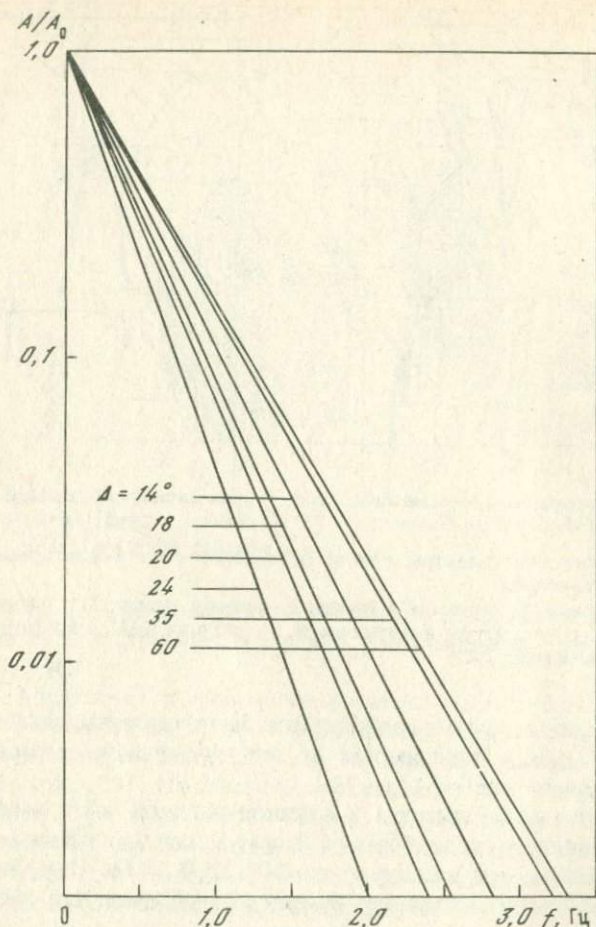
учетом приведенных выше соображений были выбраны также по разности  $\tau = t_{PP} - t_P$  и в зависимости от эпицентральных расстояний (от  $13,5$  до  $38^\circ$ ) варьировали от  $11$  до  $78$  с.

Все индивидуальные спектры в длиннопериодной части имеют сложную, как правило, куполообразную форму; частоты главных длиннопериодных максимумов варьируют от  $0,08$  до  $0,18$  Гц. Они меньше для станций, расположенных западнее эпицентра, и больше для расположенных восточнее.

На спектрах отдельных станций (KIS, SOF, KHO) при движении в сторону высоких частот рядом с главным максимумом отмечается еще один с близкой амплитудой, в то время как на остальных спектрах этого максимума нет: амплитуды в этой области падают резко.

Куполообразная форма спектров и наличие двух максимумов сравнимой амплитуды в области длинных периодов могут свидетельствовать о сложном характере развития разрыва в очаге, в частности, о распространении разрыва с остановками, как это было показано на модельных исследованиях [Виноградов, 1978]. Однако количественные оценки динамических параметров были выполнены в соответствии с принятой моделью, т.е. в предположении одноактного смещения по гладкому разрыву.

Расчитанные спектры исправлялись за частотную характеристику аппаратуры, а также за поглощение  $P$ -волн на пути очаг–станция (см. выше). В целях удобства учет поглощения выполнялся с помощью специальной палетки (рис. 24). После этого определялись параметры исправ-



Р и с. 24. Палетка для определения поглощения  $P$ -волн [Julian, Anderson, 1968]

ленных спектров  $|S_{\text{набл}}|$  и  $f_c$  — уровень длиннопериодной части спектра и переломная частота спектра. В целях унификации методики выбора спектральных параметров за  $|S_{\text{набл}}|$  принималась величина, равная  $0,7 |S_{\text{max}}|$ , где  $|S_{\text{max}}|$  — максимальное значение  $|S|$  в куполообразной части спектра. За  $f_c$  принималась частота, соответствующая крайней правой точке пересечения прямой  $|S_{\text{набл}}|$ , параллельной оси частот, со спектральной кривой. Сейсмический момент  $M_0$  определялся делением  $|S_{\text{набл}}|$  на  $|S_{\text{теор}}|$  из формулы (3) при следующих постоянных:  $V_p = 6$  км/с,  $\rho = 2,7$  г/см<sup>3</sup>. Стационарные значения  $|S_{\text{набл}}|$ ,  $f_c$  и  $M_0$  представлены в табл. 11. Среднее геометрическое значение  $M_0$  составляет  $4,0 \cdot 10^{25}$  дин·см.

Оценки длины разрыва  $L$  проводились при различных допущениях о скорости распространения разрыва и форме поверхности дислокации: 1) мгновенное образование круговой дислокации (модель  $L_B$  [Brune, 68

Таблица 11

Определение  $M_0$  по объемным волнам (вариант II)

Код станции	$\Delta^\circ$	Азимут эпицентр-станции, $\varphi^\circ$	$ S_{\text{Набл}} $ , $10^{-2}$ см·с	$f_c$ , $10^{-2}$ Гц	$ S_{\text{Теор}} $ , $10^{-27}$ с/дин	$M_0$ , $10^{25}$ дин·см
OBN	13,8	336	0,21	26	0,25	0,84
KIS	13,5	296	0,26	12	0,50	0,52
MOS	14,4	340	0,23	27	0,15	1,31
DSH	17,0	100	0,18	35	0,022	8,20
SOF	17,4	279	1,0	13	0,22	4,60
KUL	18,0	100	0,31	43	0,0195	15,80
NAM	18,5	90	0,63	25	0,107	5,90
ANR	19,0	90	0,64	24	0,136	4,70
KHO	19,4	100	0,81	24	0,005	165,0
PUL	19,5	335	0,47	27	0,195	2,40
FRU	20,1	82	0,78	22	0,223	3,50
MUR	20,9	96	0,27	20	0,075	3,60
SEM	23,6	62	0,43	28	0,253	1,70
KNE	38,0	3	0,16	30	0,028	5,70
					Среднее	4,0

1970]) и 2) двустороннее распространение разрыва прямоугольной формы с постоянными конечными скоростями (модель  $L_K$  [Khattri, 1969]).

Возможность применения модели  $L_B$  обуславливается типом дислокации при Дагестанском землетрясении (близгоризонтальное смещение по почти вертикальной плоскости разрыва) (см. § 2.2).

Для получения оценок  $L_B$  использовались значения частот  $f_c$  (табл. 11). Значения  $f_c$  меняются в зависимости от азимута эпицентр-станции от 0,12 Гц на западных станциях (KIS, SOF) до 0,20–0,43 Гц на восточных (MUR, KUL) подобно изменениям частот максимумов спектра, отмеченным выше. При  $f_c = 0,25$  Гц  $L_B^{(11)} = 18$  км. Длина разрыва определялась по формуле (2).

При трактовке спектров с точки зрения модели  $L_K$  выделяется минимум спектра на частоте  $f_0$  (период  $T_0$ ). Значения  $T_0$  в спектрах объемных волн могут быть связаны с размерами поверхности разрыва и скоростью его распространения [Khattri, 1969].

Эта связь выражается в виде

$$T_{01} = \frac{b}{V_r} \mp \frac{b}{V_p} \cos\theta_y,$$

$$T_{02} = \frac{a}{V_r} \mp \frac{a}{V_p} \cos\theta_x,$$

где  $T_{01}$ ,  $T_{02}$  — два последующих минимума спектра, расположенные вслед за главным максимумом в сторону более коротких периодов;  $V_r$  —

Таблица 12

## Периоды спектральных минимумов

Код станции	$T_{01}, c$	$T_{02}, c$	$\theta_y$	Код станции	$T_{01}, c$	$T_{02}, c$	$\theta_y$
ANR	3,3	2,3	37	SOF	6,0	3,8	119
NAM	3,2		36	MUR	3,0	2,2	41
KHO	3,3	2,3	39	DSH	2,5		37

скорость распространения разрыва;  $y$  — вектор подвижки;  $x$  — вектор в плоскости разрыва, перпендикулярный подвижке;  $\theta_y, \theta_x$  — углы между направлением очаг-станции и векторами  $x$  и  $y$ . При распространении в плоскости  $x, y$  площадка разрыва имеет форму прямоугольника со сторонами  $2a$  и  $2b$ .

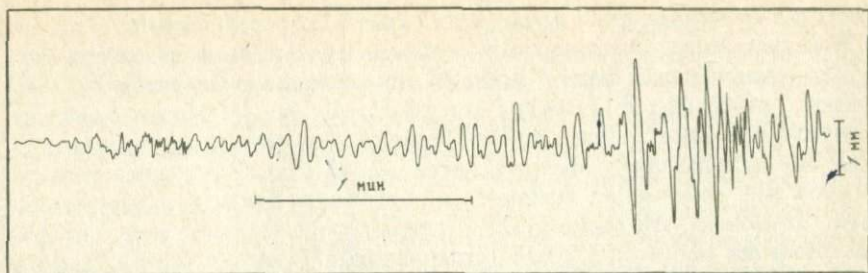
Для обоснования возможности применения этой методики проведено исследование экспериментальных спектров на устойчивость положения их минимумов при изменении длины оцифрованного участка записи  $P$ -волны  $\tau$ . Минимум на периоде  $T_{01}$  выражен более ярко и уверенно выделяется на спектрах всех рассмотренных станций, минимум на периоде  $T_{02}$  четко выражен лишь в спектрах станций SOF, KIS, PUL и KHO. Значения  $T_{01}$  меняются от 6–7 с для западных станций до 2,5–3,0 с для восточных;  $T_{02}$  — от 3,8 до 2,2–2,3 с соответственно.

Сокращение анализируемого интервала  $\tau$  на 10–20% привело к значительному (более 1–1,5 с) смещению положения спектральных минимумов для большей части станций. Значение  $T_{01}$  оказалось устойчивым лишь для шести, а  $T_{02}$  — для четырех станций.

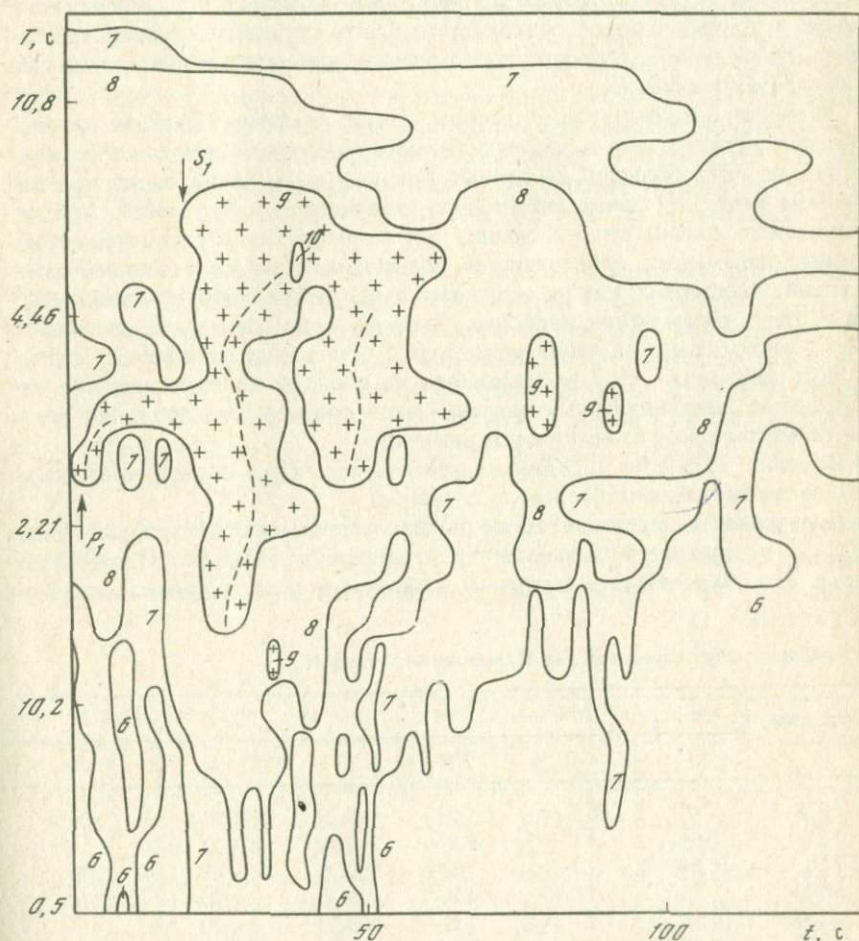
Станционные значения периодов  $T_{01}$  и  $T_{02}$  устойчивых минимумов спектров показаны в табл. 12. При расчете  $V_r$  по поверхностным волнам был использован метод, во многом схожий с методом К. Кхатри [Khattri, 1969]. Однако в последнем случае уже не задаются направлением распространения разрыва, а просчитывают возможность его распространения в двух плоскостях, определяемых механизмом очага: в положительном и отрицательном направлениях осей  $x, y, z$ . Несовершенство системы наблюдений (одна станция к западу от эпицентра и пять к востоку) не позволило реализовать эти возможности. Физический смысл имеют лишь результаты расчета, выполненные для разрыва, распространяющегося в отрицательном направлении оси  $y$  ( $Az_{-y} = 85^\circ$ ). Длина разрыва  $L = 13$  км,  $V_r = 2,5$  км/с.

#### 2.4.4. Особенности записи основного толчка на близкой сейсмической станции

Проведенный выше анализ был основан на записях Дагестанского землетрясения на телесеизмических эпицентральных расстояниях ( $13-98^\circ$ ). В относительно ближней зоне была получена лишь одна удовлетворительная запись этого землетрясения на ст. Лагодехи ( $\Delta = 1,26^\circ$ ). На рис. 25 приведена копия этой записи прибором СМТР, а на рис. 26 —



Р и с. 25. Запись землетрясения 14 мая 1970 г. в 18 ч 12 мин; станция Лагодехи, компонента N-S



Р и с. 26. СВАН-диаграмма землетрясения 14 мая 1970 г.; станция Лагодехи, компонента N-S

частотно-временная диаграмма (СВАН-диаграмма) компоненты N-S. На СВАН-диаграмме отчетливо видны области повышенной интенсивности, отвечающие группам волн  $P$ , и более длиннопериодных колебаний (возможно, относящихся к группе поверхностных волн). Кроме этого, на диаграмме можно заметить слабые, неявно выраженные вторичные максимумы, вступающие примерно спустя 40–45 с после указанных максимумов примерно на тех же периодах и имеющие близкую форму изолиний. Возможно, эти максимумы отражают существование конечной фазы развития процесса в очаге (стопинг-фаза?) или же очень близкого по времени сильного повторного толчка.

#### 2.4.5. Значения динамических параметров

Применение различных вариантов методики обработки и различных массивов исходных данных позволяет получить определенную характеристику надежности и точности используемых методов оценки динамических параметров очага.

Значения сейсмического момента  $M_0$  для различных станций в рамках как первого, так и второго варианта методики оказались подверженными очень большой дисперсии. Средние значения  $M_0$  по разным вариантам методики также значительно различаются между собой. Для исследования причин столь больших расхождений были рассмотрены основные параметры, определявшие расчет моментов, для записей семи станций, входивших как в одну, так и в другую выборку (табл. 13). Даже при отбрасывании наиболее "отскачивших" значений максимальное и минимальное значения моментов в оставшейся устойчивой группе в двух вариантах методик отличаются на порядок (отсюда следует, что усреднение индивидуальных значений надо производить, вычисляя среднее геометрическое из нескольких значений).

Из табл. 13 видно, что двум вариантам методики свойственны большие взаимные систематические отклонения.

Полученная из одних и тех же экспериментальных спектров величина  $|S_{\text{набл}}|$  в варианте I превышает ту же величину в варианте II примерно втрое. Это объясняется различиями, в первую очередь, в приемах аппрок-

Таблица 13

Сравнение двух вариантов (I и II) методики расчета  $M_0$

Код станции	$\tau$ , с			$f_c$ , Гц		
	I	II	I/II	I	II	I/II
MOS	60	12	5,0	0,17	0,27	0,63
KIS	64	11	5,8	0,12	0,12	1
PUL	24	19	1,26	0,13	0,27	0,48
OVN	56	11,5	4,9	0,13	0,26	0,50
ANR	50	17	2,9	0,15	0,24	0,62
KNE	62	78	1,25	0,20	0,30	0,67
KNO	30	19	1,58	0,17	0,24	0,71

симации спектра (что "обеспечивает" отличие примерно в 1,5 раза), а также в длине исследуемого участка  $\tau$ : из табл. 13 видно, что величина  $\tau_1/\tau_2$  хорошо коррелируется с величиной  $|S_{\text{набл}}^{(I)}|/|S_{\text{набл}}^{(II)}|$ . Отсюда следует, что операции выделения исследуемого участка и аппроксимации полученного спектра в целях расчета  $M_0$  нуждаются в строгой регламентации (лучше было бы говорить о строгом физическом обосновании).

Значения  $|S_{\text{теор}}|$ , как следует из табл. 13, также отличаются в вариантах I и II примерно в три раза в сторону, увеличивающую различие моментов. Это выглядит тем более странно, так как противоречит различиям в значениях переломных частот (табл. 13). Как известно, значения  $|S_{\text{теор}}|$  падают с увеличением  $f$ , и при регулярном завышении частоты в варианте II по сравнению с вариантом I (что вполне объясняется принятыми способами аппроксимации спектра) для более низких частот  $f_c$  в варианте I должны были получаться большие значения  $|S_{\text{теор}}|$  и соответственно меньшие значения  $M_0$ . В действительности наблюдается обратная картина. В настоящее время трудно выявить истинные причины расхождения, поскольку трудно ожидать столь большого различия в использованных моделях строения среды (см. выше). Возможно, однако, что в интервале исследуемых расстояний теоретические сейсмограммы более чувствительны к малым вариациям параметров среды, чем это обычно предполагается. Вопрос этот требует специального рассмотрения.

Необходимо указать, что в первом варианте методики поглощение учитывалось при расчете  $|S_{\text{теор}}|$ , а во втором — при расчете  $|S_{\text{набл}}|$ . Эффект поглощения в нашем случае невелик (см. рис. 24) и составляет первые десятки процентов (в первом варианте за счет учета поглощения примерно на 1,2–1,3 уменьшался знаменатель, во втором варианте на ту же величину увеличивался числитель); из табл. 13 видно, что учет этого обстоятельства еще увеличивает различия между  $|S_{\text{набл}}^{(I)}|$  и  $|S_{\text{набл}}^{(II)}|$  и между  $|S_{\text{теор}}^{(I)}|$  и  $|S_{\text{теор}}^{(II)}|$ .

Средние значения  $M_0$  по общей выборке из семи станций отличаются в 5 раз ( $M_0^{(I)} = 17,7 \cdot 10^{25}$  дин · см,  $M_0^{(II)} = 3,4 \cdot 10^{25}$  дин · см). Средние значения по полным выборкам отличаются меньше ( $M_0^{(I)} = 11 \cdot 10^{25}$  дин ·

$ S_{\text{набл}} , 10^{-2}$ см · с			$ S_{\text{теор}} , 10^{-27}$ с/дин			$M_0, 10^{25}$ дин · см		
I	II	I/II	I	II	I/II	I	II	I/II
0,90	0,23	3,9	0,05	0,15	0,33	18	1,3	14
0,65	0,26	2,5	0,138	0,50	0,28	4,7	0,5	9,4
0,18	0,47	0,38	0,053	0,195	0,27	3,4	2,4	1,4
0,85	0,21	4,0	0,072	0,25	0,29	12	0,8	15
1,5	0,64	2,3	0,034	0,136	0,25	44	4,7	9,4
0,70	0,16	4,4	0,017	0,028	0,61	40	5,7	7,0
0,60	0,81	0,74	0,0057	0,005	1,14	106	165	0,64

· см,  $M_0^{(11)} = 4,0 \cdot 10^{25}$  дин · см). По поверхностным волнам получено  $M_0 = 5,3 \cdot 10^{25}$  дин · см. Среднее из трех последних значений  $M_0 = 6,0 \cdot 10^{25}$  дин · см представляет собой, по-видимому, наиболее правдоподобное значение сейсмического момента, отвечающее использованному материалу.

Размеры очага дают значительно лучшее совпадение отдельных определений:  $L_B^{(1)} = 30$  км,  $L_B^{(11)} = 18$  км. Среднее значение  $L \approx 25$  км в дальнейшем может быть сравнено с результатами определения по облаку афтершоков, по макросейсмическим данным и т.д. Учитывая в общем изометричную форму разрыва, принимаем  $S_r = \pi L^2/4 = 500$  км<sup>2</sup>.

Скорость вспарывания по поверхностным волнам  $V_r = 10$  км/с, по объемным волнам  $V_r = 2,5$  км/с, при этом в первом случае по совокупности признаков подразумевается направление вспарывания с востока на запад (см. § 2.2), во втором — с запада на восток и вниз.

Средняя дислокация вычисляется по общей формуле

$$M_0 = \mu \bar{U} S_r.$$

Принимая  $M_0 = 6 \cdot 10^{25}$  дин · см,  $S_r = 500$  км<sup>2</sup>,  $\mu = 3 \cdot 10^{11}$  дин · см<sup>-2</sup>, получаем  $\bar{U} = 40$  см.

Сброшенное напряжение вычисляется при тех же значениях  $M_0$  по формуле

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{(L/2)^{3/2}}$$

и равно  $\Delta\sigma = 13$  бар.

Сейсмическая энергия [Костров, 1975] определяется по формуле

$$E_c = \frac{1}{2} \Delta\sigma \bar{U} S_r,$$

$E_c = 1,3 \cdot 10^{13}$  Дж. Сравнение с величиной  $E_M \approx 10^{15}$  Дж, где  $E_M = 1,5 M_{LN} + 5$ , дает обычное соотношение  $E_c/E_M \approx 10^{-2}$ .

## Глава 3

### АФТЕРШОКИ

#### 3.1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА

##### ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Местоположение сейсмических станций Дагестанской эпицентральной сейсмологической экспедиции (ЭСЭ) ИФЗ АН СССР показано выше (гл. 2, рис. 7). В экспедиционную сеть станций была включена также станция ЕССН Махачкала. Данные об оснащенности сейсмических станций ЭСЭ аппаратурой, сроки ее работы, а также сведения о грунтовых условиях приведены на рис. 1, амплитудно-частотные характеристики всех сейсмометрических каналов регистрации — на рис. 2. Расстояние между станциями составляет от 12 до 25 км.

Способ регистрации на всех станциях экспедиционной сети единый: гальванометрическая запись. Режим работы регистриров — непрерывный и ждущий.

Каналами непрерывной регистрации (осциллографы ОСБ-VI или ОСБ-ИМП с гальванометрами ГБ-III, сейсмографы С5С ( $s_1$ ) или СМ-2 ( $s_2$ )) были обеспечены все сейсмические станции. Параметры аппаратуры:  $T_{s_1} = 5$  с;  $T_{s_2} = 1,5-2$  с;  $T_g = 0,2$  с;  $D_g = 15-20$ ;  $\sigma^2 \leq 0,2$ ;  $V = 500-1000$ . Скорость развертки 120 мм/мин. На лентах ОСБ, как правило, записывались две компоненты смещения почвы ( $z$  и  $E-W$  или  $N-S$ ), на станции Дружба-клуб — три компоненты. Четыре станции ЭСЭ (Дружба-клуб, Дружба-котельная, Экибулак, Буйнакск), а также станция ЕССН Махачкала, кроме того, были оборудованы инженерно-сейсмическими осциллографами ИСО-II для записи в ждущем режиме сильных землетрясений.

На станциях Дружба-клуб, Дружба-котельная и Экибулак в ждущем режиме записывались скорость смещения почвы и его величина независимо действовавшими установками С5С-ИСО. На станциях Буйнакск и Махачкала каналами С5С-ИСО записывались только смещения.

Станции ЭСЭ по возможности устанавливались на твердых (скальных или полускальных) грунтах. Станции Дружба-клуб и Дружба-котельная были установлены на расстоянии 300 м друг от друга в пунктах с резко различными грунтовыми условиями. Для учета возможных искажений записи за счет локальных грунтовых условий в случае установки приборов на мягких грунтах исследовался вертикальный разрез зоны малых скоростей. Для уменьшения паразитных механических колебаний гальванометров при осязательных толчках осциллографы ИСО-II подвешивались на мягком резиновом жгуте длиной 2-3 м, что полностью снимало механические воздействия на него.

Параметры сейсмических каналов С5С-ИСО: а) сейсмограф:  $T_S = 5$  с;  $D_S = 0,65$ ;  $T_g = 0,1-0,2$  с;  $D_g = 10-20$ ;  $\sigma^2 = 0$ ;  $V_x = 0,5$ ; 5; 50 или  $V_x = 1$ ; 10; 50; б) велосиграф:  $T_S = 5$  с;  $D_S = 0,65$ ;  $T_g = 0,0083$  с;  $D_g = 0,7$ ;  $\sigma^2 = 0$ ;  $V_x = 0,15$ ; 2,0 с. Все каналы перед выездом на полевые работы были тарированы на платформе, а на месте — проверены "на идентичность".

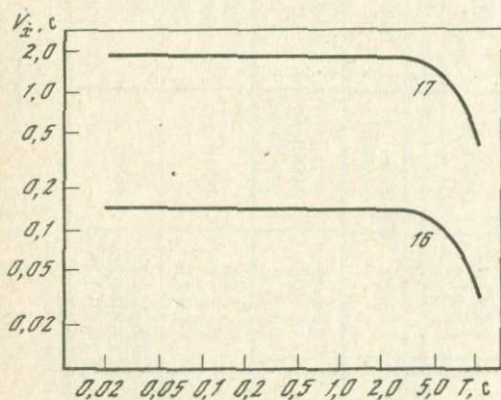
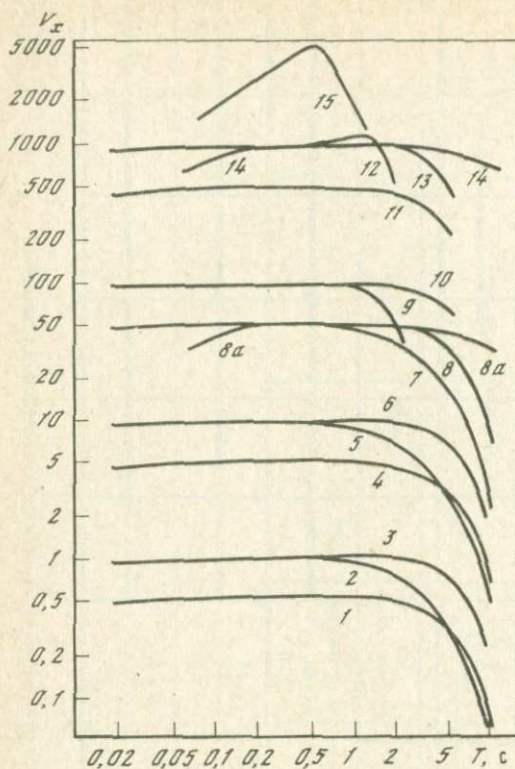
Смещения ( $x$ ) и скорости ( $\dot{x}$ ) записывались по схеме многоканальной регистрации на двух или трех уровнях увеличения, отличающихся в 5 или 10 раз [Токмаков, Жигальцев, 1972]. Сейсмографы С5С-ИСО на станциях Дружба, Экибулак и Буйнакск регистрировали лишь одну горизонтальную компоненту смещения, велосиграфы С5С-ИСО на станциях Дружба и Экибулак — две компоненты ( $z$  и  $E-W$ ), сейсмограф С5С-ИСО на станции Махачкала — три компоненты.

Следует отметить весьма удачное в целом расположение сейсмических станций относительно области возникновения повторных толчков (см. гл. 2, рис. 1). Большинство станций равномерно окружает поле афтершоков, две из них — Экибулак и Дружба — попадают в области повышенной активности восточной и западной частей вытянутой в широтном направлении очаговой зоны основного толчка (см. § 3.4). В силу этого, а также вследствие того, что для всех станций их эпицентральные расстояния  $\Delta$  были соизмеримы с глубинами регистрируемых землетрясений



Экибулак Слабосце- ментиро- ванные пес- чаники	C5C, E-W	ГБ-IV-5	ИСО-II; x	0,5; 5; 50	1; 4; 8	—————			
	C5C, Z	ГБ-IV-120	ИСО-II; x	0,15 с; 2,0 с	16; 17	—————			
	C5C, E-W	ГБ-IV-120		0,15 с; 2,0 с	16; 17	—————			
	C5C, Z	ГБ-III-5	ОСБ-VI; x	1000	13	—————			
C5C, E-W	ГБ-III-5	100		10	—————				
Ахатлы Наносы 2-3 м, мер- гели	СМ-3, Z	ГБ-III-5	ОСБ-I; x	1000	12	—————			
	СМ-3, E-W	ГБ-III-5		100	9	—————			
Миатлы Наносы 5 м, мергели	СМ-3, N-S	ГБ-III-5	ОСБ-I; x	100	9	—————			
	СМ-3, Z	ГБ-III-5		1000	12	—————			
Кумторкала Золотые пес- ки	СМ-3, E-W	ГБ-III-5	ОСБ-I; x	1000	12	—————			
Махачкала	C5C, N-S	ГБ-IV-5	ИСО-II; x	1; 10	3; 6	—————			
	C5C, Z	ГБ-IV-5		10	6	—————			
	C5C, E-W	ГБ-IV-5		1; 10	3; 6	—————			
	СК, N-S	ГК-7-2,5	РС-II; x	1000	14	—————			
	СК, Z	ГК-7-2,5		1000	14	—————			
	СК, E-W	ГК-7-2,5		1000	14	—————			
	СК, N-S	ГБ-III-1,25	РС-II; x	50	8-a	—————			
СК, Z	ГБ-III-1,25	50		8-a	—————				
СХ, E-W	ГБ-III-1,25	4500		15	—————				

Р и с. 1. Аппаратура и сроки работы экспедиционных сейсмических станций



Р и с. 2. Амплитудно-частотные характеристики каналов регистрации сейсмографов (а) и велостиграфов (б). Номера характеристик соответствуют рис. 1

(для наиболее удаленной станции Махачкала  $\Delta$  менялось от 30 до 60 км), разрешающая способность сети ЭСЭ в целом оказалась довольно высокой. Так, при небольшом увеличении чувствительных каналов станций ( $V = 1000$ ) уверенно регистрировались землетрясения с энергетическим классом  $K = 7$  из центральной части очага, а с  $K = 8$  — из всей очаговой зоны. При этом средняя ошибка в определении положения эпицентра и глубины для сети в целом составила 1–3 км (см. § 3.2).

Всего за четыре месяца работы сети станций ЭСЭ было зарегистрировано около 1000 повторных толчков в интервале магнитуд 2,0–5,3, из них более 300 ощутимых интенсивностью от 2–3 до 6–7 баллов записано широкополосной аппаратурой С5С–ИСО [Дагестанское..., 1971].

Комплексный характер задач ЭСЭ, требующий получения как сейсмологических параметров афтершоков (координаты очага, магнитуда, динамические параметры очага), так и инженерно-сейсмологических характеристик колебания грунтов (спектры, спектрально-временные развертки и т.д.), по необходимости приводил к комплексному использованию каналов регистрации, при котором одни и те же записи могли использоваться для решения различных задач.

Во время работы в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения на станциях ЭСЭ была впервые применена описанная выше новая система комплектации каналов, впоследствии улучшенная и дополненная [Плетнев, Фремд, 1978]. Прежде всего следует отметить использование записей на аппаратуре ждущего режима для стандартных определений положения очагов афтершоков. Специальное исследование задержки срабатывания, выполненное путем сравнения записей ОСБ и ИСО в одном и том же пункте наблюдения, показало, что при использовании чувствительного пускового устройства, соединенного с вертикальным сейсмометром, обеспечивается очень небольшое запаздывание включения ИСО, так что в среднем

$$(\bar{S} - \bar{P})_{\text{ОСБ}} = (\bar{S} - \bar{P})_{\text{ИСО}} + (0,15 \pm 0,14) \text{ с.}$$

Небольшая неопределенность в снятии  $\bar{S} - \bar{P}$  с записей ИСО вполне компенсируется точностью отсчета  $\bar{S} - \bar{P}$  за счет значительно большей скорости развертки. Это позволило при Дагестанском землетрясении и во всех дальнейших работах ЭСЭ с успехом использовать записи ИСО для определения положения очагов афтершоков.

Вторым, по-видимому, более важным преимуществом было применение в ближней зоне (где, казалось бы, следовало ожидать значительного преобладания короткопериодных колебаний) широкополосной аппаратуры с большим динамическим диапазоном системы регистрирующих каналов (~ 65 дБ). Широкое применение такой аппаратуры (всего работало восемь установок С5С-ИСО, из них пять сейсмографов и три велосиграфа) позволило обнаружить в ближней зоне землетрясения специфические по виду колебания: односторонние простые импульсы разной длительности в волне  $S$  и чрезвычайно длиннопериодные колебания неправильной ("корытообразной") формы (см. § 3.5). Применение к подобным записям программы восстановления остаточного смещения почвы [Богданов, Грайзер, 1976] впервые позволило измерить его непосредственно по сейсмограммам, а также выделить в ближней зоне так называемое лапласово возмущение [Грайзер, 1979]. Некоторые возможности анализа подобных записей рассмотрены в § 3.5 (см. также [Дагестанское . . . , 1971]).

Система наблюдений ЭСЭ при Дагестанском землетрясении не была свободна от недостатков. Главные из них:

1. Долгое развертывание сети станций, за счет чего было пропущено несколько сот первых, наиболее важных афтершоков, в том числе самых сильных, 7-балльных. Известно, что именно первые афтершоки наиболее полно наследуют некоторые пространственные и динамические характеристики главного толчка.

2. Ни на одной из станций не было приборов для регистрации землетрясений интенсивностью выше 8 баллов (к счастью, таких толчков не было в этом районе до Буйнакского землетрясения 10 января 1975 г.).

3. В системе отсутствовали высокочувствительные каналы, что делало невозможной совместную полноценную регистрацию всеми станциями слабых ( $K = 4\text{--}7$ ) землетрясений. Это ограничило возможности выяв-

ления пространственно-временных особенностей развития сейсмичности при достаточно сильных ( $K = 11 \div 12$ ) афтершоках.

4. Скорость регистрации в велосиграфах была недостаточной, и на небольших эпицентральных расстояниях запись скорости колебаний оказывалась непригодной для оцифровки.

5. Регистрация относительно сильных толчков в ждущем режиме велась по одной-двум составляющим. Как показал последующий анализ, решение большинства динамических задач требует наличия терхкомпонентной записи.

6. Отсутствие еще более длиннопериодных сейсмографов: даже на записях каналов С5С-ИСО (смещения) на эпицентральных расстояниях до 10 км в отдельных случаях можно было выделить колебания с видимым периодом 7-10 с и не исключено, что в отдельных участках очаговой зоны возбуждались еще более длиннопериодные колебания.

Наблюдения ближайшей к эпицентральной зоне опорной или региональной станции ЕССН имеют особое значение для изучения сильного землетрясения, так как они позволяют, во-первых, проследить деятельность очаговой зоны сразу после основного толчка (в те часы или дни, которые неизбежно пройдут до развёртывания передвижных эпицентральных станций), во-вторых, наиболее надежно привязать наблюдения эпицентральных станций к наблюдениям ЕССН в отношении как кинематики (годографы, станционные поправки), так и динамики (уточнение региональных магнитудных шкал, особенности динамики при переходе от ближней к дальней зоне и т.п.). К сожалению, действующие инструкции недостаточно полно регламентируют эту сторону деятельности станций ЕССН.

При Дагестанском землетрясении ближайшей станцией ЕССН Махачкала выполнена большая работа по регистрации афтершоков. Для наблюдений использовалась типовая аппаратура СК, включая канал КПЧ [Аппаратура и методика . . . , 1974]. С 14 мая 1970 г. по 1 февраля 1971 г. станция полноценно, с определением  $\overline{S-P}$ , максимальной амплитуды, длительности, а иногда и азимута, зарегистрировала 1582 афтершока. Это оказалось возможным из-за применения простейшего технического приема: в течение первых суток после главного толчка сейсмограммы на регистре РС-II менялись через 0,5-1 ч (1-2 оборота барабана), время смены каждой ленты не превышало 1 мин. В дальнейшем смена лент производилась после каждого срабатывания АУЗа, т.е. после каждого заметного толчка. Режим работы станции при этом, естественно, был предельно напряженным, однако это позволило получить большой и ценный наблюдательный материал.

### 3.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КООРДИНАТ ОЧАГОВ

Для определения координат очагов афтершоков применялись различные методы в зависимости от системы сейсмических наблюдений (см. ниже, табл. 4). Наиболее точным было определение по данным ЭСЭ. На первом этапе для этой цели был использован метод Вадати. Условиями для его успешного применения были: наличие нескольких станций, ох-

Таблица 1

Построение по методу Вадати, афтершок 27 июня 1970 г.

Пара станций	$d$ , мм	$m$	$R$ , мм	$l$ , мм
ЭБ-Др	32	0,7	44	31
ЭБ-Бн	47	0,62	47	29
ЭБ-Мхк	72	0,37	31	12

ватывающих эпицентральной зону; сравнимость величин эпицентральных расстояний и глубин очагов; сравнительная однородность геологического строения. Порядок построений был следующим [Архангельский и др., 1954]. На планшете выбранного масштаба (в нашем случае 1:200 000 или 1:500 000) для пар станций с известными (измерёнными по сейсмограмме) значениями разности времен вступления прямых волн  $\bar{P}$  и  $\bar{S}$  строятся окружности радиусом  $R = md/(1 - m^2)$  (мм), где  $m = (\bar{S} - \bar{P})_1 / (\bar{S} - \bar{P})_i$ ,  $d$  — расстояние (мм) на планшете от ближней к эпицентру станции 1 до других станций ( $i = 2, 3, \dots$ ), записавших фазы  $\bar{P}$  и  $\bar{S}$  этого землетрясения. Центр этой окружности расположен на линии, соединяющей 1-ю и  $i$ -ю станции, на расстоянии  $l = mR$  (мм) от станции 1. Точка пересечения общих хорд пар окружностей определяет эпицентр землетрясения. В наименьшей окружности через эпицентр проводится радиус и строится хорда, перпендикулярная этому радиусу. Половина этой хорды и определит глубину очага в масштабе планшета.

Рассмотрим пример землетрясений 27 июня 1970 г. в 00 ч 46 мин (табл. 1, рис. 3). Данные таблицы соответствуют планшету масштаба 1:500 000.

Вопросы точности определения координат методом Вадати исследованы в работах З.И. Арановича [1958] и С.И. Ерьсько [1956]. Точность определения координат очага, помимо числа регистрирующих станций и их расположения относительно очага, зависит от точности определения эпицентрального расстояния  $dr$ . Величина  $dr$  складывается из ошибки в определении  $t(\bar{S} - \bar{P})$  и из ошибки в определении скорости:

$$dr = \frac{\partial r}{\partial t} dt + \frac{\partial r}{\partial V} dV = Vdt + t dV.$$

Средняя скорость распространения фиктивных волн в условиях эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения была равна 6,0 км/с при точности определения  $\pm 0,2$  км/с (см. ниже). Время  $(\bar{S} - \bar{P})$  изменялось от 0,5 до 4 с при точности определения  $\pm 0,15$  с. (Эта ошибка определялась в основном задержкой при включении приборов ИСО-II + С5С, работавших в ждущем режиме; см. § 3.1.) Для среднего значения  $\bar{S} - \bar{P}$   $dr_{\max} = 1,3$  км, а среднеквадратическая ошибка  $\bar{dr} \approx 1$  км. Эта оценка является нижним пределом ошибки.

Для оценки реальной точности определения координат по методу Вадати были рассмотрены случаи с различными системами наблюдений. Использованы сейсмограммы 10 землетрясений, записанных пятью-шестью станциями каждое. Максимальное число возможных определений равно при этом

$$A_n^4 = \frac{n!}{4!(n-4)!},$$

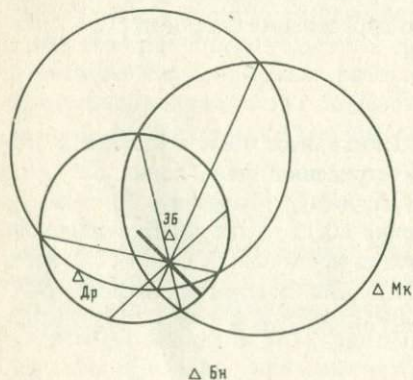
где  $n$  — число станций. Для указанных 10 землетрясений были выполнены построения для всех возможных комбинаций станций. Оказалось, что в тех случаях, когда построение оказывается успешным и хорды пересекаются приблизительно в одной точке, положение эпицентра мало зависит от выбора той или иной четверки станций. Использование же станции с неверным значением  $\bar{S}-\bar{P}$  "разрушает" решение, не давая ложных пересечений. В данном методическом примере из 60 возможных комбинаций было получено 29 надежных и ни одного ложного решения.

Для каждого землетрясения определялось геометрическое среднее из всех возможных решений, а ошибки частных решений рассматривались по отношению к среднему (табл. 2). Как видно из табл. 2, лишь для некоторых землетрясений ошибка в определении координат очага не превосходит полученной выше оценки  $\pm 1$  км (27.VI, 18.IX и др.).

Примечательно землетрясение 27.VI в 00 ч 46 мин. Точность определения его координат по данным ЕССН равна  $\pm 5$  км, сеть сейсмических станций Кавказского региона дает ошибку, не превышающую  $\pm 25$  км. По данным станций ЭСЭ, ошибка среднего эпицентра не превышает  $\pm 0,5$  км.

В случае землетрясения 6.VIII из 15 возможных построений по методу Вадати лишь 5 дают решение, и отклонение координат от среднего значения не превосходит  $\pm 4$  км. Эта оценка и может быть, по-видимому, принята за верхний предел возможных ошибок в условиях эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения. Измерение разности  $\bar{S}-\bar{P}$  по записям приборов ждущего режима с высокой скоростью развертки (10 мм/с) обеспечивало, как видно, достаточно высокую точность определения координат очагов афтершоков методом Вадати. Однако по ряду

технических причин в трудных условиях наблюдений в эпицентральной зоне большое число землетрясений оказалось зарегистрированным лишь тремя станциями, и метод Вадати оказался не применим. В таких случаях определение координат эпицентров выполнялось методом палеток изохрон (полей времен) [Ризниченко, 1958а].



Р и с. 3. Пример определения положения очага афтершока 27 июня 1970 г. методом Вадати

Для построения палеток изохрон были отобраны землетрясения с координатами, наиболее надежно определенными по методу Вадати. Эти землетрясения — всего 30 событий, зарегистрированных четырьмя-шестью станциями — были разбиты на группы в зависимости от интервала глубин очага. Для каждого из пяти интервалов был построен экспериментальный годограф  $\bar{S}-\bar{P}$  (рис. 4). По усредненным годографам строились поля времен. Для контроля тот же массив данных был разбит на группы по другим интервалам глубины и построение годографа и поля времен выполнялось заново (рис. 5). Окончательное поле времен строилось усреднением и сглаживанием этих двух построений.

По усредненному полю времен был построен набор рабочих палеток изохрон  $\bar{S}-\bar{P}$  для глубин 2–3, 4–5, 6–7, 8–10, 11–12 км. Определение положения эпицентра и глубины очага выполнялось обычным образом: на планшете последовательным перебором палеток отыскивалось положение центра палетки, обеспечивающее попадание станций с известными  $\bar{S}-\bar{P}$  на соответствующие окружности палетки. Центр палетки в этом случае определял эпицентр, а интервал глубины оптимальной палетки — глубину очага.

После завершения работы ЭСЭ точные определения положения очагов землетрясений в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения возобновились в августе 1973 г. на базе вновь открытых региональных станций Дагестанского филиала АН СССР Буйнакск, Дылым, Дубки. При наличии данных трех станций для определения положения очага применялись палетки изохрон Д.Н. Рустановича. Ошибки координат и глубины в зависимости от качества наблюдений варьировали от  $\pm 2$  до  $\pm 5$  км. При данных двух станций эпицентры определялись засечками по годографу О.А. Асманова (см. § 1.3). Ошибки при этом могли достигать  $\pm 10$  км.

В период между основным толчком и началом работы станций ЭСЭ координаты сильнейших афтершоков определялись по наблюдениям станций ЕССН с использованием метода регионально-станционных невязок (см. § 2.2). Результаты для семи сильнейших афтершоков приведены в табл. 3.

В течение периода наблюдений афтершоков (1970–1974 гг.) положение их эпицентров определялось в Кавказском зональном центре ЕССН. В 1970 г. для этого использовались наблюдения всех стационарных сейсмических станций Кавказа, за исключением станций Шемаха, Мингечаур, Нахичевань, Остров Жилой, Варденис (использовались данные 27 станций). Результаты этих определений опубликованы в ежегодных изданиях "Землетрясения в СССР..." за 1970–1974 гг.

Объем проведенной работы был значительным: за период с 14 мая по 31 декабря 1970 г. были определены эпицентры 324 афтершоков (обычно в Кавказском зональном центре за год для Кавказа в целом определяется положение эпицентров 200–300 землетрясений с  $K \geq 9$ ).

Определение положения эпицентров производилось в основном способом засечек на планшете 1:1 000 000 с использованием Кавказского годографа [Левицкая, Лебедева, 1953]. Глубина очага не определялась.

Таблица 2

Определение координат очагов методом Вадати для различных групп станций

Дата	Время, ч мин с	Координаты		h, км
		$\varphi$	$\lambda$	
27.VI	00 46 04,6	42° 59'	47° 05'	13
19.VII	20 35 38,5	43 00	46 57	8
24.VII	01 41 00,2	42 59	46 52	4
6.VIII	18 48 01,7	42 59	46 53	7
25.VIII	13 55 57,1	42 58	46 49	5
28.VIII	10 06 17,3	43 00	46 54	11
14.IX	23 48 37,5	42 54	46 52	4
18.IX	18 41 29,3	42 58	46 57	6
	21 52 36,3	43 03	47 11	24
27.IX	02 49 01,5	42 59	46 58	7

Энергетический класс  $K$  определялся по палетке КСЭ. По точности эпицентры относятся к классу  $A$  (ошибка не превосходит  $\pm 25$  км). Такая точность была достаточной для идентификации землетрясений как афтершоков толчка 14 мая и для оценки параметров сейсмического режима очаговой зоны, однако не могла обеспечить использование этих определений для изучения размеров и структуры облака афтершоков.

Для оценок положения очагов оказалось целесообразным использовать записи ближайшей к эпицентру, расположенной почти точно к востоку от него и почти точно в створе направления главного разрыва, сейсмической станции ЕССН Махачкала. По этим данным определения положения эпицентров афтершоков проводились методом Голицына (по ази-

Число станций	Число реализованных решений	Группы станций	Ошибки (отклонения от среднего), км		
			$\delta\varphi$	$\delta\lambda$	$\delta h$
5	4	ЭБ, Др, Бн, Мхк	-0,5	+0,1	-0,4
		ЭБ, Км, Дк, Бн	0	-0,1	+0,1
		ЭБ, Км, Бн, Мхк	-0,2	+0,1	+0,1
		ЭБ, Км, Др, Мхк	+0,7	-0,1	+0,1
5	2	Дк, Ах, ЭБ, Мхк	+2	+4,5	+1,1
		Дк, ЭБ, Бн, Мхк	-2	-4,5	-1,1
5	2	Дк, Ах, Мт, Мхк	+1,5	+1,5	+1
		Дк, Ах, Бн, Мхк	-1,5	-1,5	-1
6	5	Дк, Мт, ЭБ, Бн	+2,5	+5	+0,3
		Дк, Ах, ЭБ, Мхк	-2	-3	-0,1
		Дк, Мт, ЭБ, Мхк	+4	+2	-0,2
		Дк, Ах, Бн, Мхк	-3	-2	-0,9
		Дк, ЭБ, Бн, Мхк	-0,5	-2	+0,8
5	2	Дк, Мт, ЭБ, Бн	0	+1	-0,3
		Дк, Мт, ЭБ, Гн	0	-1	+0,3
5	2	Дк, Мт, ЭБ, Бн	-0,5	+0,5	+1
		Дк, Мт, ЭБ, Мхк	+0,5	-0,5	-1
5	3	Дк, Мт, ЭБ, Мхк	-0,4	+0,1	+0,1
		Дк, Мт, ЭБ, Гн	+0,2	0	-0,6
		Дк, Мт, Мхк, Гн	-0,2	-0,5	+0,6
5	2	Дк, Мт, ЭБ, Бн	+2,9	-1,5	+0,5
		Дк, Мт, ЭБ, Мхк	-2,9	+1,5	-0,5
5	4	ЭБ, Дк, Бн, Мт	0	-0,5	+0,5
		ЭБ, Дк, Бн, Мхк	-1	0	-0,5
		ЭБ, Дк, Мт, Мхк	+1	0	0
		ЭБ, Бн, Мт, Мхк	-0,5	+0,5	0
5	3	Дк, ЭБ, Бн, Мхк	-2	-4	-2,4
		Дк, ЭБ, Бн, Гн	+4	+1	+0,8
		Дк, Бн, Мхк, Гн	-2	+3,5	+1,7

мугу  $Az^\circ$  и эпицентральному расстоянию  $\Delta$ ). Сравнение стандартного Кавказского годографа и экспериментального годографа показало, что скорости фиктивных волн  $\overline{S-P}$  в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения не отвечают стандартному Кавказскому годографу. Поэтому для обработки была применена следующая последовательность операций: вначале по годографу Д.Н. Рустановича для  $h = 10$  км приблизительно оценивалось эпицентральное расстояние  $\Delta$ , затем методом  $h_{T\Delta}$  (см. ниже) оценивалась глубина очага, после чего по соответствующему годографу определялось  $\Delta$  и уточнялась глубина очага.

Азимут на эпицентр определялся по первым и нескольким (одному-трем) последующим максимумам волны  $\overline{P}$  (при условии синхронности

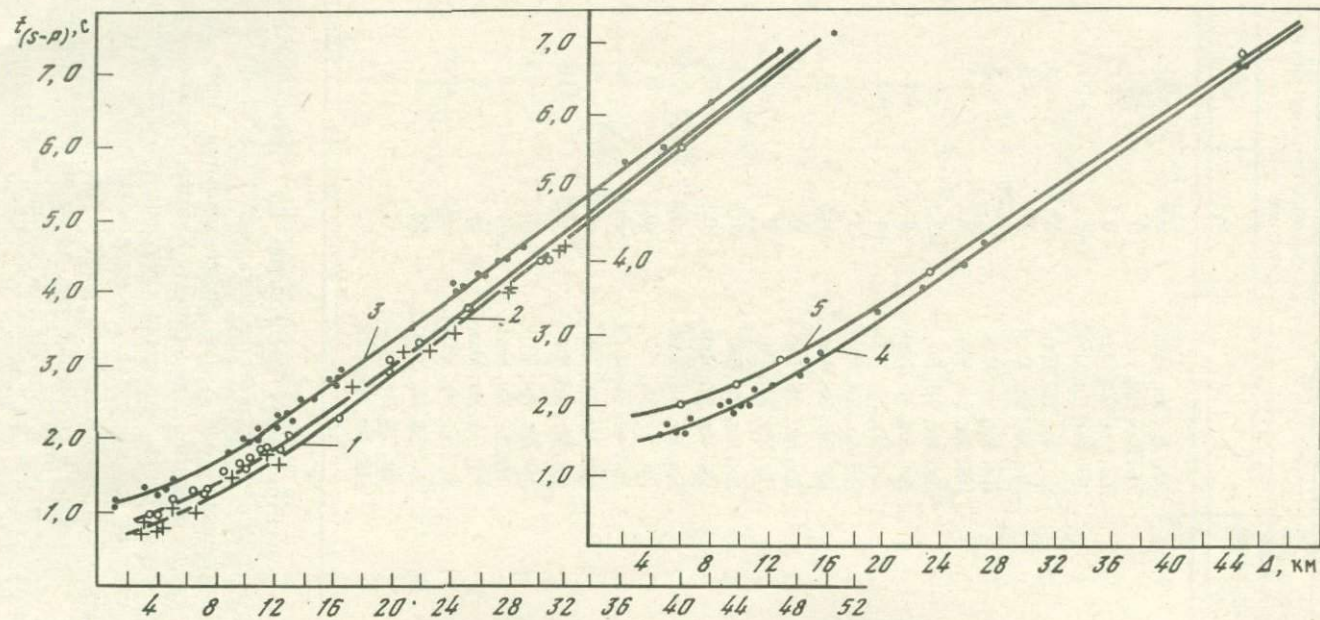
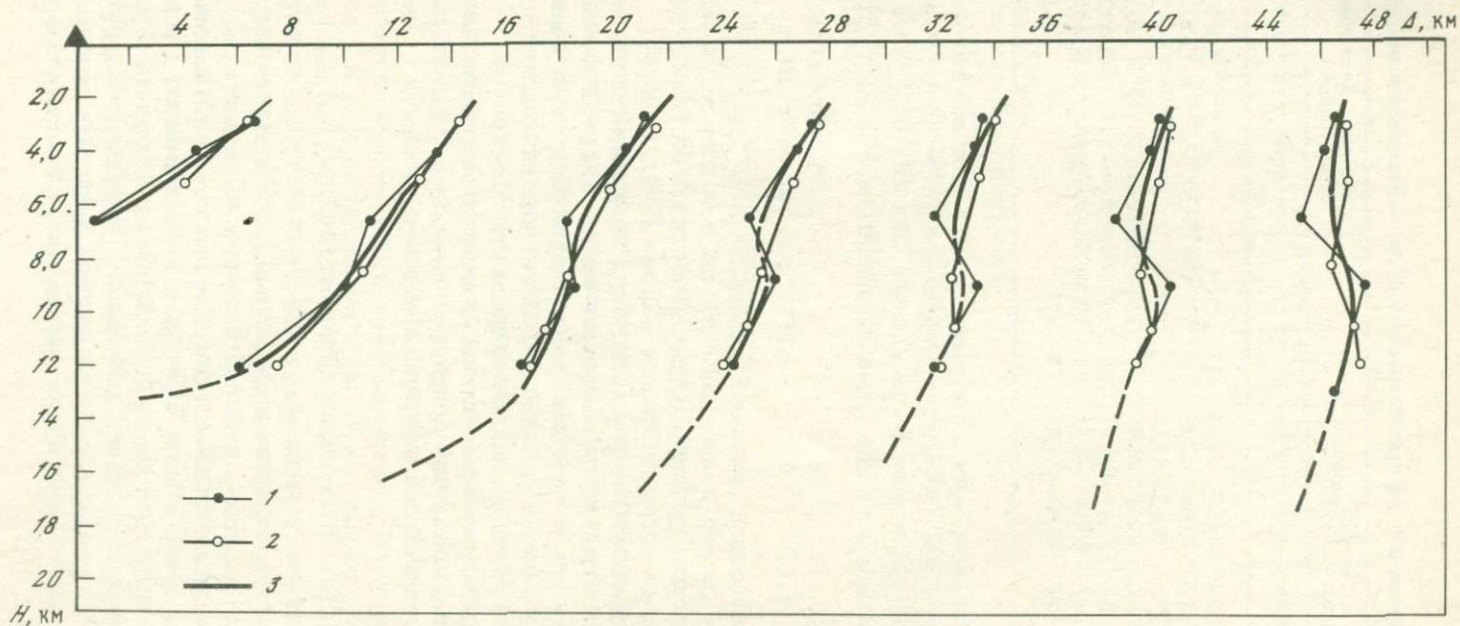


Рис. 4. Экспериментальные годографы  $\bar{S} - \bar{P}$  (Д.Н. Рустанович, 1971 г.)

Интервалы глубин (км): 1 - 2-3; 2 - 4-5; 3 - 6-7; 4 - 8-10; 5 - 11-12



Р и с. 5. Построение поля времен  $\overline{S-P}$   
 1, 2 – варианты разбиения по интервалам глубины; 3 – осреднение

Таблица 3

Параметры сильнейших афтершоков с 14 по 30 мая 1970 г. по данным ЕССН

Дата	Время в очаге, ч мин с	Координаты		h, км	Прибор	Магнитуда (в скобках — число станций)	
		$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$			$m_{PV}$	$M_{LH}$
14.V	18 47 02,4	43,00	46,95	17	СК		4,0±0,25 (8)
14.V	21 15 48,0	43,06	47,14	7	СК		4,6±0,23 (11)
15.V	06 19 14,5	43,02	47,15	18	СК		4,0±0,25 (7)
16.V	21 26 52,0	43,02	46,96	11	СКМ, СК	4,6±0,25 (6)	4,3±0,27 (11)
17.V	05 02 16,0	42,93	46,92	20	СК		4,3±0,25 (9)
17.V	06 49 04,0	42,98	46,92	12	СКМ, СК	5,4±0,11 (7)	5,2±0,18 (18)
18.V	05 36 42,0	42,92	47,09	10	СК		4,0 (5)

максимумов на всех трех компонентах). Определения, выполненные в период работы ЭСЭ (10 случаев афтершоков с  $K = 10\div 11$ ), показали, что азимуты по амплитудам  $P$ -волн станции Махачкала  $Az_{M\text{ХК}}^{\circ}$  ( $0-360^{\circ}$ ) связаны с "истинными" азимутами на эпицентры ЭСЭ  $Az_{\text{ЭСЭ}}^{\circ}$  соотношением

$$Az_{\text{ЭСЭ}}^{\circ} = Az_{M\text{ХК}}^{\circ} + 9^{\circ} \pm 5^{\circ}.$$

Ошибки определения положения эпицентра при этом достигают  $\pm 5$  км как по широте (за счет ошибок азимута), так и по долготе (за счет ошибок  $h$  и неточности годографа). Оценки этим способом были выполнены для 16 афтершоков только в период 14–29 мая 1970 г. (табл. 4).

При невозможности определения азимута координаты эпицентра оценивались приближенно путем засечки эпицентральной расстоянием  $\Delta_{M\text{ХК}}$  на продольную (широтную) ось очаговой зоны. При этом ошибка по долготе, как и ранее, не превосходила  $\pm 5$  км, ошибка по широте определялась шириной очаговой зоны и не превосходила  $\pm 10$  км.

Для определения глубины очага по данным одной станции Махачкала был разработан специальный прием (метод  $h_{\tau\Delta}$ ), основанный на зависимости относительной длительности колебаний

$$\tau = \tau_1 + \tau_2$$

( $\tau_1$  — время от начала вступления до момента максимума  $A_{\text{max}}$ ,  $\tau_2$  — время от момента наступления  $A_{\text{max}}$  до момента, после которого  $A < A_{\text{max}}/3$ ) от трех факторов: глубины очага  $h$ , эпицентрального расстояния  $\Delta$  и энергетического класса  $K$ . На основе сопоставления измеренной на сейсмограммах станции Махачкала длительности  $\tau$  с глубинами очага, определенными сетью станций ЭСЭ, было установлено, что с ростом  $M$  (или  $K$ ) при неизменных  $h$  и  $\Delta$   $\tau$  систематически возрастает. С увеличением  $h$  при неизменных  $K$  и  $\Delta$  длительность  $\tau$  систематически убывает (этот эффект, возможно, связан с уменьшением площади разрыва и увеличением скорости вспарывания в среде с увеличивающимися с ростом

Таблица 4

Точность и объем применения различных методов определения положения очагов

Метод		Ошибки, км			Число определений
		$\delta\varphi$	$\delta\lambda$	$\delta h$	
Вадати	От 2 до 5 групп станций, четкие вступления	1	1	1	6
	От 2 до 5 групп станций, нечеткие вступления	2	2	2	
	Одна группа станций	2	2	2	
Изохрон (полей времен)	Надежные вступления	3	3	3	102
	Ненадежные вступления	5	5	5	24
По станции	$Az^\circ$ и $\Delta$	5	5	—	26
Махачкала	$\Delta$ и засечка на ось очага	10	5	—	471
	$h_{T\Delta}$	—	—	5	404
Засечки по годографу Левицкой и Лебедевой (Кавказский центр ЕССН)		25	25	—	375
Засечки по годографу О.А. Асманова (Даг. ФАН СССР)		10	10	—	22
Минимизация невязок (ЕССН)		5	5	5-10	
Регионально-станционные поправки (ЕССН)		3	3	3	19
Комплексный анализ инструментальных и макросейсмических данных		3	3	4	35

глубины значениями упругих модулей). С увеличением  $\Delta_{\text{МХК}}$  длительность  $\tau$  вначале несколько убывает, а затем значительно растет, что может быть связано как с общей геометрией очаговой зоны, так и с некоторыми особенностями повторных толчков в разных ее участках (см. § 3.5).

Для 70 случаев совместного определения  $h_{\text{ЭСЭ}}$  и  $\tau$  на станции Махачкала в каждой группе афтершоков одного энергетического класса  $K$  значения глубин  $h_{\text{ЭСЭ}}$  наносились на график с координатами  $\Delta$ ,  $\tau$ . Путем осреднения и интерполяции в трехмерной области ( $K$ ,  $\Delta$ ,  $\tau$ ) были построены сглаженные изоповерхности с параметром  $h_{T\Delta}$ . Их сечения для фиксированных  $K$  дали серию палеток (рис. 6), использованных для определения глубины очага.

Следует отметить, что полученные палетки имеют строго локальную область применения (попытки их применения в эпицентральных зонах других землетрясений не привели к хорошим результатам). Более того, заметные изменения физических свойств очаговой зоны могут сделать эти палетки неприменимыми с течением времени даже для Дагестанской эпицентральной зоны. На рис. 7 приведено сопоставление значений  $h_{\text{ЭСЭ}}$  и  $h_{T\Delta}$ . Легко видеть, что ошибка определения глубины очага по данным станции Махачкала методом  $h_{T\Delta}$  не превышает  $\pm 5$  км на 95%-ном уровне доверия. С помощью палеток (рис. 6, а-г) были определены

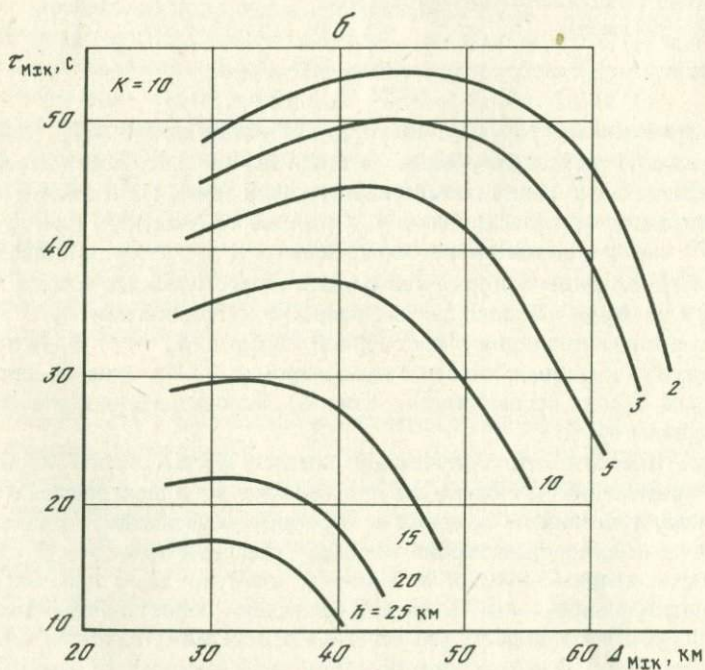
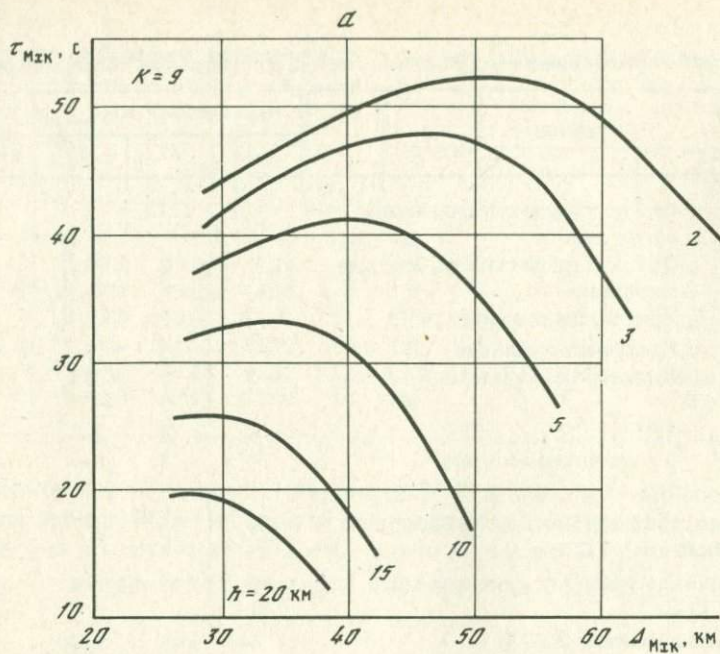
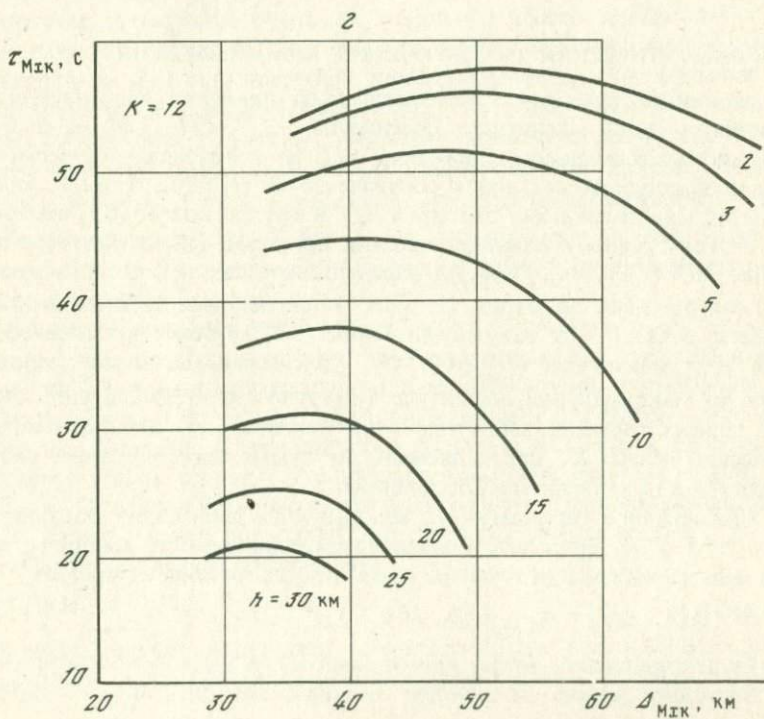
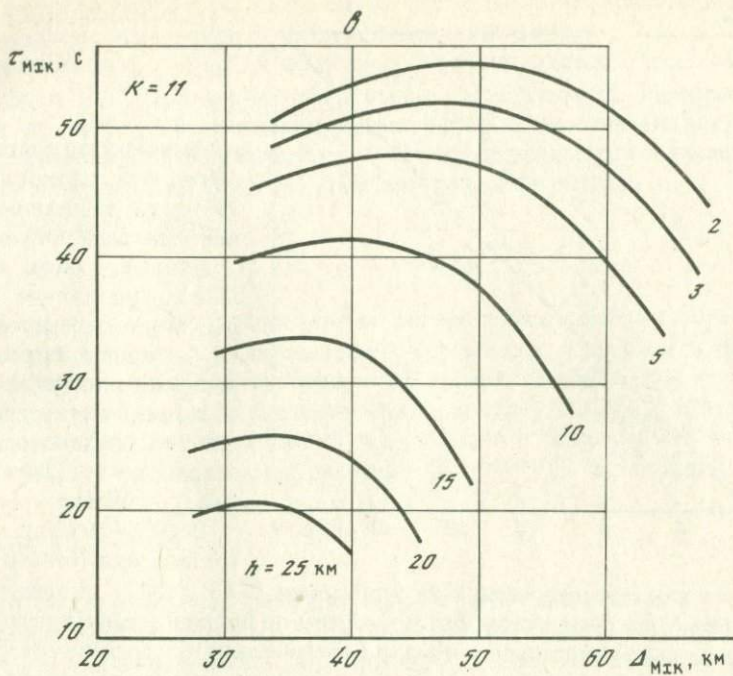
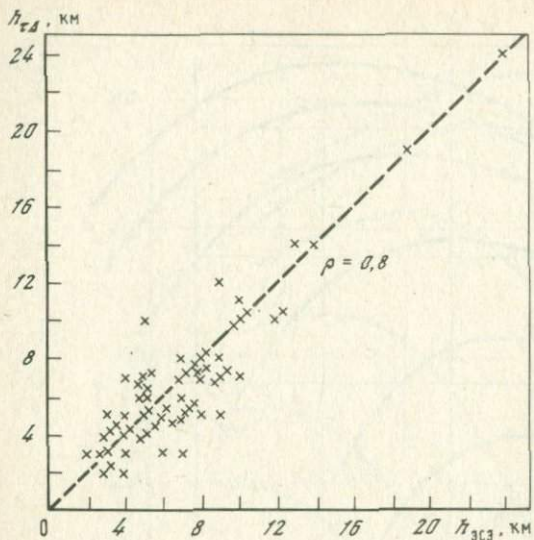


Рис. 6. Палетки  $h_{T\Delta}$





Р и с. 7. Соотношение  $h_{\tau c3}$  и  $h_{\tau d}$

глубины очагов почти всех повторных толчков 1970–1974 гг., записанных одной станцией Махачкала.

Данные о всех афтершоках, положение которых было определено хотя бы одним из рассмотренных методов, вошли в сводный каталог афтершоков Дагестанского землетрясения [Дагестанское . . . , 1981].

В 1975–1976 гг. в ходе составления Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР [1977] окончательные значения координат очагов были выбраны по принципу наилучшего согласования инструментальных и макросейсмических определений, а оценка точности была выполнена на основе анализа имевшихся расхождений.

### 3.3. ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ (МАГНИТУДНАЯ) КЛАССИФИКАЦИЯ

В настоящее время в сейсмологической практике используются пять основных типов магнитуды [Магнитуда . . . , 1974]:  $M_{LH}$ , определяемая по максимальному значению  $A/T$  на горизонтальной компоненте поверхностных волн (новое обозначение  $MLH$ );  $m_{PV}(m_{SH})$ , определяемые по максимальному значению  $A/T$  в группе волн  $P(S)$ , измеренным на записи средне- и длиннопериодных приборов (новое кодовое обозначение  $MPV(C)$ );  $m'_{PV}(m'_{SH})$ , определяемые так же, но по записям короткопериодных приборов (в США — для первых двух-четырех максимумов, в СССР — в максимуме волны  $P(S)$ ). Новое кодовое обозначение этой магнитуды  $MPV(A)$ ;  $M_l$  (локальная магнитуда), определяемая по максимальной амплитуде (фактически по амплитуде  $S$  или  $\bar{S}$ ) на записях близких землетрясений; наконец, так называемый энергетический класс  $K$ , определяемый по сумме максимальных амплитуд волн  $P$  и  $S$  на записях близких станций.

Для каждого типа магнитуд используются свои калибровочные функции  $\sigma(\Delta)$ , т.е. функции, определяющие зависимость амплитуд от расстояния (а иногда и от глубины очага); согласно общей формуле

$$M = \lg[A, A/T] + \sigma_{A, A/T}(\Delta, H, \dots).$$

Существовавший долгое время разницей в калибровочных функциях в последнее время фактически ликвидирован для  $M_{LH}$  с переходом

большинства сейсмологических служб мира на использование московско-пражской стандартной функции [Ванек и др., 1962].

Величины  $m_{PV}$  и  $m_{SH}$  до последнего времени определялись главным образом в СССР на основе стандартной калибровочной функции [Ванек и др., 1962]. В настоящее время определение этих магнитуд все шире входит в сейсмологическую практику других стран. Стандартные соотношения между  $m_{PV}$  и  $M_{LH}$  имеют вид [Магнитуда . . . , 1974]:

$$m_{PV} = 0,63M_{LH} + 2,5, \quad (1)$$

$$M_{LH} = 1,6m_{PV} - 4,0. \quad (2)$$

Величины  $m'_{PV}$  и  $m'_{SH}$  долгое время определялись главным образом в США и публиковались в американских бюллетенях, а также в бюллетене ISC (Международный сейсмологический центр). В последнее время их определение введено в сейсмологическую практику СССР и других стран. Большое количество определений  $m'_{PV}$  сделано в ходе составления Нового каталога сильных землетрясений СССР [1977]. Установлено среднее соотношение

$$m'_{PV} = m_{PV} - 0,3,$$

однако несомненно, что разность  $m_{PV} - m'_{PV}$  должна возрасти с ростом магнитуды, и характер этой зависимости подлежит дальнейшему уточнению. Можно полагать, что при  $m < 4,5$ ,  $m \approx m'$ , а при  $m > 7$  разность  $m - m'$  больше единицы.

В отличие от указанных величин локальные шкалы магнитуд  $M_l$  и  $K$  до сих пор не унифицированы. Все шкалы  $M_l$  основаны на измерении амплитуд волн  $S$ , большинство из них использует для определения короткопериодную аппаратуру, и почти все из них на уровне  $m \approx 5$  согласованы со шкалой  $m_{PV}$  ( $m_{SH}$ ). Поэтому локальная магнитуда  $M_l$  по смыслу является магнитудой  $m_{SH}$  с калибровочной кривой, продолженной в область близких расстояний. Соблюдение указанных условий (использование волн  $S$  или  $\bar{S}$  и согласование со шкалой  $m_{SH}$ ) является обязательным при построении локальных шкал магнитуд для отдельных специфических районов.

Несмотря на попытки приписывать энергетическому классу  $K$  смысл логарифма энергии, эта величина, получаемая практически, как и магнитуда, по измеренным амплитудам и калибровочной функции по существу остается не более чем линейной функцией некоторой локальной магнитуды. Величина  $K$  используется только в СССР и, к сожалению, применяется столь широко, что напрашивающаяся замена ее на  $M_l$  невозможна без большой дополнительной работы. Первоначальная шкала Т.Г. Раутиан имела под собой определенное энергетическое обоснование. Однако известное соотношение

$$K = 1,8M + 4 \quad (3)$$

используется без указания типа магнитуды. Есть все основания полагать, что при построении этой шкалы использовались значения  $m'_{PV}$  или

$m_{PV}$ , однако четкие указания в литературе об этом отсутствуют, и чаще всего под  $M$  в формуле (3) понимается  $M_{LH}$ .

Энергетические характеристики предварительных, основного и повторных толчков Дагестанского землетрясения определялись с учетом высказанных выше общих замечаний.

Магнитуда  $M_{LH}$  определялась по стандартной Московско-Пражской шкале. При этом, однако, выяснилось, что поверхностные волны могут регистрироваться аппаратурой ЭСЭ вплоть до самых малых эпицентральных расстояний, и это дало возможность продлить стандартную зависимость  $\sigma_A(\Delta)$  в сторону малых расстояний следующим образом:

$\Delta$ , км	2	5	10	15	20	30
$\sigma_{LAmax}(\Delta)$	0,84	1,14	1,42	1,58	1,74	1,95

При больших расстояниях используется стандартная формула

$$M_{LH} = \lg A_{LAmax} + \sigma_{LAmax}, \quad (4)$$

где

$$\sigma_{LAmax} = 1,32 \lg \Delta$$

(здесь и далее  $\Delta$  — в км).

В данном случае, исходя из практических соображений, для определения магнитуды используется максимальная амплитуда поверхностных волн  $A_{Lmax}$ , а от периода требуется лишь, чтобы он был достаточно большим, характерным для поверхностных волн. Как показывает опыт, в ближней зоне поверхностная волна выделяется достаточно уверенно на записях как экспедиционной аппаратуры, так и приборов СК на станции Махачкала.

Шкала для определения локальной магнитуды была построена на основе указанного соотношения между  $m$  и  $M_{LH}$ . Для ряда опорных толчков были определены значения  $M_{LH}$  по нескольким кавказским станциям или взято значение  $M_{LH}$  по станции Махачкала (эти данные находятся в хорошем взаимном согласии). Величины  $M_{LH}$  были пересчитаны в  $m$  по формуле (2), после чего по измеренным значениям  $A_S$  на станции Махачкала и станциях ЭСЭ и вычисленным значениям  $m$  были определены индивидуальные значения калибровочной функции  $\sigma_{SAmax}$ .

$$\sigma_{SAmax}^{(i)} = m_{SH} - \lg A_{Smax},$$

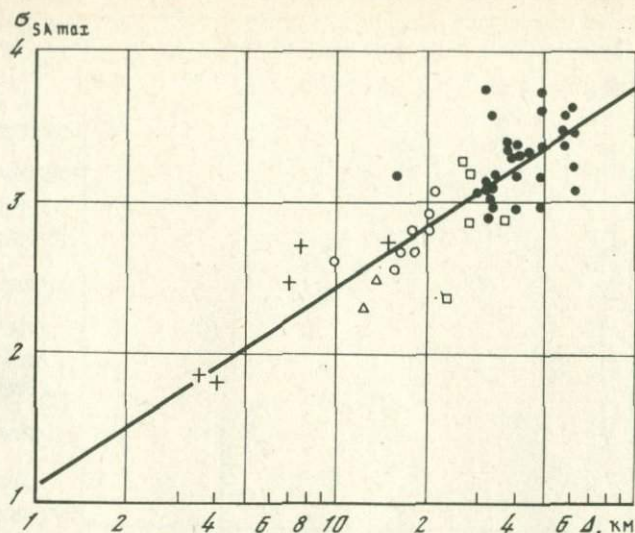
окончательно калибровочная функция получена осреднением индивидуальных значений (рис. 8). Ее аналитическое выражение имеет вид

$$\sigma_{SAmax} = 1,32 \lg \Delta + 1,1,$$

и локальная магнитуда  $M_l$ , имеющая смысл  $m_{SH}$ , определяется по формуле

$$M_l = \lg A_{Smax} + 1,32 \lg \Delta + 1,1$$

( $A$  везде в мкм). Номограмма для определения  $M_l$  приведена на рис. 9.



Р и с. 8. Построение калибровочной функции  $\sigma_{SAmax}$  ( $\Delta$ ) для локальной магнитуды  $M_l$

Энергетический класс  $K$  определялся по стандартной палетке КСЭ (Т.Г. Раутиан). Сопоставление классов  $K_p$ , определенных по сети кавказских станций с  $K_{Mxk}$  и  $K_{ЭСЭ}$ , обнаруживает значительные систематические расхождения. Для перехода от  $K_{ЭСЭ}$  и  $K_p$  может быть использована следующая приближенная формула

$$K_p = R_{ЭСЭ} - 0,12(t_S - t_p).$$

Экспериментальные данные приводят к следующим соотношениям между  $K$  и  $M$ :

$$K_{ЭСЭ} = 1,82M_{LH} + 4,4,$$

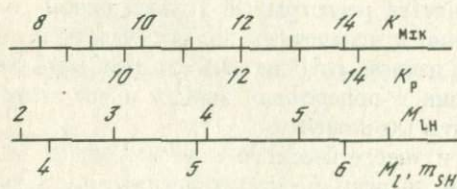
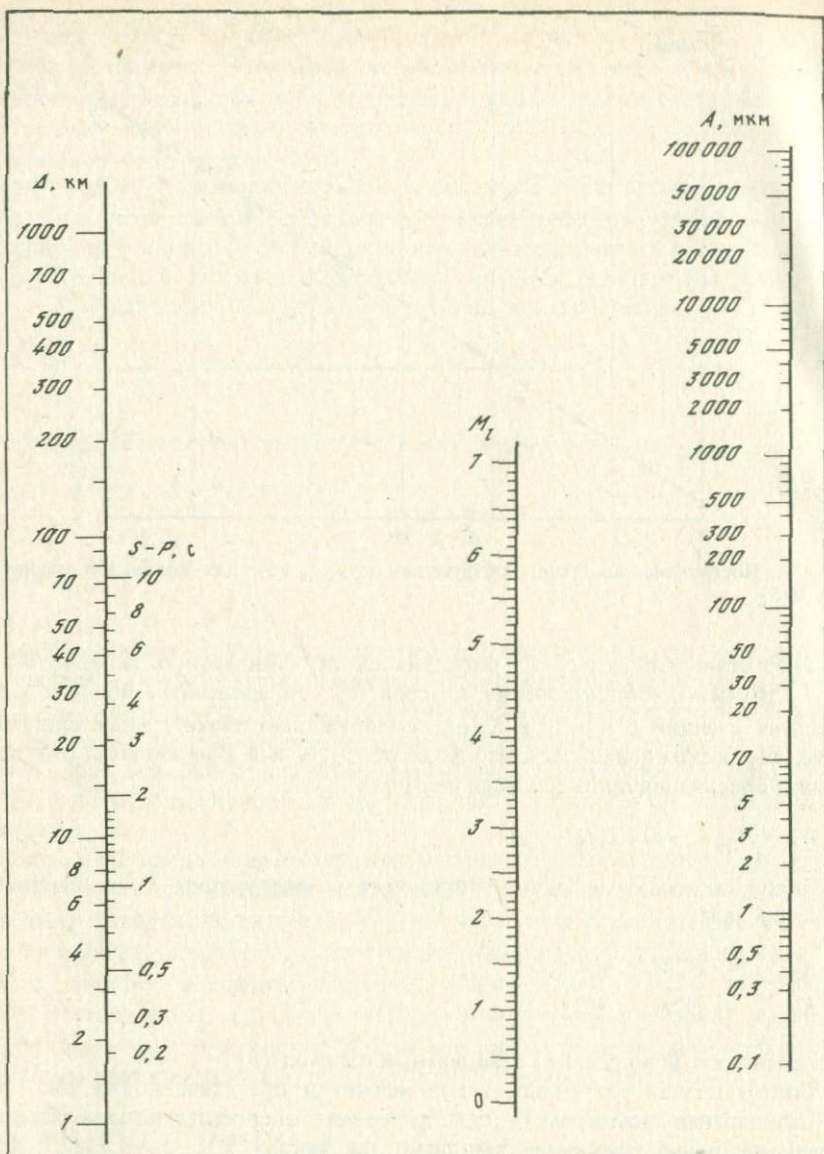
$$K_{Mxk} = 1,92M_{LH} + 3,9,$$

что позволяет использовать стандартный переход (3).

Сопоставление различных типов магнитуд представлено на рис. 10.

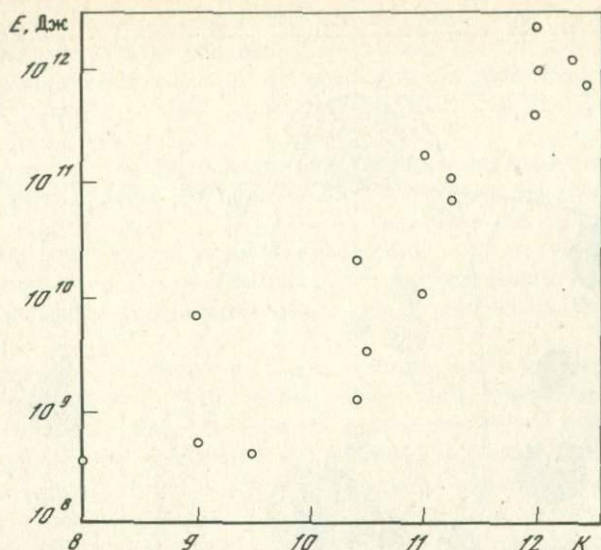
Стандартная номограмма для измерения энергетического класса  $K$  предусматривает затухание амплитуд по закону  $\lg A \sim -2,1 \lg R$ . Для афтершоков Дагестанского землетрясения, как это показано далее (см. рис. 36), такой закон затухания неприменим. Более сильное затухание амплитуд в нашем случае объясняется регистрацией только одной горизонтальной компоненты колебаний в поперечных волнах. Чем больше гипоцентральное расстояние (при данной глубине очага), тем меньше угол выхода сейсмической радиации в поперечных волнах и все меньшая ее доля падает на горизонтальную компоненту.

В качестве контрольной оценки энергетического класса  $K$  была использована величина сейсмической энергии  $E$  землетрясения, получен-



Р и с. 9. Номограмма для определения локальной магнитуды  $M_L$  в зоне Дагестанского землетрясения

Р и с. 10. Соотношения между энергетическими классами  $K_P$  и  $K_{MХК}$  и магнитудами  $M_L$  и  $M_{LH}$



Р и с. 11. Корреляция между сейсмической энергией  $E$  по спектру  $S$ -волн и энергетическим классом  $K$

ная из спектров численным способом по следующей формуле:

$$E = 4\pi R_0^2 \rho V_S \int_0^{\infty} [S(\omega)]^2 \omega^2 d\omega,$$

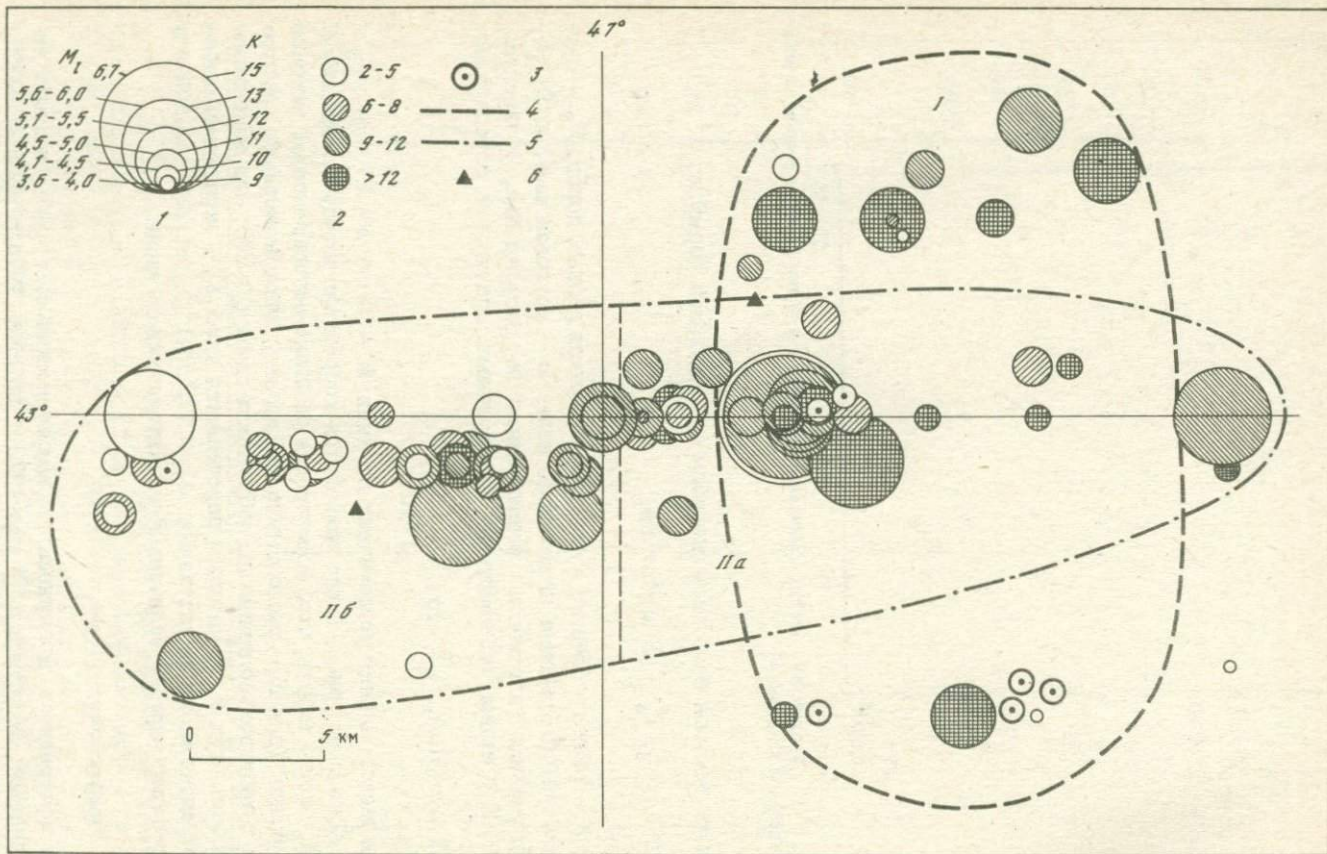
где  $R$  — радиус референц-сферы,  $\rho$  — плотность горных пород,  $V_S$  — скорость распространения поперечных волн,  $\omega$  — круговая частота,  $S(\omega)$  — спектральная плотность, исправленная за расхождение и поглощение. Коррекция наблюдаемых спектральных плотностей определялась

$$S(\omega) = S(\omega)_H \frac{R}{R_0} \exp\left(-\frac{R-R_0}{2V_S Q}\right).$$

При расчете приняты следующие значения:  $R = 10$  км,  $\rho = 2,7$  г/см<sup>3</sup>,  $V_S = 3,4$  км/с. Из рис. 11, где приводится корреляция между величинами  $E$  и  $K$ , можно видеть, что, несмотря на различие использованных законов затухания (для  $E$  — расхождение по квадрату гипоцентрального расстояния и произвольно принятая добротность среды  $Q = 200$ ; для максимальных амплитуд  $A$ , по которым определяется класс  $K$ , — экспериментально определенный закон затухания:  $A_0 = A(R/R_0)^{2,7}$ , где  $A_0$  — амплитуда на референц-сфере), величины  $E$  и  $K$  находятся в согласии.

#### 3.4. РЕЖИМ

Рой афтершоков Дагестанского землетрясения был исключительно интенсивным: за период с 14 мая 1970 г. по июнь 1974 г. произошло 504 афтершока с  $K \geq 9$ , в том числе 13 — с  $K = 13$ , 22 — с  $K = 12$ , 76 — с  $K = 11$ , 143 — с  $K = 10$  и 250 — с  $K = 9$ .



*Пространственное распределение афтершоков.* На рис. 12 представлено положение в плане очагов афтершоков до начала работы Эпицентральной сейсмологической экспедиции. Координаты очагов и их глубина указаны в основном по данным сейсмической станции Махачкала; для сильнейших толчков учтены также данные ЕССН (см. § 2.2) и Кавказской сети станций (см. § 3.2).

На рис. 13 показано положение гипоцентров афтершоков, наиболее точно определенных по данным ЭСЭ в период с 31 мая по 20 октября 1970 г. (всего около 180 толчков). Разрешающая способность экспедиционной сети станций в этот период была такова, что в пределах гипоцентральной зоны представительно регистрировались афтершоки с  $K \geq 8$ . Точность определения координат гипоцентров была рассмотрена в § 3.2.

Распределение афтершоков как в плане, так и на разрезах достаточно выразительно. В первый период афтершоки отчетливо разделились на две группы (см. рис. 12). Облако эпицентров зоны I имеет меридиональную ориентацию и состоит из толчков, происшедших 14 мая между 9 ч 20 мин и 18 ч 12 мин и являющихся собственными афтершоками сильного форшока, а также из группы достаточно сильных толчков (пять или более с  $K = 12$ ), происшедших после главного толчка, но связанных, очевидно, с плоскостью разрыва в очаге форшока. Быть может, быстрое затухание активности афтершоков в этой зоне связано именно с большим выделением энергии в первые дни после основного толчка.

Облако эпицентров зоны II, связанное с разрывом в очаге главного толчка, имеет отчетливо выраженное субширотное простирание. В дальнейшем (см. рис. 13) в этой группе выявились зоны повышенной концентрации числа толчков в районах станций Экибулак (IIa) и Дружба (IIб). Далее они будут называться соответственно центральной и западной зонами. Граница между ними проведена через  $47,00^\circ$  (отметка 18 км на разрезе I-I'). В западной зоне очаги лежат на глубинах 2–14 км, в центральной — 3–24 км. Длина всей области афтершоков составляет около 40 км.

Следует отметить, что станции ЭСЭ начали работу достаточно поздно, когда зона I резко снизила активность.

Судя по афтершокам, положение плоскости разрыва сильного форшока в 09 ч 20 мин было близким к вертикальному. Что касается плоскости основного толчка, то в западной зоне отчетливо заметно падение плоскости разрыва к югу (рис. 13,в), в центральной части положение плоскости разрыва кажется близким к вертикальному, что говорит о некоторой ее закрученности ("пропеллерности"). Параметры неплоской поверхности разрыва могут быть, вообще говоря, оценены лишь путем расчета компонент тензора сейсмического момента [Костров,

Р и с. 12. Эпицентры афтершоков в период с 14 по 30 мая 1970 г.

1 — энергетические классы  $K$  и локальные магнитуды  $M_l$ ; 2 — глубина очагов; 3 — глубина очага неизвестна, эпицентр неточен; 4 — границы зоны I; 5 — границы зоны II; 6 — сейсмические станции

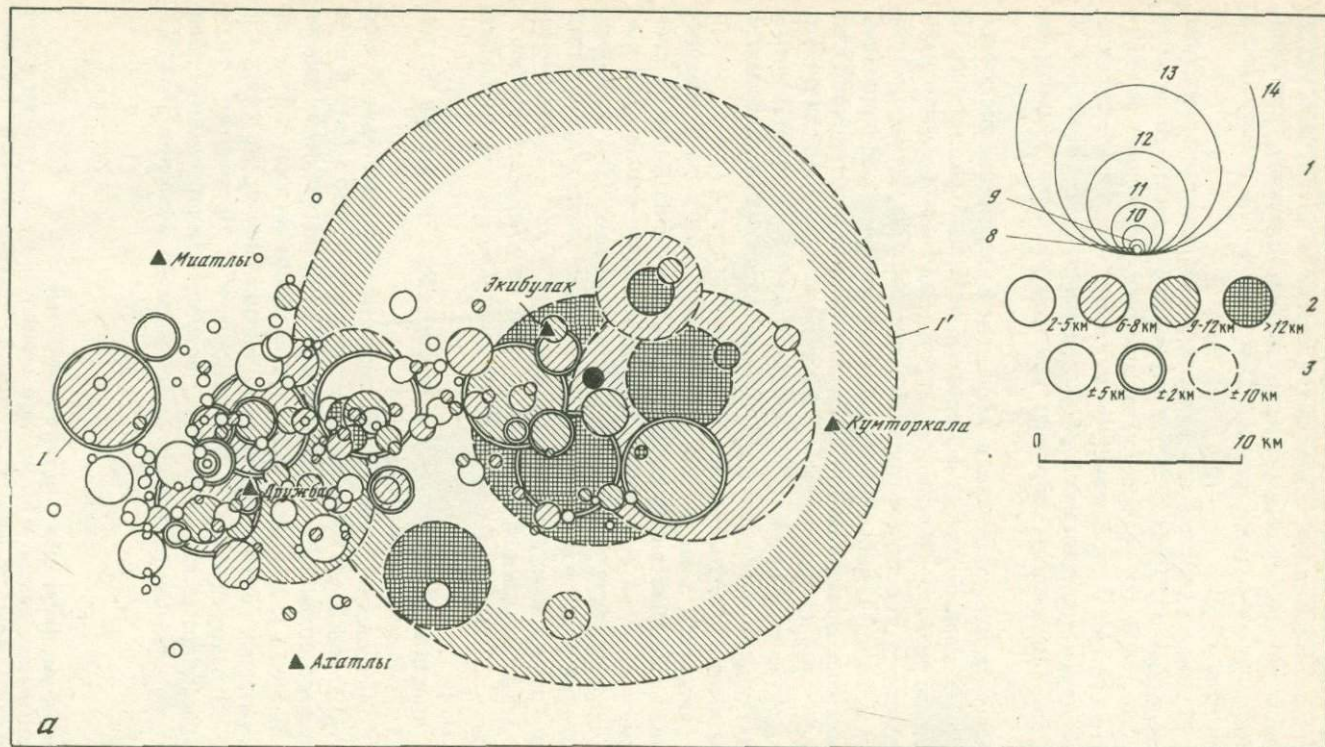
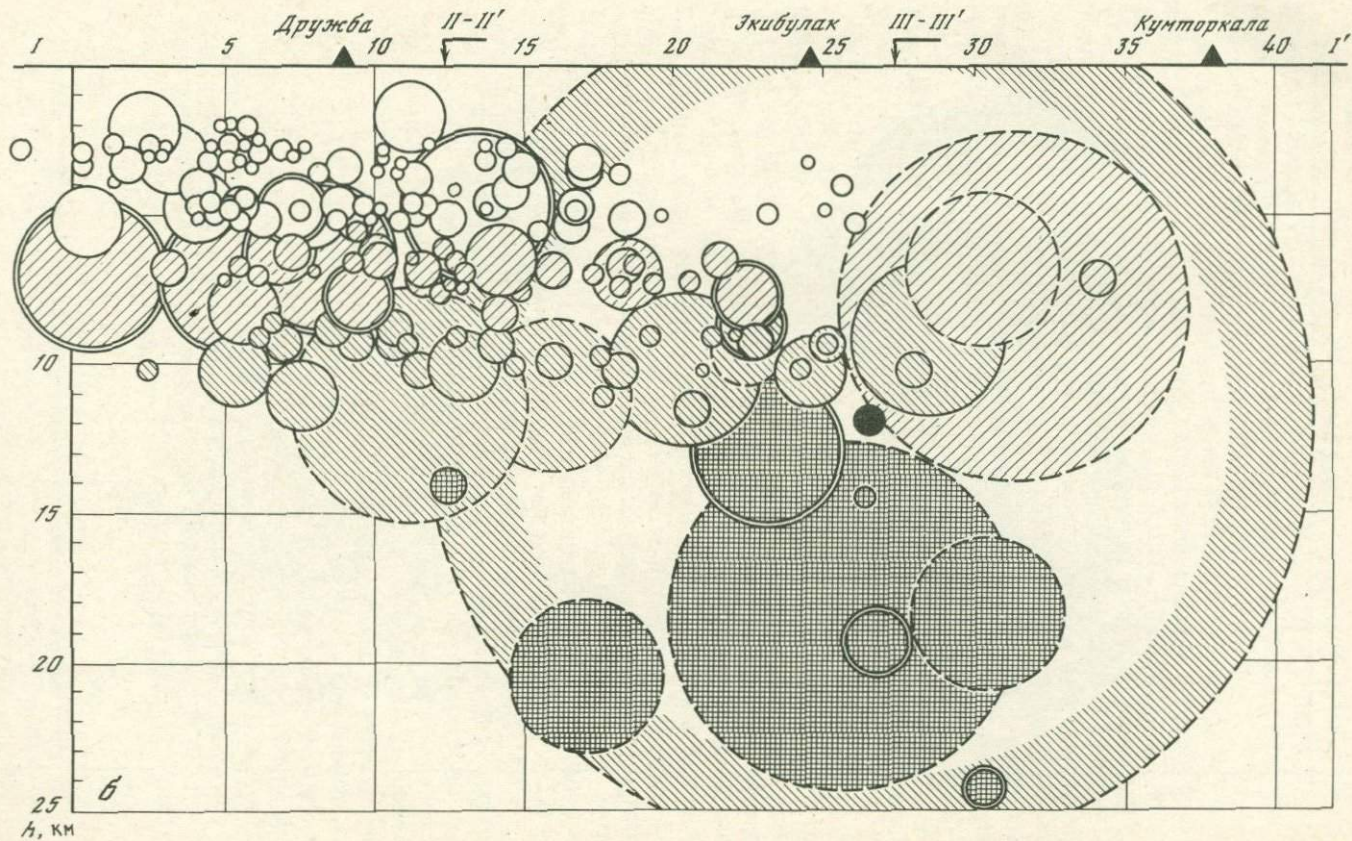


Рис. 13



Р и с. 13 (продолжение)

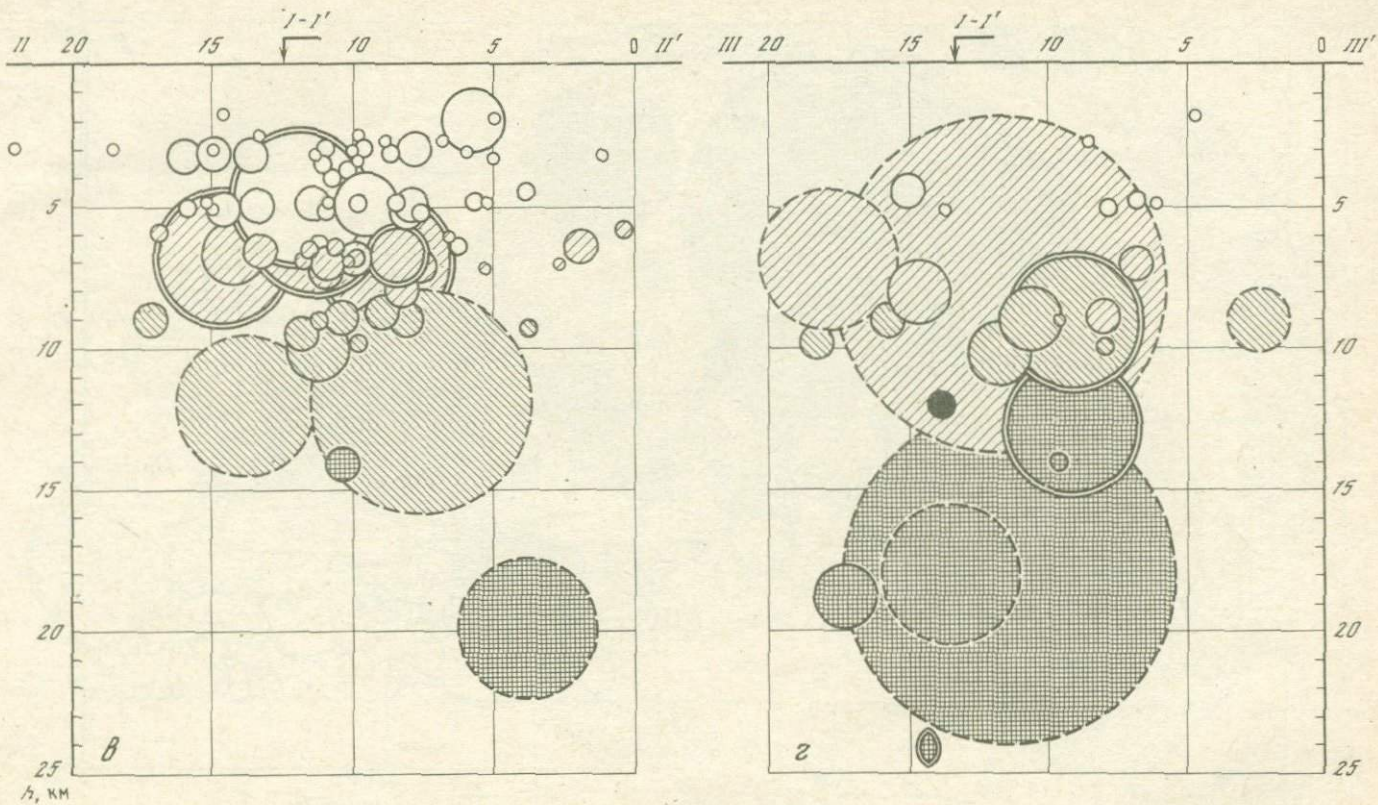


Рис. 13 (окончание)

1975]. Обсуждение различных данных о положении плоскости разрыва будет проведено в гл. 4.

*Изменение во времени пространственного распределения афтершоков.* Из рис. 14 видно, что после некоторого затишья афтершоковой деятельности в период с 22 по 28 мая наступило вновь большое оживление, в ходе которого возник ряд толчков 12-го класса.

За вычетом, пожалуй, периода бурной активности афтершоков в районе пос. Дружба в конце мая—июне 1970 г. можно отчетливо видеть миграцию очагов вдоль плоскости разлома (например, в течение всего августа 1970 г.), что говорит о некоторой эффективной скорости процесса разрушения, проявлением которого являются очаги афтершоков. На этом же рисунке были выделены оси отдельных фаз процесса и затем определена его средняя скорость (в соответствии с общим ходом событий и отсчетом расстояний влево от Махачкалы, при этом знак "плюс" приписывался процессу, идущему с востока на запад, "минус" — обратному направлению). Оказалось, что по мере затухания процесса скорость уменьшалась от 8 см/с (6,8 км/сутки) до 0,55 см/с (0,47 км/сутки), причем в положительном направлении возбуждение проходило немного быстрее, чем в отрицательном (рис. 15).

Заметим, что полученную таким образом скорость распространения афтершокового процесса ни в коем случае не следует смешивать со скоростью относительного скольжения крыльев разрыва в процессе крипа.

Более детально структура пространственно-временного окружения сильных толчков прослежена на рис. 16, где приведены вертикальные разрезы по линии, совпадающей с простиранием плоскости основного разрыва и облака афтершоков, построенные по данным наблюдений за июнь 1970 г. Каждый интервал (за исключением 3-го и 6-го) заканчивается сильным землетрясением с  $M = 5,0-5,5$  ( $K \approx 12$ ). Из рассмотренных приведенных схем следует, что гипоцентры основного землетрясения, форшока и сильнейших повторных толчков с  $M \geq 5,0$  ( $K \geq 12$ ) расположены, по-видимому, в пределах кристаллического фундамента и тяготеют к неровностям (уступам) его кровли [Рустанович, Смирнова, 1975]. Эти ступени, вероятно, образовались в результате сбросов по разломам, расколовшим фундамент, простирающимся на северо-восток под углом около  $30^\circ$  к простиранию плоскости основного разрыва.

Здесь, как и на рис. 14, заметна миграция сильных повторных толчков с востока на запад и обратно. Средняя скорость миграции в июне составляла около 3 км за сутки. Видно, что сильные землетрясения возникают на участках относительно слабой сейсмической активности. Иначе говоря, перед возникновением сильного афтершока с  $M \geq 5,0$  сейсмическая активность в непосредственной близости к его гипоцентру снижается. Расстояния между гипоцентром сильного землетрясения и ближайшими к нему гипоцентрами толчков с  $M \leq 4,0$  оказались равными

Рис. 13. Гипоцентры афтершоков в период с 31 мая по 20 октября 1970 г.

*a* — план, *б* — разрез по I—I, *в* — разрез по II—II, *г* — разрез по III—III; *1* — классы, *2* — глубина очагов; *3* — точность определения координат очагов

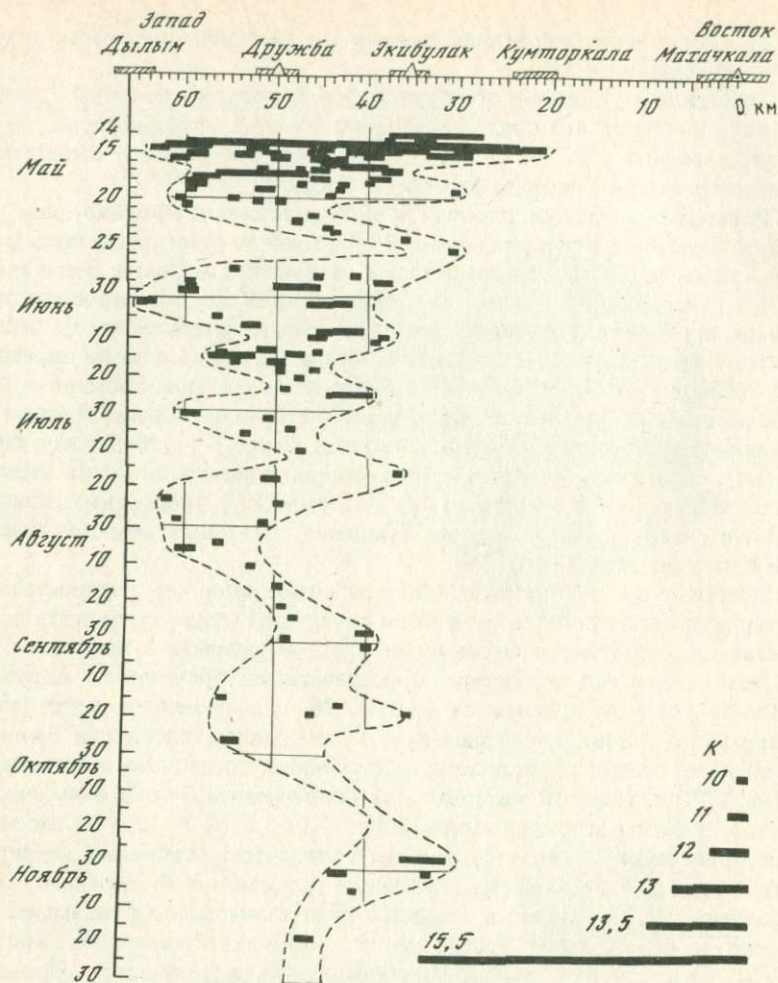
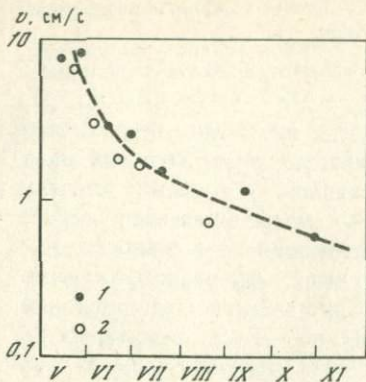


Рис. 14. Распределение повторных толчков во времени вдоль плоскости очага  
 Длина черты в масштабе рисунка близка к линейной протяженности очага

4,5–7,5 км, т.е. в 2–3 раза больше среднего размера, характерного для землетрясений с  $M = 5,0-5,5$ . Эту область можно рассматривать как зону подготовки следующего землетрясения.

В условиях ярко выраженной нестабильности сейсмического режима в период афтершоковой деятельности характер изменения свойств среды может быть оценен лишь в самом общем виде на основе статистики распределения сильных и слабых афтершоков.

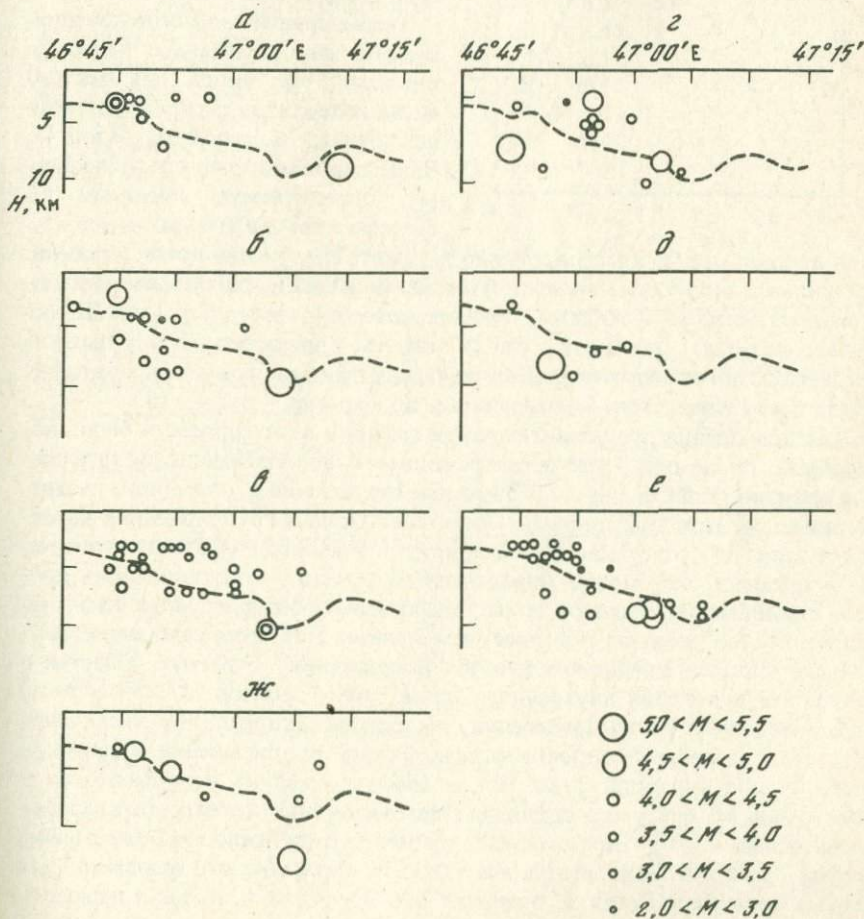
С этой целью исследовано поведение графиков повторяемости. Угловой коэффициент сводного графика повторяемости (ненормированного) за период с 14 мая 1970 г. до конца 1974 г.  $\gamma = 0,43$  (рис. 17). Прямая

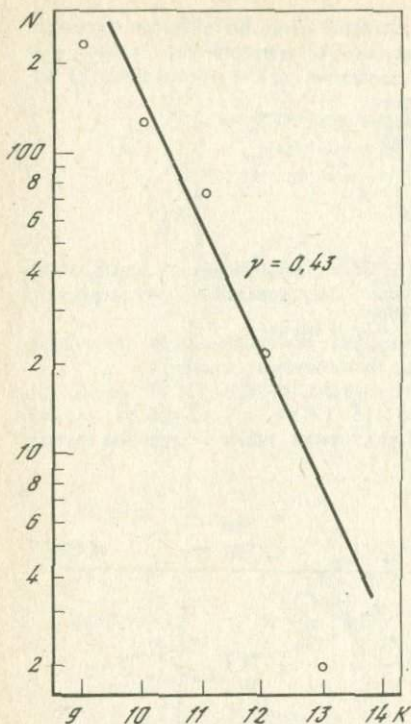


Р и с. 15. Изменение во времени скорости миграции очагов афтершоков вдоль разрыва в западном (1) и восточном (2) направлениях

Р и с. 16. Вертикальный разрез вдоль очаговой зоны Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г.

Гипоцентры афтершоков за последовательные промежутки времени: а - 2-4. VI, б - 4-8. VI, в - 8-13. VI, г - 13-15. VI, д - 15-17. VI, е - 17-24. VI, ж - 24-27. VI. Пунктирная линия - граница фундамента





Р и с. 17. Общий график повторяемости афтершоков

проведена визуально, причем старшие классы, число которых мало, учитывались в меньшей степени.

Весь рассматриваемый период афтершоковой деятельности был разбит на 15 интервалов, включающих, за несколькими исключениями, по 25–30 землетрясений (табл. 5). Следующие сразу за главным толчком 2-й и 3-й интервалы были разделены на две части. Для каждого интервала были построены свой график повторяемости.

Рассмотрение графиков повторяемости для отдельных периодов показало, что лишь для малого числа интервалов распределение точек близко к линейному (тип I). Чаще графики имеют сложную форму, определяемую заметным дефектом или избытком числа слу-

чаев для некоторых классов. Можно выделить следующие типы графиков: выпуклый (тип II, заметен недостаток наименьших и наибольших рассматриваемых классов и избыток средних классов); вогнутый (тип III, обратная картина); ломаный (тип IV, классы с недостатком и избытком числа событий чередуются). Сводка характеристик графиков повторяемости приведена в табл. 5, изменения  $\gamma$  во времени — на рис. 18.

Для повышения представительности графики повторяемости были построены также для более продолжительных перекрывающихся интервалов времени (табл. 6, рис. 18). Заметные отклонения от линейного распределения при этом сохранились. Последний вариант группирования интервалов (рис. 19) отчетливо демонстрирует тенденцию возрастания  $\gamma$  с течением времени. Это может определенным образом характеризовать процесс стабилизации очаговой зоны: относительно более крупные дефекты "залечиваются" раньше и полнее, чем мелкие. При этом наиболее естественным кажется предположение об "измельчении" очаговых областей в результате появления внутренних "спаек" или "зацепов". Рассмотрим теперь поведение типа распределения, т.е. формы распределения числа толчков по их энергетическим классам. Форма распределения форшоков (табл. 5, 1) вогнутая (тип III), и наклон графика повторяемости  $\gamma$  (построенного без учета единичных землетрясений некоторых классов) очень велик (0,70). Для интервала времени сразу после главного толчка форма распределения выпуклая (тип II). Особенно это выражено для первых трех часов (табл. 5, интервал 2а). Здесь  $\gamma < 0$ , но даже на графиче-

Таблица 5

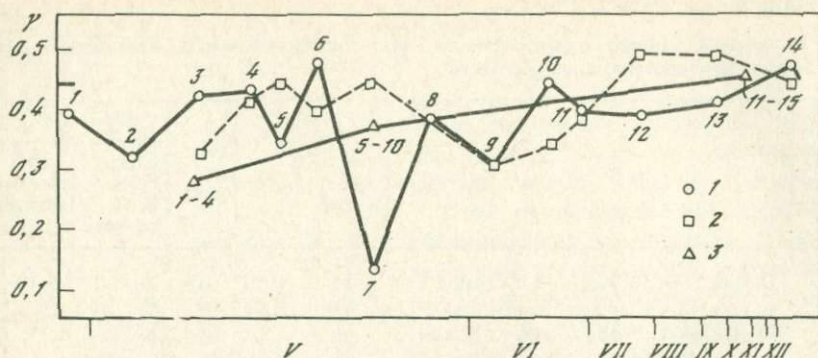
Параметры графиков повторяемости для последовательных временных интервалов афтершоковой деятельности

№ интервала	Время	Число землетрясений	$\gamma$	Тип графика	Классы К	
					с недостатком случаев	с избытком случаев
1	14 мая, 09 ч 20 мин – 18 ч 12 мин	15	0,39	III	10, 11	9, 12
2	14 мая, 18 ч 12 мин – 24 ч 00 мин	48	0,32	II	9, 10, 13	11, 12
2а	14 мая, 18 ч 12 мин – 21 ч 14 мин	28	–	II	9, 10	–
2б	14 мая, 21 ч 15 мин – 24 ч 00 мин	20	0,25	I	–	–
3	15 мая, 00 ч 00 мин – 24 ч 00 мин	69	0,42	IV	10	11
3а	15 мая, 00 ч 00 мин – 09 ч 00 мин	37	0,32	I	–	–
3б	15 мая, 09 ч 01 мин – 24 ч 00 мин	32	0,35	IV	10	11
4	16 мая, 00 ч 00 мин – 24 ч 00 мин	34	0,43	I	–	–
5	17 мая, 00 ч 00 мин – 24 ч 00 мин	27	0,34	IV	10, 12	9, 11, 13
6	18 мая – 19 мая	30	0,47	I	–	–
7	20 мая – 24 мая	27	0,13	(I)	–	–
8	25 мая – 3 июня	26	0,38	II	9, 12	11
9	4 июня – 13 июня	29	0,30	I	–	–
10	13 июня – 23 июня	25	0,43	IV	11	12
11	24 июня – 13 июля	26	0,39	I	–	–
12	14 июля – 1 сентября	31	0,58	II	9, 12	10, 11
13	2 сентября – 10 декабря	24	0,40	II	9	10, 11
14	11 декабря 1970 г. – 28 июня 1971 г.	28	0,46	(II)	9	11
15	29 июня 1971 г. – 14 февраля 1972 г.	18	0,21	(I)	–	–

Таблица 6

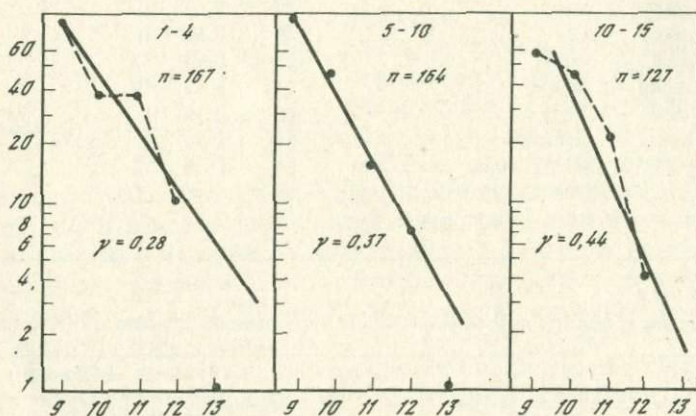
Параметры графиков повторяемости для укрупненных временных интервалов

Группы интервалов	Число землетрясений	$\gamma$	Тип графика	Классы К	
				с недостатком случаев	с избытком случаев
2+3+4	151	0,32	II	9, 12	11, 12
3+4+5	130	0,42	II	13	11
4+5+6	91	0,44	I	–	–
5+6+7	84	0,39	I	–	–
6+7+8	83	0,44	I	–	–
7+8+9	82	0,38	I	–	–
8+9+10	80	0,30	I	–	–
9+10+11	80	0,33	I	–	–
10+11+12	82	0,37	I	–	–
11+12+13	81	0,48	II	9	11
12+13+14	83	0,48	II	9	11
13+14+15	70	0,43	II	9	11
1–4	167	0,28	IV	10, 12	11
5–10	164	0,37	I	–	–
11–15	127	0,44	II	9, 12	10, 11



Р и с. 18. Изменение во времени углового коэффициента  $\gamma$

1 – интервалы по табл. 5; 2 – перекрывающиеся интервалы по табл. 6; 3 – интервалы по рис. 19. Цифры у точек – номера интервалов

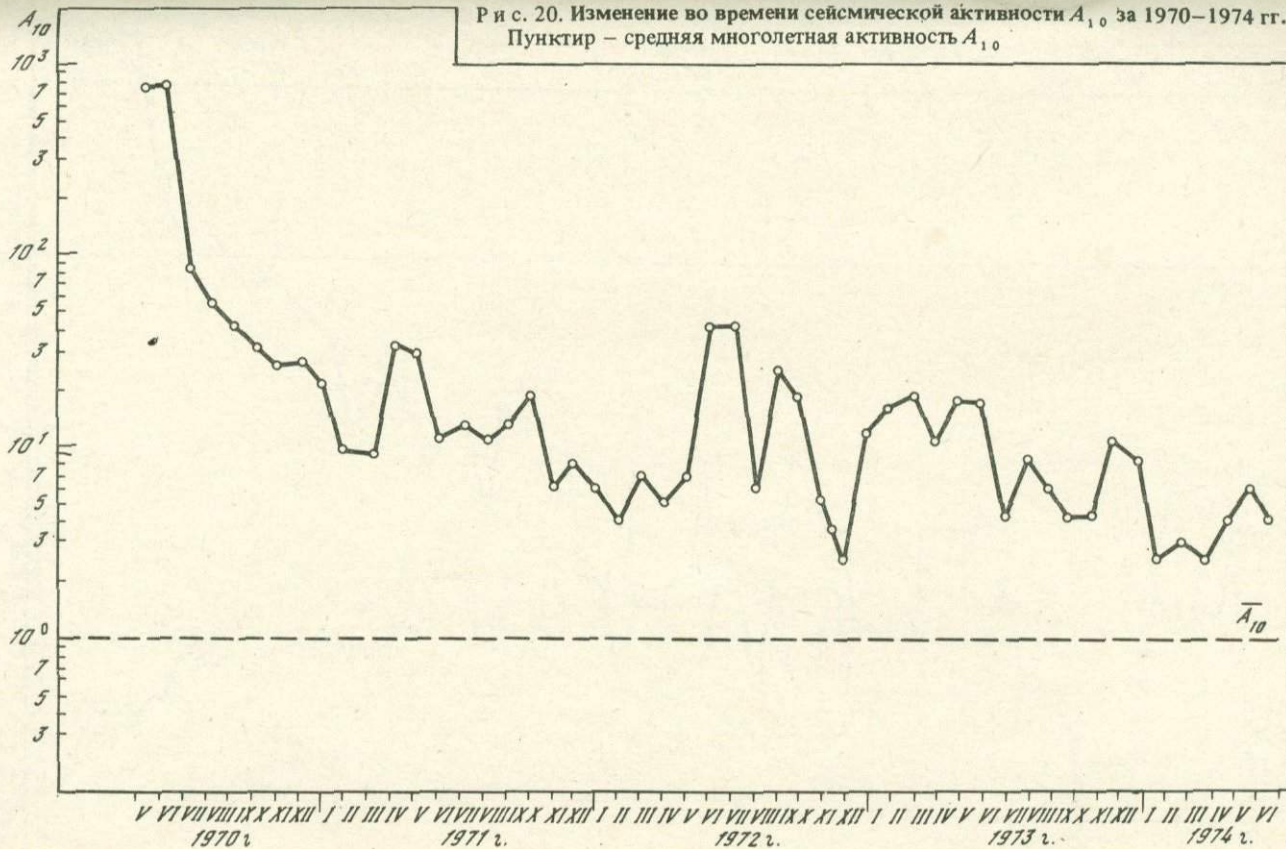


Р и с. 19. Графики посторяемости, соответствующие разбиению афтершокового периода на три части (см. табл. 6)

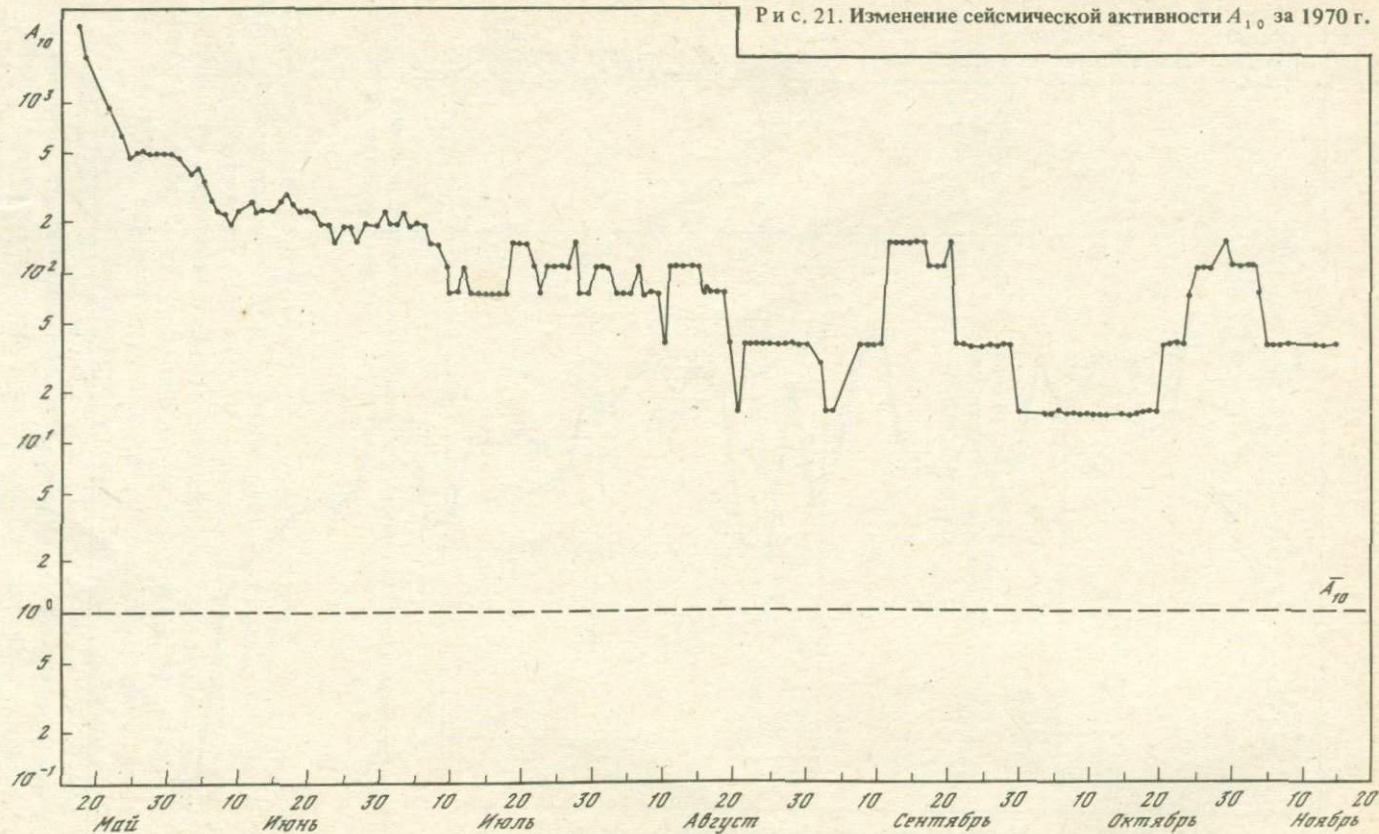
ке для скользящего интервала, куда входят первые 1,5 – 2 сут, четко видна ступенька при  $K = 10 \div 11$ , т.е. наблюдается аномально большое количество землетрясений с  $K \sim 11$ . В середине афтершокового периода наблюдается распределение, близкое к линейному. Оно заметно на всех графиках (см. табл. 5, 6) и сохраняется до конца июня. Затем вид распределения опять "портится", становясь выпуклым. Это означает, что на этом этапе интенсивно "залечиваются" и достаточно мелкие дефекты (соответствующие  $K = 9$ ).

Для описания затухания процесса во времени были построены графики изменения во времени сейсмической активности  $A_{10}$  для всей афтершоковой зоны. Активность  $A_{10}$ , нормированная на  $1000 \text{ км}^2$  и на 1 год, вычис-

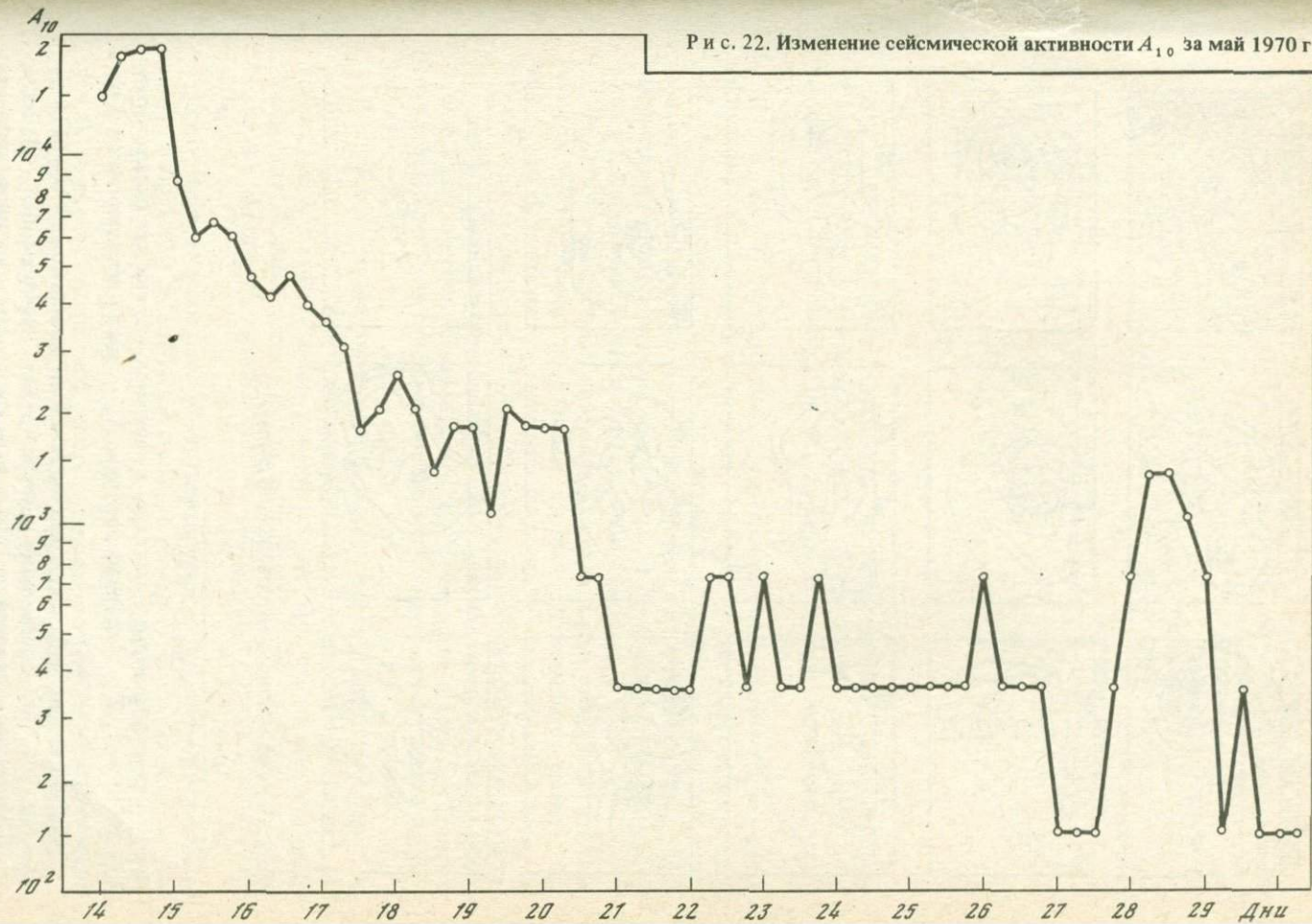
Р и с. 20. Изменение во времени сейсмической активности  $A_{10}$  за 1970–1974 гг.  
 Пунктир – средняя многолетняя активность  $A_{10}$

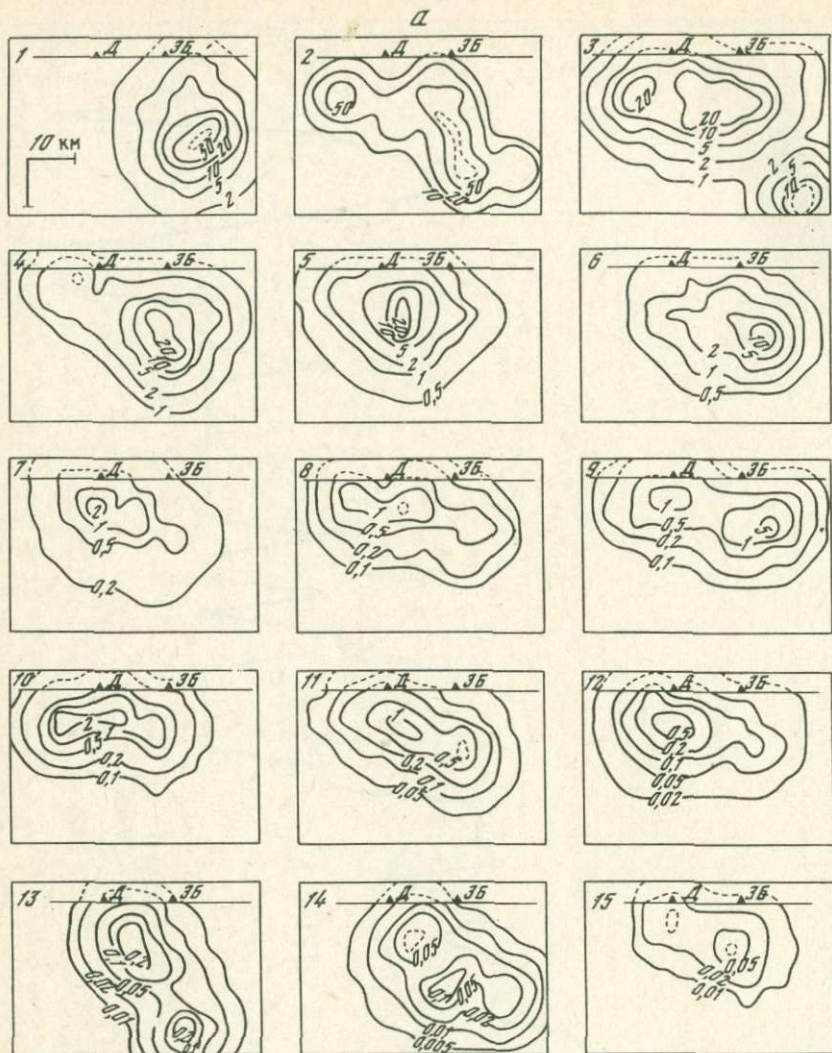


Р и с. 21. Изменение сейсмической активности  $A_{10}$  за 1970 г.



Р и с. 22. Изменение сейсмической активности  $A_{10}$  за май 1970 г.



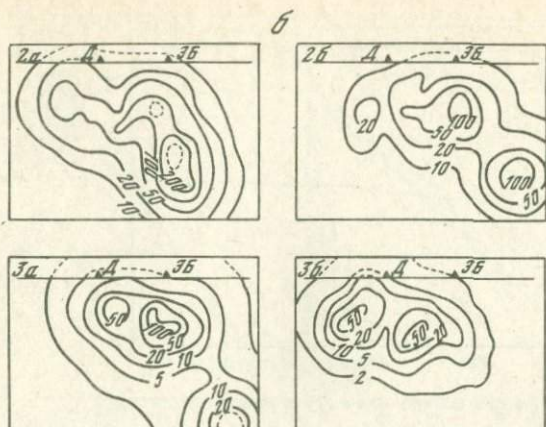


лялась по скользящим интервалам по формуле

$$A_{10} = \frac{1000}{ST} \frac{\sum 10^{\gamma(K-10)} N_K}{K_{\max} - K_{\min} + 1},$$

где  $S$  – рассматриваемая площадь, в нашем случае она принималась равной  $1000 \text{ км}^2$ ,  $T$  – интервал времени,  $N_K$  – число землетрясений  $K$ -го энергетического класса.

Общую картину изменения сейсмической активности за 1970 – 1974 гг. дает рис. 20. Здесь скользящий интервал равен 2-месяцам, шаг – 1 месяц. Изменение активности за 1970 г. вычислялось со скользящим интерва-



Р и с. 23. Распределение сейсмической активности в вертикальной плоскости (близкой к плоскости очага)

Значения  $A_{10}$  на рисунке уменьшены в 1000 раз; а — основные временные интервалы; б — дополнительные временные интервалы

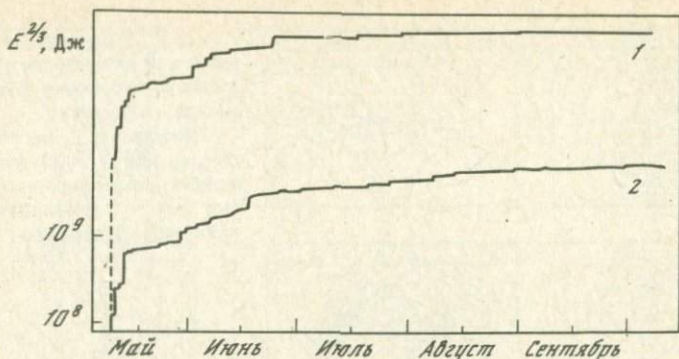
лом в 10 дней и шагом в 1 день (рис. 21). Представление о детальном поведении активности в первые дни после главного толчка дает рис. 22, где активность подсчитывалась по скользящим суточным интервалам с шагом в 6 ч.

На рис. 20 и 21 обращает на себя внимание факт достаточно длительной стабилизации активности с сентября 1970 г. на уровне, многократно превосходящем уровень средней многолетней активности  $\bar{A}_{10}$  в данной зоне. Возможно, это связано с тем, что все связи в очаговой зоне нарушены и вся энергия, вновь подкачиваемая в зону (за счет тектонических процессов), выделяется на слабых толчках, не накапливаясь.

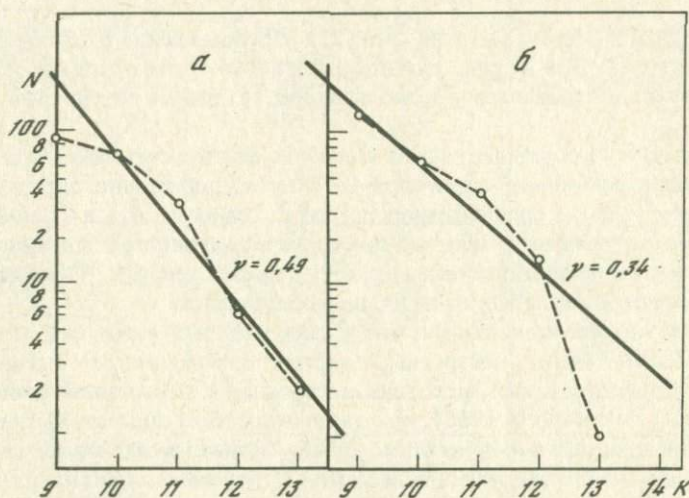
Для тех же временных интервалов, для которых строились графики повторяемости, были построены карты сейсмической активности (рис. 23). Использовалась методика построения с постоянной точностью [Горбунова, Ризниченко, 1965], но с таким способом подсчета активности для каждой площади осреднения, который усиливал вклад землетрясений с большими энергетическими классами. Отдельные периоды развития сейсмической активности характеризуются по интервалам следующим образом.

Интервал до главного толчка (период сильного форшока 14 мая 9 ч 20 мин и его "собственных" афтершоков) характеризуется малым числом наблюдаемых землетрясений, причем не для всех определена глубина. Видно, что большая часть энергии выделяется более глубокой и более близкой к гипоцентру главного толчка (центральной) зоной (табл. 5, интервал 1).

Сразу после главного толчка активизируется в основном центральная зона с небольшим захватом западной (интервал 2). Затем начинается период относительного усиления активности в западной зоне (интервал 3), после чего опять несколько активизируется центральная зона (интервал 4). В течение интервала 5 работают промежуточная и в большей степени западная зона, в интервале 6 более активна центральная зона, но на небольшой глубине. Для интервала 7 разрез крайне неточен (для многих событий глубина не определена), в интервале 8 восточная зона "молчит"



Р и с. 24. Графики Бенъфа для центральной (1) и западной (2) зон

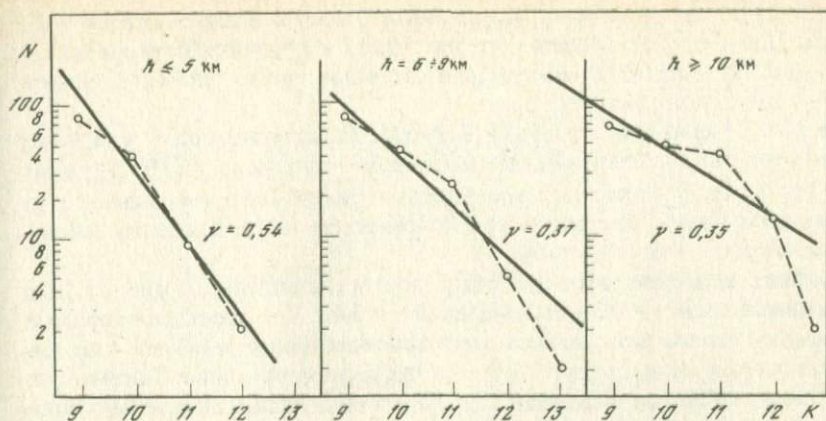


Р и с. 25. Графики повторямости для западной (а) и центральной (б) зон

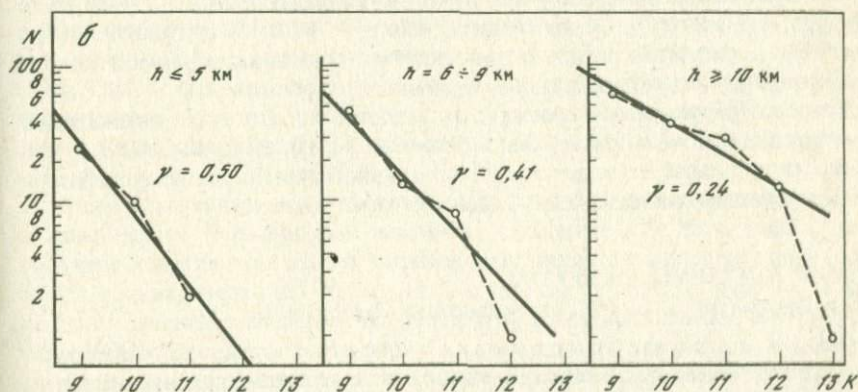
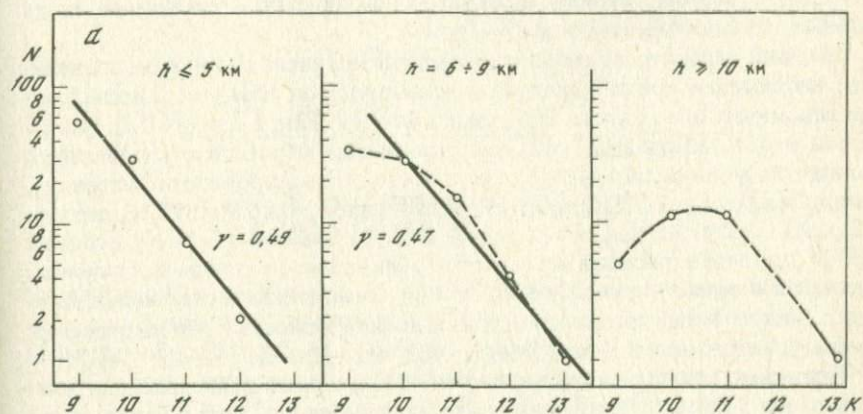
Далее наблюдается примерное равновесие с небольшим преобладанием активности центральной зоны (интервалы 9—11); в интервале 12 сейсмичность опять сосредоточена на западе. На разрезах для интервалов 13 и 14 отразилась одновременная активизация глубокой центральной и промежуточной областей. На последнем прослеженном этапе (15) сейсмичность сдвинулась к поверхности земли и "расплылась".

На основе карты и вертикального разреза гипоцентров, а также разрезов сейсмической активности можно выделить две группы афтершоков — центральную и западную, разделенные зоной относительно слабой сейсмической активности примерно по  $47^\circ$  в.д.

Центральная зона афтершоков пространственно связана с гипоцентром основного толчка и, возможно, форшока. Для нее характерны относительно глубокие ( $h = 8\text{--}14$  км) толчки высокого энергетического класса



Р и с. 26. Графики повторяемости для разных интервалов глубин



Р и с. 27. Графики повторяемости для разных интервалов глубин для западной (а) и центральной (б) зон

( $K = 10 \div 12$ ). Западная зона располагается ближе к поверхности ( $h = 2 \div 9$  км). Для нее, как это видно из рис. 12, 13 и графиков повторяемости (см. рис. 25, 26, 27), характерно большое число слабых толчков 8–10-го энергетических классов.

На рис. 24 приведены графики Бенъофа, характеризующие изменение во времени "высвобожденных деформаций" — величина  $\Sigma E^{2/3}$  [Пшеничков, 1965], где  $E$  — энергия землетрясения. Видно, что в центральной зоне происходило более быстрое и кратковременное высвобождение сейсмической энергии, чем в западной.

Графики повторяемости для обеих зон представлены на рис. 25. Для центральной зоны  $\gamma = 0,34$ , для западной  $\gamma = 0,49$ . При проведении прямых с меньшим весом учитывались землетрясения более высоких классов, число которых много меньше общего числа землетрясений. Таким образом, более глубинная восточная зона характеризуется относительно большим числом сильных толчков, чем приповерхностная западная.

Графики повторяемости для трех интервалов глубин приведены на рис. 26. Для глубин  $h \leq 5$  км  $\gamma = 0,54$ ;  $h = 6 \div 9$  км  $\gamma = 0,37$ ;  $h \geq 10$  км  $\gamma = 0,35$ . С ростом глубины отмечается относительное увеличение числа сильных толчков для всей зоны в целом.

Похожий характер изменения распределения числа толчков по их величине наблюдался при лабораторных испытаниях на образцах и исследовании сейсмического режима отдельных областей. Так, в опытах С.Д. Виноградова и К.М. Мирзоева [1969] при разрушении образцов с увеличением количества мелких включений, т.е. с ростом неоднородности материала, наклон графиков повторяемости  $\gamma$  увеличивался с 0,26 до 0,57 (более чем в 2 раза). Такой же эффект подмечен Е.М. Бутовской и К.И. Кузнецовой [1971] для землетрясений Восточного Узбекистана с различными глубинами очагов в земной коре (от 5 до 35 км). Увеличение числа слабых толчков с ростом неоднородности среды и неоднородности поля напряжений отмечается в работах К. Моги [Mogi, 1963] и К. Шольца [Scholz, 1968].

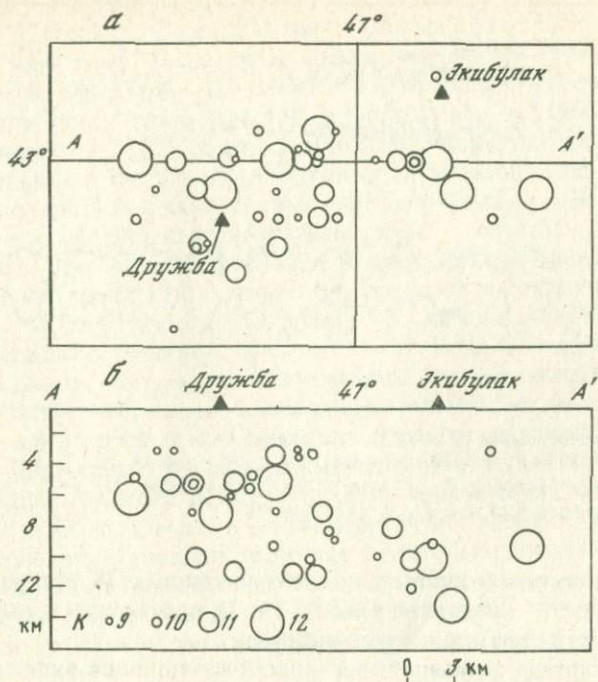
Позтажные графики повторяемости, построенные отдельно для указанных зон (рис. 27), показывают, что для глубин  $h \leq 5$  км в центральной и западной зонах значения  $\gamma$  практически совпадают. Для  $h = 6 \div 9$  км в центральной зоне  $\gamma$  заметно меньше. Для  $h \geq 10$  км в центральной зоне  $\gamma = 0,24$ ; в западной график не допускает аппроксимацию прямой линией. Уменьшение  $\gamma$  с глубиной вполне устойчиво для обеих зон.

Таким образом, можно считать, что раздробленность зоны уменьшается при переходе от меньших глубин к большим и с запада на восток. Эти особенности строения, естественно, в той или иной степени должны сказаться на свойствах проходящих здесь сейсмических процессов.

### 3.5. СЕЙСМОГРАММЫ И СПЕКТРЫ

#### 3.5.1. Параметры записей и распределение афтершоков

Общая характеристика записей. Изучение пространственного распределения афтершоков и их режима позволило оценить размеры очага и общий характер его деятельности после основного толчка. Для более глубоких суждений о физической природе явлений в очаговой облас-



Р и с. 28. Гипоцентры афтершоков по табл. 7  
а – план; б – разрез

ти необходимо обратиться к динамическому анализу зарегистрированных колебаний в их временном и спектральном представлении. С этой целью из общего числа афтершоков с известными параметрами ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ ,  $t_0$ ,  $M$ ) было отобрано 65 записей 38 афтершоков (из них 7 – с  $K = 12$ , 11 – с  $K = 11$ , 11 – с  $K = 10$ , 9 – с  $K = 9$ ), с тем чтобы рассмотреть события в широком энергетическом диапазоне, с различным расположением в пределах очаговой области, записанные по возможности двумя-тремя станциями. По разнообразию типов записей, эпицентральных расстояний, глубин очагов и магнитуды эта выборка является достаточно представительной (см. табл. 7). Копии всех указанных записей и рассчитанных по ним спектров Фурье приведены полностью в работе "Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г." [1981].

Кроме указанных записей станций ЭСЭ в настоящем разделе использованы записи ближайшей к эпицентру станции ЕССН Махачкала. Здесь получена непрерывная запись толчков Дагестанского землетрясения с момента предварительного толчка, т.е. в период до начала работы ЭСЭ и после окончания этих работ. К сожалению, исправные каналы аппаратуры С5С–ИСО–II, работавшей на станции к моменту землетрясения, оказались слишком чувствительными, и полноценной записи основных толчков не получено. Афтершоки записывались типовой сейсмической аппаратурой (стандартные каналы СК–ГК–VII–РС–II и КПЧ), а также переналаженной аппаратурой С5С–ИСО–II.

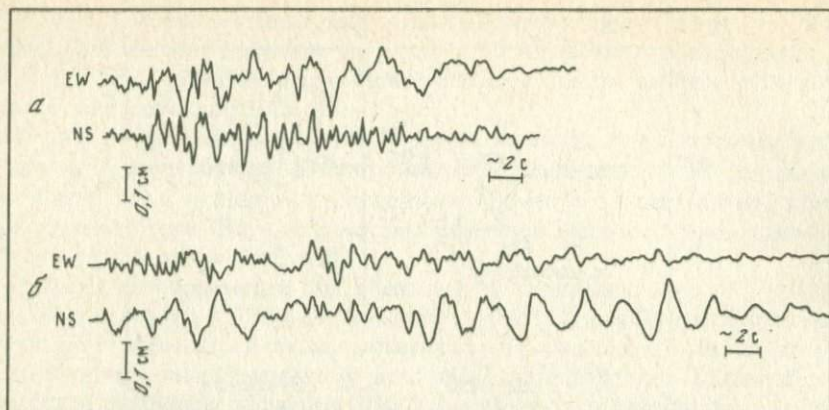


Рис. 31. Сейсмограммы С5С-ИСО, ст. Махачкала

*a* – 15 мая 1970 г., 06 ч 19 мин;  $M_{LH} = 4,0$ ,  $M_l = 5,4$ ,  $K = 12$ ,  $\Delta = 26$  км,  $h = 18$  км,  $I_{MХК} = 3$  балла; *б* – 17 мая 1970 г., 06 ч 49 мин;  $M_{LH} = 5,2$ ,  $m_{PV} = 5,2$ ,  $K = 13$ ,  $\Delta = 49$  км,  $h = 11$  км,  $I_{MХК} = 4 \div 5$  баллов

Пространственное положение очагов указанных 38 афтершоков показано на рис. 28. Сравнение с рис. 12 и 13 подтверждает вывод о представительности рассматриваемой выборки.

Общая картина формирования записей афтершоков видна из рис. 29 и 30 (см. вкл.); где представлены монтажи записей аппаратурой С5С-ИСО-П на станциях ЭБ, ДК, Бн (волна *S*, горизонтальная компонента). В первом случае сейсмограммы помещены на лучах эпицентр – станция (в плане), во втором на лучах гипоцентр – станция (в проекции на вертикальный разрез широтного направления). На рис. 31 приведены записи двух сильных афтершоков на станции Махачкала.

Сейсмограммы могут быть классифицированы по двум признакам: по характеру колебаний и по их частотному составу. При обработке определялись следующие элементы записи: на станции МХК – знак первого смещения и преобладающий период  $T_p$  в фазе *P*; на станциях ЭСЭ – амплитуда первого вступления  $A_1$ , амплитуда (двойная) максимального отклонения  $A_{max}$ , время нарастания первого максимума  $T_r$ , видимый период первого вступления  $T_1$  (все в фазе *S*), длительность колебаний  $\tau_1$  и интенсивность  $A_{20}$  кода-волн.

Измерение большинства параметров не вызывает затруднений [Нерсесов и др., 1961]. Период первого вступления  $T_1$  условно измеряется как удвоенное время от вступления до следующего пересечения записью нулевой линии, время нарастания  $T_r$  – как время от вступления до первого экстремума. Длительность колебаний  $\tau = \tau_1 + \tau_2$ , где  $\tau_1$  – время вступления *P*-волны до максимума *S*,  $\tau_2$  – время от максимума *S* до момента, после которого колебания не превосходят по амплитуде  $A_{max}/3$ . Интенсивность кода-волн  $A_{20}$  определяется как двойная амплитуда, измеренная вблизи момента  $t(t - t_0 = 20$  с,  $t_0$  – время в очаге).

Рассмотрим особенности распределения очагов афтершоков по некоторым из указанных параметров.

Знаки первого вступления  $P$ . На записях станции Махачкала (рис. 32) знак "+" преобладает в записях афтершоков краевой (западной) зоны, знак "-" в записях центральной зоны (при главном толчке станцией зарегистрирован знак "+"). На станции ЭБ, азимут которой для центральной группы афтершоков отличается от азимута на станции Мхк примерно на  $100^\circ$ , картина обратная. Это дает основание полагать, что направление смещений в афтершоках краевой зоны было преимущественно таким же, как при смещении по разрыву в момент основного толчка, а в афтершоках центральной зоны — обратным [Кузнецова и др., 1976]. При этом следует иметь в виду близость станции Махачкала к нодальной линии ( $10^\circ$ ), что могло сказаться на надежности этого результата. С теоретических позиций это явление было рассмотрено Б.В. Костровым [Костров, Шебалин, 1976]. Из выводов указанной работы, в частности, следует, что в центральной зоне сброшенное в момент основного толчка напряжение составляло не менее 0,5 от начального.

Преобладающий период  $P$  измерялся на сейсмограммах СК станции Махачкала (скорость развертки 60 мм/мин). Оказалось, что преобладающий период на записи афтершока зависит от его положения по отношению к области очага в целом. При этом в волнах  $P$  более короткие преобладающие периоды встречаются на большем интервале глубин очагов в отличие от более длинных периодов, сконцентрированных в ограниченном интервале глубин (7–10 км). Возможное влияние энергии очагов было устранено тем, что рассматривались лишь землетрясения с  $K = 11$ .

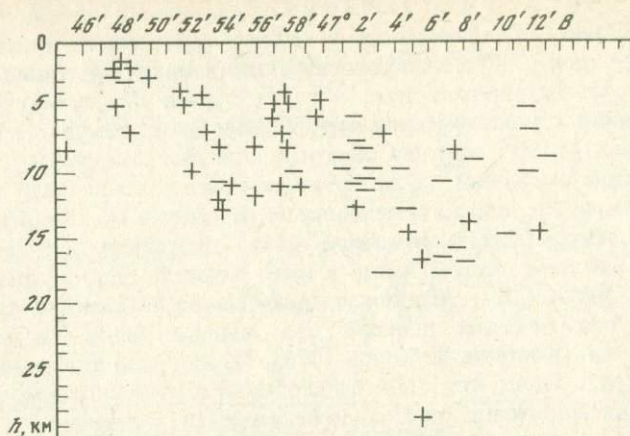
Значения преобладающих периодов по сейсмограммам станции Махачкала нанесены на вертикальный разрез очаговой зоны в координатах ( $\lambda$ ,  $h$ ), где  $\lambda$  и  $h$  определялись по данным станции Махачкала. Рис. 33 показывает, что преобладающий период тем больше, чем ближе очаг повторного толчка к центру очаговой зоны в целом. Более короткие периоды могут встречаться на записях афтершоков, расположенных в глубинных частях очага, но более длинные периоды нигде не выходят в область возбуждения коротких периодов. По-видимому, указанная закономерность носит объективный характер, поскольку более длинные периоды встречаются на меньших расстояниях от станции.

Время нарастания  $T_r$ . Распределение очагов афтершоков, характеризующихся различным временем  $T_r$  на записях станций ЭБ и Бн, аналогичным образом рассматривалось в проекции на вертикальную плоскость широтной ориентации, практически совпадающую с плоскостью основного разрыва. Измеренные значения  $T_r$  приводились к  $K = 10$  по соотношению

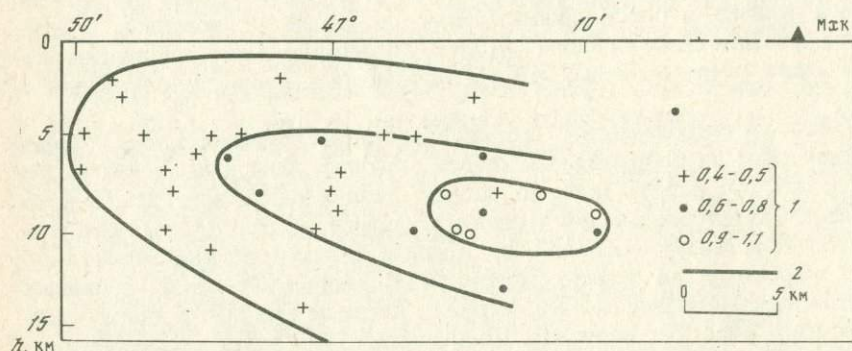
$$\lg T_r = 0,1K - 1,8.$$

Построение не позволило выделить какие-либо особенности в пространственном распределении  $T_r$ .

Соотношение  $M_I$  и  $M_{LH}$ . В связи с тем что приведенные выше распределения могут иметь причиной различие физических свойств в очагах афтершоков центральной и западной зон, представляет интерес независимая проверка намечающихся закономерностей на материале магнитуд-



Р и с. 32. Схема размещения очагов афтершоков, первое вступление на записи которых на станции Махачкала имело знак + или -, в плоскости разрыва основного толчка



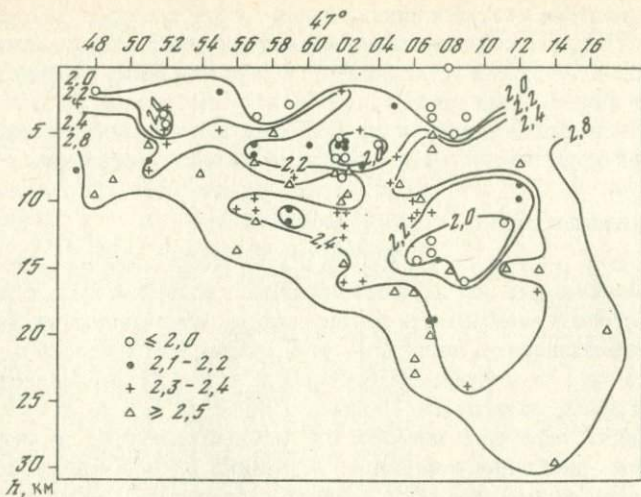
Р и с. 33. Распределение очагов афтершоков, зарегистрированных с различными преобладающими периодами на станции Махачкала, в плоскости разрыва основного толчка

1 – преобладающие периоды  $T_p$  (с); 2 – границы соответствующих областей

ных определений. Связь между двумя типами магнитуд дается формулой [Магнитуда . . . , 1974]

$$M_1 = m_{SH} = 0,63 M_{LH} + 2,5.$$

Поскольку основной вклад в магнитуду  $m_{PV}$ ,  $m_{SH}$  (и  $M_1$ ) дает подвижка в очаге, а в образовании поля  $M_{LH}$  участвуют и подвижка, и площадь разрыва, хорошей мерой относительного вклада подвижки и плоскости разрыва в динамику очага может служить величина  $\delta M = M_1 - 0,63 M_{LH}$ . Распределение этой величины для афтершоков 14–31 мая 1970 г., по данным станции Махачкала, представлено на рис. 34. Видно, что на фоне общего естественного увеличения  $\delta M$  с глубиной выделяются два минимума  $\delta M$ , отвечающие двум участкам с относительно большими плоскостями



Р и с. 34. Распределение очагов афтершоков с различным соотношением  $M_1$  и  $M_{LH}$  ( $\delta M = M_1 - 0,63 M_{LH}$ ) в плоскости разрыва основного толчка  
Разными знаками показаны значения  $\delta M$

разрывов и относительно малыми подвижками: в области начала процесса на глубине около 15 км и в районе станции ЭБ на глубине около 7 км. Распределение  $\delta M$ , показанное на рис. 34, устойчиво сохранялось и в июне но затем, по мере угасания роя афтершоков, оно становилось все более хаотичным, и в период с июля 1970 г. до конца 1973 г. нельзя выделить сколько-нибудь уверенные экстремумы  $\delta M$ . Заметим, что именно с июля 1970 г. быстрый спад активности роя афтершоков сменяется периодами относительной стабилизации (см. § 3.4, рис. 21).

Продолжительность записи. На записях СК станции Махачкала хорошо заметен своеобразный эффект: при одинаковых классах и эпицентральных расстояниях характер убывания амплитуд резко различен у землетрясений различной глубины, при этом у более глубоких афтершоков при сохранении общей (абсолютной) продолжительности записи оказывается заметно меньшей относительная продолжительность записи, т.е. время, в течение которого максимальная амплитуда уменьшается в несколько раз. Это явление было использовано для определения глубины очага по данным одной станции (см § 3.2).

Длиннопериодные импульсы. Ряд записей (см. рис. 29, 30) представляет собой очень длиннопериодные единичные (асимметричные) колебания, на которые наложены короткопериодные знакопеременные колебания малой амплитуды. Период таких колебаний в некоторых случаях достигает 2–3 с, что совершенно необычно для данных магнитуд и эпицентральных расстояний. Источники таких колебаний приурочены преимущественно к западной части очаговой области, наблюдаются же они в основном на станции ЭБ. Особенности таких записей могут быть обусловлены как свойствами излучения (очень вялые очаги с сильной криповой компонентой), так и условиями распространения (возбуждение в

приповерхностном слое длиннопериодной волны типа  $PL$ ,  $SL$ ). Для дальнейшего исследования необходима уверенная регистрация таких колебаний трехкомпонентными установками на двух или более станциях.

Рассмотренные выше распределения в сумме подтверждают выводы § 3.4 о значительном различии афтершоков центральной и западной зон. Этот вопрос будет подробнее отражен в конце настоящей главы.

### 3.5.2. Анализ кода-волн

**Ф о р м а и у р о в е н ь о г и б а ю щ и х.** Под кодой, как известно, понимаются рассеянные волны, формирующие хвостовую часть сейсмограммы. Если строить зависимости последовательности амплитуд  $A_k$  колебаний с преобладающими периодами от времени, измеряемого от момента в очаге  $(t - t_0)$ , то получаются огибающие коды. По определению, кода на сейсмограмме начинается с момента времени  $(t - t_0)_n$ , когда форма огибающих перестает зависеть от гипоцентрального расстояния, относительной ориентации станции и источника, от особенностей строения среды на пути прямых волн до станции. Это время зависит от гипоцентрального расстояния:  $(t - t_0)_n = (5 \div 6) (t_S - t_P)$ , где  $t_P$  и  $t_S$  — моменты вступления прямых продольной и поперечной волн. Начиная от  $(t - t_0)_n$ , огибающие того же землетрясения, полученные в разных точках среды, совпадают с точностью до постоянных коэффициентов, зависящих от станционных особенностей. Частотные характеристики аппаратуры С5С—ИСО—II позволяют регистрировать весь диапазон переломных частот спектров афтершоков без заметных искажений, поэтому форма огибающих не меняется и от землетрясения к землетрясению огибающие разных землетрясений отличаются только по уровню [Востриков, 1975]. Общая форма  $C(t)$  огибающих получена по всем имеющимся сейсмограммам перемещением индивидуальных огибающих параллельно оси амплитуд до наилучшего совпадения. Уровень огибающих будем характеризовать ее амплитудой  $A_{20}$ , соответствующей времени  $t - t_0 = 20$  с.

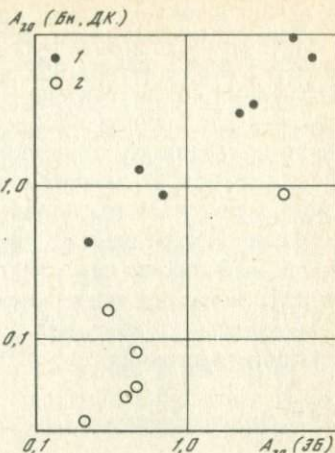
Сравнение уровня коды  $A_{20}$ , по данным различных станций ЭСЭ (рис. 35), показывает, что станции ЭБ и Бн дают удовлетворительно согласующиеся значения  $A_{20}$ , а станция ДК сильно их занижает:

$$\lg A_{20}(\text{ЭБ}) = \lg A_{20}(\text{Бн}) - 0,2,$$

$$\lg A_{20}(\text{ЭБ}) = \lg A_{20}(\text{ДК}) + 0,8.$$

**Х а р а к т е р з а п и с и и у р о в е н ь к о д ы.** Из рис. 29, 30 видно, что по своему характеру записи афтершоков разделяются на два основных типа. К типу I ("импульсный", по В.В. Штейнбергу и др. [1974б], или "клюв") относятся записи с более или менее простым асимметричным (односторонним) импульсом, значительно превосходящим по амплитуде остальные колебания. К типу II ("колебательный") отнесены знакопеременные записи с постепенно возрастающей до максимума, а затем убывающей амплитудой. По мере приближения к очагу импульсные записи встречаются все чаще, при этом предельное расстояние меняется от станции к станции, так что на близких эпицентральных расстояниях характер записи разных толчков может быть различным. "Импульсность"

Р и с. 35. Сравнение интенсивности кода-волн на парах станций Бн и ЭБ (1), ДК и ЭБ (2)



записи не связана прямо с ее частотным составом: импульсы могут иметь столь же существенно отличные периоды (записи 249, 93 и 254, 262), как и "колебательные" сейсмограммы (записи 295, 315 и 187).

О роли источника колебаний теория говорит [Костров, 1975], что при плавном распространении трещины и смещении по ее гладкой поверхности излучается простой униполярный импульс, который в случае негладких поверхностей осложняется более высокими частотами. Прерывистое, с остановками, распространение трещины исследовалось в лабораторном эксперименте, причем было показано, что в этом случае формируется сложный и даже знакопеременный импульс [Виноградов, 1978].

Влияние среды распространения, которое простой односторонний импульс преобразует в сложную сейсмограмму, широко исследовалось [Николаев, 1973; Раутиан, 1976]. Импульс деформируется под влиянием: рассеяния "вперед" на скоростных и плотностных неоднородностях; поглощения, степень которого зависит от частоты; образования вторичных волн на резких границах и, может быть, дисперсии скоростей. "Коэффициент мутности" среды зависит от длины волны — чем длиннее волна, тем меньше рассеиваются и поглощаются колебания, т.е. тем прозрачнее для них среда. Простой знакопеременный очаговый импульс малой продолжительности будет деформирован средой больше, чем такой же импульс большей продолжительности, — и сейсмограммы будут отличаться по степени сложности. Таким образом, вид сейсмограммы зависит от вида излученного импульса, длины пути, пройденного им в среде, и от свойства среды. При этом наиболее устойчивым параметром является, видимо, время нарастания  $T_r$ .

На вид записи влияет и направленность излучения из очага. Этот эффект, вероятно, присутствует в случаях, когда афтершок записывается одной станцией в виде длинного асимметричного импульса, а другой — в виде короткопериодных знакопеременных колебаний. Однако исследование этого явления требует трехкомпонентной записи на нескольких станциях и в настоящей работе не проводилось.

Для оценки отдельного влияния очага и среды можно попытаться использовать кода-волны. В качестве параметров принято отношение амплитуд  $A_1/A_{20}$ . На рис. 36 (см. вкл.) зависимость  $A_1/A_{20}$  от расстояния представлена отдельно для центральной и западной зон. Затухание  $A_1/A_{20}$  с расстоянием можно описать степенной функцией  $\lg(A_1/A_{20}) = -3,0 \lg R + 4,6$ .

При этом точки западной зоны, особенно на небольших расстояниях, в среднем лежат выше точек центральной зоны и показатели затухания составляют соответственно  $-3,5$  и  $-2,7$ . Объяснить это занижением значений  $A_{20}$  для станции ДК (см. рис. 35) нельзя, так как выражение  $A_1/A_{20}$  не должно зависеть от станционных особенностей. Поэтому указанный эффект с известной осторожностью можно объяснить различием физических свойств очагов центральной и западной зон.

Из монтажа записей на рис. 36 (см. вкл.) видно, что параметр  $A_1/A_{20}$  достаточно хорошо описывает их характер: с ростом  $A_1/A_{20}$  преобладание первого импульса выявляется все отчетливее. При этом равное искажение первоначального импульса достигается в центральной зоне на несколько меньших расстояниях, чем в западной.

### 3.5.3. Анализ спектров

Оценка параметров  $f_0$  и  $S_0$ . Спектры Фурье были получены обычным способом — цифровкой сейсмограмм и последующим счетом со сглаживанием по пяти точкам на БЭСМ-4. Для определения частотного диапазона, в котором спектры определены однозначно, необходимо знать ограничения спектра по частоте слева и справа. При расчете спектра записи близкого землетрясения большое значение имеет правильный выбор длины использованного участка. Он должен быть достаточно коротким, чтобы в нем присутствовала одна прямая волна и не попали более поздние

Таблица 7

Каталог динамических параметров очагов афтершоков

№ записи	Дата	Время, ч мин	Координаты эпицентра		h, км	K <sub>ср</sub>	K <sub>ст</sub>	Станция
			φ	λ				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
43	31.V	10 25	43°01	46°58	5	12		ДКл
45								БН
65	3.VI	18 37	42 54	46 51	3	8,5		ДКл
72	4.VI	06 12	43 00	46 58	3	10,0		ДКл
77		20 58	42 59	47 09	9	11,5	11,2	ЭБ
75								БН
93	8.VI	12 32	43 00	47 04	10	12,0	12,0	ЭБ
92								ДКл
95								БН
99	9.VI	06 25	43 00	47 03	10	11,0	12,3	ЭБ
97								ДКл
101								БН
106	10.VI	07 36	43 00	47 03	12	10,0		ЭБ
108		11 07	42 57	46 52	5	10,0		ДКл
124	13.VI	17 31	42 57	46 56	3	9,5		ДКл
128	14.VI	15 33	43 00	47 02	8	11,0	10,8	ЭБ

вступления регулярных или рассеянных волн. Однако он не может быть короче длительности отклика регистрирующей аппаратуры на поданный сигнал (для станций ЭСЭ – около 5 с), ибо в этом случае теряется часть информации о поступившем импульсе. На малых расстояниях одновременное соблюдение этих двух условий не всегда возможно. Положение несколько облегчается тем, что при быстро убывающей амплитуде вклад в уровень и форму спектра более поздних и неидентифицированных колебаний не очень значителен ([Дагестанское. . . , 1981], приложение). Слева спектр ограничен амплитудно-частотной характеристикой прибора, обычно быстро падающей на низких частотах.

Спектр не может быть надежно исправлен за частотную характеристику для частот, более низких, чем та, для которой увеличение на порядок меньше максимального. Длина анализируемого участка в нашем случае колеблется от 5 до 20 с ( $f = 0,2 \div 0,05$  Гц). Амплитудно-частотная характеристика приборов такова, что при  $T = 10$  с увеличение падает примерно на порядок, т.е.  $f_{\min} = 0,1$  Гц.

Ограничения справа базируются на теореме Котельникова об однозначном представлении непрерывной функции с ограниченным спектром через ее дискретные значения, из которой следует, что

$$\delta t = T/2 = 1/2f_{\max},$$

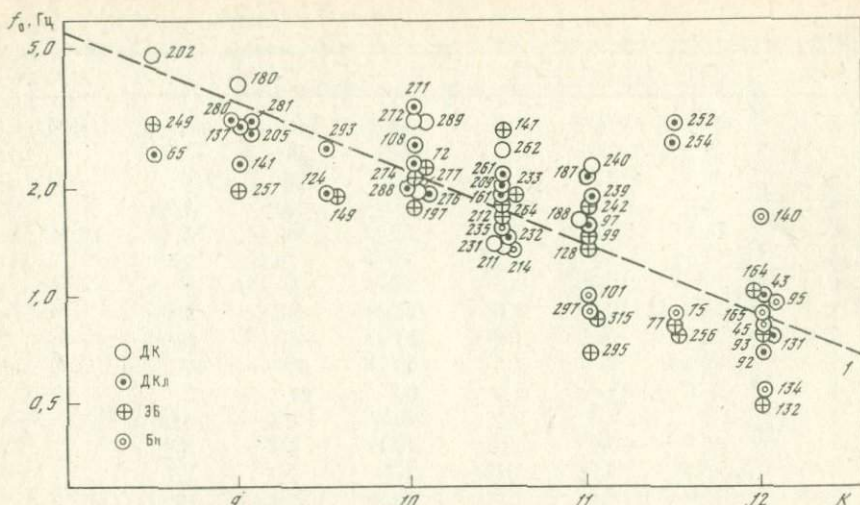
где  $\delta t$  – шаг дискретизации, в нашем случае шаг цифровки,  $f_{\max}$  – гранич-

$I_{\text{ст}}$ , баллы	$R$ , км	$\tau$ , с	$S_0$ , $10^{-2}$ см $\cdot$ с	$f_0$ , Гц	$M_0$ , $10^{21}$ дин $\cdot$ см		
					по спектрам, формула (10)	по спектрам, формула (11)	по записи, формула (7)
10	11	12	13	14	15	16	17
6-7	8,5		9	1,0	130	130	
5	26		7	0,85	300	670	180
4-5	9	2,5	0,08	2,5	1,2	1,2	
5-6	8	2,5	0,1	2,4	1,3	1,3	
5	13	21,5	1,4	0,85	30	40	47
4-5	20	22,0	0,6	0,9	20	36	100
6	11	9,0	6,5	0,8	120	130	380
5-6	17,5	15,0	0,8	0,7	23	37	
5	23	14,0	3	1,0	117	226	58
6	11	18,3	5,5	1,5	100	110	260
4-5	17	10,0	0,3	1,6	85	130	
4	23	22,2	0,6	1,0	23	47	32
3	13	6,0	0,12	2,4	2,4	2,6	3,2
3	5,5	2,1	0,047	2,7	0,04	0,04	
4-5	4	6,0	0,3	2,0	2	2	
5	10	6,2	1,5	1,4	25	2,5	50

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
132	15.VI	06 22	43°00'	46°49'	7	12,0	12,4	ЭБ
131								ДКл
134								БН
137		18 56	42 59	46 50	3	9,0		ДКл
140	17.VI	00 34	43 00	46 56	5	12,0		БН
141		02 12	42 57	46 52	7	9,0		ДКл
147	19.VI	05 25	43 03	47 04	9	10,5	9,7	ЭБ
149		13 15	42 58	46 56	9	9,5	10,7	ЭБ
161	25.VI	15 52	42 56	46 54	5	10,5		ДКл
164	27.VI	00 46	42 59	47 05	13	12,0	12,4	ЭБ
165								БН
180	1.VII	11 34	42 59	46 56	7	9,0		ДК
188		14 09	42 59	46 58	5	11,0	11,0	ДК
187								ДКл
197	3.VII	12 36	42 58	46 59	8	10,0	10,0	ЭБ
202	4.VII	02 23	43 00	46 54	6	8,5	9,8	ДК
205	5.VII	09 49	43 00	47 01	10	9,0		ЭБ
212	6.VII	10 47	42 58	46 58	8	10,5	10,4	ЭБ
211								ДК
209								ДКл
214								БН
233	19.VII	20 35	43 00	46 57	8	10,5	10,4	ЭБ
231								ДК
232								ДКл
235								БН
242	25.VII	04 47	42 57	46 52	10	11,0	10,9	ЭБ
240								ДК
239								ДКл
249	5.VIII	20 52	42 58	47 06	3	8,5		ЭБ
256	6.VIII	18 48	42 59	46 53	7	11,5	11,2	ЭБ
254								ДК
252								ДКл
257	8.VIII	01 14	43 01	46 59	8	9,0		ЭБ
264	12.VIII	15 24	43 00	46 51	5	10,5	10,2	ЭБ
262								ДК
261								ДКл
274	17.VIII	03 36	43 00	46 58	10	10,0	11,0	ЭБ
272								ДК
271								ДКл
277		14 29	42 58	45 55	5	10,0		ДК
276								ДКл
280		20 42	42 58	46 57	3	9,0		ДКл
281		22 43	43 00	46 57	3	9,0		ДКл
289	25.VIII	13 55	42 58	46 49	5	10,0		ДК
288								ДКл
293	26.VIII	19 17	43 01	46 55	5	9,5		ДКл
295	28.VIII	10 06	43 00	46 54	11	11,2		ЭБ
297								БН
315	27.IX	02 49	42 59	46 56	7	11,0		ЭБ

	10	11	12	13	14	15	16	17
5	21	17,0	4	0,5	140	260	100	
6	9	8,0	2	0,8	30	30		
5	32	16,5	2	0,55	110	300	120	
4	6	3,0	0,17	3,0	1,7	1,7		
4	25,5	19,8	0,72	1,7	30	70	14	
4	7,5	3,5	0,13	2,4	1,6	1,6		
4	9	10,0	0,2	3,0	3	3	8	
3	16	10,0	0,16	2,0	4,3	6,4	14	
5-6	6,5	4,0	0,13	2,0	1,4	1,4		
5-6	14,5	13,4	4	1,0	97	140	230	
4	22,0	19,0	0,75	0,9	27	53	62	
4	8	2,0	0,05	4,0	0,66	0,66		
5	5,5	4,0	0,32	1,6	2,9	2,9		
5-6	5,5	3,0	0,30	2,2	2,7	2,7		
3-4	13	7,0	0,16	1,8	3,4	4,2	9	
3-4	8	2,0	0,04	4,8	0,52	0,52		
4	11,5	3,0	0,17	3,0	3,2	3,6	10	
4	14	8,0	0,32	1,7	7,5	10	31	
3	10	3,0	0,07	1,4	1,2	1,2		
3-4	10	4,0	0,04	2,1	0,67	0,67		
2-3	22	21,0	0,12	1,4	4,4	8,6		
4	13	15,0	0,80	2,0	17	21	8	
4	10	8,0	0,17	1,4	2,8	2,8		
4-5	10	8,0	0,13	1,4	2,1	2,1		
3-4	25	17,0	0,22	1,6	9,1	20	18	
4	21,5	8,0	0,22	1,8	7,9	15	24	
4	10,5	4,0	0,08	2,3	1,4	1,4		
4-5	10,5	3,9	0,06	1,9	1	1		
4-5	9	4,1	0,15	3,1	2,2	2,2	43	
5	18	12,0	2,7	0,8	81	130	22	
5	7	2,0	1,4	2,8	16	16		
6	7	3,3	1,2	3,1	14	14		
3	11	4,0	0,21	2,0	3,7	4,0	12	
3-4	19	8,6	0,20	1,8	6,3	11		
4	7	1,5	0,11	2,6	1,3	1,3		
5	7	4,6	0,28	2,2	3,2	3,2		
4-5	14	8,0	0,36	2,2	8,4	11	90	
3-4	12	5,0	0,06	3,2	1,2	1,4		
4	12	3,1	0,05	3,5	1,1	1,3		
3-4	5,5	2,0	0,17	2,0	1,5	1,5		
4	5,5	3,7	0,21	2,0	1,9	1,9		
3	6	2,2	0,04	3,0	0,4	0,4		
4	7,5	2,2	0,80	3,0	10	10		
3-4	8	1,0	0,08	3,2	1	1		
4	8	2,0	0,02	2,0	0,2	0,2		
5	7,5	3,5	0,12	2,6	1,5	1,5		
4	18,0	1,99	0,69	0,7	20	33	48	
3	29,5	1,48	0,44	0,95	13	33		
4	13,0	11,0	0,08	0,9	17	21	34	



Р и с. 37. Зависимость переломной частоты  $f_0$  от энергетического класса  
Прямая линия – теоретическая зависимость по формуле (5)

ная частота. На практике приходится пользоваться формулой

$$f_{\max} = k/2\delta t,$$

где  $k \leq 1$ , причем рекомендуется [Саваренский, 1972] брать  $k \approx 0,2 \div 0,3$  (до 0,5).

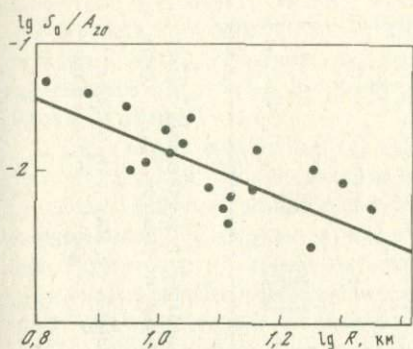
Имеет значение, наконец, и толщина линии на записи  $l$ , зависящая от амплитуды колебаний  $A$  и скорости развертки  $s$ . Окончательная оценка граничной частоты справа

$$f_{\max} = \frac{kc}{2l} \lg \frac{A_{\max}}{l}.$$

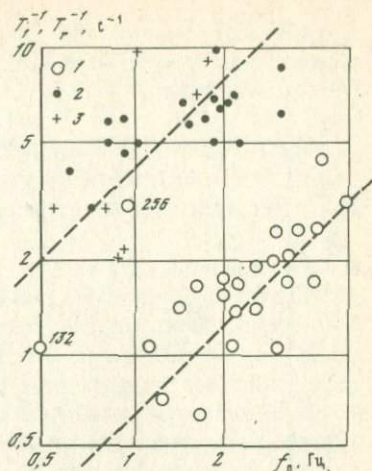
С учетом всех перечисленных обстоятельств были рассмотрены спектры прямой  $S$ -волны 22 афтершоков (табл. 7).

Характерными параметрами спектра сейсмограмм считаются, как известно, уровень спектральной плотности горизонтальной низкочастотной части спектра  $S_0$  и положение точки перегиба спектра от горизонтальной части к высокочастотному склону – “переломная” частота  $f_0$ . Поскольку на низкочастотную часть спектра сильно влияют аппаратные искажения и длина оцифрованного участка сейсмограмм,  $S_0$  обычно определяется на частоте  $f_0$ . Следуя известной методике, на спектре визуально проводились две аппроксимирующие его прямые – горизонтальная и наклонная. Для уменьшения субъективности этой операции она выполнялась независимо двумя интерпретаторами с последующим осреднением. Значение  $S_0$  измерялось на пересечении этих прямых.

Массовый анализ спектров записей в ближайшей зоне выполнялся, по существу, впервые. Для проверки возможности использования параметров таких спектров в рамках моделей, разработанных для даль-



Р и с. 38. Зависимость отношения спектральной амплитуды  $S_0$  к амплитуде коды  $A_{20}$  от расстояния  $R$



Р и с. 39. Зависимость периода первого колебания  $T_1$  и времени нарастания импульса  $T_r$  от переломной частоты спектра поперечных волн  $f_0$

1 –  $T_1$ , станция ЭБ; 2, 3 –  $T_r$ , станция ЭБ (2) и Бн (3); для аномальных отложений указаны номера записей по табл. 7

ней зоны, следует провести контроль получаемых значений  $f_0$  и закона затухания спектральной плотности на малых расстояниях.

Для контроля  $f_0$  использовано сравнение теоретических и экспериментальных данных о соотношении  $f_0$  и энергетического класса  $K$ .

Среднемировая зависимость размеров очага от  $M$  (а с учетом (3) – и от  $K$ ) имеет вид [Ризниченко, 1976]:

$$\lg l = -1,289 + 0,440 M,$$

$$\lg l = -2,266 + 0,244 K.$$

Из формулы Бруна для размера очага [Bruno, 1970] с заменой радиуса на диаметр при  $v_S = 3,6$  км/с следует:

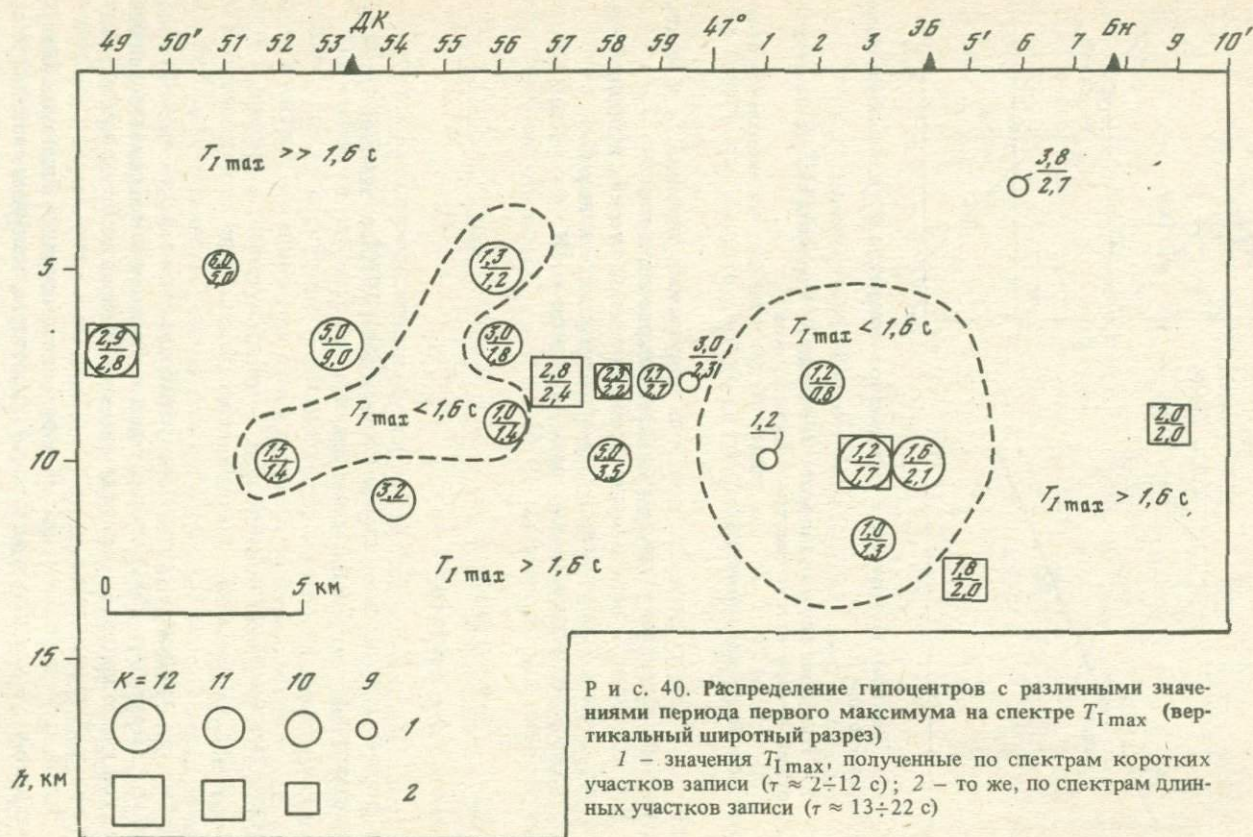
$$\lg l = \lg f_0 + 0,431.$$

Отсюда ожидаемая связь  $f_0$  и  $K$ :

$$\lg f_0 = -0,244 K + 2,70. \quad (5)$$

На рис. 37 приведены результаты обработки записей (по табл. 7). Как видно, выражение (5) хорошо описывает экспериментальные данные, что говорит о неплохом качестве оценки размеров по Бруну при обработке записей ближней зоны.

Закон затухания спектральной плоскости проверялся с использованием отношения  $S_0$  к амплитуде коды  $A_{20}$ , которая, как указывалось, не зависит от расстояния. Следовательно, величина  $S_0/A_{20}$  может быть использована для любой станции и для афтершоков любой энергии, и ее зависи-



мость от гипоцентрального расстояния (рис. 38) прямо характеризует закон затухания  $S_0$ . Из рис. 38 видно, что для всей области афтершоков показатель расхождения равен примерно 1,8–1,9. В дальнейшем это будет учтено при расчете сейсмических моментов.

В качестве дополнительного параметра спектра в работе рассматривался период  $T_{1\max}$ , соответствующий первому низкочастотному максимуму спектра. Этот максимум лучше выделяется на спектрах коротких участков записи  $S$ -волн.

Соотношение временных и спектральных представлений. Использование спектральных представлений для анализа записей ближней зоны стало уже традицией. Между тем, по-видимому, возможности временного представления использовались еще не полностью. Более того, из теоретических соображений следует, что записи в натуральном временном представлении несут больше информации об источнике, чем их спектры [Костров, 1975]. В связи с этим интересно сопоставить между собой однотипные параметры, характеризующие сейсмический процесс в его временном и спектральном представлениях, в первую очередь временные параметры: время нарастания  $T_r$  и период первого вступления  $T_1$ , с одной стороны, переломную частоту  $f_0$  — с другой. Для удобства будем обозначать обратные величины теми же индексами, т.е.  $f_r = 1/T_r$ ,  $f_1 = 1/T_1$ ,  $f_0 = 1/T_0$ .

Теоретическое соотношение  $f_r$  и  $f_0$  О'Нейл получает из известной формулы Шарпа (по [Harkrider, 1976]). По О'Нейлу

$$T_r = \frac{3l \operatorname{arctg} \sqrt{2}}{4\sqrt{2} v_p} \approx \frac{l}{2v_p}, \quad f_0 = \frac{2v_p}{\sqrt{3}\pi l},$$

где  $l$  — диаметр очага,  $v_p$  — скорость волн  $P$ . Отсюда

$$f_r/f_0 = 5,4.$$

Строго говоря, это соотношение применимо лишь для волн  $P$ . Если взять размеры очага по формуле Бруна

$$l/2 = \frac{2,34 v_p}{2\pi f_0}, \quad (6)$$

то

$$f_r/f_0 = 2,7.$$

Другие модели дают близкие оценки. Например, для функции источника по Онаке (см. [Harkrider, 1976])

$$f_r/f_0 = 6,3.$$

Что касается периода первого максимума  $T_1$ , то в случае единичного импульса он должен быть близок к  $T_0$ .

Сопоставление  $f_r$ ,  $f_1$  с  $f_0$  по данным станций ЭСЭ приведено на рис. 39. Значения  $f_1$  в целом несколько меньше значений  $f_0$ :  $f_1/f_0 \approx 0,65$ , а для значений  $f_r$  результаты наблюдений дают удовлетворительное согласие с теорией:

$$f_r/f_0 \approx 4.$$

Таблица 8

Сравнение параметров записей и спектров для некоторых характерных участков облака афтершоков (на вертикальном разрезе широтного простиранья)

Координаты участка		Направление подвижки по отношению к основному толчку (см. рис. 32)	Средний преобладающий период на станции Махачкала (см. рис. 33)	Среднее значение $M_L - 0,63 M_{LH}$ (см. рис. 34)	Среднее значение $T_{I\max}$ (см. рис. 38)
$\lambda$	$h$ , км				
46° 52	4	Прямое	0,4–0,5	2,0	1,6
46 56	5	? (прямое)	0,5–0,6	2,3–2,4	1,6
47 02	6	Обратное	0,4–0,5	2,0	(1,6)?
46 54	9	Прямое	0,4–0,5	2,5	1,6
46 58	10	Обратное	0,4–0,5	2,1–2,2	1,6
47 02	10	Обратное	0,6–0,8	2,5	1,6
47 08	12	Обратное	0,6–1,1	2,0	1,6

Отсюда следует, что величину  $T_r$  можно использовать для оценки параметров очага:

$$l \approx 4\nu_s T_r, \text{ или в среднем } l \approx 14T_r.$$

Здесь численный коэффициент умножен на два, чтобы привести оценку к "системе Бруна". Далее величина  $T_r$  будет использована для вычисления сейсмического момента.

Пространственное распределение спектральных особенностей было рассмотрено на примере периода  $T_{I\max}$ , выделяемого на спектрах коротких участков  $S$ -волн. На рис. 40 в проекции на вертикальную плоскость широтного простиранья, близкую к плоскости разрыва при основном толчке, нанесены значения  $T_{I\max}$  для 21 афтершока. Цифры представляют собой средние значения  $T_{I\max}$ , полученные по записям станций ЭБ и Бн двумя интерпретаторами. В случаях, когда землетрясение записано одной станцией, приведено значение по этой станции. С некоторой осторожностью на разрезе можно выделить две области с пониженными значениями  $T_{I\max} < 1,6$  с, которые окружены значениями  $T_{I\max} > 1,6$  с (в западной зоне — даже большими, чем 2–3 с). Одна из них находится в центральной зоне облака афтершоков, несколько западнее гипоцентра основного толчка; вторая — в западной зоне. Сопоставление с разрезами на рис. 32–34 показывает (табл. 8), что при известной противоречивости характеристик можно заметить тенденцию, при которой относительно большим периодам  $T_{I\max}$  отвечают относительно большие площади разрывов, относительно большие преобладающие периоды и обратное движение в очагах афтершоков. При этом следует учесть, что спектральный анализ выполнен для достаточно поздних афтершоков, когда физические свойства зоны разрыва уже начали заметно меняться (см. § 3, 4). Ограниченность выборки и известное несовершенство применявшихся методик обработки не позволяют сделать более уверенные и обоснованные выводы.

### 3.5.4. Динамические параметры очагов

Определение сейсмического момента  $M_0$  по параметрам записи имеет большое значение для экспресс-обработки в полевых условиях, когда технически весьма трудно организовать оцифровку записей и расчет спектров на ЭВМ. Первый из примененных методов основан на использовании времени нарастания  $T_r$ . Согласно формуле Д. Харкрайдера [Harkrider, 1976]

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v_S^2 R \Delta T_{1/2} u_{\max}}{\mathcal{R}(\vartheta, \varphi)},$$

где  $\rho$  — плотность ( $2,7 \text{ г/см}^3$ ),  $v_S$  — скорость  $S$ -волн ( $\approx 3,4 \text{ км/с}$ ),  $\mathcal{R}(\vartheta, \varphi)$  — функция направленности (в среднем  $\approx 0,4$ ),  $u_{\max}$  — максимальное смещение,  $\Delta T_{1/2}$  — полуширина импульса, т.е. ширина первого экстремума, измеренная на половине его амплитуды.

Использование вместо полуширины импульса  $\Delta T_{1/2}$  времени нарастания  $T_r$  предпочтительнее по ряду причин (меньшие аппаратные искажения, удобство измерений). При функции источника, по Онаке (см. [Harkrider, 1976]),

$$\Delta T_{1/2} = 2,44 T_r,$$

по Аршамбо — Рандалу (см. [Harkrider, 1976])

$$\Delta T_{1/2} = 1,41 T_r.$$

Принимая для определенности  $\Delta T_{1/2} = 1,5 T_r$ , получим рабочую формулу в виде

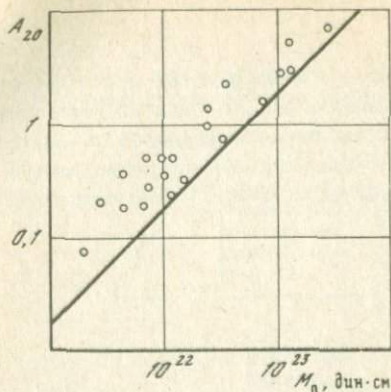
$$M_0 \approx 5 \cdot 10^{23} R T_r u_{\max} \quad (7)$$

(здесь гипоцентральное расстояние  $R$  — в км, смещение  $u_{\max}$  — в см).

Итоги определений приводятся в табл. 7.

Определение сейсмического момента возможно и по интенсивности кода-волн, поскольку теоретически и экспериментально показано, что уровень огибающих коды пропорционален сейсмическому моменту очага землетрясения [Востриков, 1975]. Определение магнитудных и энергетических характеристик землетрясений по кода-волнам предпочтительнее прочих. Интенсивность коды свободна от влияния функции направленности излучения источника; она не зависит от гипоцентрального расстояния и от особенностей строения среды на пути прямых волн от очага к станции, поэтому отпадает необходимость в калибровочных функциях.

Методика измерений коды подробно изложена выше. В качестве основы была принята амплитуда  $A_{20}$  коды, зарегистрированной на станции ЭБ. Сравнение измерений интенсивности коды с определениями сейсмического момента по спектрам представлено на рис. 41 ( $A_{20}$  измерена в миллиметрах при увеличении  $V = 50$ ). Экспериментальная зависимость рис. 41 хорошо согласуется с ранее полученной в Средней Азии [Востриков, 1975]. Она использована как калибровочная для перехода от  $A_{20}$  к абсолютным значениям сейсмического момента. С учетом увеличения прибо-

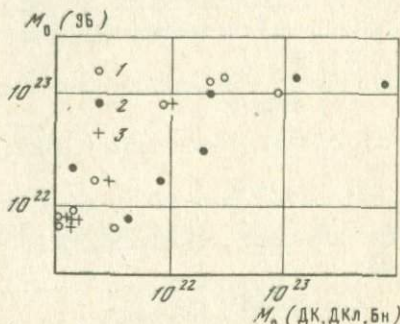
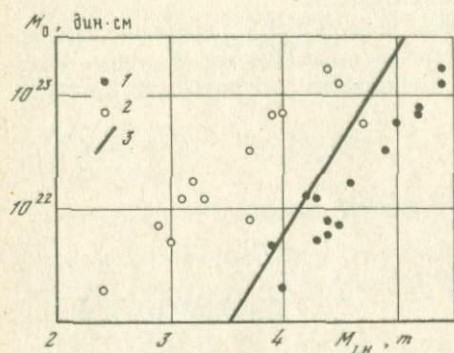


Р и с. 41. Сопоставление амплитуд огибающих коды со спектральными измерениями сейсмического момента

Прямая линия — зависимость, полученная при измерениях коды, зарегистрированной аппаратурой СКМ-3М в Средней Азии

Р и с. 42. Сравнение измерений сейсмического момента по кода-волнам с магнитудами 1 —  $M_0$  ( $M_{LH}$ ); 2 —  $M_0$  ( $m_l$ ); 3 — аппроксимация совокупности мировых данных

Р и с. 43. Сопоставление сейсмического момента  $M_0$  по парам станций ЭБ-Бн (1), ЭБ-ДКл (2), ЭБ-ДК (3)



ра рабочая формула для определения  $M_0$  (дин·см) по амплитуде  $A_{20}$  (мкм) коды имеет вид:

$$M_0 \approx 1,5 A_{20} \cdot 10^{21}. \quad (8)$$

Связь измерений сейсмического момента по коде с магнитудами  $m$  и  $M_{LH}$  представлена на рис. 42. Магнитуда  $M_{LH}$  согласуется с измерениями по коде лучше. Обе зависимости рис. 42 близки к прямо пропорциональной. Они отличаются от аппроксимации аналогичной зависимости, построенной по совокупности мировых данных [Ризниченко, 1976]. Это еще одно свидетельство влияния на характер зависимости  $M_0(M)$  свойств очагов землетрясений.

Определение сейсмического момента  $M_0$  по параметрам спектра проводилось с использованием простейшей формулы:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho R v_S^3}{x \mathcal{A}(\vartheta, \varphi)} S_0, \quad (9)$$

где  $R$  — гипоцентральное расстояние;  $v_S$  — скорость распространения поперечных волн ( $\approx 3,4$  км/с);  $\rho$  — плотность горных пород, принятая равной  $2,7$  г/см<sup>3</sup>;  $\mathcal{A}(\vartheta, \varphi)$  — среднее значение диаграммы направленности, при-

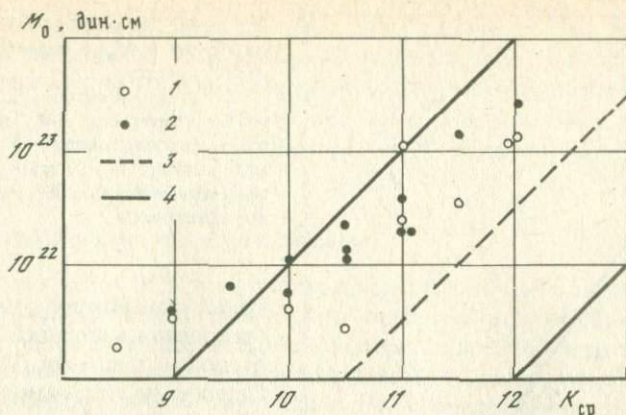


Рис. 44. Корреляция сейсмического момента  $M_0$  с энергетическим классом  $K$   
 1 — центральная зона; 2 — западная зона; 3 — средняя мировая зависимость [Ризниченко, 1976]; 4 — границы разброса мировых данных

нятое равным 0,4;  $x = 2$  — коэффициент, учитывающий удвоение амплитуды волны у свободной поверхности;  $S_0$  — измеренная спектральная плотность, равная  $0,7 S_{0\max}$ .

Выполненная выше оценка расхождения показала, что вплоть до небольших расстояний в эпицентральной области верен закон расхождения с показателем  $\sim 1,8$ , а не 1. Поэтому вычисления  $M_0$  проводились дважды, вначале по формуле (9), а затем — более сложным путем — до расстояния 10 км использовалось расхождение с показателем 1,8, а ближе — с показателем 1. Таким образом, практически для вычислений использовались формулы:

в первом случае —

$$M_0 = 1,7 \cdot 10^{23} R S_0, \quad (10)$$

во втором —

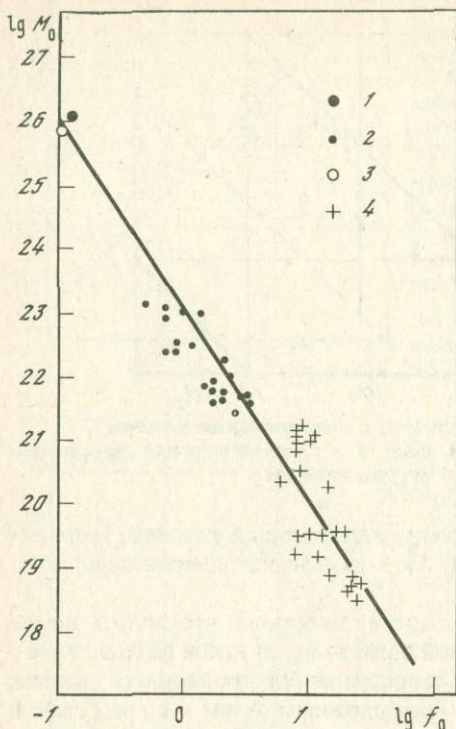
$$M_0 = 1,7 \cdot 10^{23} S_0 f(R), \quad (11)$$

где  $f(R) = R$  при  $R \leq 10$  км,

$$f(R) = 10(R/10)^{1,8} \text{ при } R > 10 \text{ км.}$$

Здесь  $R$  — в км,  $S_0$  — см·с. Расхождения между двумя вариантами не очень велики.

Исследовалось влияние станционных условий на значения  $M_0$ . На рис. 43 проведена корреляция величин  $M_0$ , вычисленных по формуле (10) по данным разных станций, для всех афтершоков, зарегистрированных более, чем одной станцией. Видны станционные особенности определений  $M_0$ : по сравнению со станцией ЭБ станция Бн занижала значения  $M_0$  в среднем в 2 раза, а станции ДК и ДКл — почти на порядок. Это обстоятельство не было учтено в предыдущих публикациях [Кузнецова и др., 1976], где различие зависимости  $M_0(K)$  для центральной и западной групп афтершоков интерпретировалось как различие физических условий в разных частях очаговой области, а не как станционный эффект (афтершо-



Р и с. 45. Корреляция сейсмического момента  $M_0$  с переломной частотой спектра  $f_0$

1 – главный толчок Дагестанского землетрясения ( $M_0$  по объемным волнам, вариант 1), 2 – его афтершоки, 3 – главный толчок землетрясения Сан-Фернандо; 4 – его афтершоки

ки центральной зоны чаще регистрировались станцией ЭБ, западной – станциями ДК и ДКл). Причинами систематического занижения спектральных плотностей станциями ДК и ДКл, возможно, являются локальные особенности среды (специфическое поглощение и рассеивание). Нельзя исключать и различной направленности излучения очагов, если их плоскости, близкие друг к другу по своей ориентации, были по-разному ориентированы к регистрирующим станциям, так же как и совместное действие обоих факторов.

После введения коррекции по формуле (11) значения  $M_0$  по станциям ЭБ и Бн стали в среднем различаться всего в 1,3 раза. Сравнение  $M_0$  и  $K$  (использованы определения  $M_0$  по спектрам наиболее полной стационарной выборки станции ЭБ и К по данным Кавказской сети) показывает (рис. 44), что экспериментальные точки располагаются в верхней части полосы мировых данных [Ризниченко, 1976]. Разделения точек для западной и центральной зон здесь не наблюдается.

На рис. 45 приводятся данные о корреляции  $M_0$  с переломной частотой  $f_0$ . Кроме данных для афтершоков, на график нанесена точка, относящаяся к основному толчку (по телесеismicким данным). Для сравнения нанесены точки, относящиеся к главному толчку и афтершокам близкого по основным параметрам очага землетрясения Сан-Фернандо 1971 г. [Tucker, Brune, 1973]. Все точки в первом приближении ложатся на одну прямую, угловой коэффициент которой близок к трем. Если

$$\lg M_0 \sim -3 \lg f_0 \sim 3 \lg T,$$

то  $M_0 \sim T^3$ , т.е. постоянно отношение  $M_0/T^3$ . В предположении, что длина разрыва пропорциональна длительности излученного импульса,

$$M_0/T^3 \sim \bar{u}L^2/L^3 \sim \bar{u}/L,$$

где  $\bar{u}$  – смещение по разрыву, постоянство  $M_0/T^3$  обычно трактуют как постоянство сброшенного в очаге напряжения или пропорциональной ему

деформации ("подобие очагов" [Аки, 1967]). Однако это верно лишь в случае, если скорость вспарывания разрыва не зависит от его размера. Лабораторные опыты и общие соображения о физике разрушения показывают [Виноградов и др., 1979], что это, вообще говоря, не так. При разной скорости вспарывания должна быть различной и структура очагов разных размеров.

### 3.5.5. Обсуждение результатов и выводы

В результате работ ЭСЭ в эпицентральной области Дагестанского землетрясения впервые удалось обнаружить огромное разнообразие записей в пределах одной последовательности афтершоков. Это стало возможным благодаря использованию низкочувствительной широкополосной аппаратуры в ближней зоне землетрясения. Полученные результаты являются, по существу, лишь первым шагом в сейсмометрии ближней зоны, и эффективное сопоставление теории, лабораторного эксперимента и полевых наблюдений еще впереди.

Предварительная обработка записей афтершоков Дагестанского землетрясения позволила предположить, что в афтершоковой последовательности присутствуют по крайней мере два типа событий, отличающиеся физическими свойствами их очагов [Штейнберг и др., 1974б, 1975; Кузнецова и др., 1976]. Первые из них, предположительно связанные с подвижками в хорошо проработанной зоне разрыва в центральной части очага, получили название "афтершоков последствия"; вторые, предположительно связанные с процессом прорастания трещин в окраинных зонах повышенной концентрации напряжений, было предложено назвать "афтершоками развития". Выше было показано, что в этих работах не были учтены в должной мере станционные особенности записей. Дальнейшие попытки обнаружить параметр или систему параметров, позволяющих уверенно и объективно разделять афтершоки по их типу, не были особенно успешными. Трудность заключается в том, что пространственная приуроченность сама по себе еще не определяет типа афтершока. Например, в наиболее раздробленной части западной зоны, достаточно близко к ее краю, возникали очень вялые толчки (см. записи 132, 256 на рис. 29, 30 и в табл. 7). К тому же, как уже отмечалось, регистрация афтершоков началась спустя две недели после землетрясения, когда первоначальная картина была уже заметно "смазана", и велась всего двумя компонентами. В случаях, когда к станции приходили колебания в фазе  $S$ , поляризованные почти перпендикулярно к регистрируемому направлению, отсутствие трех компонент приводило к тому, что записывался, по существу, не импульс, а сопровождающий шум; тип записи при этом определялся неверно. Другим очевидным недостатком системы наблюдений было малое число станций и связанная с этим невозможность массового определения механизма очага афтершоков. Это не давало возможности учесть при изучении записей направленности излучения. Несомненно, эти проблемы следует учесть при организации дальнейших наблюдений в эпицентральных зонах.

Важным методическим выводом данной работы является допустимость применения при вычислении динамических параметров очагов с  $M < 5$  моделей дальней зоны вплоть до расстояний 8–10 км с учетом лишь особенностей затухания сейсмической энергии на таких расстояниях.

Афтершоки Дагестанского землетрясения при заданной магнитуде имеют (относительно средних мировых данных) большой сейсмический момент и низкие характерные частоты. Они относятся к "мягким" землетрясениям.

Структура очаговой области обнаруживает внутренние особенности. По совокупности данных всю ее можно разделить на три зоны: восточную, центральную и западную. В первой из них после сильного близкого по времени повторного толчка активность афтершоков совершенно не проявлялась, афтершоки двух других отчетливо различаются между собой по параметрам режима: в центральной зоне  $\gamma$  заметно меньше, чем в западной.

В пределах центральной и западной зон различные временные и спектральные особенности записей афтершоков, а также их динамических параметров находятся в удовлетворительном согласии. При общем росте с глубиной всех характерных частот и сброшенного напряжения в гипоцентральной области обнаруживаются участки с низкими частотами и относительно большими площадками разрыва. Эти особенности хорошо прослеживаются в мае 1970 г., сохраняются заметными в июне, а затем нивелируются, причем по времени это коррелируется с первым периодом стабилизации активности роя афтершоков.

Интересно отметить, что на восточном и западном краях поля афтершоков при общей широтной ориентации очага прослеживаются поперечные (меридиональные) зоны максимумов активности (см. гл. 4, рис. 1).

По-видимому, зоны, выявляемые по режиму и динамике афтершоков, неслучайным образом связаны с местами, где имел особенности процесс вспарывания главного разрыва. И то и другое обусловлено, вероятно, локальными различиями прочностных свойств среды в объеме, в котором реализовался очаг Дагестанского землетрясения.

#### Глава 4

### МОДЕЛЬ ОЧАГА ДАГЕСТАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

*Афтершоки и механизм очага.* Результаты наблюдений над пространственным распределением афтершоков (см. § 3.4) позволяют уверенно очертить очаговую зону Дагестанского землетрясения, простирающуюся с востока на запад (от Кумторкалы до Зубутля) на 35–40 км, с севера на юг — на 10–15 км. Краевой участок зоны с востока обрывается на долготе Кумторкалы в том месте, где р. Шураозень пересекает передовой надвиг и краевую флексуру и которое геологически отвечает наиболее погруженному участку фундамента, а в геофизическом поле 138

характеризуется резким локальным минимумом силы тяжести (см. § 5.2). С запада зона в основном ограничивается Сулакским разломом, хотя облако афтершоков охватывает и более западные участки, что связано, вероятно, с подвижками по хаотической сетке мелких разломов, характерных для этой части эпицентральной зоны.

Следует отметить, что при Дагестанском землетрясении не наблюдался процесс "расплывания" облака афтершоков. Наоборот, в первые дни афтершоки захватывали большую территорию, включая крайний восток эпицентральной зоны.

Вся эпицентральная зона как бы делится на два сейсмоактивных участка и характеризуется резким изменением глубины очагов от относительно неглубокого (2–7 км) их залегания в западной части (район Дружбы) к более глубоким очагам (8–20 км) в центральной части (район Экибулака), где сосредоточено больше очагов наиболее высокого класса энергии. Д.Н. Рустанович и М.Н. Смирнова [1975] отмечают тенденцию к меридиональной ориентации облака афтершоков внутри как одного, так и другого участка эпицентральной области.

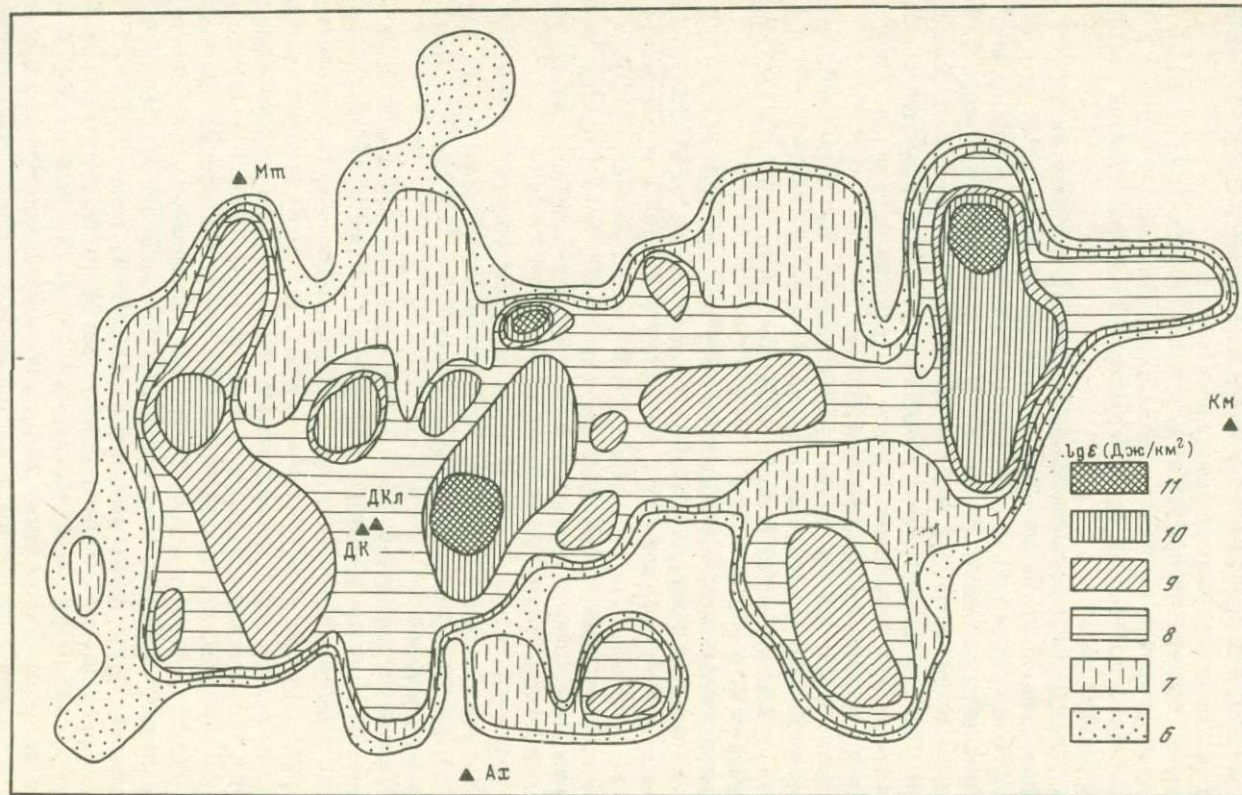
Особенно ярко эта тенденция прослеживается на карте плотности сейсмической энергии, выделившейся в рое афтершоков (рис. 1). При построении карты площадка осреднения принималась  $10 \times 10$  км. Учитывались толчки с  $K \leq 12$ .

Распределение очагов афтершоков по глубине представлено в § 3.4. На рис. 1 западная поперечная полоса с неглубоким (2–3 км) залеганием гипоцентров ориентирована по Сулакскому разлому и, по-видимому, отражает тектонические процессы неглубокого заложения, вызвавшие ряд весьма крупных поверхностных нарушений, проявившихся при землетрясении вдоль р. Сулак, и в том числе сильнейшую Ачинскую сейсмодислокацию [Дагестанское . . . , 1980].

Восточная поперечная полоса отражает процесс глубинного нарушения, вызванного, по-видимому, первым землетрясением (форшоком) 14 мая в 9 ч 20 мин. Этот участок в геофизических полях отмечается гравитационным минимумом.

*Особенности сильнейших толчков.* По инструментальным и макросейсмическим данным эпицентр землетрясения 14 мая в 9 ч 20 мин расположен в районе Экибулака. Очаг этого землетрясения был наиболее глубоким — 18 км. Есть основание считать, что эпицентры повторных толчков восточной части эпицентральной зоны, т.е. в районе Экибулака, являются его афтершоками (см. § 3.4, рис. 12). Здесь сосредоточены наиболее глубокие (8–20 км) очаги. При этом толчке правосторонний сбросо-сдвиг произошел в меридиональном направлении по плоскости, слегка наклоненной к востоку (не исключена вероятность существования и разрыва с простираем, близким к широтному, см. § 2.2, 3.4).

При землетрясении 14 мая в 18 ч 12 мин произошло вспарывание в широтном направлении всей протяженной (около 35 км) зоны с востока на запад по всей ее глубине. Из двух возможных плоскостей разрыва (см. § 2.2 и гл. 2, рис. 13) положение плоскости широтного простираения соответствует оси основного облака афтершоков, что позволяет считать ее наиболее вероятной плоскостью разрыва при главном землетрясении.



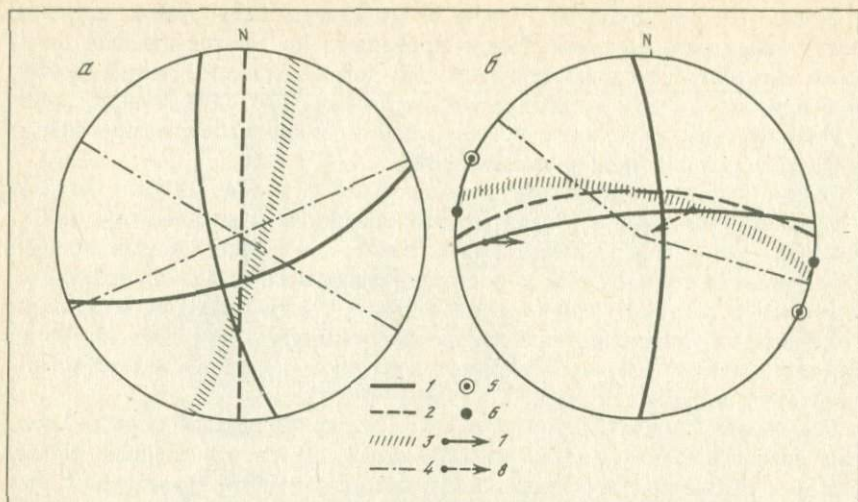
Р и с. 1. Карта плотности сейсмической энергии  $\epsilon$  (Дж/км<sup>2</sup>), выделившейся в очагах афтершоков. Составили О.А. Асманов, Н.В. Шебалин

Эпицентр землетрясения 17 мая в 6 ч 49 мин приурочен к западной части эпицентральной зоны. Сдвиг произошел по крутопадающей плоскости близширотного простирания. По направленности процесса этот очаг близок к очагу главного землетрясения. Это служит некоторым подтверждением тому, что в момент главного толчка вспарывание разрыва происходило в западном направлении.

Таким образом, Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. привело в движение всю зону, ступенчато опускающуюся к юго-востоку от Сулакского выступа к Капчугайскому грабену. Главный разрыв прошел в направлении с восток-северо-востока на запад-юго-запад. Он, возможно, ограничен с востока меридиональным разрывом в районе Кумторкалы, а с запада — Сулакским разломом на участке Дружба — ст. Чиркей. Развитие вспарывания разрыва проходило с востока (из района Кумторкала—Экибулак) на запад (Дружба—Зубутль).

*Ориентация очагов основных толчков по совокупности данных.* Хорошая согласованность между пространственным распределением афтершоков и данными о механизме очага позволяет более внимательно рассмотреть дополнительную информацию, характеризующую положение в пространстве плоскостей разрыва сильного форшока и основного толчка землетрясения. Дополнительную информацию дает карта изосейст основного толчка, а также карты изосейст форшока и нескольких сильнейших афтершоков [Дагестанское . . . , 1981]. На основе представлений о том, что макросейсмическое поле отражает ориентацию и размеры плоскости разрыва, Н.В. Шебалиным [1974] была сделана попытка решить для нескольких частных случаев обратную задачу, т.е. по особенностям макросейсмического поля определить размеры и положение источника макросейсмических колебаний, который рассматривается как совокупность осложнений на плоскости разрыва (ее негладкость, неравномерность вспарывания и система связанных с ней вторичных разрывов оперения). Во второй книге [Дагестанское . . . , 1981] приведен новый вариант такого построения, выполненного по уточненной карте изосейст. При этом получены параметры: полная горизонтальная протяженность очага  $l_x = 24$  км, вертикальная протяженность  $l_z = 21$  км, азимут плоскости разрыва в основной части очага  $Az_n = 100^\circ$ , в верхней части очага  $Az_l = 95^\circ$  (что указывает на некоторое закручивание, "пропеллерность" разрыва), угол падения разрыва  $e = 65^\circ$  к югу.

Для форшока полное определение плоскости разрыва не выполнялось. Из анализа карты его изосейст следуют определения глубины очага: по изосейстам  $h_l = 7$  км и по соотношению магнитуды и балльности в эпицентре  $h_{IM} = 13$  км. Приведенные цифры несколько изменились по сравнению с прежними оценками [Шебалин и др., 1973], поскольку были обнаружены новые факты, говорящие о более высокой, чем это оценивалось ранее, балльности в эпицентре этого толчка. В частности, в одном пункте этот толчок ощущался сильнее главного. В момент этого толчка вблизи ст. Темиргое на поверхности наблюдались так называемые "земляные волны" (сообщение Ю.В. Быстрицкой). По-видимому, прежние представления о том, что очаг форшока лежал глубже очага основного толчка, должны быть пересмотрены.



Р и с. 2. Положение плоскостей разрыва форшока (а) и основного толчка (б)

1 — по знакам первых смещений в волне  $P$  (механизм очага); 2 — по ориентации облака афтершоков; 3 — по макросейсмическим данным; 4 — разлом по геологическим и геофизическим данным; 5 — ось магнитной аномалии; 6 — ориентация (простираение) наклонного участка кровли "базальтового" слоя; 7 — направление вспарывания по методу Кхатри; 8 — то же, по методу вторичных вступлений

Из карты изосейст форшока можно получить примерное значение азимута плоскости разрыва  $Az = 15^\circ$  и очень приблизительную оценку ее наклона  $e = 70 \div 90^\circ$  к западу. Положение собственных афтершоков форшока дает для плоскости разрыва  $Az \approx 0$ ,  $e \approx 90^\circ$ . Среднее значение азимутов осей первых изосейст сильных собственных афтершоков форшока с субмеридиональной ориентацией очагов [Дагестанское . . . , 1981] составляет  $Az \approx 20^\circ$ . Таким образом, для этого очага могут быть приняты почти меридиональная ориентация и достаточно мелкое залегание очага.

Полученные различными способами данные об ориентации плоскостей разрыва форшока и основного толчка совмещены на рис. 2 в стереографической проекции. Легко видеть, что расхождения касаются в основном углов наклона плоскостей разрыва, а азимуты их хорошо совпадают. На те же проекции нанесены геологические и геофизические данные о положении разломов, с которыми связывается ориентация очагов форшока и основного толчка, а также менее уверенные данные о направлении вспарывания в очаге основного толчка, полученные методом Кхатри (см. § 2.4) и методом анализа вторичных вступлений волны  $P$  (см. § 2.1). Эти направления показаны на стереографической проекции как векторы, причем для задания этих векторов в определенной плоскости достаточно указать лишь точку на дуге, являющейся следом выбранной плоскости: угловое расстояние между этой точкой и вертикальным направлением определит в плоскости разрыва угол между вектором вспарывания и вектором падения. На рис. 2 для ясности векторы вспарывания изображены в виде стрелок с основанием в точке, задающей вектор, и направлен-

ных к центру проекции. Данные о направлении вспарывания противоречивы. Их следует рассмотреть дополнительно с учетом размеров очага.

За исключением неясности с направлением вспарывания, в рамках точечной модели положение очагов определяется без серьезных противоречий.

*Размеры и динамические параметры очага основного толчка.* Оценка размеров очага выполнена в настоящей работе несколькими способами. Простая корреляция с магнитудой по зависимости из работы Н.В. Шебалина [1974] дает

$$l_x = 32 \text{ км}, \quad l_z = 15 \text{ км},$$

по более новой зависимости [Ризниченко, 1976]

$$l_x = 40 \text{ км}, \quad l_z = 16 \text{ км}.$$

Размеры облака афтершоков дают  $l_x = 36$  км, вертикальная протяженность варьирует от 20–22 км в восточной части до 5–10 км – в западной. По макросейсмическим данным [Дагестанское . . . , 1981],

$$l_x = 24 \text{ км}; \quad l_z = 21 \text{ км}.$$

Исследование спектров объемных волн привело к значению средней частоты угла, варьирующей (в зависимости от варианта методики) от  $f_c^{(I)} = 0,14$  Гц до  $f_c^{(II)} = 0,25$  Гц, что по приближенной формуле Бруна (см. § 2.4) соответствует размерам от  $L_B^{(I)} = 30$  км до  $L_B^{(II)} = 18$  км. Все эти величины достаточно хорошо согласуются между собой, и мы можем принять окончательно:

$$l_x = 30 \text{ км}, \quad l_z = 18 \text{ км}, \quad S_r = \pi l_x l_z = 450 \text{ км}^2.$$

Среднее значение сейсмического момента (см. § 2.4)  $\bar{M}_0 = 6 \cdot 10^{25}$  дин · см. Средняя подвижка по разрыву из корреляционного соотношения с магнитудой [Ризниченко, 1976]  $\bar{U} = 54$  см. Из основной формулы для сейсмического момента с учетом приведенных значений  $\bar{M}_0$  и  $S_r$  и  $\mu = 3 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> следует  $\bar{U} = 44$  см.

В практике зарубежных оценок динамических параметров очага при вычислении величины последнего основного динамического параметра – сброшенного напряжения  $\Delta\sigma$  – большое значение придается конфигурации и механизму очага, [Kanamori, Anderson, 1975]. Следует учесть, однако, что разброс значений  $\sigma$  обычно очень велик, а потому вряд ли учет этих факторов имеет серьезное значение.

В данном случае можно, например, воспользоваться формулой для изометрического сдвига

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{\bar{M}_0}{R^3}.$$

При этом величина сброшенного напряжения  $\Delta\sigma = 17$  бар.

По формуле для погруженного горизонтально-протяженного разрыва

$$\Delta\sigma = \frac{16}{3\pi} \frac{LM_0}{S_r^2}$$

оценка составляет  $\Delta\sigma = 15$  бар.

Полученные небольшие значения сброшенного напряжения находятся в хорошем соответствии с относительно малой величиной магнитуды по объемным волнам  $m_{PV}$ : при  $M_{LH} = 6,6$  нормальное значение  $m_{PV}$  должно быть 6,7, в действительности было получено  $m_{PV} = 6,5$ .

Суждения о точности приведенных выше оценок динамических параметров основного толчка затруднены тем, что степень соответствия реальности используемых в настоящее время моделей исследована совершенно недостаточно (см., например, [Chen, Molnar, 1977]). До некоторой степени на точность и надежность оценок указывает разброс получаемых значений отдельных параметров.

Что касается очага форшока, то здесь могут быть выполнены лишь некоторые прикидки. Значения магнитуд  $M_{LH} = 5,7$  и  $m_{PV} = 6,1$  с учетом конверсионной формулы

$$m_{PV} = 0,63 M_{LH} + 2,5$$

находятся в хорошем согласии, поэтому можно ожидать, что размеры очага, полученные из корреляционных соотношений с магнитудой, по Ю.В. Ризниченко [1976],

$$l_x = 15,5 \text{ км}, \quad l_z = 6,5,$$

или, по И.В. Шебалину [1971],

$$l_x = 18 \text{ км}, \quad l_z = 10,5 \text{ км}$$

достаточно близки к истине.

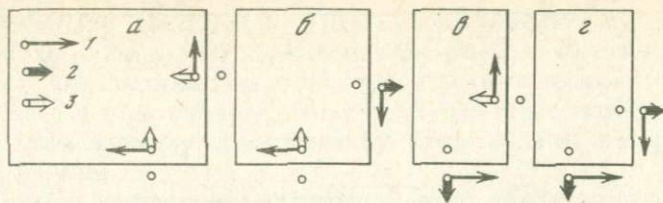
*Очаг землетрясения и геофизические поля.* Подробный анализ геофизических данных района очага приведен ниже (гл. 5–7). Здесь уместно лишь вкратце охарактеризовать область очага с этих позиций.

1. Зона подготовки Дагестанского землетрясения никак не выражена на картах сейсмической активности (см. § 1.4). По данным В.В. Кисловской за 1911–1967 гг., область очага Дагестанского землетрясения попадает на слабо выраженный минимум активности  $A_{10}$ , заключенный между двумя слабо выраженными максимумами. Ось сжатия близка по направлению к нормали поля сейсмической активности  $A_{10}$ . Ось растяжений протягивается в направлении наименьшего изменения активности.

2. Очаг Дагестанского землетрясения располагается в области достаточного крутого рельефа границ Мохоровичича и Конрада. Наклон границы Конрада в районе очага очень велик (примерно  $11^\circ$ ; на Кавказе лишь в области Чхалтинского землетрясения он заметно больше, около  $18^\circ$ ).

3. Судя по профилю ГСЗ, проведенному в 90 км к западу от эпицентра, очаг лежит в районе крупных нарушений в пределах земной коры, где прослеживаются заметные нарушения всех глубинных границ, в том числе на глубине 35–40, 50–55 и даже около 70 км.

4. Очаг Дагестанского землетрясения приурочен к зоне высокого градиента магнитной аномалии (судя по расположению линий  $\Delta T_a$ , возмущающая среда залегает на глубине в первые десятки километров) и к зоне резкого градиента аномалии силы тяжести. По отношению к



Р и с. 3. Возможные движения крыльев разрывов в очагах двух сильнейших толчков Дагестанского землетрясения

*а* – взбросо-сдвиг северо-западного блока; *б* – меридиональный сбросо-сдвиг при форшоке в сочетании с широтным взбросо-сдвигом при главном толчке; *в* – меридиональный взбросо-сдвиг при форшоке в сочетании с широтным сбросо-сдвигом при основном толчке; *г* – сочетание двух сбросо-сдвигов: меридионального и широтного. 1 – сдвиг; 2 – сброс; 3 – взброс

изолиниям аномалий магнитного поля оси главных напряжений направлены безразлично (обе под  $45^\circ$ ). Что касается изолиний  $\Delta g$ , то ось сжатия скорее тяготеет к направлению нормали к ним, ось растяжения ближе к направлению самих изолиний, что, однако, выражено не очень ярко.

*Реальные подвижки в очаге и тектоника.* Геодезические измерения в эпицентральной области Дагестанского землетрясения не выполнялись, и это существенно затрудняет выбор реальной модели движения.

В теоретической модели в источнике движутся оба крыла. Простые физические соображения говорят, однако, о том, что в реальности активным (или, по крайней мере, преобладающим по подвижке относительно начальной точки) должно быть одно из крыльев. Положение крыла не решает проблемы – в геологии известны и взбросы, и надвиги. В данном случае возможные движения крыльев разрывов следует рассмотреть совместно для форшока и основного толчка, поскольку их генетическая связь несомненна.

Условно считая менее активное крыло неподвижным, можно получить четыре варианта взаимного перемещения крыльев при двух основных толчках Дагестанского землетрясения (рис. 3).

Вариант *а* кажется на первый взгляд наиболее предпочтительным, поскольку предполагает движение при двух толчках одного и того же блока, причем именно того блока, на поверхности которого наблюдались наибольшие разрушения. Однако такое "выкальвание угля" невозможно без появления одной или двух трещин отрыва. Обращение к данным о механизме очага показывает, что в случае как форшока, так и основного толчка не наблюдалось значительного, превосходящего норму преобладания знаков сжатия (что необходимо при трещине отрыва). Это делает вариант *а* маловероятным.

Вариант *г* кажется маловероятным из тех соображений, что трудно представить встречное движение северо-восточного и юго-западного блоков, не сопровождающееся сейсмическими явлениями в зоне их встречного взаимодействия. В его пользу говорит общая ситуация, которая может характеризоваться как быстрое проседание среды, окружающей медленно воздымающийся купол.

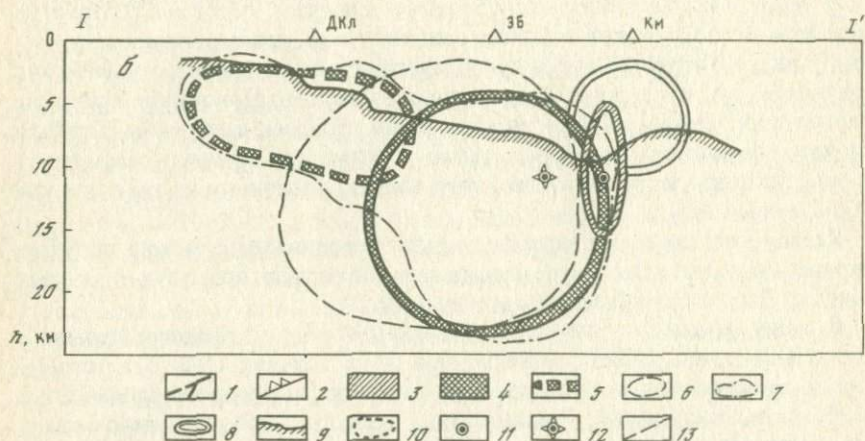
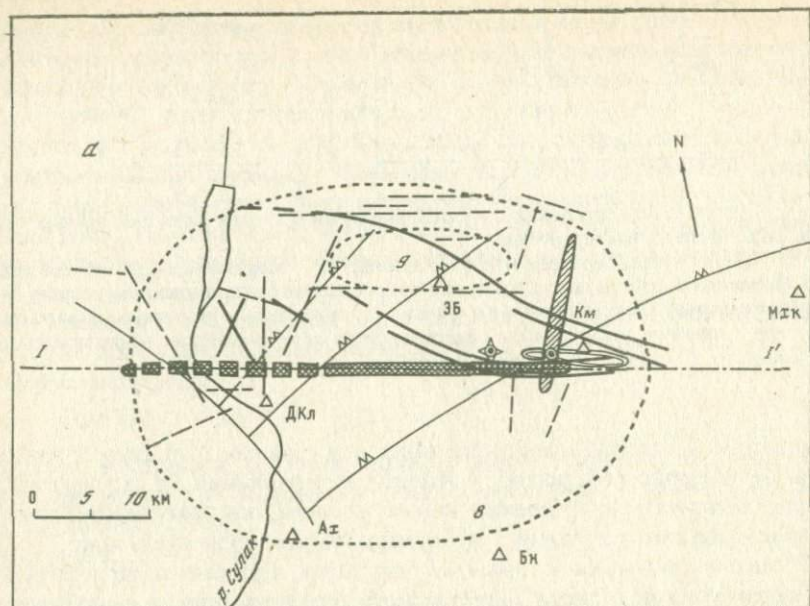


Рис. 4. Очаги сильнейших толчков Дагестанского землетрясения и тектоника  
*а* – план, *б* – разрез по I–I'. 1 – основные тектонические разрывы (в плане, по данным § 5.1); 2 – разломы (в плане, по данным § 5.3); 3 – очаг сильного форшока; 4 – очаг основного толчка (18 ч 12 мин 24 с); 5 – гипотетическое предложение процесса в западном направлении (+40 ÷ 50 с); 6 – границы вспоровшейся плоскости разрыва по макросейсмическим данным; 7 – то же, по данным афтершоков; 8 – положение очага наложенного афтершока (+2 мин 37 с); 9 – примерное положение кровли палеозойского фундамента; 10 – изосейсты 8 и 9 баллов; 11 – гипоцентр форшока по инструментальным данным; 12 – гипоцентр основного толчка по инструментальным данным; 13 – оси первых изосейст сильных афтершоков

Геологические данные для форшока практически отсутствуют, поскольку направление его плоскости разрыва тектонически никак не выражено. Фактические данные по очагу основного толчка не свидетельствуют явно в пользу левостороннего сбросо-сдвига с активным южным крылом или, напротив, левостороннего взбросо-сдвига с активным северным крылом.

Возможно, предпочтение в этих условиях следует отдать варианту в, при котором движение северо-западного блока к северу при форшоке ослабило зацепление крыльев широтного разлома, после чего при главном толчке активным стало южное крыло (или, в какой-то мере, оба крыла).

Еще сложнее оказывается сопоставление с конкретной геологической обстановкой (см. § 5,1, 5.3), если на нее наложить конкретные размеры очагов форшока и основного толчка с учетом их ориентации (рис. 4). Криволинейный тектонический шов в восточной части идет согласно, а в западной — несогласно с ориентацией очага основного толчка. Поперечные разломы идут диагонально к простиранию плоскостей как основного толчка, так и форшока, так что последний оказывается тектонически непривязанным (единственным четким меридиональным элементом, выраженным на поверхности, является направление русла р. Шураозень к югу от Кумторкалы).

При этом остается предположить, что очаг форшока связан с тектоническим швом, изменившим свою ориентацию у поверхности или вовсе не выраженным в приповерхностных структурах. При главном толчке разрыв в его восточной части, по-видимому, следовал заложенному тектоническому направлению, развиваясь к западу и вниз, и его распространение на запад было частично остановлено поперечной структурой, выраженной в ступени рельефа кристаллического фундамента. После этого развитие процесса продолжалось (задержка могла составить лишь десятки секунд), но он захватил уже отличающуюся мелкоблочной структурой зону консолидированных осадков без отчетливо выраженного преобладающего направления разрыва. Основной же разрыв, отвернув в сторону, остался далее к северо-западу более или менее пассивным.

*Динамика развития процесса в очаге.* Высказанное выше предположение приводит к необходимости рассмотреть последовательно, этап за этапом, весь процесс в очаге Дагестанского землетрясения (рис. 5, см. вкл.). Изложенные ниже представления являются качественными и в большей мере гипотетичными. Этапы последовательного развития изображены на рис. 5, а–ж на плане и трех разрезах: продольном с азимутом  $83^\circ$  и двух поперечных.

Период подготовки (рис. 5, а, б; см. также § 1.4) проявил себя, во-первых, Алмалинским землетрясением 17. I 1965 г. (это единственное известное землетрясение с  $K = 12$ , происшедшее в период 1902–1970 гг. и расположенное в непосредственной близости от нашего очага; оно было обследовано Ю.В. Быстрицкой, глубина его по макросейсмическим данным 10–15 км), и во-вторых, не отмеченными приборами, но четко зафиксированными населением звуковыми явлениями типа

далеких орудийных залпов, слышавшихся за полтора — два года до землетрясения в одном только месте — пос. Экибулак (рис. 5, б).

То обстоятельство, что Алмалинское землетрясение и область звуковых эффектов пространственно не совпадают, делает картину подготовки землетрясения достаточно сложной. Быть может, Алмалинское землетрясение непосредственно связано с подготовкой предварительного толчка, а Экибулакские гулы — с подготовкой подвижки по главному разрыву. К сожалению, механизм очага Алмалинского землетрясения не определялся.

Предварительный толчок 14 мая в 9 ч 20 мин (рис. 5, в) произошел по субмеридиональному разлому с наиболее вероятным движением западного крыла к северу и немного вверх. Перераспределение напряжений и механическое разупрочнение в восточной части широтного шва привело к быстрому возникновению основного толчка (фиктивная скорость передачи воздействия при расстоянии от очага форшока до точки начала вспарывания основного разрыва порядка нескольких километров и упреждения форшока, равном 9 ч, была порядка 0,2–1 км/ч).

Основной толчок (рис. 5, г) начался в 18 ч 12 мин 24 с; при возможном диапазоне скорости вспарывания от 1 до 3,5 км/с процесс в этом очаге должен был длиться примерно от 10 до 35 с. По-видимому, выделение энергии при этом происходило неравномерно: наибольшее развитие процесс вспарывания получил на 6–7-й секунде (см. § 2.2, 2.4), однако вряд ли есть основания выделить эту фазу (+6 с) в качестве начала новой подвижки.

По облаку афтершоков положение верхней кромки очага в районе Экибулака определяется довольно надежно на глубине около 6 км, в отношении положения нижней кромки неопределенность больше, однако в данном случае оценка по макросейсмике хорошо совпадает с глубиной максимального афтершока: по-видимому, очаг вглубь вспоролся примерно до 25 км. Направление вспарывания с учетом всех изложенных выше данных может быть принято к западу и вглубь. При этом приходится считать, что к этой фазе развития основного очага относятся афтершоки лишь центральной группы.

Западное развитие основного толчка (рис. 5, д) (в значительной мере гипотетическое) произошло в результате развития процесса в первой фазе основного толчка в том же направлении, но с захватом лишь сравнительно неглубокой зоны с мелкоблочной структурой вблизи границы кристаллического фундамента. Это обусловило своеобразную, "ретортообразную" конфигурацию облака афтершоков (см. рис. 4, а также гл. 3, рис. 13). Основной процесс в западной части очага произошел на 40–50-й секунде после начала основного толчка, с этой фазой процесса связаны афтершоки западной группы.

Восточный сливающийся афтершок (рис. 5, е) выделен вполне надежно (см. § 2.3), он произошел спустя 2 мин 37 с. после начала основного толчка, его магнитуда  $M_{LH} = 5,5$ , балльность в эпицентре (район Кумторкалы)  $I_0 = 8\div 9$  баллов, глубина очага около 5 км. Этот толчок в основном завершил развитие процесса к востоку; в дальнейшем афтершоковая деятельность на восточном крыле очень быстро полностью

прекратилась. Учитывая очень быстрый спад макросейсмического эффекта землетрясения к востоку, можно полагать, что поперечная структура, связанная с возникновением форшока, полностью блокировала распространение процесса в сторону Махачкалы. Данная в первые месяцы после землетрясения оценка малой вероятности развития процесса к востоку полностью оправдалась в течение последующих восьми лет.

Область афтершоков (рис. 5, ж) показана за весь период их регистрации — примерно за 1500 суток.

Рис. 5 дает представление о главных чертах структуры очага Дагестанского землетрясения в целом.

## Глава 5

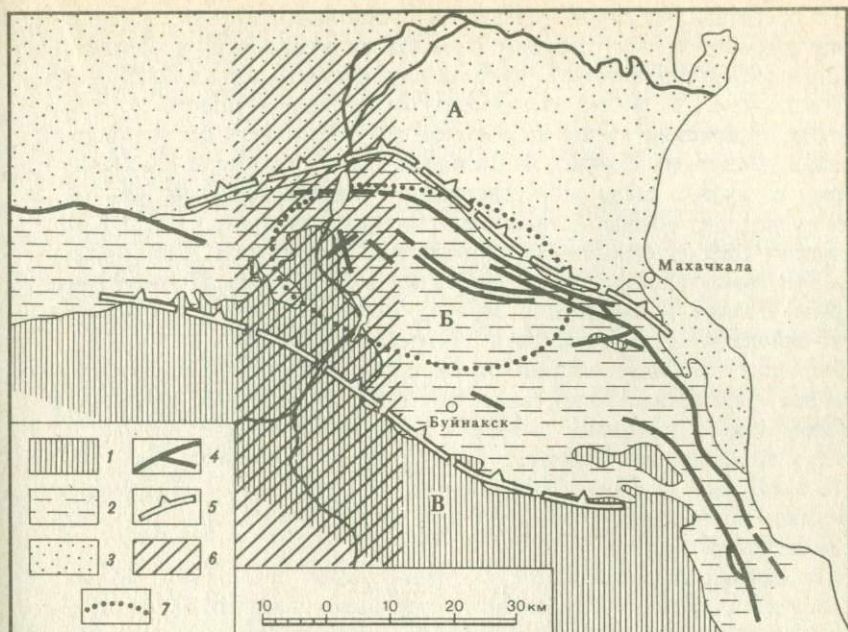
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ

## 5.1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическая обстановка в месте возникновения Дагестанского землетрясения 1970 г. достаточно характерна и типична для подобных сильных землетрясений. Очаговая зона располагается в непосредственной близости от крупного дизъюнктивного узла, где пересекаются тектонические линеаменты, играющие существенную роль не только в строении непосредственной окрестности эпицентральной области, но и всего Большого Кавказа в целом. Значительная протяженность и ясная выраженность упомянутых линеаментов в геологической структуре позволяют считать, что они имеют достаточно глубокое заложение, пересекают по крайней мере всю земную кору и, возможно, находят отражение в верхней мантии. Ориентирован один из них почти точно по широте, другой — по меридиану (рис. 1).

Широтное простирание имеет зона сочленения альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа с Терско-Каспийским передовым прогибом, который наложен на край. По этой зоне, выраженной в поверхностной структуре крутым ступенеобразным уступом (флексура), проходит контакт между двумя существенно различными по своей геологической истории и, как следствие этого, по структуре и составу пород блоками земной коры. Скифская платформа на протяжении альпийского геотектонического цикла, т.е. практически в течение всего мезокайнозоя, испытывала вертикальные колебательные движения небольшой амплитуды и незначительной контрастности. Только на последних этапах альпийского цикла, в неоген-четвертичное время, когда на южной окраине этой относительно стабильной области начал формироваться Терско-Каспийский передовой прогиб, она была вовлечена в интенсивные опускания.

Осадочный чехол, сформировавшийся на Скифской плите в течение мезокайнозоя, в ее части, примыкающей к Большому Кавказу, остается практически недеформированным. На поверхности блок Скифской плиты сложен мощным покровом четвертичных отложений. В то же время территория к югу от зоны сочленения испытывала в течение альпийского геотектонического цикла интенсивные и контрастные знакопеременные вертикальные движения, в результате которых сформировалась складчатая область. На последних этапах развития — в неоген-чет-



Р и с. 1. Структурная схема эпицентральной области Дагестанского землетрясения 1970 г.

Отложения: 1 – мезозойские, 2 – палеоген-неогеновые, 3 – четвертичные; 4 – региональные разломы; 5 – крупные глубинные флексуры; 6 – осевая зона Дагестанского поперечного поднятия; 7 – изосейста 8-го балла; А – Терско-Каспийский краевой прогиб; Б – складчатая ступень Третичных предгорий; В – складчатая ступень Известнякового Дагестана

вертикальное время – складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа испытало интенсивные восходящие движения. Северная окраинная часть Большого Кавказа, примыкающая к зоне сочленения, сложена на поверхности отложениями палеогена и неогена – это так называемая складчатая ступень Третичных предгорий. Осадочные породы образуют здесь серию широких относительно пологих складок широтного простирания, местами осложненных разрывами разного масштаба и характера. В некоторых случаях частные локальные разрывы составляют протяженные региональные зоны – такова Нараттюбинская зона, состоящая из системы надвигов и взбросов. Как правило, простирание основных разрывов, так же как и наиболее крупных складок, параллельно зоне сочленения складчатой области с платформой, т.е. ориентировано субширотно. Однако мелкие локальные разрывы, сопряженные обычно с крупными разрывными зонами, в некоторых случаях бывают ориентированы диагонально либо меридионально. Это приводит к интенсивной раздробленности отдельных участков складчатой ступени Третичных предгорий.

По морфологии складок область Третичных предгорий – типичная зона промежуточной складчатости с неравномерным площадным распространением антиклиналей и синклиналей. Антиклинальные складки чаще

всего представляют собой пологие валлообразные поднятия с ундулирующими шарнирами, что приводит в местах их воздымания к образованию четко выраженных куполов. Таковы Хадумский купол на западе района, где обнажены на поверхности мезозойские толщи вплоть до средней юры, и Эльдамский купол на востоке, где обнажаются породы верхнего мела. В некоторых случаях антиклинали имеют типичную гребневидную форму и связаны тогда непосредственно с зонами разрывов, вдоль которых происходит обычно нагнетание пластичных глинистых толщ. К таким складкам следует отнести Чубараркинскую антиклиналь. Синклинальные складки представляют собой широкие пологие мульды изометричной формы. Такова Капчугайская мульда, располагающаяся в центральной части района между Хадумским и Эльдамским куполами.

Строение приповерхностной части осадочного чехла является почти прямым отражением блокового строения фундамента. Имеются как прямые, так и косвенные данные о том, что консолидированный мезозойский фундамент залегает здесь относительно неглубоко. И при этом основные разрывы, разделяющие его на блоки, ориентированы, вероятнее всего, так же широтно, как и структура в приповерхностной части осадочного чехла.

Поперечный линеамент, пересекающий зону сочленения разных по составу и строению блоков земной коры, имеет, видимо, более глубокое заложение и выражается на поверхности целым рядом косвенных признаков. Он как бы "просвечивает" сквозь широтно ориентированные структуры осадочного чехла. С поперечным поднятием субмеридионального направления связано возникновение на поверхности структуры так называемого Дагестанского клина — дугообразного расширения полосы выходов мезозойских отложений. На оси этого поперечного поднятия происходит воздымание шарниров всех продольных складок. Хадумский купол, приуроченный к участку меридионального течения р. Сулак, расположен как раз на оси этого поднятия. Воздымание шарниров складок происходит не только в окраинной зоне Третичных предгорий, но также во всех широтных структурных зонах складчатой области Большого Кавказа. Выходы более древних пород в ядрах антиклиналей, обусловленные ундуляцией шарниров, как бы цепочкой нанизываются на ось поперечного поднятия в области Известнякового Дагестана. Еще южнее, в осевой зоне мегантиклинория, в полосе этого поперечного поднятия, также отмечается куполообразное воздымание мезозойских складчатых толщ, возможно, связанное с внедрением магматических тел гранитного состава.

Поперечное поднятие в этой же полосе отмечается в структуре южного склона мегантиклинория Большого Кавказа. Причем здесь оно выявляется не только по структурным признакам, но также и по геоморфологическим данным. Это является очевидным свидетельством молодости этого поперечного линеамента при глубоком его заложении.

Таким образом, поперечная приподнятая структура, соответствующая Дагестанскому клину, оказывается крупным структурным перегибом, отчетливо проявленным во всей структуре мегантиклинория Большого Кавказа, и пересекает всю складчатую область в целом. Часто бывает

трудно точно ограничить зону такого поперечника. Можно только примерно обозначить его границы, которые на поверхности чаще всего выражены более или менее отчетливыми флексурами. Возможно, на глубине таким флексурам соответствуют разломные зоны. Со склонами поперечных поднятий, выраженных флексурами, чаще всего связана повышенная сейсмическая опасность.

Дизъюнктивный узел, с которым связан очаг Дагестанского землетрясения, оказывается узлом наиболее высокого ранга для Кавказа, т.е. таким узлом, где пересекаются линеаменты первого порядка, разделяющие крупные разнородные блоки земной коры. Причем оба эти линеамента оказываются активными в новейшее время, что проявлено в градиентах неотектонических движений и рельефе поверхности. Для дагестанского дизъюнктивного узла характерно двухъярусное, или двухэтажное, строение. Структуру верхнего этажа, сложеного осадочными толщами, определяют субширотные общекавказские простираения. В более глубоком этаже, относящемся к нижним горизонтам коры, а, возможно, и к верхам мантии, преобладающими оказываются меридиональные простираения. Само расположение этих этажей заставляет считать, что меридиональная ориентировка структур — это запечатленная структура древних этапов развития Большого Кавказа. Однако на самой последней стадии развития — на орогенном этапе — наряду с активизацией широтных структур альпийского геосинклинального этапа развития оказались активными и более древние меридиональные направления. Оживление древних поперечных структур в неоген-четвертичное время характерно для всего Большого Кавказа, и Дагестанский клин не является исключением.

Таковы кратко основные черты геологического строения области возникновения Дагестанского землетрясения, существенные для понимания его природы.

Для понимания поверхностных эффектов Дагестанского землетрясения (обвалы, оползни и т.д.) приведем краткую литолого-стратиграфическую характеристику осадочных пород эпицентральной зоны.

В пределах эпицентральной зоны и прилегающих районов обнажаются в основном терригенные и карбонатные породы широкого стратиграфического диапазона от средней юры до антропогена. Исходя из особенностей геологического развития Кавказа можно предполагать присутствие в осадочном чехле образований нижнеюрского и триасового возраста. Мощность осадочного комплекса в общем проявляет тенденцию к возрастанию в северном направлении, к осевым частям Терско-Каспийского прогиба от 3—4 до 10—12 км.

Описание литолого-стратиграфических комплексов начинается со среднеюрского, так как о более древних отложениях почти ничего не известно. В основу стратиграфической разбивки мезокайнозойского разреза положена Унифицированная рабочая схема, предложенная КЮГЭ АН СССР, с некоторыми уточнениями.

Среднеюрские отложения в непосредственной близости от эпицентральной зоны выходят на дневную поверхность в сводах Салатауской, Ирганайской и других антиклиналей Известнякового Дагестана и представлены в основном терригенными породами. Нижний аален в Восточном

Предкавказье известен под названием "угленосной толщи", что обусловлено присутствием в разрезе прослоев углей и углистых сланцев. Верхнеааленский подъярус сложен чередующимися глинами, алевролитами и песчаниками с небольшими прослоями конгломератов и включениями сидеритов. В байосском ярусе преобладают алевролиты с подчиненным количеством песчаников. Кроме того, встречаются конкреции сидеритово-мергельных пород, в отдельных разрезах прослеживаются маломощные прослои конгломератов и гравелитов. Батский ярус представлен глинами и алевролитами с прослоями песчаников. В разрезе широко распространены сидеритово-глинистые и мергелистые конкреции. В целом среднеюрские отложения представляют толщу переслаивающихся глин, алевролитов и песчаников. Предполагаемая мощность среднеюрского комплекса в эпицентральной зоне достигает 2000—3000 м.

Верхнеюрские отложения по литологическому составу резко отличаются от подстилающих пород среднеюрского возраста, представлены карбонатными породами и залегают на них с размывом, а местами с угловым несогласием. В эпицентральной зоне карбонатный комплекс, условно относимый к мальму-валанжию, вскрыт скважинами только на площади Заузанбаш и выходит на дневную поверхность в своде Хадумского поднятия. В разрезе преобладают известняки и доломиты с подчиненным развитием терригенных пород и галогенных образований (гипсы, ангидриты и др.). Мощность верхнеюрских отложений не превышает 200—300 м.

Нижнемеловые отложения широко распространены на территории Дагестана, выходят на дневную поверхность в горных районах и вскрываются скважинами в полосе предгорий. В строении нижнемелового отдела принимают участие различные типы пород, которые подразделяются на два крупных литологических комплекса: нижний — карбонатно-терригенный, охватывающий берриас, валанжин и готерив, и верхний — терригенный, включающий барремский, аптский и альбский ярусы. В эпицентральной зоне нижнемеловой отдел представлен полностью всеми своими ярусами, и мощность отложений в районе сел. Зубуль составляет 450—470 м.

Верхнемеловые отложения выходят на дневную поверхность и вскрываются многими скважинами в Предгорном Дагестане. Они представлены карбонатной толщей известняков и мергелей мощностью 500—700 м.

Палеоцен-эоценовые отложения, выделяемые на Северном Кавказе в так называемую фораминиферовую свиту, представлены карбонатными породами: мергелями и глинами. Палеоцен-эоценовые отложения испытывают значительные изменения по площади: отмечаются перерывы в осадконакоплении, резкие сокращения мощностей всей фораминиферовой свиты или отдельных горизонтов вплоть до выклинивания и т.д. Мощность фораминиферовой свиты в Сулакском и прилегающих районах составляет 150—200 м.

Олигоцен-нижнемиоценовые отложения представлены преимущественно глинистыми породами и объединяются в майкопскую свиту. В эпицентральной зоне в ней выделяются нижняя, средняя и верхняя подсвиты. В миатлинском горизонте нижнего майкопа распространены глины

с линзовидными прослоями песчано-алевролитовых пород. Для этого горизонта характерны значительные по размерам глыбовые включения ("чешуи") пород фораминиферовой свиты, образование которых связано с подводно-оползневыми процессами. Максимальные мощности майкопских отложений в районе р. Сулак превышают 2000 м.

Среднемиоценовые отложения, включающие тарханский ярус, чокракский, караганский и конский горизонты, слагаются терригенной толщей, в составе которой преобладают песчаники, глины и мергели. Мощность среднемиоценовых отложений в эпицентральной зоне достигает 1200—1500 м.

Верхнемиоценовые отложения включают сарматский и мэотический ярусы. Они слагаются чередованием глин и рыхлых песчаников с прослоями оолитовых, детритусовых и ракушняковых известняков, гравелитов и конгломератов. Мощность верхнемиоценовых образований в районе р. Сулак составляет 1500—1800 м.

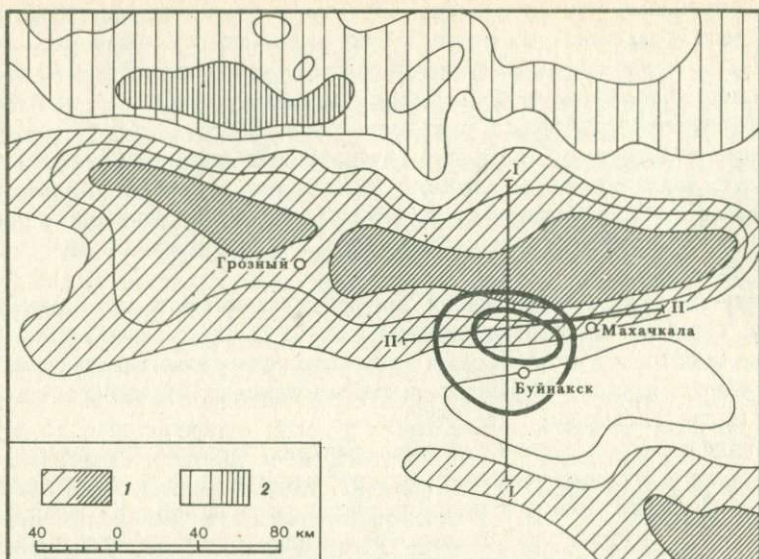
Плиоценовые отложения на подстилающих образованиях залегают с перерывом и угловым несогласием, которые отмечаются и внутри плиоцена. В Дагестане плиоцен подразделяется на акчагыльский и апшеронский ярусы, которые представлены песчаниками, галечниками и конгломератами, мощностью до 1800 м в осевой части предгорного прогиба.

Антропогеновые отложения представлены как континентальными, так и морскими осадками. Среди континентальных отложений в эпицентральной зоне развиты золотые пески желтого цвета, сыпучие, кварцевые, мелко- и среднезернистые, которые на левом берегу р. Шураозень, вблизи сел Кумторкала, образуют уникальную дюну Сарыкум высотой более 200 м. Морские четвертичные отложения развиты в прибрежной полосе Каспийского моря.

## 5.2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Геологическое строение эпицентральной области освещено единичными скважинами на глубину до 5,0 км. Очаг Дагестанского землетрясения захватывает глубины примерно от 2—5 до 20—25 км. В таких условиях представление о структурной неоднородности глубоких горизонтов может дать анализ геофизических полей.

В региональном плане эпицентральной зона Дагестанского землетрясения расположена в области сочленения разнотипных геофизических полей. В аномальном магнитном поле область сочленения совпадает с южной границей интенсивных максимумов протяженной Нальчик-Махачкалинской положительной аномалии субширотного простирания (рис. 2). В гравитационном поле область сочленения представлена резкой гравитационной ступенью на границе Терско-Каспийского краевого прогиба и Дагестанского клина Большого Кавказа (рис. 3). По совокупности геофизических признаков область сочленения отождествляется с широтным глубинным разломом регионального значения, пересекающим земную кору и, возможно, верхнюю часть мантии. Более детальное изучение геофизических полей эпицентральной области основано на анализе материалов высокоточной грави-, магнито-, сейсмо- и электроразведки.



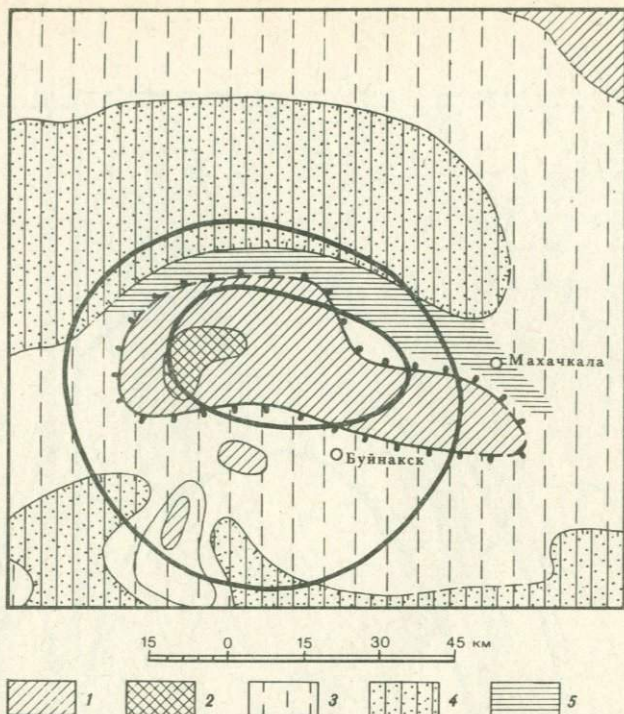
Р и с. 2. Схема аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  Северо-Восточного Кавказа. Составили Ю.К. Щукин, Г.А. Шенкарева

1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии

*Гравитационное поле.* В результате проведенных ранее (1929–1969 гг.) работ выявлен интенсивный максимум, отвечающий крупнейшей поперечной структуре Кавказа — Дагестанскому клину, глубоко вдающийся в зону минимальных значений силы тяжести, соответствующих Терско-Сулакскому прогибу. Эпицентральная зона находится во фронтальной части Дагестанского клина, характеризующейся дифференцированным гравитационным полем.

Поле локальных аномалий силы тяжести, отражающее гравитирующее влияние кайнозойских и частично мезозойских отложений, представлено чередованием положительных и отрицательных участков преимущественно общекавказской ориентировки (рис. 4). Наиболее четко выражена полоса отрицательных аномалий, дугообразно ограничивающая фронтальную часть Дагестанского клина с севера. Большая часть Дагестанского клина представляет зону положительных локальных аномалий силы тяжести, на фоне которой прослеживается узкая зона отрицательных аномалий в районе Экибулака, Капчугая, Кумторкалы. Наблюдаемое и локальное гравитационное поле Дагестанского клина изобилует гравитационными ступенями, отражающими тектонические нарушения.

Наиболее четко тектонические нарушения выделяются в поле вторых производных потенциала силы тяжести, т.е. в поле горизонтальных градиентов силы тяжести (рис. 5). Дагестанский клин в целом характеризуется повышенными значениями горизонтальных градиентов силы тяжести (свыше 10 Этв). На общем фоне выделяются зоны с экстремальными значениями, соответствующие дизъюнктивным дислокациям: 40–60 Этв — на западном погружении клина, 30–40 Этв — на восточном



Р и с. 3. Схема распределения аномалий гравитационного поля Северо-Восточного Кавказа. Составили Ю.К. Шукин, Г.А. Шенкарева

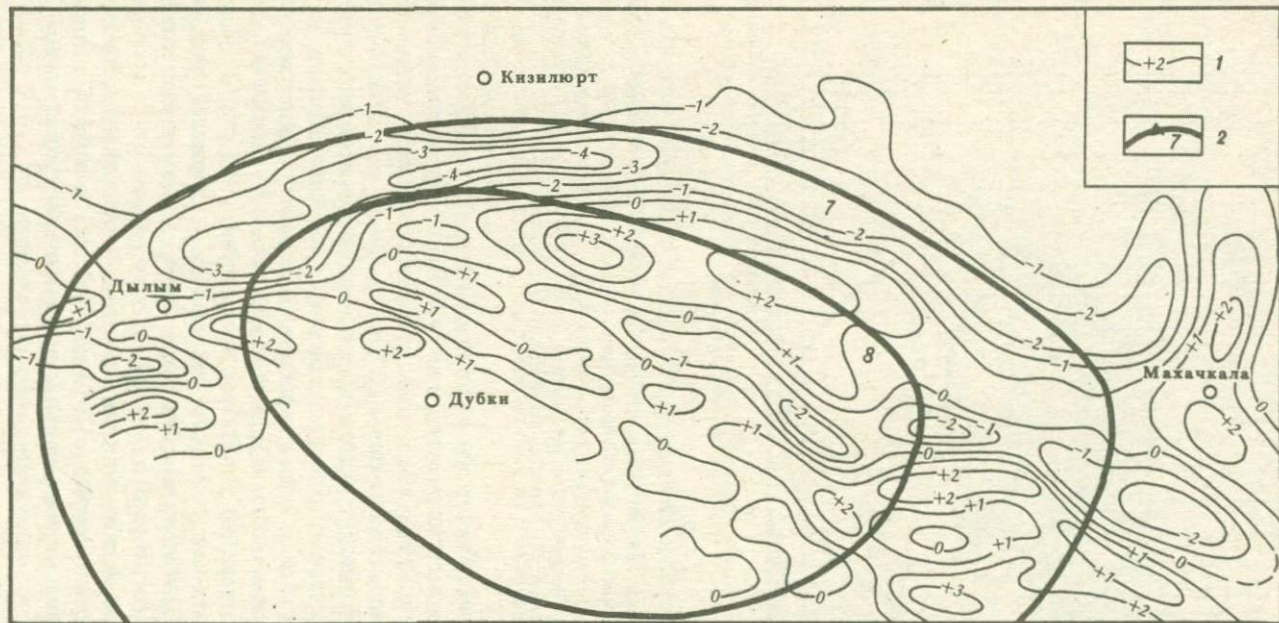
1 — относительные максимумы силы тяжести; 2 — относительные интенсивные максимумы; 3 — относительные минимумы силы тяжести; 4 — относительные интенсивные минимумы; 5 — резкая гравитационная ступень

погружении, 20–40 Этв — во фронтальной его части. В Капчугайской впадине на фоне постоянных значений (10 Этв) выделяется линейный участок в районе с. Экибулак с повышенными значениями горизонтальных градиентов силы тяжести более 20 Этв.

Таким образом, эпицентральной область характеризуется расчлененным полем локальных аномалий силы тяжести, она расположена в низкоградиентной зоне между двумя хорошо выраженными близмеридиональными зонами перегибов поля (в районах Сулака и Кумторкалы). Здесь изолинии поля сохраняют устойчивое направление (95–110°), близкое к ориентации очага землетрясения (см. гл. 4). Центральной части очага отвечает узкий Экибулакский минимум поля, осложняющий крупный гравитационный максимум Дагестанского клина.

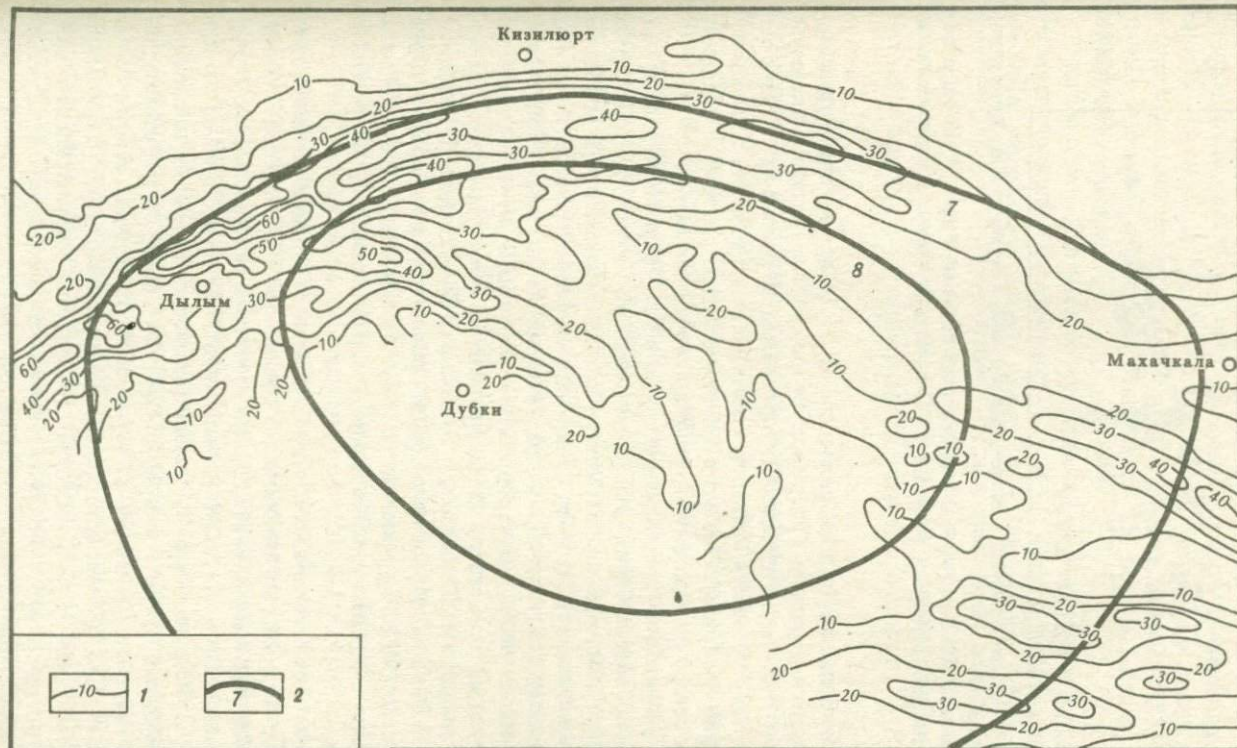
*Магнитное поле.* Аэромагнитные исследования в эпицентральной зоне производились неоднократно (с 1952 до 1966 г.). Этими работами установлены магнитная неоднородность фундамента и существование широтного глубинного разлома в предгорьях Дагестана.

Грозненский максимум  $\Delta T_a$  имеет сложный дифференцированный характер и состоит в свою очередь из более мелких изометричных мак-



Р и с. 4. Схема локальных аномалий силы тяжести эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения. Составили В.М. Бражник, М.Н. Смирнова

Метод вариаций,  $R_1 = 0$  км;  $R_2 = 5$  км. 1 – линии равных значений  $\delta(\Delta g)$ , отн. ед.; 2 – изосейсты



Р и с. 5. Схема горизонтальных градиентов силы тяжести эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения. Составили В.М. Бражник, В.В. Чуприн

1 – линии равных значений модуля  $W'_S$ ; 2 – изосейсты



Р и с. 6. Сейсмические профили в эпицентральной зоне. Составили В.А. Кучеренко, Э.С. Воцалевский

1 — площадки РНП; 2 — условный отражающий горизонт  $P_{1-2} - K_2$ ; 3 — предполагаемые зоны нарушений по данным сейсморазведки; положение профиля в плане см. рис. 7

симумов. Наибольший из них размером  $35 \times 15$  км и интенсивностью +2 мЭ находится в районе Гудермеса. Второй, более мелкий максимум ( $10 \times 3$  км) той же интенсивности прослежен в районе ст. Темиргое. Максимумы  $\Delta T_a$  вызваны наличием геологического объекта с повышенной магнитной восприимчивостью в зоне глубинного разлома и смещены на 3–4 км к северу от максимума гравитационных аномалий.

С целью выявления глубинных разломов в эпицентральной зоне в мае 1970 г. была проведена маршрутная магнитная съемка (см. гл. 6, рис. 3). На всех маршрутах были выделены четкие магнитные аномалии. В большинстве случаев их форма позволяет предполагать наличие вертикального или близкого к нему контакта пород с различными магнитными свойствами.

**Электрическое поле.** Электроразведочные работы в эпицентральной зоне не проводились. К северу от эпицентральной зоны в пределах Терско-Сулакской впадины от Темиргое до Сулака и от Кизильюрта до Бабаюрта в 1932–1933 гг. Г.С. Морозовым были проведены электроразведочные работы методом ВЭЗ. По результатам работ в районе рыбного промысла Караман была получена резкая электрическая аномалия, характерная для сбросов.

**Сейсморазведка.** Сейсморазведочные работы в эпицентральной зоне были проведены в достаточно большом объеме. До 1965 г. использовался метод отраженных волн (МОВ) с целью уточнения тектонического строения района и поисков погребенных структур. В 1972–1973 гг. (В.А. Кучеренко, Э.С. Воцалевский) в эпицентральной зоне были проведены сейсморазведочные работы методом РНП по схеме однократного непрерывного профилирования и впервые были построены сейсмические профили до глубины залегания верхнемеловых отложений (положение профиля см. на рис. 7). В результате этих работ в эпицентральной зоне выделены три крупных блока: Нараттюбинская моноклинали, Шамхал-Булакская антиклиналь, ограниченная разрывами со встречным падением, и Экибулакская впадина (рис. 6). Положению разрыва отвечает область наибольших сотрясений в эпицентральной зоне (рис. 7).

*Поле естественной радиоактивности.* На Нараттюбинской моноклинали проводилась массовая разведка миоценовых отложений методом гаммакаротажа взрывных скважин аппаратурой НГГК. На некоторых профилях при натуральном фоне 6–10 мкрад/ч получены аномалии, достигающие 15–18 мкрад/ч. Участки повышенной гамма-активности находятся в зонах разрывных нарушений, окаймляющих с севера Экибулакский грабен. Здесь в караганских отложениях на фоне 6 мкрад/ч получены значения 18 мкрад/ч.

С целью измерения уровня естественной радиоактивности на Ачинской сейсмодислокации [Дагестанское . . . , 1981] была проведена рекогносцировочная радиометрическая съемка (В.Д. Шароварин). Измерения проводились полевым радиометром СРН в направлении, перпендикулярном простиранию трещины, и показали общее повышение естественного фона по сравнению с нормальным в 1,5–1,8 раза (контрольными являлись показания прибора в Грозном и на удалении от трещины на 5–7 км).

### 5.3. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Эпицентральная зона Дагестанского землетрясения расположена во фронтальной части Дагестанского клина, т.е. в зоне сочленения крупных блоков земной коры с разнотипными мощностями ее консолидированного комплекса [Беляевский, 1974; Борисов, 1967].

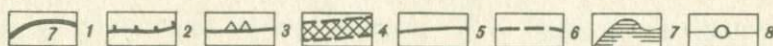
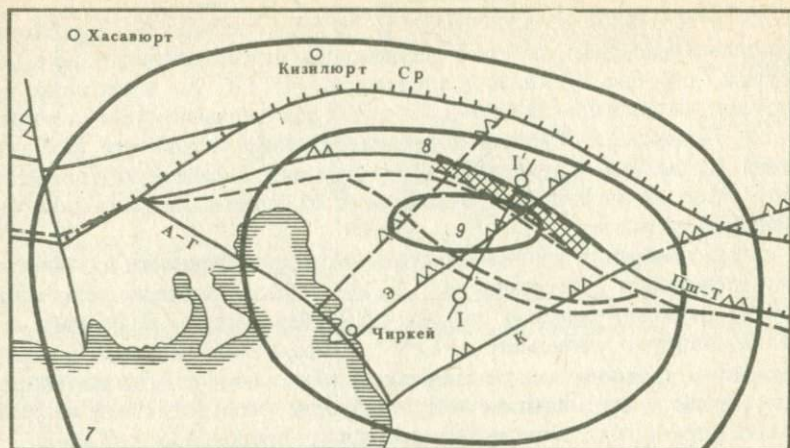
Анализ геофизических полей позволяет представить схему строения доюрского основания эпицентральной зоны. В основу этих представлений положено выделение глубинных структурных элементов в результате трансформации наблюдаемого гравитационного поля, выделение глубинных разломов по аномалиям геофизических полей и результатам расчетов глубин залегания доюрского основания, выполненных по методам А.Я. Яроша, Б.М. Никифорова, А.В. Шванка.

Глубинные структурные элементы фронтальной части Дагестанского клина представлены в гравитационном поле Нараттюбинской положительной аномалией, ограниченной двумя зонами отрицательных аномалий: Терско-Сулакской – с севера и Экибулакской – с юга.

В эпицентральной зоне выделены три системы разломов различного простирания: продольного (общекавказского), поперечного (северо-восточного) и диагонального (северо-западного) (рис. 7). Среди продольных разломов прослежены такие крупнейшие разломы, как Срединный и Пшекиш-Тырныаузский, выделенные Г.Д. Ажгиреем [1962] и Е.Е. Милановским [1968] в более западных районах Кавказа.

По гравиметрическим данным, Срединный разлом проходит по фронтальной части Дагестанского клина от Чирьюрта до Махачкалы и выражается резкой гравитационной ступенью с амплитудой 40 мГал при горизонтальном градиенте 40–60 Этв. К зоне разлома приурочена Темиргоевская магнитная аномалия интенсивностью  $\pm 2$  мЭ.

Разлом испытывает активное развитие на современном этапе. С ним связаны зоны высоких градиентов скоростей новейших тектонических движений ( $(0,3-0,5) \cdot 10^{-7}$  год<sup>-1</sup>) и зоны контрастных сочленений, определенные по положению границ понтической, акчагыльской и хва-



Р и с. 7. Схема глубинных разломов Дагестанского клина. Составили М.Н. Смирнова, Р.А. Левкович, В.М. Бражник, 1970 г.

1 — изосейсты; 2 — гравитационные ступени; 3 — разломы, выделенные по магнитным аномалиям; 4 — зоны отсутствия корреляции сейсмических волн; 5 — разломы; 6 — разрывы на поверхности; 7 — северная граница распространения мезозойских отложений; 8 — положение профиля рис. 6. Разломы: Ср — Срединный, Пш-Т — Пшекиш-Тырныаузский, К — Кумторкалинский, Э — Экибулакский, А-Г — Ахатлы-Гилянский

лынской трансгрессий. Высокие градиенты скоростей вертикальных движений за новейший этап позволили Г.И. Рейснеру [Борисов и др., 1975] выделить четкую флексуру по линии Махачкала — Кизильюрт, являющуюся поверхностным отражением глубинного разлома. Срединный разлом сыграл значительную роль в распределении сейсмических волн Дагестанского землетрясения, определив быстрое падение интенсивности к северу и асимметрию изосейст высших баллов. С ним связаны значительные грунтовые деформации, разрывы подземных коммуникаций и участки искривления железнодорожных рельсов.

Пшекиш-Тырныаузский разлом проходит по внутренней части Дагестанского клина. В геофизических полях он выражается повышенными значениями горизонтальных градиентов силы тяжести (20 ЭТВ), магнитными аномалиями, интенсивностью 20–50  $\gamma$ . На участке между Шамхалбулаком и Кумторкалой разлом прослеживается по признаку потери корреляции сейсмических волн.

На поверхности Пшекиш-Тырныаузский разлом выражается миндалевидным пучком разрывов. Северная ветвь представлена Нараттюбинской зоной разрывов, переходящих на западе в Гилянский надвиг, а южная — Кизилбулакской зоной разрывов.

Пшекиш-Тырныаузский разлом в Дагестанском клине является наиболее сейсмоактивным. Внутри миндалевидного пучка разрывов расположен инструментальный эпицентр Дагестанского землетрясения. Север-

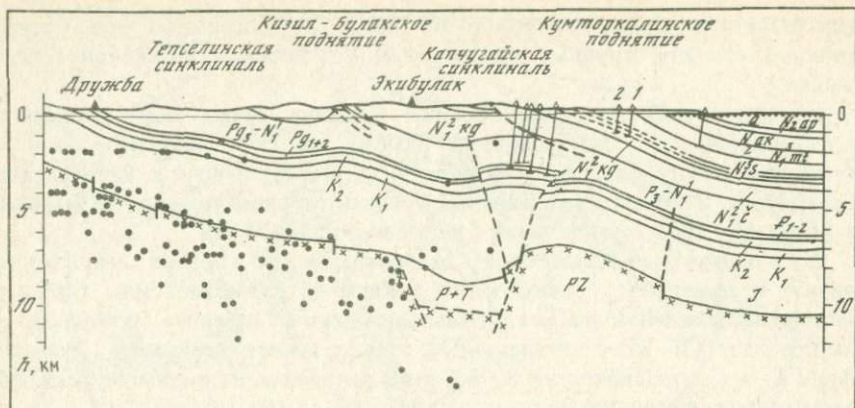
ная ветвь миндалины контролирует 8-балльную изосейсту. С зоной этого разлома связаны крупные срывы коренных пород и интенсивное осыпание.

Из поперечных разломов большое значение имеют Экибулакский и Кумторкалинский. Экибулакский разлом, по геологическим данным, проходит между Старым и Новым Чиркеем нар. Сулак в направлении Экибулака. В поле горизонтальных градиентов силы тяжести он выражается резким обрывом изолиний с интенсивностью 20 Этв.

В зоне разлома наблюдаются изменение вектора горизонтального градиента и изменение ориентировки локальных аномалий силы тяжести. Разлом прослежен и по магнитным аномалиям: севернее Экибулака — на профиле XII—XII с интенсивностью 50  $\gamma$ ; южнее Экибулака — на профиле X—X с интенсивностью 30  $\gamma$ . С этим разломом, по-видимому, связана часть очагов афтершоков.

Кумторкалинский разлом прослеживается от с. Ахатлы через с. Кумторкала до рыбного промысла Караман № 5 на берегу Каспийского моря. В зоне разлома наблюдается изменение вектора горизонтального градиента силы тяжести и происходит изменение знака поля локальных аномалий силы тяжести. Разлом маркируется магнитными аномалиями интенсивностью 20—40  $\gamma$ . Вдоль разлома в полосе развития миоценовых отложений наблюдается резкий изгиб выходов карагано-чокракских и сарматских отложений и смещение современных золотых отложений. Прямые признаки разлома обнаружались при землетрясении 1970 г. В Ачинской сейсмодеформации в западной части циркуобразного проседания обнажилась плоскость сброса (ССВ 30°) высотой 4 м с многочисленными гипсовыми шетками, зеркалами скольжения, на которой были видны глубокие, параллельные друг другу зигзагообразные царапины [Дагестанское . . . , 1981]. Над Кумторкалинским разломом в отдельных участках отмечены повышения балльности, интенсивные деформации среднемиоценовых глин в среднем течении р. Шураозень и мгновенное изменение рельефа песчаной дюны Сарыкум.

Из диагональных разломов следует выделить Ахатлы-Гилянский. В эпицентральной зоне он проходит во фронтальной части клина меловых отложений. Геофизическими съемками в этой части он не освещен. Геоморфологическим признаком разлома является резкое изменение направления русла р. Сулак в районе Старого Чиркея и Зубутля. Доказательством существования разлома является ряд трещин скола, параллельных течению реки, обнаруженных на левом берегу Сулака при строительстве Чиркейской ГЭС. Разлом контролирует западную границу 8-балльной зоны, с ним связаны крупные срывы коренных пород, образовавшиеся при землетрясении. К его пересечению с Кумторкалинским разломом приурочена Ачинская деформация с зияющими трещинами северо-западного простирания (325°), из которых после землетрясения поступал аномально высокий поток редких газов (Д.Г. Осика). Разлом достаточно четко прослеживается на западе в направлении Гудермеса. В районе Дылыма он вызывает крупный изгиб верхнемайкопских отложений, мелкую складчатость и трещиноватость, по р. Саласу маркируется тектонической брекчией [Шатский, 1929], а в междуречье рек Ярыксу и Ямансу пере-



Р и с. 8. Геолого-геофизический разрез по профилю Дружба-Экибулак. Составили М.Н. Смирнова, Р.А. Левкович, Д.Н. Рустанович  
Точками показаны очаги афтершоков

ходит в Гилянский надвиг с амплитудой смещения более 1 км [Руженцев, 1933]. В поле горизонтальных градиентов силы тяжести западнее с. Ножайюрт разлом также прослеживается в направлении Гудермеса.

Рельеф доюрского основания является резко расчлененным и в результате развития сложной сети разломов имеет блоковое строение. В пределах Дагестанского клина выделяются три области относительно неглубокого залегания фундамента: Хадумский выступ (3–6 км), Талгинский выступ (5–7 км) и выступ во фронтальной части Дагестанского клина (7–8 км). Между ними располагается Капчугайская впадина – область глубокого залегания фундамента. По миоценовым и палеогеновым отложениям Капчугайская синклиналь представляет весьма пологую структуру и лишь по мезозойским отложениям она приобретает более резкие очертания. Доюрское основание в районе Экибулака под Капчугайской синклиналью нарушено узким грабеном с глубиной залегания фундамента более 10 км. Амплитуда погружения Экибулакского грабена по отношению к соседним структурам более 3 км (рис. 8). Профили РНП, выполненные в 1972–1973 гг., подтвердили эти данные. Судя по отдельным площадкам, ниже условного верхнемелового отражающего горизонта Капчугайская впадина имеет грабенообразное строение.

С Экибулакским грабеном, по-видимому, связана часть очагов афтершоков, которые размещаются также западнее и юго-западнее грабена и в значительной мере приурочены к ступенчато воздымающейся поверхности. Три четверти афтершоков 9-го класса сосредоточены в фундаменте на глубине 8–14 км в районе Экибулака и на глубине 2–4 км в районе пос. Дружба. Некоторая часть очагов афтершоков находится в нижней части альпийского структурного яруса, в юрских и меловых отложениях.

В зоне сочленения Дагестанского клина и Терско-Сулакской впадины расположен "предгорный ров", состоящий из цепочки впадин изометрической формы: Хасавьюртской, Темиргоевской, Дахадаевской, с глу-

биной залегания фундамента 10–11 км. Впадины расположены кулисообразно. Темиргоевская впадина, компенсирующая Нараттюбинское поднятие во фронтальной части Дагестанского клина, выдвинута на 7–10 км севернее других. Это позволяет предполагать значительные горизонтальные движения, имевшие место при формировании Дагестанского клина и сохранившие свою активность до настоящего времени.

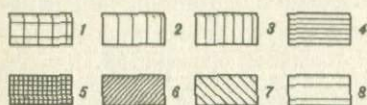
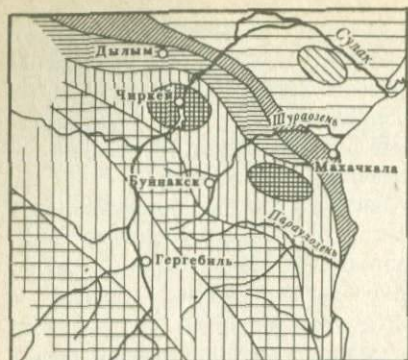
Изучение геофизических полей и глубинного строения позволяет высказать некоторые соображения о сейсмотектонических условиях формирования очага Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. Эпицентральная область Дагестанского землетрясения определенно связана с Экибулакским грабеном. Другого участка с такой резко контрастной структурой в пределах Дагестанского клина нет, и местоположение очага Дагестанского землетрясения вполне закономерно. Сочетание широтных, диагональных и меридиональных разломов образует здесь веерообразный рисунок, приблизительно оконтуренный 8-балльной изосейстой. Локальные увеличения отмечаются на пересечении разломов. Более определенно можно связывать очаг пересечением двух разломов: субширотного Пшекиш-Тырныаузского и субмеридионального Экибулакского. При этом, однако, следует иметь в виду, что ориентация очага, по сейсмологическим данным, не вполне совпадает с ориентацией элементов разломной тектоники (см. гл. 4).

#### 5.4. НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Плейстосейстовая область охватывает значительную часть территории Дагестанского клина, сложенного породами мелового и третичного возраста. Возникновение этого крупного поперечного поднятия Восточного Кавказа на южном борту Терско-Каспийского передового прогиба связано с новейшими движениями на месте относительно опущенного участка, где шло интенсивное накопление олигоценовых и миоценовых отложений значительной мощности (до 4800 м). О молодом возрасте этого поднятия говорит также "странное" поведение крупной водной артерии р. Сулак. Ее долина приурочена к наиболее приподнятой части Дагестанского клина и заложена в начале плиоцена, еще до образования этого поднятия. Глубокое врезание реки и образование крупнейших в Европе Сулакских каньонов происходило в процессе интенсивного роста поперечного поднятия и было обусловлено высокой трещиноватостью пород, легко подвергавшихся размыву. В современном рельефе эта область сложена верхнемеловыми породами, поднятыми на высоты с абсолютными отметками 2000 м и более (хребты Гимринский и Салатау).

Формирование складчатых структур и современного рельефа плейстосейстовой области произошло в неоген-антропогенное время. Мощности и фации отложений, а также объемы региональных денудационных срезов свидетельствуют о значительной дифференциации новейших и современных тектонических движений (рис. 9).

Начало активизации новейших тектонических движений относится к олигоцен-миоцену и знаменует собой первую, или раннеорогенную, стадию формирования складчатых структур Известнякового Дагестана.



Р и с. 9. Схема новейших тектонических движений в эпицентральной зоне

1 — поднятие с начала орогенного этапа или более раннего времени; 2 — погружение в течение всей или части раннеорогенной стадии и последующее поднятие; 3 — поднятие в середине или в конце первой фазы позднеорогенной стадии (понт-мэотис); 4 — поднятие в течение или конце второй фазы (акчагыл-апшерон); 5 — интенсивный подъем в конце второй фазы; 6 — поднятие в течение или конце третьей фазы (плейстоцен); 7 — четвертичные поднятия внутри зон новейшего опускания; 8 — опускание с начала орогенного этапа или более раннего времени

Коренная перестройка структурного плана началась в послесарматское время, в позднеорогенную стадию, когда произошло резкое усиление воздымания мегантиклинория Большого Кавказа. В позднеорогенной стадии четко выделяются три фазы активизации тектонических движений [Милановский, 1968]. В первую фазу (поздний сармат — средний плиоцен) продолжался рост коробчатых структур области Дагестанского клина, а также были приподняты и начали подвергаться размыву Хадумское, Кукурттау-Заузанбашское и Эльдамо-Иргартбашское куполовидные поднятия.

Позднеплиоценовое время (акчагыл — апшерон) ознаменовалось интенсивными тектоническими движениями второй фазы позднеорогенной стадии, с которой связаны значительные сводово-глыбовые воздымания в области Дагестанского клина, способствовавшие значительному росту отмеченных выше куполовидных поднятий.

В это время формируются сложные асимметричные складки, осложненные крутыми флексурами, по которым отмечается резкое подворачивание крыльев и нависание сводов [Галин, 1968]. Восходящие движения охватывают участки современного Буйнакского синклинального плато, разделявшего Кукурттау-Заузанбашскую и Эльдамо-Иргартбашскую куполовидные структуры, а также районы современных хребтов Тепселитау, Нар, Чемул и Нараттюбе.

С тектоническими движениями второй фазы позднеорогенной стадии связана деформация периферийных частей Дагестанского клина с образованием моноклиналей, позднее осложненных региональными продольными взбросами, складчатостью и локальными проявлениями диапиризма в майкопских глинах (Губден-Сергокалинская, Карабудахкентская, Нараттюбинская, Гилянская и др.). В периферийных миоценовых отложениях моноклинали были осложнены структурными выступами (Каспийский, Ленинкентский, Кумторкалинский и др.), тектоническими террасами (Экибулакская и др.) и брахиантиклинальными складками (Махачалинская и др.).

В третью фазу позднеорогенной стадии (антропоген) продолжался процесс дальнейшего воздымания молодого поперечного поднятия Дагестанского клина.

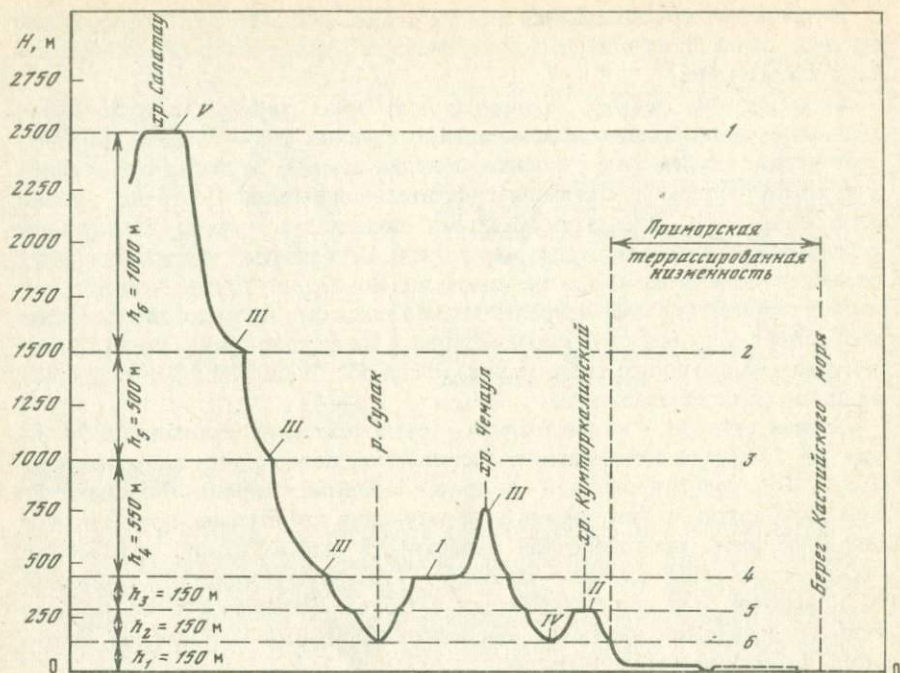
Современный рельеф эпицентральной зоны характеризуется значительным многообразием форм, однако главной его особенностью является четкое ступенчатое строение; каждая ступень отделена от соседней уступом в рельефе, достигающим значительной высоты. Почти все ступени контролируются флексуорообразными перегибами пород, связанными с зонами крупных разрывных нарушений. Ступенчатый характер рельефа отражает основные этапы активизации новейших тектонических движений территории; в ее пределах можно выделить не менее шести разновозрастных поверхностей выравнивания. Их формирование происходило в периоды медленного воздымания, когда рост поднятий компенсировался процессами денудации.

Первая ступень — высокогорная — расположена на абсолютных отметках до 2500 м и соответствует Салатауской поверхности выравнивания (рис. 10), сформированной в предакчагыльское время. Водоразделы хребтов Салатау и Гимринского, образующих эту ступень, представляют собой реликты предороженной поверхности выравнивания, гипсометрическое положение ступени отражает суммарную амплитуду движений за новейший этап горообразования в целом. Останцами этого некогда единого пенеплена являются высокогорные плато: Хунзахское, Аракмеер, Кегерское, Гуниб, Шунудаг.

Морфогенетический тип рельефа — бронирование свода антиклиналей (V тип, по Н.П. Костенко [1970]). Для высокогорной ступени характерна очень большая глубина вреза гидрографической сети 1500—2500 м (табл. 1), свидетельствующая о большой скорости воздымания горных сооружений в течение этапа активизации новейших тектонических движений.

Значительную роль в процессе рельефообразования в рассматриваемой ступени играли морфология складок и интенсивность их роста. Породы карбонатного комплекса неокома, обычно бронирующие складки Известнякового Дагестана, испытывают максимальное разрушение эрозийными процессами в тех частях, где отмечаются максимальные тектонические напряжения и образуются зоны повышенной трещиноватости [Мусаев, Агамов, 1968]. Сулакские каньоны и характерные коленообразные изгибы р. Сулак тесно связаны с системами трещин различной ориентировки. Своеобразна морфология склонов долины р. Сулак, представляющих собой чередование вертикальных обрывов, сложенных устойчивыми породами верхнего мела и неокома, и более пологих участков, сформированных в зонах развития глинистых отложений апта и альба, крутизна которых примерно равна углу естественного откоса.

Вторая и третья ступени — среднегорные, имеющие абсолютные высоты 1500—1000 м. В их пределах развиты более молодые Буртунайская и Хадумская поверхности выравнивания (рис. 10) преаппшеронского—верхнеаппшеронского возраста. Для Буртунайской ступени характерны останцовые гряды или бронированные треугольники на крыльях Салаут-



Р и с. 10. Выражение в рельефе новейших поднятий и впадин в условиях развития мощного чехла в области Дагестанского клина

Поверхности выравнивания: 1 – Салатауская, 2 – Буртунайская, 3 – Хадумская, 4 – Изатлинская, 5 – Буйнакская, 6 – Бавтугайская; I–V – типы рельефа по Н.П. Костенко [1970]

ской антиклинальной складки (тип III), для Хадумской – бронированный свод (тип V). С Хадумским куполом-возвышенностью коррелируются одновозрастные элементы рельефа (тип III), развитые на левом склоне долины р. Сулак. Вероятно, Буртунайская поверхность выравнивания коррелируется с Акушинским, а Хадумская – с Левашинским и Урминским плоскими водоразделами.

Область Предгорного Дагестана, шириной от 20 до 50 км, состоит из отдельных хребтов, простирающихся с северо-запада на юго-восток и разделенных продольными долинами. Хребты Чем-Аул, Нар, Кумторкалинский, Нараттюбинский и другие, сложенные чокракскими, караганскими песчаниками и верхнесарматскими известняками, являются типичными денудационными хребтами, возвышающимися над более эродированными участками, сложенными глинистыми отложениями. В пределах Предгорного Дагестана выделяются и низкогорные четвертая, пятая и шестая ступени, соответствующие трем денудационным поверхностям выравнивания: Изатлинской, Буйнакской и Бавтугайской с превышениями друг относительно друга порядка 150 м (см. рис. 10). Изатлинская и Буйнакская поверхности выравнивания были сформированы в конце апшерона, Бавтугайская – в бакинское время [Голубятников,

Т а б л и ц а 1

Глубина вреза речных долин в Известняковом и Предгорном Дагестане (область Дагестанского клина)

Хребет	Долина	Глубина, м	Хребет	Долина	Глубина, м	
Андийский	Акташ	1740	Чонкатау	Арказенозень	760	
	Аксай	1007		Хурсанкака	840	
	Саласу	1913		Халагорк	1140	
	Ямансу	315		Герга	1320	
	Ярыксу	386		Параулозень	1020	
Салатау	Гадарикал	1424	Хадум	Сулак	862	
	Сулак	2412		Балка Гази	927	
	Аксу	2345		Эльтермен	Сулак	635
	Зубутльтлар	1870		Кумторкалинский	Шураозень	373
Гимринский	Чвахунбак	947	Пирджан-Баш	Черкезозень	160	
	Шураозень	835		Нараттюбинский	Черкезозень	388
	Апкеозень	1560		Айритюбинский	Манасозень	288

1948]. Для низкогорных ступеней характерными формами рельефа являются плато (Буйнакское синклинальное плато, тип I), куэсты (Нараттюбинский, Кумторкалинский хребты и др., тип II), орографические понижения, образующиеся за счет легкого размыва неустойчивых пород (Капчугайское, тип IV). Среди пониженных участков рельефа, сложенных коренными породами майкопа, распространены сравнительно невысокие холмы (Заузанбаш и др.).

Предгорья расчленены широкими долинами рек Ярыксу, Ямансу, Шураозень и многочисленными оврагами и балками.

Низкогорный рельеф сменяется террасированной аллювиальной равниной (Терско-Сулакская и Приморская низменности), которая имеет незначительный уклон в сторону моря. В нижних частях долин широко развиты террасы, выработанные в мощной толще аллювиальных наносов. По данным А.В. Кожевникова [1964], в продольном профиле долины р. Сулак у ее выхода из гор на равнину выделяется девять террас четвертичного возраста (табл. 2).

Все террасы сложены преимущественно галечниками и суглинками и наклонены к северу; при выходе из гор наиболее древние из них не прослеживаются, а более молодые смыкаются с аллювиальной III террасой и переходят затем в лиманные и морские стратиграфически выдержанные отложения Терско-Сулакской низменности. Как видно из табл. 2, наиболее древней является IX терраса с относительной высотой 190 м, относимая к бакинскому ярусу. Она была прослежена Д.А. Лилиенбергом [1962] вверх по Сулаку, где имеет относительные высоты 240 и даже 330–380 м. В пределах предгорной равнины, на расстоянии в несколько километров, соответствующая ей поверхность погружена на 400–500 м.

Таблица 2

## Аллювиальные террасы р. Сулак

Терраса	Возраст	Относительная высота, м	
		Хадумское ущелье	Хр. Сыхир-гох
I	Новокаспийская	2	2
II		5	5
III	Верхнехвалынские	10	10
IV		60	28
V	Нижнехвалынские	95	75
VI	Верхнехазарская	150	107
VII	Нижнехазарская	187	170
VIII	Верхнебакинская	240	140
IX	Нижнебакинская	380	190

Не вызывает сомнения, что такой перепад (примерно 800 м) обусловлен блоковыми перемещениями на границе Дагестанского клина и Терско-Каспийского передового прогиба. Таким образом, судя по относительным высотам бакинских террас р. Сулак, амплитуда воздымания в области Дагестанского клина составляет, начиная с раннего плейстоцена, не менее 500 м, со среднего — 300 м и с позднего — более 50 м [Милановский, 1968]. Довольно быстрое поднятие имело место и в хазарское время, когда было сформировано несколько террас относительной высотой от 200 до 170 м. Эта же тенденция подъема сохраняется и в позднечетвертичное время, о чем свидетельствует высокое положение нижнехвалынской террасы (75 м), довольно выдержанной по всему побережью Каспия [Федоров, 1957].

Определенные представления о характере вертикальных тектонических движений за новейшую эпоху можно получить из табл. 3. Эти данные показывают, что зонами максимальных поднятий являются купола Хадум и Кукурттау. Средние скорости вертикальных движений здесь составляют свыше 2 мм/год. Контрастностью движений отличается Нараттюбинская моноклиналь. Амплитуда вертикальных движений за антропоген здесь составила 2,0 км, а средняя скорость этих движений оценивается в 4 мм/год. Среди разнообразных структурных элементов Дагестанского клина наиболее контрастные средние скорости вертикальных движений за новейшую стадию наблюдаются на границе Нараттюбинской моноклинали и Экибулакской террасы. Таким образом, положение эпицентральной области землетрясения с точки зрения новейшей тектоники вполне закономерно.

Приводя количественную оценку вертикальных движений, мы не должны умилять и значения горизонтальных перемещений. На возможные горизонтальные перемещения в геологических структурах Предгорного Дагестана указывали В.М. Рябов [1968] и другие исследователи.

Отражением новейших тектонических движений являются многочисленные разрывы в неоген-четвертичных отложениях. Это — ступенчатые взбросы в местах флексуобразных перегибов слоев, резкие

Таблица 3

Количественная оценка новейших вертикальных тектонических движений в области Дагестанского клина и осевой части Терско-Каспийского прогиба

Тектонические структуры и элементы	Максимальная амплитуда новейших вертикальных движений, км	Продолжительность роста поднятий, млн. лет	Средние скорости вертикальных движений за новейшую стадию, мм/год
Салатауская антиклиналь	+3,4	10	+0,3
Ирганайская антиклиналь	+3,6	10	+0,4
Купол Хадум	+5,0	2	+2,5
Купол Кукуртгау	+4,2	2	+2,1
Буйнакская ступень	+3,7	2	+1,8
Тепселитауский выступ	+2,5	2	+1,2
Экибулакская терраса	+1,0	2	+0,5
Нараттюбинская моноклиналь	+2,0	0,5	+4,0
Южный борт Терско-Каспийского прогиба (предгорная террасовидная ступень)	+1,8	0,5	+3,0
Осевая часть Терско-Каспийского прогиба	-3,0	2	-1,5

изгибы русел рек, зоны повышенной трещиноватости и т.п. Все эти многочисленные мелкие нарушения связаны с системами более крупных разломов, разделяющих Дагестанский клин и южный борт Терско-Каспийского прогиба на ряд блоков различного порядка.

С активизацией тектонических движений и повышенной сейсмической активностью территории связаны многочисленные крупные современные оползни, тектонические срывы и обрушения. Они проявляются в Гилянской зоне на стыке нескольких разрывов, а также вдоль южных, северных и северо-восточных склонов Кумторкалинского, Нараттюбинского и Айритюбинского хребтов, на склонах Таркитау, в Сулакском каньоне около Старого Чиркея и других местах. Часть из них, возможно, связана с сильнейшим землетрясением 1830 г. [Новый каталог . . . , 1977]. В возникновении оползней и обрушений известную роль играли и экзогенные процессы, однако основной причиной их образования все же следует считать тектонические движения и связанную с ними повышенную сейсмическую активность. Это подтверждается и образованием многочисленных оползней, возникших при землетрясении 14 мая 1970 г.

#### 5.5. СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ПРЕДГОРНОМ ДАГЕСТАНЕ (ПО КАРТОГРАФИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ)

Для оценки характера современных движений земной коры в Предгорном Дагестане были использованы Карта Военно-топографического отдела Кавказского военного округа, изданная в 1903 г., и топографические карты последних изданий. Документальный картографический материал свидетельствует, что за прошедшие 70 лет конфигурация гидро-

Т а б л и ц а 4

## Изменение конфигурации и длины речной сети в Предгорном Дагестане

Река или ее отрезок	Длина рек или их отрезков, км		Разность в длинах рек, км	Кoeffициент изменения извилистости рек	Изменение извилистости на 1 км реки, м
	карта 1903 г.	современная			
Шураозень-I	14,7	8,8	-5,9	0,60	-401,3
Шураозень-II	16,8	19,5	+2,7	1,16	+160,7
Параул-I	21,8	23,0	+1,2	1,05	+100,9
Параул-II	14,7	12,5	-2,2	0,85	-149,7
Халагорк-I	15,1	16,0	+0,9	1,06	+53,0
Халагорк-II	23,1	23,5	+0,4	1,02	+17,3
Манасозень	12,6	15,0	+2,4	1,19	+190,5
Каличи-I	10,5	10,0	-0,5	0,95	-47,6
Каличи-II	9,2	10,0	+0,8	1,09	+87,0
Каличи-III	8,4	9,0	+0,6	1,07	+71,4
Башлычай-I	13,4	15,0	+1,6	1,12	+119,4
Башлычай-II	7,0	5,5	-1,5	0,79	-214,3
Гамриозень-I	11,8	16,2	+4,4	1,37	+372,9
Гамриозень-II	16,0	15,0	-1,0	0,94	-62,5
Гамриозень-III	6,7	6,5	-0,2	0,97	-29,8
Уллучай-I	53,8	55,0	+1,2	1,02	+22,3
Уллучай-II	33,6	37,5	+3,9	1,11	+116,1
Ханагчай-I	20,2	20,0	+0,2	0,99	-9,1
Ханагчай-II	28,6	27,0	-1,6	0,94	-55,9
Рубасчай-I	15,1	14,0	-1,1	0,93	-72,8
Рубасчай-II	15,5	16,0	+0,5	1,03	+32,2
Рубасчай-III	18,9	19,2	+0,3	1,02	+15,8

графической сети и западного побережья Каспийского моря значительно изменилась. При этом следует заметить, что изменение конфигурации побережья Каспия связано не только с общим его обмелением, но и с поднятиями и опусканиями некоторых участков побережья, обусловленными тектоническими причинами.

Для удобства сравнения карты разных лет издания фотомеханическим способом приводились к одному масштабу. Визуальное их сопоставление позволило провести линии раздела, соответствующие разным знакам современных тектонических движений. Даже простое сравнение показывало, что одни и те же участки рек на картах разных лет выглядят по-разному: одни стали длиннее, другие короче, одни больше меандрируют, а другие теперь имеют более спрямленные русла. Часто за линии раздела принимались коленообразные изгибы течения рек, обычно очерчивающие в плане границы блоков. Линии раздела участков с разными знаками современных тектонических движений прослеживаются в субмеридиональном направлении и почти совпадают или параллельны известным зонам тектонических нарушений Предгорного Дагестана. Они не могут точно совпадать с зонами разломов или границами пере-

Р и с. 11. Схематическая карта современных движений земной коры в Предгорном Дагестане

1 — линии раздела, отделяющие участки с разными знаками современных тектонических движений; 2 — тектонические нарушения; 3 — участки, испытывающие подъем; 4 — участки, испытывающие опускание; I — III — отрезки рек (см. табл. 4)

мещающихся блоков, но тем не менее очевидны разная направленность знаков вертикальных движений и их характер. Эту особенность удалось проследить по изменению протяженности участков побережий между устьями одних и тех же рек.

Для количественной характеристики исследуемого процесса были использованы некоторые данные по долинам рек и участкам побережья Каспия. Понятие об извилистости кривых линий в общем основано на их сравнении с прямыми. Извилистость

какого-либо отрезка кривой линии характеризуется коэффициентом извилистости  $K$ , который представляет собой отношение длины извилистой линии к длине прямой, соединяющей ее конечные точки. Так оценивают извилистость рек, очертаний береговых линий морей, озер, водохранилищ, дорог и прочих контуров в картографии и некоторых других науках [Шевченко, 1969]. Соответственно отношение длин извилистых линий, измеренных на картах разных лет издания, назовем коэффициентом изменения извилистости.

Как видно из табл. 4, коэффициент изменения извилистости рек Предгорного Дагестана колеблется от 0,60 до 1,37, что свидетельствует о движении участков с разными знаками. Определялось также изменение извилистости рек на 1 км их длины, что дает некоторое представление об относительной скорости современных тектонических движений на смежных участках. Из таблицы видно, что наибольшее изменение конфигурации и длины речной сети приурочено к плейстоценовой зоне.

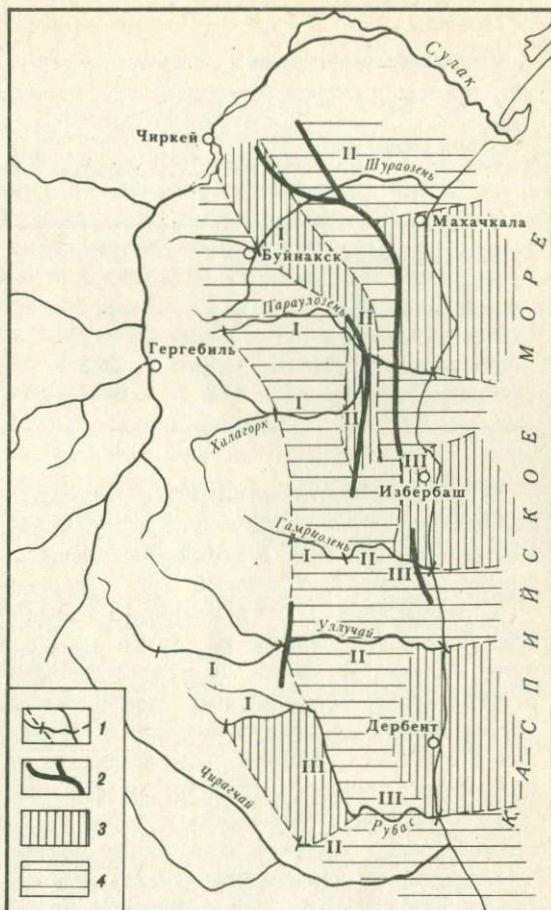


Таблица 5

Изменение конфигурации и длин участков побережья Каспийского моря

Интервал между устьями рек	Длина участков, км		Разность в длинах участков, км	Коэффициент изменения извилистости	Изменение извилистости на 1 км побережья, м
	карта 1903 г.	современная			
Черкезозень-Манасозень	39,1	41,5	+2,4	1,06	+61,4
Манасозень-Каличи	16,8	16,0	-0,8	0,95	-47,6
Каличи-Гамриозень	16,8	17,5	+0,7	1,04	+41,7
Гамриозень-Уллучай	32,8	29,5	-3,3	0,90	-100,6
Уллучай-Рубасчай	44,5	45,1	+1,0	1,01	+22,5

На рис. 11 четко выделяется Чиркей-Губденская ступень, испытывающая тенденцию к подъему, в то время как ограничивающие ее участки имеют обратный знак вертикальных движений. Выделяется также испытывающий подъем отдельный блок в верховье рек Ханагчай и Рубасчай.

За прошедшие 70 лет значительно изменилось также положение устьев рек. Причем это связано не только с выносом водными потоками большого количества материала и отступлением Каспийского моря, но и с особенностями современных тектонических движений. Восходящие тектонические движения способствовали смещению формируемых устьев рек в сторону участков, испытывающих опускание, что хорошо видно на аэрофотоснимках последних лет. В качестве примера можно привести р. Уллучай, приустьевая часть которой за рассматриваемый промежуток времени резко изменила направление течения к северу, в сторону участка с нисходящими движениями. Таким образом, длины участков побережья между устьями рек, испытывающих подъем, расширились, а испытывающих опускание — сократились. Измерения участков побережья между устьями рек (табл. 5) показали, что современные тектонические движения имеют резко выраженный дифференцированный характер, отражая некоторые особенности тектонического развития рассматриваемой территории.

Участки побережья между реками Черкезозень и Манасозень, Каличи и Гамриозень, Уллучай и Рубасчай испытывают восходящие движения.

Данные об интенсивности современных вертикальных движений земной коры, полученные картографическим методом и использованные в качестве дополнительного критерия при оценке сейсмической активности территории, показывают, что наиболее ярко эти движения проявляются на северо-западе рассматриваемой территории и тяготеют к эпицентральной области Дагестанского землетрясения. В то же время в восточном направлении их интенсивность падает, и интенсивность движений в зоне Каспийского побережья остается практически одинаковой от Махачкалы до Дербента.

## 5.6. ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РИСУНКА В ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ

Возникновение в районе между Дылымом и Махачкалой двух сильнейших землетрясений с близкими или даже совпадающими очагами в течение сравнительно короткого отрезка времени (1830 и 1970 гг.), естественно, ставит вопрос о геолого-геофизическом обосновании столь высокой интенсивности сейсмического процесса. В связи с этим обращает на себя внимание своеобразный дихотомированный структурный рисунок разрывных нарушений в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения, образующий в плане миндалину (см. рис. 1, 7) и отчасти повторяющийся в рисунке изолиний аномалий поля силы тяжести (см. рис. 4). Очаг землетрясения определенно связан с миндалевидной структурой, ограниченной на севере Нараттюбинской, на юге — Кизилбулакской зонами разрывов. Восточнее с. Кумторкала и западнее с. Экибулак эти зоны переходят в единую систему Пшекиш-Тырныаузского разлома (рис. 12,а). На поверхности миндалевидная структура представляет пологую террасу, сложенную миоценовыми отложениями. Простое пологое строение эпицентральной зоны скрывает сложное глубинное строение территории (см. § 5.2 и 5.3).

Миндалевидный рисунок разрывных нарушений является наиболее ярким проявлением сдвиговой тектоники и возникает при трансформации горизонтальных движений в вертикальные [Лукьянов, 1965]. В данном случае соотношение глубинного и поверхностного строения Экибулакской миндалины позволяет предполагать широкое участие в формировании ее современного строения горизонтальных движений, обусловивших раздвиг и проседание территории.

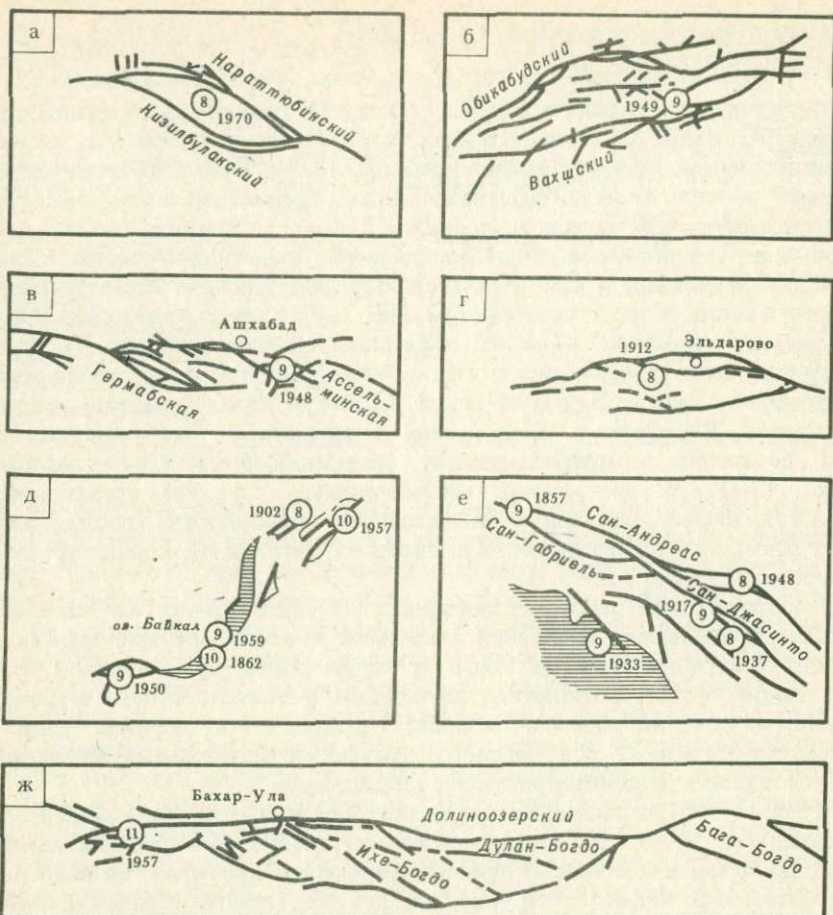
Наличие миндалевидного структурного рисунка разрывных нарушений оказывается весьма типичным для эпицентральных зон крупных сдвиговых землетрясений. Можно привести множество примеров, но наиболее характерными являются структурные рисунки эпицентральных зон Хаитского, Ашхабадского, Терского, Байкальских, Гоби-Алтайского, Калифорнийских землетрясений (см. рис. 12).

В зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира находится миндалевидная структура, ограниченная с севера Обикабутским, а с юга Вахшским разломами [Бунэ и др., 1960] (рис. 12,б). С Вахшским разломом связаны очаги Гармского землетрясения 1941 г. и Хаитского 1949 г.

С миндалевидной структурой связано Ашхабадское землетрясение 1948 г. [Рустанович, 1967] (рис. 12,в). Эта структура на участке Бахарден-Гяурс расположена в зоне Главного разлома Копетдага, на западе она ограничена Гермабской зоной сдвигов, на востоке — Ассельминской.

В центральной части Терского хребта находится Эльдаровская миндалины, с которой было связано 7–8-балльное Терское землетрясение 1912 г. (см. рис. 12,г). Для нее характерны сдвиговые деформации на поверхности, повышенная трещиноватость, просадочные и оползневые явления.

Типичные миндалевидные структуры развиты в зоне Байкальского рифта (см. рис. 12,д). В последнее время за ними стало укрепляться



Р и с. 12. Структурный рисунок разрывных нарушений в эпицентральных зонах сильных землетрясений (схема)

а – Дагестанское, 1970 г.; б – Хаитское, 1949 г.; в – Ашхабадское, 1948 г.; г – Терское, 1912 г.; д – сильные землетрясения Байкальского рифта; е – сильные землетрясения Южной Калифорнии; ж – Гоби-Алтайское, 1957 г.; в кружках указана максимальная балльность землетрясений

название "сухопутных впадин байкальского типа", что подчеркивает внешнее сходство и глубокое внутреннее родство межгорных впадин и озера Байкал. Они представляют грабены, заполненные мощной толщей рыхлых осадков, и характеризуются весьма высокой сейсмичностью: здесь известны 10-балльные землетрясения 1742, 1862, 1957 гг. В ходе землетрясений впадины проседали на 5–8 м и сдвигались на 0,5–1,5 м [Новый каталог . . . , 1977].

При изучении Гоби-Алтайского 11-балльного землетрясения 4.XII 1957 г. мидалевидные структуры были выявлены у юго-восточного подножия горы Бахор и в районе горы Дулан-Богдо [Гоби-Алтайское . . . , 176

1963] (см. рис. 12, ж). Последняя имеет размеры  $0,7 \times 2,0$  км и оконтурируется четырьмя системами трещин: двумя сдвигами и двумя пучками трещин растяжения.

Сдвиговые сейсмодислокации хорошо известны в Калифорнии, в зоне глубинного разлома Сан-Андреас [Рихтер, 1963] (см. рис. 12, е), с которыми связаны миндалевидные структуры: Сан-Андреас — Сан-Габриэль, Сан-Андреас — Сан-Джасинто и др. Разлом обладает значительной подвижностью. Практически почти все наблюдаемые здесь перемещения — горизонтальные, развивающиеся вдоль северо-западных разломов по типу правого сдвига, для поперечных — по типу левого сдвига. С разломом Сан-Андреас связан ряд разрушительных 8—10-балльных землетрясений: Форттехон, 1857 г.; Сан-Франциско, 1906 г.; Сан-Джасинто, 1918 г.; Лонг-Бич, 1933 г.; Дезерт-Хот-Спрингс, 1948 г.; Керн-Каунти, 1952 г.; и др.

В механизме всех упомянутых разрушительных землетрясений преобладают сдвиговые и раздвиговые деформации. В подобных очаговых зонах при общерегиональном напряжении сжатия в центральных частях миндалина образуются вторичные зоны растяжения, приводящие к образованию грабена с особо выраженной контрастностью современных движений. Структурные особенности, подобные описанным выше, по видимому, могут быть использованы как диагностические признаки для выявления мест ожидаемого возникновения новых сильных землетрясений.

## Глава 6

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ

Сравнительно высокая изученность эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения и проведение после землетрясения повторных наблюдений позволили проследить за изменениями геофизических полей и процессов в толще коры в результате этого события, а также по возможности выявить явления, предшествовавшие ему. Некоторые результаты изложены в данной главе.

#### 6.1. О ПОВТОРНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ НА ПРОФИЛЕ ИСТИСУ—ЭКИБУЛАК

В 1964 г. в районе Нараттинской моноклинали выполнялись детальные гравиметрические исследования по профильным пересечениям. Один из профилей, выполненный от кутана Истису до с. Экибулак, проходил через эпицентральной зону (рис. 1). В 1971 г. гравиметрические исследования в Дагестане продолжались и этот профиль был продублирован. Методика гравиметрических наблюдений 1964 и 1971 гг. была единой.

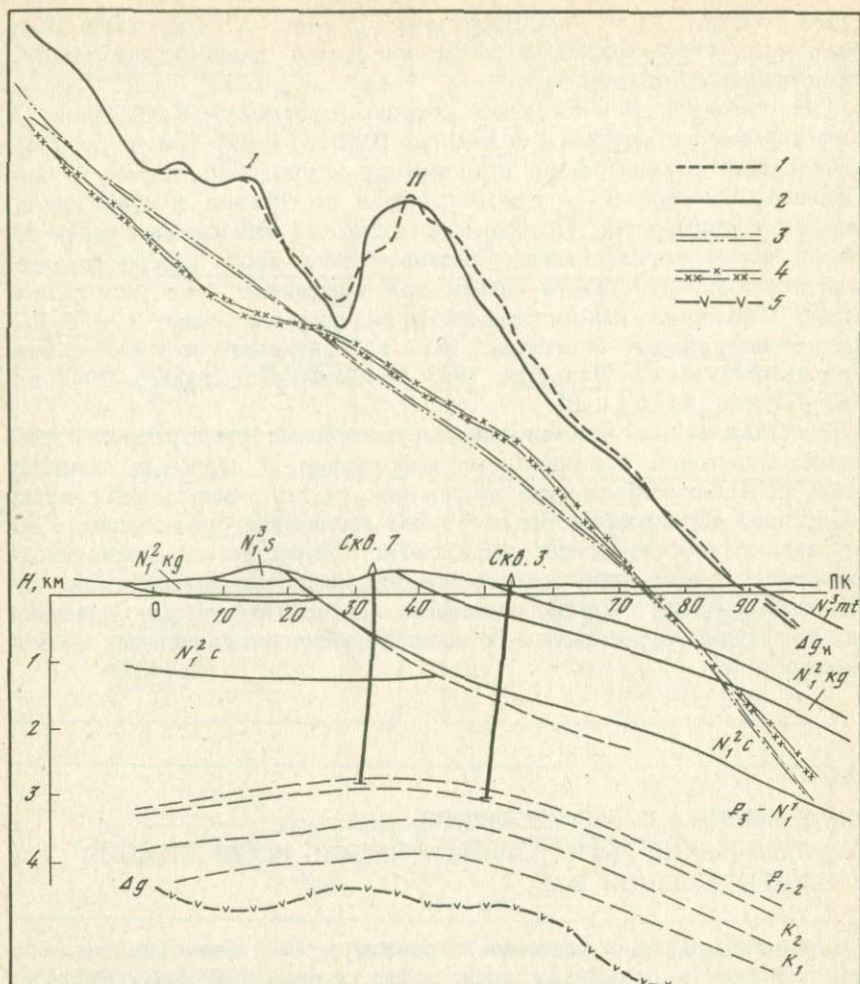


Рис. 1. Гравиметрический профиль Истису-Экибулак

1 – наблюдаемая кривая аномалий силы тяжести  $\Delta g_H$  в редукции Буге при плотности промежуточного слоя  $\sigma = 2,0 \text{ г/см}^3$  (данные 1964 г.); 2 – то же, данные 1971 г.; 3 – региональная аномалия  $\Delta g_{R_3}$  (1964 и 1971 гг.); 4 – остаточная аномалия  $\Delta g_{R_2}$  (1964 и 1971 гг.); 5 – остаточная аномалия  $\Delta g_{R_2} - \Delta g_{R_4}$ .

Применялись два гравиметра в паре, расстояния между пунктами наблюдения составляли 100 м. Качество гравиметрических наблюдений характеризуется следующими среднеквадратическими ошибками: опорная сеть  $\pm 0,07$  мГал, рядовая съемка  $\pm 0,09$  мГал. Участок Истису-Экибулак имеет сложный рельеф с превышениями до 300 м. В связи с этим в наблюдения вводились поправки за влияние окружающего рельефа.

Особенностью гравитационного поля рассматриваемого района является наличие здесь четкого регионального фона и локальных максимумов

I (южный) и II (северный). Превышение максимумов над фоном составляет 2–4 мГал, горизонтальные их размеры около 3 км. Сопоставляя кривые наблюдаемых аномалий  $\Delta g_n$  разных лет, можно видеть, что в интервале пикетов 0–30 (максимум I) изменений гравитационного поля не отмечено. Между пикетами 30 и 75 более поздняя кривая, отвечающая максимуму II, несколько смещена в южном направлении.

Градиент аномалий силы тяжести здесь также претерпел изменения. По данным 1964 г., кривая аномалий  $\Delta g_n$  северной ветви максимума II более пологая и спокойная, нежели кривая 1971 г. У ПК 50 на кривой 1971 г. отмечен небольшой излом, к югу от которого градиент аномалий силы тяжести равен почти 4 мГал/км, тогда как севернее он составляет 2,6 мГал/км. Южная ветвь максимума II также изменилась — на ней исчез излом, характеризующий кривую 1964 г.

Для выявления глубины гравитационного влияния наблюдаемое поле было трансформировано по методу Андреева–Гриффина при радиусах 2 и 4 км. Таким образом были получены региональная аномалия  $\Delta g_{R_4}$  и остаточные аномалии  $\Delta g_{R_2}$  и  $\Delta g_{R_2} - \Delta g_{R_4}$ .

Аномалии, построенные по методу Андреева–Гриффина, условно отображают гравитационное влияние масс на глубинах, близких к удвоенному радиусу осреднения. В данном случае можно считать, что по своему физическому смыслу аномалии  $\Delta g_{R_2}$  отвечают контакту, близкому к кровле мезозойских отложений (на глубинах 4,0 км), а аномалии  $\Delta g_{R_4}$  отображают суммарное влияние всех неоднородностей земной коры на глубинах более 8 км. Очевидно, что аномалии вида  $\Delta g_{R_2} - \Delta g_{R_4}$  обусловлены действием масс, заключенных в интервале глубин от 4 до 8 км. Как можно видеть из рис. 1, аномалии  $\Delta g_{R_2}$  и  $\Delta g_{R_4}$ , полученные по результатам измерений 1964 и 1971 гг., практически равнозначны в пределах точности измерений.

Таким образом, в результате повторных гравиметрических измерений на профиле Истису–Экибулак расхождения в аномалиях силы тяжести выявлены только в наблюдаемом поле. Вероятно, они обусловлены изменением плотностных свойств пород, слагающих верхние слои разреза в интервале глубин от дневной поверхности до 4 км. Предполагаемое изменение плотности пород может быть следствием деформации земной коры, происшедшей в результате землетрясения 1970 г. Отсутствие заметных расхождений в аномалиях  $\Delta g_{R_2}$  и  $\Delta g_{R_4}$  1964 и 1971 гг. позволяет предполагать, что плотностные свойства пород на глубинах свыше 4 км не изменились.

## 6.2. ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

С целью изучения структуры электротеллурического поля непосредственно в очаговой зоне землетрясения, в районе с. Старый Чиркей, в период афтершоковой деятельности была развернута установка земных токов (УЗТ). Непрерывная запись осуществлялась с помощью двух гальванометров М-17/13 (период собственных колебаний 18 с) и регистрира ТР-1 (развертка 90 мм/ч). Электроды — свинцовые пластины площадью 1500 см<sup>2</sup> — заземлялись на глубине около 2 м в известняках. Межэлек-

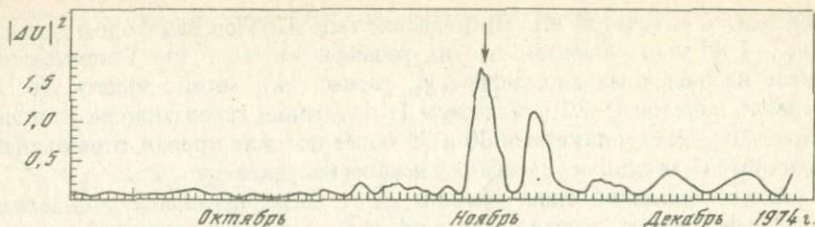


Рис. 2. Пример обработки реализаций электрического поля на станции Чиркей  
Стрелкой отмечено Киятинское землетрясение  $M = 5,3$ , расстояние от точки наблюдения 35 км

тродные сопротивления не превышали в среднем 300 Ом, и их значения контролировались не реже одного раза в 5 сут. С таким же интервалом измерялась высокоомным милливольтметром разность потенциалов между электродами. В журнале наблюдений отмечалась метеорологическая обстановка. Расстояние между электродами равнялось 160 м (восток–запад) и 120 м (север–юг). Линия восток–запад проходила вдоль ручья. Связанная с долиной электрическая анизотропия предопределила различия в компонентах процесса, так что при их равной чувствительности  $1,8 \text{ мВ} \cdot \text{км/мм}$  вариации земных токов значительно интенсивнее регистрировались на широтной составляющей.

Аппаратура УЗТ, довольно устойчиво работающая в сейсмоактивных районах в относительно спокойное время, оказалась малоэффективной в условиях очаговой зоны прежде всего вследствие своей чувствительности к механическим колебаниям. Часто повторяющиеся толчки сбивали уровни гальванометров и коллиматоры, что приводило к уходу бликов за пределы фотобумаги или к залипанию зеркал. Постоянно поднимающаяся при толчках пыль вызывала в ряде случаев остановки часового механизма регистрира; кроме того, несколько раз сильные афтершоки выбивали барабан регистрира и привели к поломке маятников часов. Из-за указанных причин не удалось получить непрерывную запись в течение всего интервала работы станции (25 мая – 19 июня 1971 г.) и обеспечить сопряжение уровней записи относительно одного и того же нуля. Максимальные интервалы непрерывной регистрации не превышали 50 ч.

При рассмотрении полученных записей отмечается большая изрезанность и непохожесть компонент  $E_{с-ю}$  и  $E_{в-з}$ , что вызвано электрической анизотропией среды в месте установки станции, различными помехами, а также общей возмущенностью электрического поля в эпицентральной зоне. На записях широтной компоненты четко регистрировались вариации ионосферного происхождения, менее выраженные для составляющей север–юг. Не было обнаружено прямой связи между выпадением осадков и изменениями электродной разности потенциалов.

В восьми случаях наблюдалось характерное возрастание в течение 8–48 ч положительного потенциала на южном электроде перед землетрясениями с  $K = 12$ , которые произошли на расстоянии до 20 км от точки наблюдения, причем после толчка градиент поля уменьшался или менял знак. В одном случае такое изменение превысило  $15 \text{ мВ/100 м}$ .

В целом опыт проведения этих исследований показал необходимость перехода на новую измерительно-регистрирующую аппаратуру, свободную от недостатков УЗТ. Такая установка была скомпонована на базе многоканального самопишущего потенциометра; она позволяет автоматически производить 24 измерения в сутки по 6 или 12 независимым каналам. При этом в процессе последовательного опроса измерительных электродов разность потенциалов между ними в аналоговой форме печатается на диаграммной ленте.

Описанная аппаратура была установлена в июле 1974 г. возле плотины Чиркейской ГЭС. В течение пяти месяцев регистрировалась разность потенциалов на четырех измерительных линиях длиной от 40 до 190 м, ориентированных в направлениях ЮЗ—СВ и ЮВ—СЗ. Запись на всех компонентах имела в целом спокойный характер с отдельными вариациями амплитудой от 5 до 15 мВ вплоть до середины октября. Начиная с этого времени на записях всех каналов появляются интенсивные, до 50 мВ, возмущения длительностью до нескольких суток.

С целью уменьшения влияния индивидуальных особенностей отдельных измерительных линий была проведена совместная обработка записей двух независимых каналов (не имеющих общего электрода) на основе формализованного подхода по алгоритму, описанному в работе Г.А. Соболева и др. [1975]. Исходным материалом для машинной обработки являлись ежечасные значения разности потенциалов. Изменение выходной функции  $|\Delta u|^2$ , по физическому смыслу близкой квадрату модуля напряженности электрического поля, показано на рис. 2. За период наблюдения в радиусе менее 50 км от станции произошло Киятлинское землетрясение ( $M = 5,3$ ); остальные землетрясения имели  $K < 11$ .

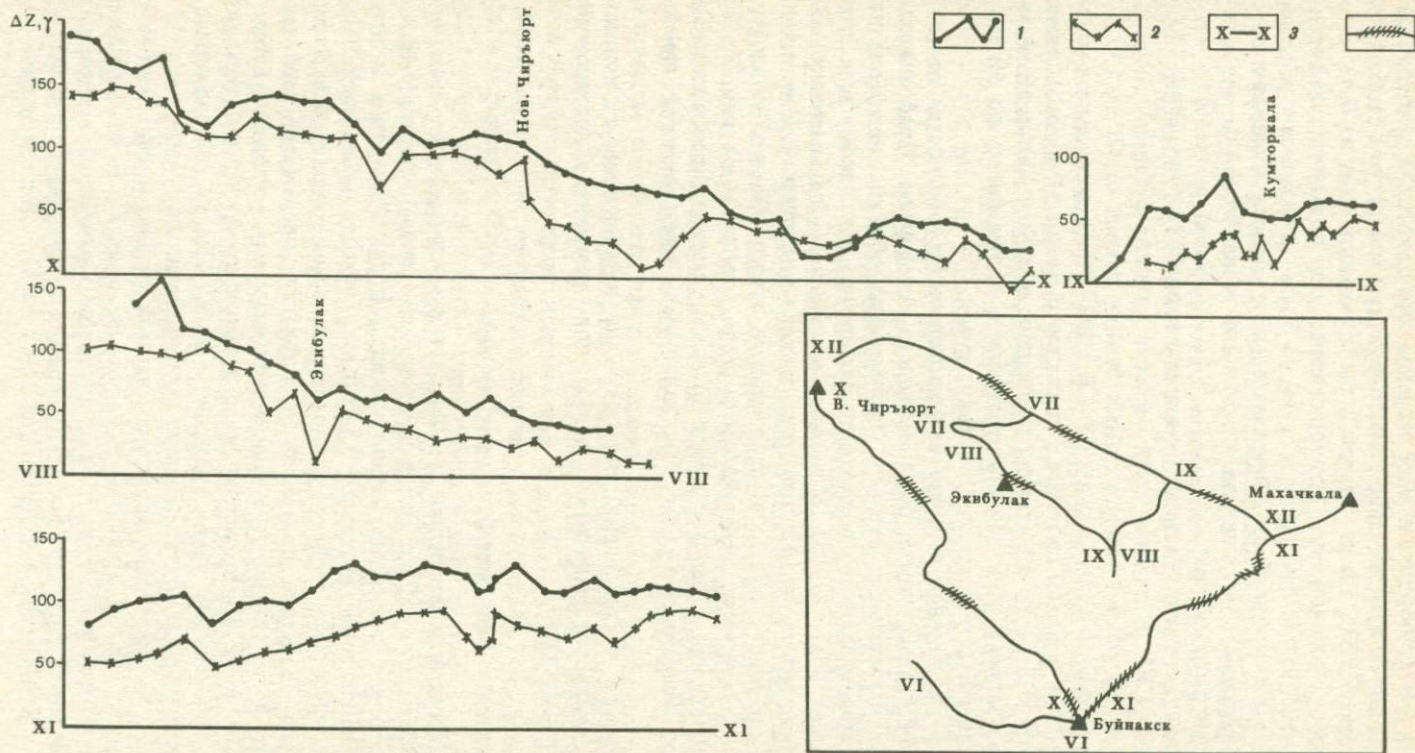
Проведенные исследования указывают на перспективность использования электротеллурического метода для прогноза землетрясений в условиях Дагестана.

### 6.3. О ПОВТОРНЫХ МАГНИТНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ

Рекогносцировочная магнитная съемка была проведена после землетрясения, в июне—июле 1970 г. Наблюдения велись с магнитометром М-18 по системе взаимно увязанных маршрутов вдоль дорог. Расстояние между пунктами наблюдения составляло 0,5—1,0 км. Точность наблюдений 10  $\gamma$ .

Слабые магнитные свойства кайнозойских и мезозойских отложений Предгорного Дагестана позволяли предполагать спокойный характер магнитного поля. Однако при выполнении наземных магнитных наблюдений сразу после землетрясения на отдельных профилях наблюдались довольно интенсивные узкие аномалии (до 50—150  $\gamma$ ), приуроченные, как правило, к зонам предполагаемых тектонических нарушений.

В 1971 г. по некоторым маршрутам нами были повторены магнитные наблюдения с тем же прибором и на тех же пунктах. В большинстве случаев магнитное поле осталось без существенных изменений, но приняло более спокойный характер (рис. 3). Например, на профиле X—X (Верхний Чирьюрт — Буйнакск) значительно (на 30  $\gamma$ ) уменьшилась интенсивность



Р и с. 3. Результаты повторных магнитных наблюдений. Составил В.М. Бражник

1 – магнитное поле съемки 1970 г.; 2 – магнитное поле съемки 1971 г.; 3 – профили магнитной съемки; 4 – участки магнитных аномалий

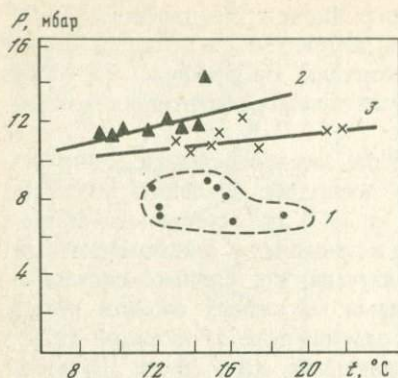
отрицательной аномалии в районе Нового Чиркея. На профиле IX—IX (Кумторкала — Капчугай) уменьшилась интенсивность отрицательной магнитной аномалии в районе с. Кумторкала. На профиле VIII—VIII (Капчуга — Шамхал-Булак) на 30—40  $\gamma$  уменьшилась интенсивность отрицательной аномалии в районе с. Экибулак.

Эпицентральная зона отличается слабой заселенностью и почти не имеет промышленных сооружений. Это позволяет объяснять различие в аномальных полях наблюдений 1970 и 1971 гг. естественными геолого-геофизическими причинами. Одна из возможных — сейсмомагнитный эффект, природа которого далеко не изучена, но, видимо, связана с обратимыми и необратимыми изменениями магнитных свойств пород под действием растущих напряжений в земной коре [Головков, 1973; Безуглая и др., 1973]. Так, зарегистрированные сразу после Дагестанского землетрясения довольно резкие отрицательные магнитные аномалии совпадают с участками максимальных разрушений (Кумторкала, Экибулак, Новый Чиркей). Видимо, здесь накапливались наиболее сильные напряжения в земной коре. Спустя год породы, подмагниченные сжатием, стали постепенно размагничиваться, а аномальное магнитное поле — сглаживаться. Механизм подобного поведения магнитных аномалий нуждается в дальнейшем изучении.

#### 6.4. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В Каталоге землетрясений Российской империи И.В. Мушкетова и А.П. Орлова [1893] описано изменение погоды во время 8—9-балльного Дагестанского землетрясения 1830 г. Землетрясение произошло 25 февраля по старому стилю. Накануне землетрясения, 24 февраля, дул сильный ветер,  $T = -3^{\circ}R$ , барометр показывал 29 дюймов 5,5 линий (750 мм рт. ст.). В день землетрясения была пасмурная погода, шел снег, барометр показывал 29 дюймов 5 линий (749 мм рт. ст.),  $T = -4^{\circ}R$ . На следующий день после землетрясения температура упала ( $T = -11^{\circ}R$ ), а барометр поднялся на 3 линии (8 мм рт. ст.). Изменение погоды во время Дагестанского землетрясения 1830 г. подтверждало распространенное тогда мнение о влиянии землетрясений на погоду.

После длительного сейсмического затишья, которое продолжалось 140 лет, 14 мая 1970 г. в Северном Дагестане вновь произошло разрушительное землетрясение. В качестве исходных материалов для анализа метеорологической обстановки были взяты значения температуры и давления, измерявшиеся через каждые 3 ч до, во время и после землетрясения на метеорологической станции Махачкала. Эти данные сопоставлялись с сейсмологическими. Простое сравнение изменения температуры и давления во время толчков не дает однозначного ответа. Пожалуй, можно подметить единственное: обычно дневной температурный максимум мая приурочен к 15 ч, во время сильного форшока он сдвинулся к 12 ч. Температура и давление после толчков в большинстве случаев падали, но были и другие соотношения. Значительно более интересную зависимость погоды от землетрясения дает внутренняя связь между давлением и температурой (рис. 4). В день землетрясения, 14 мая, не



Р и с. 4. Зависимость между атмосферным давлением и температурой

1 — 14 мая 1970 г.; 2 — 16 мая 1970 г.,  
3 — 8 июня 1970 г.

наблюдалось никакой зависимости между давлением и температурой. Разброс точек большой и хаотический (коэффициент корреляции  $r = 0,1130$ ). 16 мая зависимость между давлением и температурой линейная. Лишь одна точка, замеры для которой были сделаны перед сильным

афтершоком, отходит от линейной зависимости. 8 июня зависимость между давлением и температурой линейная. Исключением является лишь один замер, сделанный перед сильным афтершоком. Все подобные графики свидетельствуют о линейной зависимости между давлением и температурой в спокойные дни, и о нарушении этой зависимости перед афтершоками.

Подготовка землетрясения также, по-видимому, оказывала влияние на погоду. За 30 дней до землетрясения зависимость между давлением и температурой близка к линейной ( $r = 0,8542$ ), за 6 и 3 ч до землетрясения линейная зависимость нарушается ( $r = 0,7600$  и  $0,6567$  соответственно). Первое приближение к линейной зависимости наблюдалось через 3 ч после землетрясения ( $r = 0,7176$ ).

С нарушением линейной зависимости между давлением и температурой, видимо, связаны дожди и грозы, которыми сопровождалось Дагестанское землетрясение. Если в первой половине мая 1970 г. дождь шел в течение трех дней и не сопровождался грозой, то во второй половине мая, после землетрясения, было 11 дождливых дней с грозами. В день землетрясения, 14 мая, пришел ливневый дождь с грозой с 14 ч 48 мин до 15 ч 12 мин и повторился с 18 ч 00 до 20 ч 12 мин. В период майских афтершоков (за исключением толчка 16 мая) шли дожди.

Итак, влияние землетрясения на погоду, видимо, вполне реально и обусловлено взаимосвязью эндогенных и экзогенных процессов.

## 5. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые работы были начаты 4 июня 1970 г. и окончены 10 октября 1970 г. По предварительным данным, подземные воды весьма чутко реагировали на приближающиеся толчки. В частности, люди обращали внимание на факты "вскипания" воды в переливающих глубоких скважинах (Заузанбаш № 3, Истису № 4 и др.). После толчков в некоторых артезианских скважинах наблюдалось помутнение воды и вынос песка. Населением отмечены также факты появления после 14 мая ранее неизвестных источников или увеличение дебита в малодебитных источ-

никах (селения Миатлы и Экибулак). В районе бывшего кутана Зурамакент (ныне затопленного Чирьюртовским водохранилищем) находился горячий источник. После землетрясения температура воды в нем возросла до 58°С.

Первоначально объектом исследований была вся эпицентральная область в пределах 7-балльной изосейсты. Затем для наблюдения был выбран район Миатлинского ущелья р. Сулак, в непосредственной близости от которого находились неглубокие очаги повторных толчков 10–12-го энергетических классов, проявляющиеся на поверхности с силой до 6 баллов. Здесь на глубине 200 м залегает толща кавернозных доломитов титона, которая является мощным водонапорным резервуаром и носителем крепких сероводородных рассолов. Карстовые воды имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав, трещинные — сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый.

В рабкте использованы периодические анализы вод из естественного источника Зурамакент и скважины № 16 площади Миатлы. Воды для химического анализа брались в различных интервалах глубин в различные сроки. Этим объясняются некоторые вариации химического состава вод.

Имеющиеся данные по стационарной режимной сети Миатлинской партии Ленгидропроекта свидетельствуют в пользу выжимания подземных вод из титонского водоносного горизонта в сводовую часть Хадумского купола. Замеры статического уровня производились 4 раза в месяц в четырех наблюдательных скважинах (№ 315, 313, 320, 360). Уже в начале апреля (т.е. за месяц до толчков) уровни воды во всех четырех скважинах стали повышаться.

В эпицентральной зоне были проведены радиогидрогеологические исследования ионизационным методом, разработанным в лаборатории гидрогеохимии Института сейсмологии АН УзССР. В задачу наших исследований входило контрольно-ревизионное опробование водопунктов в эпицентральной области, режимные наблюдения на некоторых из них, изучение возможных вариаций радона при непрерывной записи в связи с сильными афтершоками.

Контрольно-ревизионным опробованием были охвачены 11 пунктов: Махачкала — скв. 160, Ленинкент — скв. 16Т, Истису — скв. 4, Капчугай — скв. 2, Талги, — скв. 1, Заузанбаш — скв. 3, Зурамакент — естественный источник, Миатлы — скв. 16, Миатлы — колодец, Миатлинский КИП — скв. 320 и 322. Опробована также мочажина, которая появилась в районе с. Экибулак после землетрясения. В результате установлено:

1) все водопункты, связанные с миоценовым водоносным комплексом, содержат радон в количестве от 1 до 1,5 эман, что, по-видимому, соответствует натуральному фону для этого водоносного комплекса. Исключение составляет естественное просачивание в районе Экибулака, где установлено содержание радона от 6 до 7 эман;

2) все водопункты, связанные с мезозойским водоносным комплексом, содержат радон в количестве от 2 до 4 эман;

3) в газовой пробе естественного источника Зурамакент установлено содержание радона в пределах 17–18 эман.

Т а б л и ц а 1

Результаты (%) анализа сухих остатков проб вод, отобранных в июне 1970 г.

Наименование источника и дата отбора пробы	Al	Si	Sr	Ba	Fe	Ti	Mn	Cu
Зурамакент								
13. VI	0,55	0,35	0,031	—	0,0062	Следы	0,03	—
16. VI	0,18	1,1	0,032	—	0,0057	—	0,05	0,025
	0,16	1,6	0,038	—	0,009	—	0,038	Следы
17. VI	0,25	3	0,05	—	0,0057	—	0,037	0,0011
18. VI	0,25	0,45	0,05	—	0,026	—	0,038	Следы
	0,22	0,80	0,29	—	0,29	—	0,018	0,0017
19. VI	0,35	0,29	0,091	—	0,022	—	0,022	0,0017
	0,28	1,9	0,051	—	0,021	—	0,05	0,0016
20. VI	0,5	0,85	0,04	0,48	0,0057	—	0,025	Следы
Заузанбаш	0,14	0,58	0,3	Следы	0,0025	—	Следы	„
Капчугай	0,13	0,41	Следы	—	0,0025	—	„	—
Экибулак, трещина								
13. VI	0,11	0,22	0,04	—	0,0026	—	0,055	—

Пр и м е ч а н и е. Ориентировочная чувствительность открытия элементов (кроме Ti) — 0,001%, Ti — 0,05%.

Для режимных наблюдений был выбран створ, состоящий из следующих водопунктов: скв. 322 и 320 Миатлинского КИПа, колодец КИПа, скв. 15 Миатлы и естественный выход Зурамакент.

Все указанные водопункты связаны с мезозойским водоносным комплексом, причем степень гидрогеологической закрытости возрастает по мере его погружения. В результате режимных наблюдений установлено, что содержание радона в течение 10 сут во всех пунктах изменяется на величину от 0,5 до 1 эман, что составляет от 15 до 30% его общего содержания в этих водах. Наиболее четко эти вариации удалось наблюдать в интервале между 16 и 30 июня.

В табл. 1 представлены результаты спектральных анализов сухих остатков проб, отобранных в источнике Зурамакент в июне 1970 г. Заслуживает внимания содержание Si — оно варьирует в пределах 0,35–3,0%, причем резкие пики появляются сразу же после сильных повторных толчков. Так, 15 июня имел место толчок 12-го класса, в результате 16 и 17 июня отмечается шестикратное увеличение концентрации Si.

Наряду с ионизационным методом был применен люминесцентный метод. Проба воды дегазировалась в барботере и радон переводился в люминесцентную камеру, которая через ФЭУ была связана с разрядным счетчиком. Показания счетчика были пропорциональны количеству импульсов в минуту и регистрировались на самопишущем приборе в течение 1–2 ч. Характерно, что незначительные изменения концентрации радона почти не отражались на уровне записи самописца, однако частота импульсов при этом значительно варьировала в течение нескольких дней. Это

свидетельствует о том, что концентрация радона связана с поступлением новых порций короткоживущих изотопов вместе с новыми порциями подземной воды, выжимаемой из напряженных трещиноватых массивов непосредственно перед очередным повторным толчком.

## 6.6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сразу же после землетрясения были обследованы основные газлирующие минеральные источники и скважины, расположенные в плейстосейстовой области и на различном от нее удалении. Были отобраны пробы воды и газа на химический анализ, замерены дебиты и температура. Анализы газов выполнялись на газоанализаторе ВТИ-2, хроматографах ХТ-2 МУ и "Геохимик". Анализы вод производились по методическому руководству А.А. Резникова и Е.П. Муликовской [1954].

*Газогеохимия.* В эпицентральной зоне газопроявления выражались в первую очередь в интенсивном токе газов в атмосферу с площади Ачинской сейсмодиформации. Содержание газов в пробах (табл. 2), отобранных из зияющих трещин в условиях интенсивного бокового ветра, превышает их кларковое содержание в атмосфере: свободного водорода — на 5–6 порядков, гелия и двуокиси углерода — на порядок, углеводородов, преимущественно метана, — на 2–3 порядка. В природе нет другого источника свободного — молекулярного — водорода, кроме газов фундамента и мантии Земли. Поэтому сам факт появления молекулярного водорода в газах, выделяющихся из зияющих трещин сейсмодиформации, а также увеличение содержания в атмосфере углекислоты и гелия, т.е. типично глубинных газов, является важным свидетельством в пользу того, что при землетрясении 14 мая 1970 г. в районе кутана Ачи произошел разрыв сплошности всей мезокайнозойской толщи пород. Срыв же огромных масс горных пород, который наблюдался на поверхности [Дагестанское . . . , 1981] — не что иное, как постразрывное осложнение.

При сопоставлении химического состава газов до и после землетрясения по газонефтяным месторождениям Дагестана были установлены следующие закономерности (табл. 3).

В восточной части эпицентральной зоны (с. Кумторакла) в спонтанном газе из третичных отложений увеличилось содержание метана, азота и водорода за счет углекислоты и тяжелых углеводородов. На газоконденсатном месторождении Шамхал-Булак, расположенном в северо-западной части плейстосейстовой области, в газах отмечалось увеличение содержания метана и отчасти углекислоты за счет тяжелых углеводородов и азота. На площади Заузанбаш, расположенной в восточной части плейстосейстовой области, в 10–15 км от эпицентра, в газах отмечалось резкое увеличение содержания азота и двуокиси углерода за счет углеводородов. В газах появился водород (0,004%), чего ранее не отмечалось. На площади Талги в газах резко увеличилось содержание метана за счет углекислого газа и азота, но уже в августе состав газа здесь начал приближаться к первоначальному. В этой же зоне азотные газы из Уйташского сероводородного источника обогатились метаном. Содержание растворенного сероводорода здесь резко уменьшилось. Аналогичные

Таблица 2

Химический состав воздуха (об. %) на площади Ачинской сейсмодеформации

Место отбора	H <sub>2</sub>	He	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>
1-й зияющий разрыв	0,038	До 0,001	20,82	78,90	До 0,1	0,00014
2-й зияющий разрыв	0,014	До 0,001	20,31	79,58	До 0,1	0,00013

Таблица 3

Изменение химического состава (об. %) попутных газов на некоторых газо-нефтяных месторождениях Дагестана

Интервал перфорации, м	Дата отбора проб	CH <sub>4</sub>	Высшие углеводороды	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> редкие газы	H <sub>2</sub>
Кумгоркала, скв. 2; чокрак						
1200	1962 г.	89,12	1,50	5,58	3,80	—
	VIII 1969 г.	90,30	1,25	4,35	4,10	0,004
	17.V 1970 г.	93,20	0,30	1,05	5,25	0,087
	14.X 1971 г.	92,36	0,28	1,02	6,13	0,009
Шамхал-Булак; скв. 1; верхний мел						
2338-2370	5.I 1970 г.	89,93	4,49	1,83	3,85	—
	13.VII 1970 г.	94,40	2,49	2,24	1,87	—
Заузанбаш; скв. 3; верхний мел						
	6.VI 1962 г.	82,64	—	7,39	9,97	—
	VIII 1969 г.	83,08	—	6,80	10,20	0,0007
	16.V 1970 г.	70,90	0,11	10,39	18,6	0,004
	22.IX 1970 г.	87,19	—	6,12	6,79	—
Талги; скв. 1; верхний мел						
	1927 г.	54,7	—	15,4	22,8	—
	VIII 1969 г.	50,1	—	26,3	23,6	—
	VI 1970 г.	88,46	—	3,84	7,20	—
	VIII 1970 г.	59,74	—	10,04	22,54	—
Избербаш; скв. 243; верхний мел						
3802-3856	30.III 1970 г.	88,11	10,11	2,87	0,31	—
	26.VI 1970 г.	87,69	10,55	3,24	0,52	—
Берикей; скв. 20; средняя юра						
	26.IX 1960 г.	19,74	—	78,74	1,42	—
	2.VI 1962 г.	16,2	—	83,0	0,80	—
	26.IX 1963 г.	34,86	—	64,64	0,5	—
	1.IX 1966 г.	17,63	—	46,04	36,33	—
	1.IX 1967 г.	64,55	—	28,21	19,24	—
	23.IX 1970 г.	18,66	—	66,1	15,24	—

Таблица 4

Изменение химического состава (об. %) спонтанных газов из основных естественных газопроявлений Дагестана

Источник	Дата исследования	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> , редкие газы	CH <sub>4</sub> , высшие углеводороды
Гильярский	19.X 1931	12,7	11,4	75,3
	7.V 1962	7,72	16,4	75,88
	21.VII 1970	25,8	6,81	67,99
Казардикамский – Чах-Чахский	1931	7,3	19,1	73,2
	22.IX 1960	9,74	16,53	73,73
Рычал-Су	18.VIII 1970	10,3	20,5	69,2
	18.IX 1931	20,7	15,5	63,8
	24.IV 1961	23,56	19,32	57,12
Ахты	31.V 1962	22,80	13,96	63,24
	19.VIII 1970	22,05	65,4	12,55
	26.VIII 1931	15,2	18,9	65,9
Ахты (скважина в русле р. Ахтычай)	21.IX 1970	24,79	32,4	42,81
	21.IV 1960	5,47	26,65	67,88
“Джани”	17.VIII 1970	9,15	33,88	46,97
Скважина Ахты (у прачечной)	21.IX 1960	3,30	30,41	66,29
	18.VIII 1970	2,19	49,38	48,49
Сероводородный источник на мысе Башлы	14.IX 1960	45,67	4,66	50,67
Сероводородный источник в сбросовом канале оз. Аджи	7.X 1960	47,57	7,47	44,96
	14.IX 1960	17,55	2,55	79,90
Алхаджикентский минеральный источник	1.X 1970	44,43	12,38	43,19
	3.VI 1962	2,13	97,87	—
	2.X 1970	1,06	98,93	Следы

изменения наблюдались и в Кафтар-Кутанском сероводородном источнике. На нефтяном месторождении Избербаш, в 70–90 км восточнее эпицентра, отмечается некоторое увеличение содержания этана, пропана и высших углеводородов, а также углекислоты и азота за счет метана.

По площади Берикей, расположенной в 125–140 км восточнее эпицентра, начиная с 1960 г. в газах грифона отмечалось систематическое уменьшение CO<sub>2</sub>. По нашему мнению, это уменьшение произошло за счет обвалов в скважине и постепенной изоляции мезозойских газов. В результате встряски земной коры эта изоляция, по-видимому, оказалась нарушенной и углекислота мезозойских газов вновь начала прорываться к поверхности.

При изучении динамики химического состава спонтанных газов основных естественных газопроявлений Дагестана (табл. 4) установлены значительные изменения в содержании отдельных компонентов газовых смесей.

Интересно отметить, что за последние 15 лет наблюдались значительные колебания дебита источника Рычал-Су. В результате Касумкентского

Таблица 5

Изменение минерализации (мг/л) и солевого состава вод некоторых скважин в

Дата отбора проб	pH	Общая минерализация, г/л	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	HBO <sub>3</sub>	Na + K
Заузанбаш, скв. 3; верхний мел					
1.VIII 1967 г.	7,6	4,22	12,0	2,5	1807,0
20.VI 1970 г.	7,3	4,37	1,4	22,75	1817,7
12.VIII 1970 г.	7,6	4,53	25,94	2,41	1820,0
Истису, скв. 2; чокрак, свита А					
6.VI 1960 г.	8,0	2,92	59,0	15,8	912,5
12.VIII 1970 г.	8,05	2,37	44,10	0,65	849,8

землетрясения 1966 г. в Южном Дагестане основной источник практически иссяк. После землетрясения 14 мая 1970 г. этот источник вновь заработал с прежней силой.

Резкие изменения состава газов установлены во многих Ахтынских газопроявлениях (в 180 км к югу от эпицентра), в сероводородных источниках на мысе Башлы (в 100 км к юго-востоку от эпицентра), в сбросовом канале оз. Аджи и др.

*Гидрогеохимия.* Повсеместно общая минерализация и pH изливающих вод после землетрясения изменились незначительно, однако их солевой состав подвергался существенным колебаниям. Так, в изливающей скв. 3 на площади Заузанбаш содержание HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>-2</sup>, I<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub> после основного толчка резко уменьшилось, в то время как содержание HBO<sub>3</sub>, Ca, Mg и частично Cl<sub>2</sub> увеличилось. Практически стабильным осталось содержание Na + K. В скв. 2 площади Истису уменьшилась общая минерализация вод (с 2,92 до 2,36 г/л). Существенному изменению подвергся солевой состав вод: уменьшилось содержание H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>, HBO<sub>3</sub>, HCO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>; увеличилось содержание Ca, Mg, Br (табл. 5). С течением времени, несмотря на повторяющиеся афтершоки различной магнитуды, солевой состав вод приобретает первоначальный облик.

В табл. 6 приведены анализы вод из минеральных источников и скважин разведочных площадей, расположенных на некотором удалении от эпицентральной зоны. При сопоставлении анализов вод до и после землетрясения были установлены следующие изменения.

В рассоле из скв. 20 площади Берикей отмечается увеличение содержания кремниевой кислоты, бария и частично бикарбонатов. Минерализация рассола из сероводородного источника на мысе Башлы снизилась почти на 10–12 г/л, главным образом за счет уменьшения содержания хлористого натрия. При этом отмечались колебания в содержании большинства компонентов. В воде Казардикамского сероводородного источника отмечается некоторое увеличение содержания большинства определявшихся ионов. Минерализация воды из скв. 4 на площади Гильяр увеличилась главным образом за счет хлоридов натрия и калия при умень-

7-балльной зоне Дагестанского землетрясения 1970 г.

Ca	Mg	Cl <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub>	I <sub>2</sub>	Br <sub>2</sub>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>
Заузанбаш, скв. 3; верхний мел							
8,0	4,6	1216,3	16,4	2379,0	2,5	13,5	21,6
22,04	7,3	1316,1	13,99	1316,1	Не обн.	Не опр.	Не опр.
25,0	9,1	1347,5	Не обн.	256,2	0,85	10,85	1,5
Истису, скв. 2; чокрак, свита А							
6,40	4,3	308,9	905,0	695,4	0,08	1,65	12,0
11,02	5,5	297,9	836,4	496,6	Не обн.	4,63	1,5

шении содержания бора, кремниевой кислоты и исчезновении сульфатов и аммония. Минерализация воды из скв. 4 на площади Аджи-Ноур практически не изменилась. Однако здесь отмечается некоторое увеличение содержания хлоридов натрия, йода, частично кальция и магния. В минеральной воде источника Рычал-Су увеличилось содержание кремниевой и борной кислот, хлора, уменьшилось содержание ионов магния, йода, брома, исчезли сульфаты и аммоний. Минерализация Ахтынских минеральных вод несколько увеличилась. В них резко уменьшилось содержание хлоридов натрия при одновременном увеличении концентрации сульфатов кальция, магния и аммония, исчезли йод и бром. Это, по-видимому, свидетельствует о разбавлении глубинных термальных вод водами поверхностного происхождения, на что указывает и снижение температуры источников на 1,5–2°С.

Таким образом, установлена большая изменчивость химического состава подземных вод и газов не только в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения, но и далеко за ее пределами, на расстоянии свыше 200 км. По нашему мнению, это обусловлено перераспределением напряжений в земной коре, сопровождающим сжатием коллекторов, содержащих флюиды, и их разогревом. Это способствует повышению растворимости ионно-солевых компонентов во вмещающих породах и переходу их в раствор. Увеличение содержания компонентов H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>, I<sub>2</sub>, Br<sub>2</sub>, B, Ba и Cl<sub>2</sub> в водах и H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, He, <sup>40</sup>Ar и CH<sub>4</sub> в газах обусловлено миграцией их с глубины вследствие увеличения тектонической трещиноватости в результате землетрясения. Другой причиной могут быть декрипитация горных пород, сколы, сдвиги, деформации кристаллических решеток, вскрытие полостей, заполненных жидкостью и газами, и другие нарушения сплошности горных пород.

Вследствие разбавления флюидов глубинными компонентами наличие в них составляющих осадочного происхождения (SO<sub>4</sub><sup>-2</sup>, H<sub>2</sub>S, HCO<sub>3</sub>, Na + K, Mg), естественно, уменьшается.

Наряду с геохимическими последствиями нами были установлены и геохимические предвестники Дагестанского землетрясения 14 мая

Таблица 6

Изменение химического состава (мг/л) минеральных вод Дагестана в связи с

Дата отбора пробы	pH	Общая минерализация	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	HBO <sub>2</sub>	Na + K	Ca
Берикей, скв. 20; верхний мел						
26.IV 1960	6,6	72,13	41,6	482,6	26254,5	1422,8
2.VI 1962	6,4	69,83	41,6	439,2	25435,9	1321,4
26.IX 1963	6,4	67,78	45,5	415,0	24902,4	1112,2
1968	6,6	71,80	Не опр.	235,0	27494,0	1402,8
20.VIII 1970	6,25	68,86	102,0	402,7	25584,0	1336,7
Источник на мысе Башлы; верхний мел						
16.IX 1957	6,6	80,23	75,4	161,4	28583,7	1881,7
14.IX 1960	6,5	79,75	15,6	172,3	38570,6	1790,6
1968	6,6	80,21	Не опр.	265,9	29470,0	1820,0
20.VIII 1970	6,8	68,62	60,0	140,9	24348,0	2014
Казардикамский источник; средняя юра						
1956	Не опр.	3,78	Не опр.	Не опр.	1630,1	14,03
18.VIII 1970	7,4	4,20	34	13,5	1672,8	19,44
Гильяр; скв. 4; средняя юра						
1957	-	27,189	-	-	10139,0	256,5
7.V 1962	7,2	28,83	14,0	66,3	10943,0	245,9
18.VIII 1970	7,5	32,10	7,8	3,8	12489,4	4245,5
Аджиноур; скв. 4, верхний мел						
3.V 1962	7,2	9,79	22,0	59,0	3619,7	67,3
20.VIII 1970	7,8	9,86	-	61,8	3746,4	82,4
Рычал-Су; нижняя юра						
1968	-	3,25	12,0	2,3	1373,2	16,0
19.VIII 1970	7,25	3,28	31,0	26,5	1362,5	17,413
Ахты, Солдатский источник, нижняя юра						
20.IX 1960	7,6	1,72	40,3	4,98	492,4	3,2
1968	7,6	1,69	21,0	2,2	687,7	6,0
19.VIII 1970	8,0	1,40	36,32	0,30	543,8	10,0

1970 г. Так, анализ промысловых материалов объединения "Грознефть" позволил установить резкое увеличение концентрации ионов хлора (на 400–600% выше фоновых значений) в подземных водах на Новогрозненской площади, расположенной в 85 км к северо-западу от эпицентра, за несколько дней до форшока (табл. 7).

Хлор в подземных водах может оказаться универсальным индикатором процессов формирования очагов тектонических землетрясений, поскольку фоновые колебания его содержания в подземных водах в спокойные периоды времени не превышают 1–2%, тогда как на стадиях подготовки землетрясений миграция его с глубины к дневой поверхности приобре-

землетрясением

Mg	Ba	Cl <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	I <sub>2</sub>	Br <sub>2</sub>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>
Берикей, скв. 20; верхний мел							
266,3	222,0	41474,5	1183,4	Нет	12,5	179,5	90,0
270,8	121,1	40080,4	1079,7	"	18,1	170,6	85,0
364,8	290,0	38945,7	1378,0	"	12,9	170,5	Не опр.
304,0	-	41665,5	1268,8	36,20	9,3	182,5	73,6
323,5	475	4032,7	1390,8	Нет	10,6	79,8	Нет
Источник на мысе Башлы, верхний мел							
815,0	-	47706,4	561,2	156,7	17,7	139,5	120,0
760,8	-	47261,5	477,9	208,8	30,0	154,0	105,0
814,0	Нет	47339,1	146,4	160,4	14,1	179,5	86,0
728,4	-	41671,8	475,8	167,8	11,0	83,70	Нет
Казардикамский источник; средняя юра							
33,9	-	577,9	3490,3	36,51	0,1	-	-
35,14	-	551,4	3586,8	62,5	0,21	0,69	Нет
Гильяр; скв. 4; средняя юра							
116,4	-	16133,0	500,4	44,1	8,0	43,0	Не опр.
104,7	-	16472,0	793,0	8,6	0,36	26,6	30,0
118,6	-	18793,8	756,4	-	12,69	50,09	Нет
Аджиноур; скв. 4, верхний мел							
52,9	-	5396,0	414,8	21,8	2,9	29,9	30,0
55,7	-	5515,0	451,4	92,1	8,5	12,82	Не обн.
Рычал-Су; нижняя юра							
7,3	-	458,0	2624,0	14,8	1,7	4,7	14,4
2,9	-	499,72	2671,8	-	0,84	1,5	Нет
Ахты, Солдатский источник, нижняя юра							
4,0	-	176,0	976,0	15,6	0,4	1,76	17,5
3,6	-	416,9	1037,0	15,0	1,3	5,6	14,4
9,1	-	212,8	1012,6	79,7	Нет	Нет	1,0

тает импульсивный характер, и его содержание в водах вышележащих горизонтов может увеличиться в несколько раз по сравнению с фоном.

**Радон в атмосфере.** Режимные радиометрические наблюдения за динамикой радона в приземной атмосфере проводились ежедневно (в 8, 12 и 17 ч), исключая воскресенья и праздничные дни, на северо-западной окраине Махачкалы с помощью счетчика импульсов СТС-6 и пересчетного устройства ПП-16. Наблюдения велись с января по октябрь 1970 г.

В сейсмически спокойное время (январь, февраль, март и первая половина апреля) гамма-поле колебалось в пределах от 40 до 70 имп/мин. За месяц до землетрясения началось медленное и неуклонное увеличе-

Таблица 7

Изменение содержания хлора (мг/л) в воде Новогрозненской площади

Дата отбора воды	Скв. 144 (1736–1749 м)	Скв. 150 (1815–1827 м)	Дата отбора воды	Скв. 144 (1736–1749 м)	Скв. 150 (1815–1827 м)
15.IV	200,0	75,0	11.V	1133,6	285,6
24.IV	204,0	76,1	19.V	802,4	68,0

ние его напряженности, которая к 14 мая 1970 г. составляла 250 имп/мин. После основного толчка, 15 мая, она достигла 300 имп/мин, после чего постепенно начала снижаться и к началу июня приняла фоновое значение, несмотря на то что афтершоковая деятельность продолжалась еще в течение многих месяцев и даже лет.

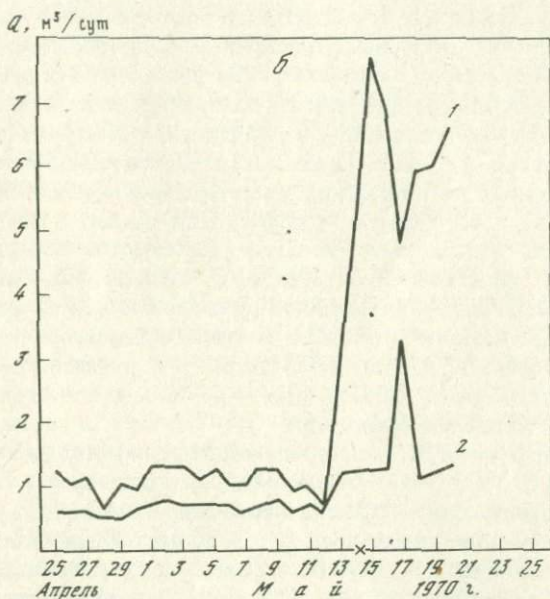
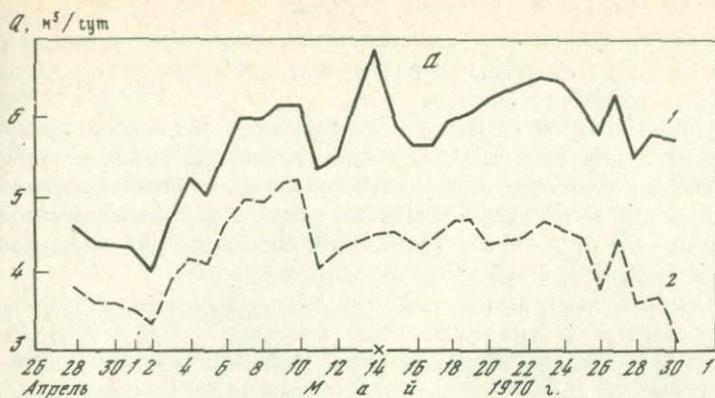
#### 6.7. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

Большинство сильных землетрясений сопровождается различными гидродинамическими эффектами: резкими изменениями дебитов нефти, воды и газа в скважинах и минеральных источниках, выбросами грязи и песка, миграцией источников, исчезновением и появлением новых минеральных источников [Рихтер, 1963; Штейнбург, Моран, 1957; Смирнова, 1968]. Сложилось мнение, что перечисленные гидродинамические эффекты являются лишь следствием сильных землетрясений и имеют место только в эпицентральных зонах. В последнее время появились работы, в которых указывается, что гидродинамические эффекты не только сопровождают, но и предшествуют сильным землетрясениям [Войтов и др., 1972; Осика и др., 1976].

Поскольку для прогноза землетрясений наибольший интерес представляют гидродинамические эффекты, предшествующие сильным землетрясениям, на них и было обращено основное внимание.

Задолго до форшока Дагестанского землетрясения — за 10–15, нередко 20–25 дней — наблюдалось резкое увеличение дебитов нефти, газа и воды. Непосредственно перед землетрясением (за 1–3 дня до форшока) отмечалось падение дебитов флюидов, иногда почти до фона. В момент землетрясения дебиты вновь резко возрастали. По мере снижения сейсмической активности отмечалось снижение дебитов. Наиболее сильные афтершоки сопровождались резким увеличением дебитов (рис. 5). Такая синхронная цикличность в колебании дебитов и сейсмичности продолжалась в течение нескольких месяцев. Это позволяло прогнозировать время последующих наиболее сильных афтершоков начиная с середины июня 1970 г., когда эта цикличность была установлена.

Аналогичные гидродинамические эффекты наблюдались при большинстве сильных землетрясений Северного Кавказа: Терском 1912 г., Гудермесском 1950 и 1955 гг., Касумкентском 1968 г., Старогрозненском 1970 г., Анапском 1966 г. и др. Резкое падение дебитов отмечалось



Р и с. 5. Изменение дебитов нефти (1) и воды (2) на месторождении Гаши в связи с Дагестанским землетрясением  
а - скв. 10, б - скв. 23

также в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения за одни сутки перед наиболее сильными афтершоками (Миатлы, скв. 16; Кумторкала, скв. 1.; Заузанбаш, скв. 2, 3).

Закономерное увеличение дебитов за 10–25 дней до форшока обусловлено сжатием содержащих флюиды коллекторов вследствие увеличения общей напряженности земной коры в процессе подготовки землетрясения. В результате в коллекторах возрастают пластовые давления и увеличиваются дебиты дренирующих их скважин и минеральных источников.

Падение дебитов непосредственно перед землетрясением, по нашему мнению, связано с образованием вторичной тектонической трещинова-

тости, которая, по-видимому, охватывает не только зоны разломов фундамента и дизъюнктивных нарушений, но и весь осадочный чехол, включая коллекторы, содержащие флюиды.

Уменьшение дебитов скважин и минеральных источников непосредственно перед Дагестанским и большинством других сильных землетрясений обусловлено именно эмиграцией флюидов — оттоком части их из перенапряженных коллекторов в подстилающие и покрывающие породы. Установлено, что чем ближе расположена скважина или минеральный источник к эпицентру, тем быстрее был спад дебитов.

При частичной миграции флюидов из перенапряженных коллекторов пластовое давление в этих коллекторах временно падает на фоне увеличения общей напряженности земной коры. При этом образование вторичной тектонической трещиноватости продолжает лавинообразно нарастать. В очаге формирующегося землетрясения плоскости будущего разрыва оказываются как бы смазанными внедрившимися флюидами. Вследствие этого через 1—3 сут после начала миграции флюидов силы сцепления шовных поверхностей блоков фундамента начинают уступать силам скольжения и происходит подвижка блоков фундамента относительно друг друга. Так нам представляется один из возможных вариантов формирования очагов среднефокусных тектонических землетрясений вообще и сильных землетрясений Северного Кавказа, включая Дагестанское 14 мая 1970 г.

Эти представления в какой-то мере согласуются и с дилатационно-диффузионной гипотезой Я. Аггарвала, С. Шольца и Л. Сайкса [1976]. Однако явлениям диффузии флюидов в газовой и ионной фазах при формировании очага нами отводится лишь второстепенная роль. И в отличие от указанных авторов мы считаем, что миграция флюидов осуществляется преимущественно в жидкой фазе и не только в очагах землетрясений, а носит региональный характер.

Степень выраженности гидродинамических эффектов в различных направлениях от эпицентра землетрясения неодинакова. Так, весьма четко гидродинамические эффекты проявились к востоку от эпицентра. Быстрое их затухание отмечалось к северо-востоку и северо-западу от эпицентра, что хорошо согласуется с резким затуханием энергии землетрясения в этих же направлениях. Снижение гидродинамических эффектов в направлении Гудермеса и Грозного объясняется поглощением энергии землетрясения разрывными нарушениями антикавказской ориентации и флексурой Сулакского выступа.

#### 6.8. ВЛИЯНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ДОБЫЧУ НЕФТИ В ЧЕЧЕНО-ИНГУШЕТИИ И СТАВРОПОЛЬЕ

Дагестанское землетрясение оказало влияние на добычу нефти в Терско-Сунженской и Прикумской нефтеносных областях, находящихся в 200—220 км от эпицентральной зоны. Изучение влияния землетрясений на отбор нефти в эксплуатационных скважинах представляет значительно более трудную задачу, нежели аналогичные исследования в гидрогеологических наблюдательных скважинах. Это вызвано сложностью учета таких факторов, как изменение технологического режима работы сква-

жин, проведение искусственных мероприятий по интенсификации добычи нефти, интерференция скважин и др. По мере возможности эти факторы учитывались.

Месторождения Терско-Сунженской нефтеносной области расположены в пределах Терской и Сунженской антиклинальных зон. Залежи нефти приурочены к карагано-чокракским терригенным и верхнемеловым карбонатным отложениям. Интенсивность проявления Дагестанского землетрясения составляла здесь 5 баллов.

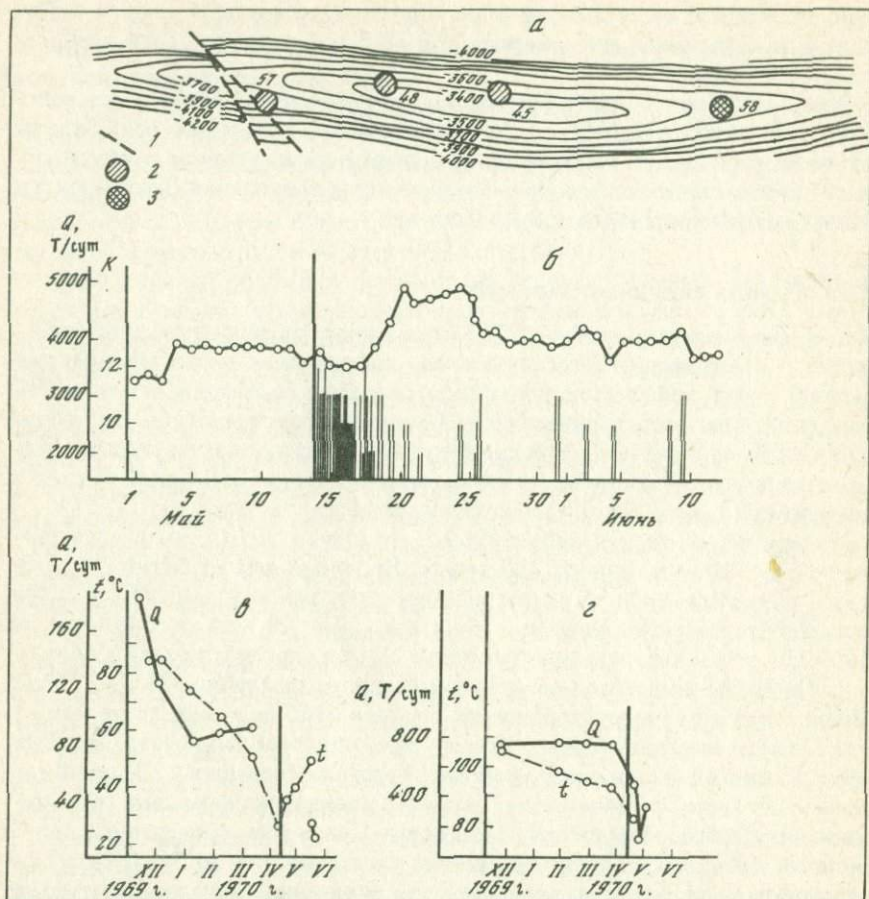
### 6.8.1. Терская антиклинальная зона

*Эльдаровское месторождение* (220 км к западу от эпицентральной зоны) залегают в антиклинальном поднятии, осложненном диагональным разрывом. Нефть добывается фонтанным способом из трещиноватых карбонатных коллекторов верхнего мела (фораминиферная свита) с глубины 3700–4100 м. В связи с Дагестанским землетрясением здесь наблюдались изменения преимущественно в сводовых скважинах. Они или уменьшили свой дебит (скв. 62, 48, 45), или увеличили (скв. 58) (рис. 6).

В скв. 48 дебит с декабря 1969 г. по апрель 1970 г. оставался примерно постоянным (около 800 т/сут). Во время землетрясения в скважине появилась вода и по затрубному пространству выделялся сухой газ. Дебит жидкости упал до 560 т/сут, 19 и 20 мая он снизился до 160–170 т/сут. После землетрясения, 21 мая, произвели шаблонирование. Необсаженный ствол скважины находился на глубине 3647–3727 м. Шаблон при спуске остановился на глубине 3650 м и дальше не пошел, что может указывать на смятие колонны, оползень или обвал. В последующие дни изменили режим работы скважины (перешли с 30-миллиметрового штуцера на 14-миллиметровый), произвели промывку и нефтесекислотную обработку призабойной зоны. После всех проведенных мероприятий дебит нефти частично удалось восстановить (до 360 т/сут). Одновременно с дебитом в результате землетрясения упала температура на устье скважины от 108 до 85°С.

В аварийной скв. 45, где был остановлен инструмент, влияние землетрясения было аналогичным. В этой скважине дебит постепенно снижался с 700 т/сут в 1964 г. до 180 т/сут в 1969 г. В 1970 г. дебит продолжал падать и в течение дня, 14 мая, резко снизился с 91 до 21 т/сут. Температура на устье скважины уменьшилась с 84°С в январе 1970 г. до 50°С в апреле. Во время землетрясения операторы отметили на скважине падение температуры от 49 до 36°С. После землетрясения температура поднялась сначала до 41°С, а в июне вновь достигла 50°С.

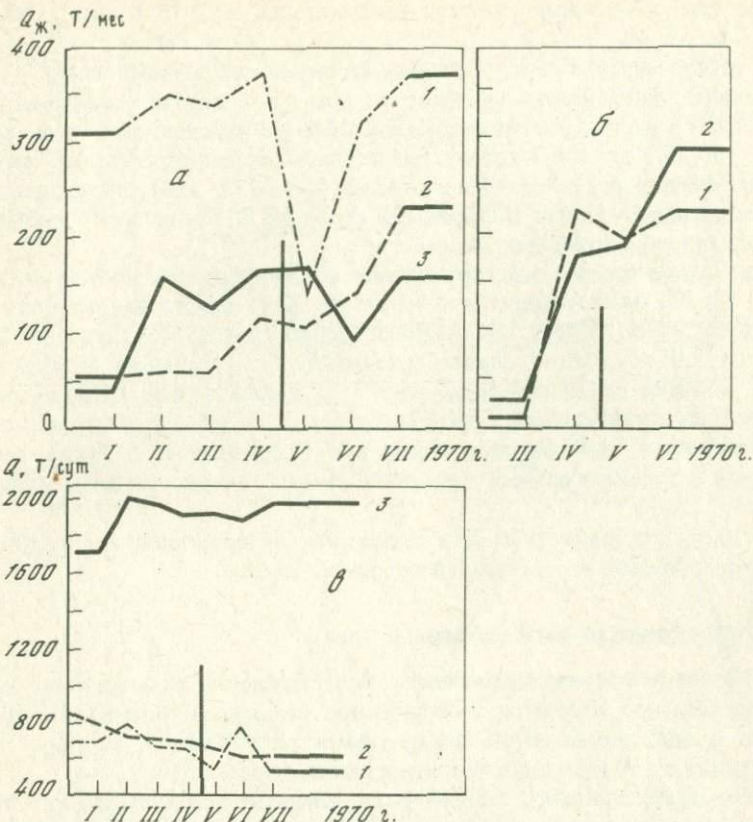
В скв. 58 в результате Дагестанского землетрясения сначала уменьшился, а через несколько дней резко увеличился дебит. В первой половине мая дебит составлял 3300–3400 т/сут. От 14 до 18 мая наблюдалось снижение добычи до 3056 т/сут. С 18 мая после многочисленных афтершоков 10–12-го энергетических классов дебит резко возрос от 3763 до 4333 т/сут и, вероятно, мог значительно увеличиться. Чтобы не истощать скважину, ее дебит неоднократно ограничивали прикрытием задвижки, пока не установили прежний дебит, порядка 3000–3500 т/сут.



Р и с. 6. Изменение дебитов нефти и жидкости, а также температуры в связи с Дагестанским землетрясением

а — структурная карта Эльдаровского месторождения по кровле верхнемеловых отложений: 1 — разрывы; 2 — скважины с уменьшением дебита; 3 — скважина с увеличением дебита; б — график изменения дебита нефти по скв. 58 в мае—июне 1970 г.; в, з — графики изменения дебита и температуры по скв. 45 (в) и 48 (з). Вертикальные линии — основной толчок и афтершоки различных энергетических классов

**Брагунское месторождение** (140 км к западу от эпицентральной зоны). Нефть эксплуатируется из верхнемелового карбонатного коллектора скв. 34, 39, 40 (рис. 7). С января по июль 1970 г. они работали без изменения технологического режима. В скв. 34, расположенной в своде структуры, особых изменений в период землетрясений не отмечалось. В скв. 39, на западном крыле структуры, перед землетрясением наблюдалось падение пластового давления добычи, а после землетрясения — значительное его увеличение. Если депрессия может являться следствием подготовки землетрясения, то причина роста давления и добычи после



Р и с. 7. Изменение дебитов нефти на Новогрозненском, Гудермесском и Брагунском месторождениях в связи с Дагестанским землетрясением

*а* – Новогрозненское месторождение (XXIV пластовой надвиг): 1 – скв. 132 (в своде), 2 – скв. 161 (в своде), 3 – скв. 150 (вблизи разрыва); *б* – Гудермесское месторождение (XXII пластовой надвиг): 1 – скв. 35 (вблизи разрыва), 2 – скв. 22 (в своде), *в* – Брагунское месторождение (залежь  $K_2$ ): 1 – скв. 39 (на западном крыле), 2 – скв. 34 (в своде), 3 – скв. 40 (на восточном крыле); момент землетрясения отмечен вертикальной чертой

землетрясения неясна, так как в это время производили соляно-кислотную обработку забоя для интенсификации добычи нефти. В скв. 40, на восточном крыле структуры, на фоне общего длительного понижения дебита в период землетрясения добыча несколько увеличилась.

*Гудермесское и Новогрозненское месторождения.* В Чечено-Ингушетии ближе всего к очагу Дагестанского землетрясения расположено Гудермесское нефтяное месторождение (100 км), особенно его восточное погружение, известное под названием Новогрозненского нефтяного месторождения (75 км). Промышленная нефтеносность приурочена здесь к мощной толще терригенных пород чокракского горизонта (пласты XIV–XXIV). Для анализа взят пласт XXIV, работающий на искусственном

водонапорном режиме, эксплуатировавшийся в 1970 г. скв. 150, 161, 132 (см. рис. 7).

С начала марта, за 2,5 месяца до Дагестанского землетрясения, во всех скважинах наблюдалось уменьшение дебита. С апреля во всех скважинах добыча растет (например, в скв. 161, расположенной в своде структуры, от 55,1 до 108,7 т/мес). После землетрясения скважины понизили дебит: сначала расположенные в своде (скв. 132, 160), позже скв. 150, расположенная вблизи поперечного разрыва. В конце июля добыча во всех скважинах стабилизировалась.

На Гудермесском месторождении анализировалась добыча нефти в скв. 22, 35, эксплуатирующих нефть из XXII пласта надвинутой части месторождения. Пласт представлен терригенным коллектором мощностью 7,0 м. Режим пласта смешанный: естественный и водонапорный. В обеих скважинах (см. рис. 7) с начала апреля началось резкое увеличение нефтеотдачи, продолжавшееся месяц. В мае во время землетрясения наблюдалось некоторое ее снижение, а после землетрясения — незначительный рост; с начала июня добыча вошла в норму.

С марта по июль 1970 г. в скважинах не проводилось мероприятий по искусственной интенсификации добычи нефти.

#### 6.8.2. Сунженская антиклинальная зона

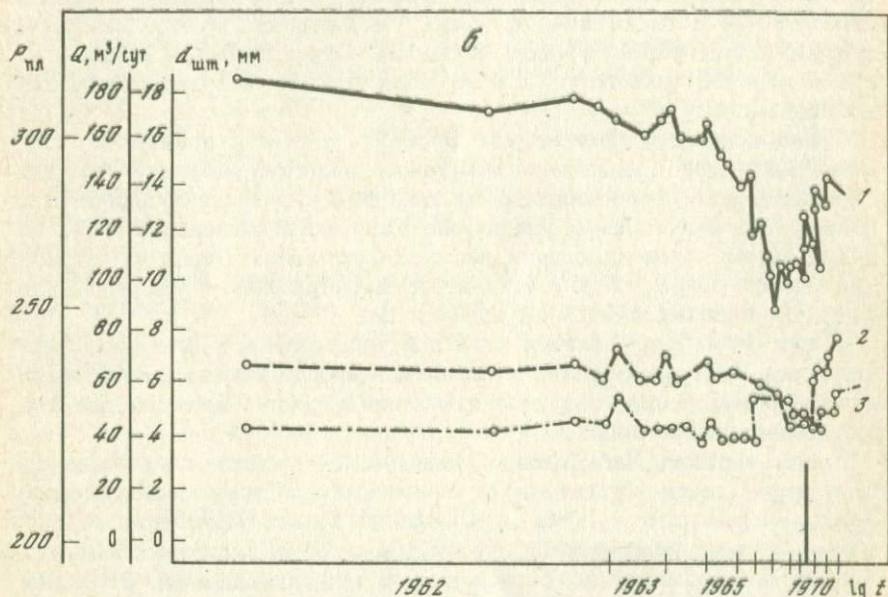
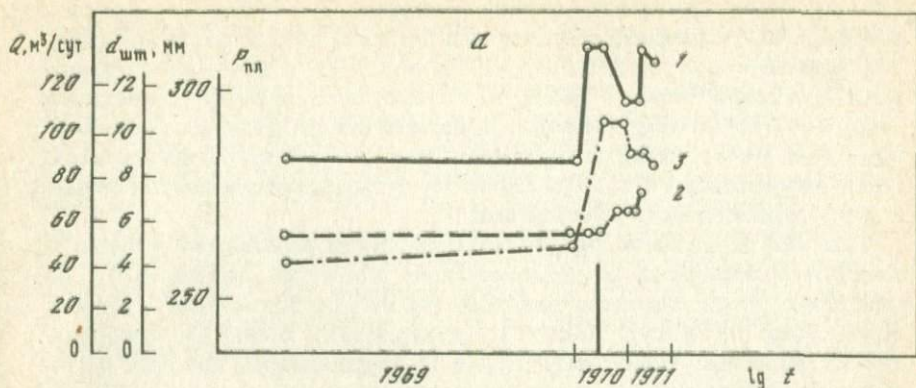
*Старогрозненское месторождение.* Месторождение представляет брахи-антиклинальное поднятие, осложненное разрывами широтного простирания и многочисленными поперечными разрывами в сводовой части. Находится в 180 км западнее эпицентральной зоны.

Нами анализировался старый фонд скважин, эксплуатирующих нефть из гранулярных коллекторов карагано-чокракских отложений.

В результате Дагестанского землетрясения в некоторых скважинах, расположенных преимущественно в сводовой части антиклинали, наблюдалось небольшое изменение добычи жидкости как в сторону уменьшения, так и увеличения. В скв. 6-146, 9-9, 5-977, 299, 103 наблюдалось уменьшение добычи жидкости на 1–8 т/сут. Изменение было кратковременным, и вскоре после землетрясения дебит воды и нефти достиг прежней величины. В скв. 127, 234, 136 добыча жидкости увеличилась: нефти — на 0,5–1,0 т/сут, воды — на 0,8–16,0 т/сут.

Изменение дебита нефти в скважинах старого фонда было весьма незначительным, но существенным, если учесть их обычный дебит (0,5–3,0 т/сут).

*Прикумский нефтегазоносный район.* Дагестанское землетрясение оказало влияние на добычу нефти и в этом районе, расположенном на Скифской плите, в 300 км к северо-западу от эпицентральной зоны. Интенсивность проявления землетрясения в этом районе не превышала 4 баллов. В качестве примера рассматриваются месторождения Колодезное и Правобережное, приуроченные к Величаевской группе платформенных поднятий с амплитудой 15–20 м и углами падения слоев от 45 до 2°. Продуктивные пласты приурочены к нижнемеловым терриген-



Р и с. 8. Изменение дебитов жидкости  $Q_{ж}$  и пластового давления  $p_{пл}$  на месторождении Колодезное (Ставрополье) в связи с Дагестанским землетрясением  
 а – скв. 162 (Колодезная); б – скв. 5; 1 – пластовое давление; 2 – среднесуточный дебит жидкости; 3 – диаметр штуцера скважины  $d$ , мм; момент землетрясения отмечен вертикальной чертой

ным коллекторам. Все нефтяные залежи характеризуются наличием подошвенных вод; режим их работы упруго-водонапорный.

Добыча рассматривается в значительном интервале времени с учетом смены штуцеров и проведенных мероприятий по интенсификации добычи нефти. Пластовое давление по скважинам измерялось прибором МГП-ЗМ, с точностью около 1,5%, дебит жидкости – автоматизированной зерной установкой "Спутник" с точностью до 10%.

**Колодезное месторождение.** Здесь пластовое давление и добыча нефти в процессе эксплуатации постепенно уменьшились (рис. 8). В скв. 5 с

1963 по 1968 г. пластовое давление уменьшалось с 350 до 250 кгс/см<sup>2</sup>. В 1967 г. для поддержания пластового давления начали закачивать воду, что вызвало колебания давления и добычи. С 1969 г. начался рост давления. С октября 1969 по май 1970 г. пластовое давление возрастает с 259,7 до 277,9 кгс/см<sup>2</sup>. Перед землетрясением наблюдается "воронка" добычи. В 1969 г. дебит упал с 60 до 50 м<sup>3</sup>/сут, а сразу после землетрясения он увеличился с 51,8 до 73,6 м<sup>3</sup>/сут; в дальнейшем пластовое давление и дебит жидкости уменьшались.

Скв. 162 перед Дагестанским землетрясением работала с постоянным технологическим режимом и, несмотря на это, в ней с начала 1970 г. по май резко росли пластовое давление (от 278 до 305 кгс/см<sup>2</sup>) и дебит (от 47,8 до 103 м<sup>3</sup>/сут), после чего начался спад. В скв. 130 мероприятий по интенсификации добычи нефти не производилось, но перед Дагестанским землетрясением пластовое давление резко возросло с 288 до 296 кгс/см<sup>2</sup>, а после землетрясения уменьшилось. В этой скважине замерялся статический уровень жидкости. Перед землетрясением и во время него он резко возрос с 4 до 13 м, а затем возвратился в исходное состояние.

*Правобережное месторождение.* В скв. 5 с 1965 г. производится закачка воды для поддержания пластового давления, поэтому давление в ней изменяется скачкообразно. На этом фоне с февраля по май 1970 г. наблюдалось значительное увеличение пластового давления с 253,8 до 273,8 кгс/см<sup>2</sup>, уменьшающееся после землетрясения. Перед землетрясением дебит упал до 27 м<sup>3</sup>/сут, а после землетрясения — увеличился до 34,1 м<sup>3</sup>/сут при постоянном штуцере 4,5 мм.

В скв. 54 на фоне закачки воды для поддержания пластового давления перед Дагестанским землетрясением возросло давление, но не изменилась добыча. В скв. 6 никаких изменений в связи с Дагестанским землетрясением не произошло.

Таким образом, Дагестанское землетрясение оказало влияние на добычу нефти далеко отстоящих от эпицентральной зоны месторождений Терско-Каспийского прогиба и Скифской плиты. Изменение добычи наблюдалось не повсеместно, а лишь в некоторых скважинах, расположенных преимущественно в сводовых частях антиклиналей. Это влияние было значительным в скважинах, эксплуатирующих верхнемеловые залежи, связанные с трещиноватыми коллекторами, и незначительным в скважинах, эксплуатирующих истощенные залежи в карагано-чокракских отложениях, связанных с гранулярными коллекторами. Причина этого явления не выяснена. Интенсивность влияния при прочих равных условиях зависела от технического состояния скважин. Так, при открытом забое скв. 58 Эльдарово, в стволе которой неоднократно проводились операции и была искусственно дренирована зона трещиноватости, наблюдалось увеличение дебита, тогда как в других (обсаженных) скважинах дебит не изменялся, а в некоторых случаях уменьшался. Увеличение дебита в скв. 58 было весьма значительным, более чем на 500 т/сут (на 15%).

На исследованной территории нарушение режима нефтеотдачи продолжалось шесть месяцев, с февраля по июль 1970 г., что свидетельствует

об активных деформациях на значительной территории в связи с подготовкой и проявлением землетрясения. В течение 3,5 мес происходила подготовка землетрясения и 2,5 мес наблюдались изменения в гидродинамических системах в результате землетрясения. Перед землетрясением наблюдались рост пластового давления и уменьшение дебитов нефти. Это отражает подготовку землетрясения: накопление упругих напряжений и механическое уплотнение пород, закрытие пор и трещин. Во время землетрясения наблюдается колебание либо понижение пластового давления и рост дебитов нефти. На этой стадии упругие напряжения превосходят прочность пород, наступает разрыв сплошности, растет трещиноватость. После землетрясения пластовое давление и дебиты приходят в начальный режим, что отражает восстановление упругого равновесия в среде.

Наиболее характерным нарушением равновесия в залежи является "депресссионная воронка" добычи перед землетрясением. Промежуток времени между началом падения добычи на нефтяных промыслах и Дагестанским землетрясением различен для разных участков и, видимо, зависит от эпицентрального расстояния. На ближайшем к очагу Новогрозненском месторождении он достигает почти 1,0 мес, восточнее, на Гудермесском месторождении, — более 0,5 мес, на Эльдаровском месторождении — 4 дня, т.е. сокращается с ростом эпицентрального расстояния.

Наличие "депресссионной воронки" добычи нефти перед землетрясением представляет интерес и в случае регулярного изучения режима эксплуатации может быть использовано в качестве прогностического признака.

## Глава 7

### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В настоящей главе кратко рассмотрены плотностная характеристика, тепловые свойства и температуры пород ряда литостратиграфических комплексов, пространственные вариации плотности теплового потока, особенности развития геостатических напряжений и поровых давлений в разрезе осадочного чехла эпицентральной зоны.

*Плотностная характеристика пород.* Плотностная характеристика осадочных пород дается на основании выполненного нами обобщения обширного фактического материала по изучаемой территории с учетом общих закономерностей изменения плотности осадочных пород смежных территорий [Стетюха, 1964]. Фактический материал представлен значениями плотности, абсолютной пористости объемного веса пород. Для приведения последних к значениям плотности были использованы графики зависимости между этими величинами, построенные по экспе-

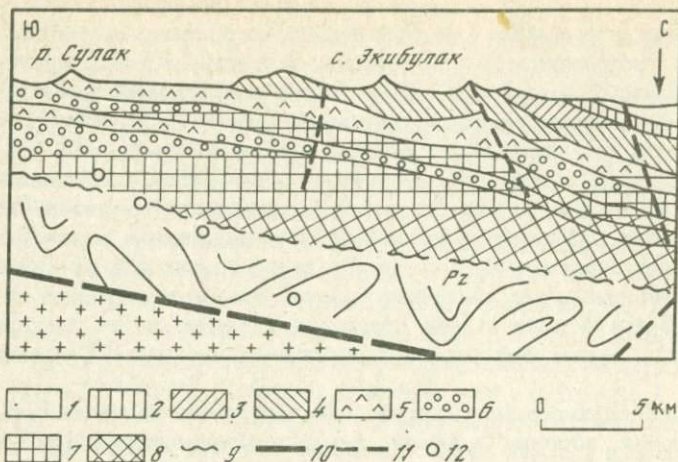


Рис. 1. Плотностный разрез осадочной толщи эпицентральной зоны

Интервалы плотности пород ( $\text{г/см}^3$ ): 1 - 2,0-2,1; 2 - 2,1-2,2; 3 - 2,3-2,4; 4 - 2,4-2,5; 5 - 2,5-2,6; 6 - 2,6-2,7; 7 - 2,65-2,7; 8 - > 2,7; 9 - поверхность палеозойского фундамента; 10 - поверхность кристаллического фундамента; 11 - разрывные нарушения; 12 - гипоцентры афтершоков землетрясения 14 мая 1970 г., попавшие на линию профиля

риментальным определениям для основных типов осадочных пород Дагестана [Амирханов и др., 1972].

Группируя имеющиеся данные о плотности по отдельным признакам пород (возраст, литология, глубина залегания) и тем самым избегая необходимости совместного учета влияния этих признаков, можно получить основные закономерности изменения плотности пород осадочного чехла Дагестана [Амирханов и др., 1972].

На рис. 1 представлен плотностный разрез осадочного чехла эпицентральной зоны, построенный с использованием выявленных закономерностей пространственного изменения плотности пород.

В пределах эпицентральной зоны средневзвешенная плотность пород (погрешность определенная  $p \approx \pm 0,05$ ) отдельных литостратиграфических комплексов как в плане, так и по глубине изменяется весьма существенно. В осевой части Предгорного прогиба (примерно в 15 км севернее эпицентра основного толчка) средневзвешенная плотность пород литостратиграфических комплексов колеблется от 2,1 до 2,75  $\text{г/см}^3$  (см. рис. 1). При этом низкоплотностные (2,1-2,5  $\text{г/см}^3$ ) породы занимают значительную часть разреза. В районе эпицентра, расположенного в пределах Экибулакского грабена, разница в плотности слагающих здесь осадочный чехол пород существенно (вдвое) сокращается. Минимальные колебания плотности пород осадочного чехла отмечаются в зоне мелового хребта (р. Сулак) (2,60-2,75  $\text{г/см}^3$ ), причем на разуплотненные породы приходится лишь незначительная (первые десятки - сотни метров) часть разреза. Все это создает достаточно пеструю картину плотностного строения осадочного чехла эпицентральной зоны.

*Геостатическая нагрузка и поровое давление.* К числу основных факторов, определяющих напряженное состояние горных пород, относятся геостатическая нагрузка и внутриворонное давление. Эти же факторы существенно влияют на прочностные свойства пород, определяющие возможную концентрацию упругой энергии в очаге.

Геостатическая нагрузка исчислялась исходя из средневзвешенной плотности толщи пород, покрывающей тот или иной комплекс, и глубины залегания последнего. Геостатическая нагрузка на карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена изменяется от 0 в полосе выходов до  $1500 \text{ кгс/см}^2$  в зоне современного Предгорного прогиба. Четко прослеживаются зоны резкого и относительного спокойного изменения нагрузки.

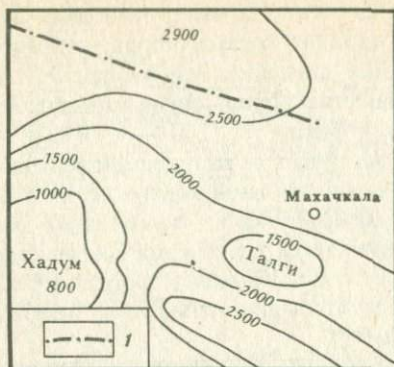
Так, например, на северо-восточном крыле Талгинской складки геостатическая нагрузка возрастает от 0 до  $1000 \text{ кгс/см}^2$  на расстоянии всего 6 км от полосы выходов пород верхнего мела. Еще более интенсивный прирост геостатической нагрузки отмечается на северном погружении Хадумского купола, где прирост вертикальной нагрузки на расстоянии 8 км достигает  $200 \text{ кгс/см}^2$  на 1 км горизонтальной проекции в направлении погружения.

Осадочная толща в целом создает нагрузки на палеозойский фундамент от  $800 \text{ кгс/см}^2$  в своде купола Хадум до  $2900 \text{ кгс/см}^2$  в осевой зоне современного Предгорного прогиба (рис. 2). Максимальные значения горизонтального градиента нагрузки (до  $220 \text{ кгс/см}^2$  на 1 км) на породы палеозойского фундамента ожидаются на северном погружении Хадумского купола.

Достаточно велик градиент — порядка  $70\text{--}80 \text{ кгс/см}^2$  на 1 км — и в направлении от осевой части Экибулакского грабена (эпицентр основного толчка) к своду Хадумского поднятия (периферия афтершокового поля). Таким образом, в эпицентральной зоне наблюдается весьма значительная изменчивость величины геостатической нагрузки осадочного чехла на палеозойский фундамент.

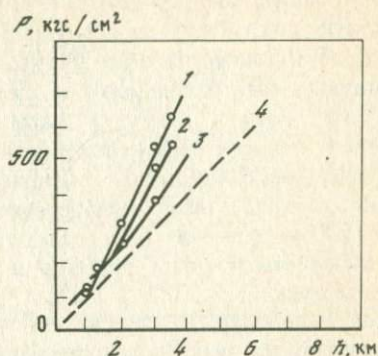
Пластовые давления, являясь в целом аномально высокими [Левкович, 1963] с тенденцией увеличения приращения поровых давлений с глубиной, начиная с глубины залегания 1,5–2,0 км, значительно разнятся в абсолютных значениях давлений пластовых систем различных комплексов (рис. 3). Максимальные значения поровых давлений отмечены для алевролитов-песчаных линз майкопской свиты. Они достигают 0,65–0,70 от геостатического давления на глубинах 3,0–3,2 км (520 и 630 атм соответственно). Столь высокие значения поровых давлений в пластах майкопской глинистой толщи скорее всего объясняются большой величиной начального гидродинамического градиента ее пород, существующего на данном этапе литификации [Левкович, 1963]. В карбонатном комплексе верхнего мела максимальные поровые давления достигают 0,57–0,58 от геостатического на глубинах 3,0–3,5 км.

Наиболее близки к гидростатическим начальные давления в песчаных пластах нижнего мела и юры. Начальные пластовые давления здесь не превышают 0,5 от геостатического. Таким образом, максимального воздей-



Р и с. 2. Карта геостатической нагрузки ( $\text{кгс}/\text{см}^2$ ) на поверхность палеозойского субстрата

1 — осевая зона Предгорного прогиба



Р и с. 3. График изменения геостатического и пластового давлений с глубиной залегания

Пластовые давления: 1 — в отложениях майкопской свиты; 2 — в карбонатном комплексе верхнего мела и палеогена; 3 — в песчаных коллекторных нижнемеловых и юрских отложениях; 4 — гидростатическое давление

ствия внутрипорового давления на формирование напряжений в массиве пород следует ожидать в майкопской глинистой толще, что и подтверждается практикой.

Для Предгорного Дагестана под влиянием тектонических напряжений отмечается развитие процессов нагнетания глинистых пород майкопской свиты в ядра складок и надразломные зоны, что связано с высокой пластичностью этих пород. Следовательно, накопление значительных напряжений здесь маловероятно, так как они будут более интенсивно релаксироваться за счет микроподвижек. То же относится и к другим глинистым пачкам в разрезе осадочной толщи.

Накопление напряжений в песчаных и карбонатных породах отличается от того же процесса в глинистых породах в силу различий условий внутри- и межпластовой фильтрации флюида в процессе литификации пород и зависит от величины начального гидродинамического градиента породы. Именно с этим связано различие в формировании компетентных свойств пласта.

Максимальную прочность в разрезе осадочной толщи эпицентральной зоны будут иметь компетентные породы нижнеюрских отложений, где гравитационное уплотнение и литификация пород практически завершены, а поровые давления за счет многократных потерь седиментационных вод в процессах естественного гидроразрыва пород приблизились к гидростатическим. Исходя из соотношений геостатического и порового давлений в низах осадочного чехла следует допустить развитие значительных тангенциальных напряжений, связанных с резким возрастанием прочности пород в этой части разреза. Именно с этим надо связать тот факт, что

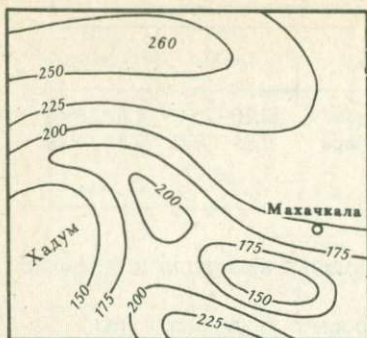
## Теплопроводность (Вт/м · °С) мезокайнозойских отложений Дагестана

Возраст	Глины	Песчаники	Возраст	Глины	Песчаники
Плиоцен	1,6–1,85	2,80–3,30	Нижний мел	2,20–2,60	3,60–4,40
Средний миоцен	2,15–2,25	3,30–4,0	Средняя юра	2,35–2,70	3,90–4,80

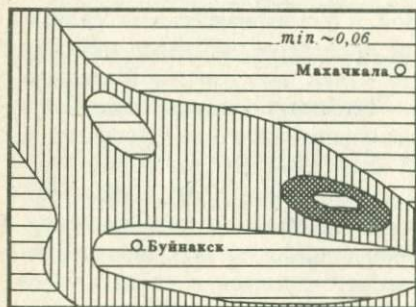
наиболее приближенные к поверхности афтершоки не вышли за пределы нижнеюрских отложений.

*Тепловые свойства.* Теплофизическое строение осадочного чехла рассматривается на основании установленной корреляции между вещественным составом, плотностью, температурой и теплофизическими свойствами пород [Левкович, 1970]. В таблице приведены расчетные значения теплопроводности песчаных и глинистых пачек мезокайнозойских отложений Дагестана в полосе их выходов. Тепловые свойства осадочного чехла эпицентральной зоны рассчитаны на основании его литологической и плотностной моделей (см. рис. 2) с учетом температуры пород в естественных условиях залегания [Левкович, Мусалаева, 1970]. Наблюдается увеличение средней теплопроводности осадочной толщи по мере воздымания палеозойского фундамента. Наиболее высокое положение фундамента в пределах эпицентральной области ожидается в сводах меловых поднятий (Хадум, Талги) на глубинах порядка 3–4 км. Здесь осадочная толща сложена в основном нижним песчано-глинистым комплексом мезозоя с высокой средней теплопроводностью порядка 3,0 Вт/м · °С. Средняя теплопроводность осадочной толщи в области современного предгорного прогиба (глубина залегания фундамента 10–11 км) значительно ниже, порядка 2,5 Вт/м · °С [Амирханов и др., 1972]. Таким образом, суммарное тепловое сопротивление чехла растет не пропорционально его мощности, обеспечивая более интенсивный прирост тепловой закрытости фундамента в депрессионных участках. Минимальная тепловая закрытость фундамента существует в районе поднятия Хадум. Глубокая эрозия разреза р. Сулак и высокая теплопроводность пород вызвали здесь резкое охлаждение фундамента. Общая картина тепловой закрытости фундамента осадочного чехла эпицентральной области характеризуется максимумом в районе Экибулакского грабена (эпицентр основного толчка) и минимумом в районе Хадума (периферия области афтершоков).

*Температурные условия.* Для эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения температурные условия залегания пород осадочного чехла оцениваются на основе установленных общих закономерностей распределения температур осадочного чехла Предгорного Дагестана [Амирханов и др., 1972]. Характерной чертой является расхождение разноглубинных температур различных литостратиграфических комплексов на малых глубинах (0,6–0,2 км) и схождение на глубинах свыше 4–5 км [Левкович, Суетнов, 1968]. Максимальное расхождение равноглубинных температур отмечается в интервале глубин 1,5–2,5 км, где наиболее



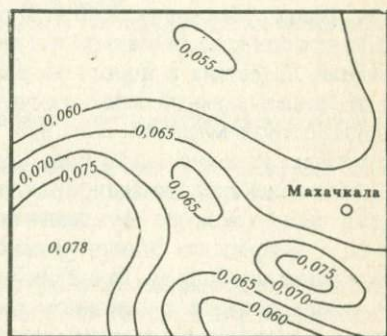
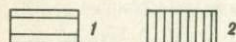
Р и с. 4. Карта изотерм ( $^{\circ}\text{C}$ ) по поверхности палеозойского фундамента



Р и с. 5. Карта плотности теплового потока через отложения, покрывающие карбонатный комплекс верхнего мела эпицентральной зоны

1 — до  $0,1 \text{ Вт/м}^2$ ; 2 —  $> 0,1 \text{ Вт/м}^2$

Р и с. 6. Карта плотности теплового потока ( $\text{Вт/м}^2$ ) через осадочную толщу эпицентральной зоны



полно сказалось влияние структурного и теплофизического строения осадочного чехла на формирование его температурного режима. На рис. 4 приводится схематическая карта геоизотерм по поверхности палеозойского фундамента. Температуры его изменяются от  $120^{\circ}\text{C}$  в районе купола Хадум до  $280^{\circ}\text{C}$  в зоне Предгорного прогиба.

**Тепловой поток.** На основании карты геоизотерм проведена в первом приближении оценка теплового режима осадочного чехла эпицентральной зоны.

Зависимость геотермического градиента и теплопроводности толщи пород, покрывающих карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена, от мощности, строения и условий залегания вышележащей толщи для рассматриваемой территории изучена достаточно хорошо [Амирханов и др., 1972].

На основе карты глубин залегания карбонатного комплекса и этих зависимостей построена карта плотности теплового потока через покрывающие его отложения (рис. 5). Аналогичным путем оценена плотность теплового потока через всю осадочную толщу эпицентральной зоны (рис. 6).

Из сопоставления карт видно, что тепловой поток не постоянен по глубине и контролируется структурным фактором. Минимальные изменения его величины ожидаются для зоны современного Предгорного

прогиба (порядка  $0,005 \text{ Вт/м}^2$ ), максимальные — для эпицентральной зоны (до  $0,04 \text{ Вт/м}^2$ ).

Увеличение плотности теплового потока через отложения, которые покрывают карбонатный комплекс примерно на  $0,02 \text{ Вт/м}^2$ , по сравнению с потоком через всю осадочную толщу можно объяснить интенсивным развитием на современном этапе денудационных процессов и теплопереносом в верхней части осадочного чехла, ведущих к более интенсивному ее охлаждению.

- Аггарвал Я.П., Шольц С.Х., Сайкс Л.П. Физические основы предсказания землетрясений. — В кн.: Тезисы Международного симпозиума по поискам предвестников землетрясений (Ташкент, 1974 г.), 1976, с. 28–29.
- Ажгирей Г.Д. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 208–211.
- Амирханов Х.И., Суетнов В.В., Левкович Р.А., Гаирбеков Х.А. Тепловой режим осадочных толщ. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1972. 228 с.
- Ананьин И.В. Северный Кавказ. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 254–270.
- Ананьин И.В. Об оценке величины сейсмической активности максимальной возможной энергии землетрясений в отдельных сейсмогенных зонах Кавказа. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации: Материалы конференции (Москва, январь, 1972). М.: МССС, 1973.
- Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 147 с.
- Ананьин И.В., Бунз В.И., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Методика составления карты сейсмического районирования на примере Кавказа. М.: ВИНТИ, 1969. 195 с.
- Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М.: Наука, 1974. 243 с.
- Аптекман Ж.Я., Захарова А.И., Штейнберг В.В. и др. Очаги сильных камчатских землетрясений 1971 г. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1979а, № 1, с. 30–46.
- Аптекман Ж.Я., Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И. и др. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ. — В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1979б, вып. 12, с. 45–60.
- Аранович З.И. О погрешностях при определении координат Крымских землетрясений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 2, с. 255–259.
- Арефьев С.С., Асманов О.А., Мусаев М.—Р.А., Дейнега А.Г. Некоторые вопросы сейсмичности Дагестана. — В кн.: Сейсмический режим территории Дагестана. Махачкала, 1977, с. 21–30. (Труды ИГ Даг. ФАН СССР; № 1 (13)).
- Арефьев С.С., Асманов О.А., Мусаев М.—Р.А. Карты сотрясаемости Дагестана. — В кн.: Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 90–104.
- Архангельский В.Т., Введенская Н.А., Гайский В.Н. и др. Руководство по производству и обработке наблюдений на сейсмических станциях СССР. М.: Изв-во АН СССР, 1954, ч. 2. 183 с.
- Атлас землетрясений в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш. Основные черты структуры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. — ДАН СССР, 1961, 136, № 6, с. 131–133.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 189 с.
- Безузлая Л.С., Максудов С.Х., Сковородкин Ю.П. Вязкое намагничивание горных пород под давлением. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 4, с. 110–113.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. и др. Карта рельефа поверхности Мохоровичича территории СССР и сопредельных стран. — В кн.: Атлас глубинной тектоники СССР. М.: Недра, 1972, с. 88–93.
- Богданов В.И., Грайзер В.М. Определение остаточного смещения "почвы" по сейсмограмме. — ДАН СССР, 1976, 229, № 1, с. 59–62.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР (по геофизическим данным). М.: Недра, 1967, с. 133–146.

- Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолло В.Н.* Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, с. 39–46.
- Бунин Г.Г.* Роль блоковой тектоники в проявлении сейсмичности территории (на примере Дагестана). – ДАН СССР, 1971, 197, № 2, с. 411–414.
- Бунз В.И., Гзовский М.В., Запольский К.К.* и др. Методы детального изучения сейсмичности. – Труды ИФЗ АН СССР, 1960, № 9 (176). 327 с.
- Бутовская Е.М., Кузнецова К.И.* Зависимость графиков повторяемости землетрясений от глубины очага и ее возможное истолкование. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 2, с. 11–23.
- Валюс В.П., Левшин А.А., Погребинский Г.А.* Программа для расчета теоретических сейсмограмм объемных волн. – В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1974, вып. 7, с. 99–105.
- Ванек И., Затопек А., Кондорская Н.В.* и др. Стандартизация шкалы магнитуды. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 2, с. 153–158.
- Введенская А.В.* Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 3, с. 277–284.
- Виноградов С.Д.* Влияние неоднородности поверхности разрыва на излучение упругих волн. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 1, с. 18–24.
- Виноградов С.Д., Мирзоев К.М.* Влияние неоднородности материала на графики повторяемости упругих импульсов при разрушении образцов. – В кн.: Сейсмический режим: Материалы I Всесоюз. симпози. Душанбе: Донит, 1969, с. 68–73.
- Виноградов С.Д., Кузнецова К.И., Москвина А.Г., Штейнберг В.В.* Влияние физической природы разрыва на излучение упругих волн. – В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1979, с. 32–44.
- Войтов Г.И., Осика Д.Г.* и др. О некоторых геолого-геохимических последствиях Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. – ДАН СССР, 1972, 202, № 3, с. 576–580.
- Востриков Г.А.* Определение сейсмического момента местных землетрясений по характеристикам коды. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1975, № 11, с. 33–45.
- Галин В.Л.* Морфогенетические типы складчатости альпийского (мезозойского) осадочного чехла в Дагестане. – В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала: Дагучпедгиз, 1968, с. 72–78.
- Гоби-Алтайское землетрясение /* Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 390 с.
- Головков В.П.* Геомагнитное поле – предвестник землетрясений. – Земля и Вселенная, 1973, № 3, с. 40–43.
- Голубятников В.Д.* О возрасте древних эрозионных поверхностей в области третичных отложений Северо-Восточного Кавказа. – Материалы ВСЕГИНГЕО, 1948, сб. 8, с. 119–122.
- Горбунова И.В., Ризниченко Ю.В.* Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1965, № 7, с. 22–29.
- Горбунова И.В., Шаторная Н.В.* О точности определения гипоцентра и протяженности очага сильного землетрясения на примере Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 2, с. 18–32.
- Гоцадзе О.Д., Кейлис-Борок В.И.* и др. Исследование механизма землетрясений. – Труды ИФЗ АН СССР, 1957, № 40 (166). 147 с.
- Грайзер В.М.* Некоторые результаты применения методики восстановления остаточного смещения почвы по сейсмограммам взрывов. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1979, № 4, с. 29–36.
- Гутенберг Б.* Скорость распространения сейсмических волн в земной коре. – В кн.: Земная кора. М.: Иностран. лит., 1957, с. 32–49.
- Давыдова Н.И., Краснопецева Г.В.* и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. – В кн.: Глубины строения Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 43–56.
- Дагестанское землетрясение 1970 г. Рукопись. Фонды ИФЗ АН СССР, 1971. 310 с.
- Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Разрушительные эффекты и вопросы сейсмостойкого строительства. М.: Наука (в печати, 1981).

- Джибладзе Э.А.* Сейсмическая активность и максимальные землетрясения территории Грузии и ее окрестностей. — В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент: Фан, 1971, с. 50—55.
- Джибладзе Э.А., Гоцадзе О.Д.* Общие осредненные годографы Кавказа. — Труды Ин-та геофизики АН ГССР, 1962, т. 20, с. 75—89.
- Ересько С.И.* Исследование ошибок определения положения очагов Крымских землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 36, с. 3—14.
- Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И., Писаренко В.Ф., Петецкий-Шапиро И.И.* Определение механизма землетрясений на цифровой электронной вычислительной машине. — В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1971, вып. 5, с. 3—27.
- Запольский К.К., Жбрыкунова Н.А., Жбрыкунов В.Я.* Спектральный состав Р-волн сильных землетрясений по данным станции Обнинск. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1969 г. М.: Наука, 1973, с. 220—227.
- Захарова А.И., Чепкунас Л.С.* Динамические параметры очагов сильных землетрясений по спектрам продольных волн на станции Обнинск. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 2, с. 9—17.
- Золотовицкая Т.А., Агамирзоев Р.А., Байрамов Ю.А.* О вариациях гамма-поля в связи с сейсмическими событиями. — В кн.: Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана (Баку, март 1973 г.). Баку: ЭЛМ, 1974, с. 115—122.
- Карапегян Н.К.* Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974, 74 с.
- Кармалеева Р.М.* Определение параметров очага землетрясения по поверхностным волнам. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1975, № 1, с. 16—29.
- Каток А.П.* Повторные толчки и их влияние на параметры сейсмического режима. — В кн.: Динамика земной коры, М.: Наука, 1965, с. 15—26.
- Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А.* и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.
- Коган С.Я.* Сейсмическая энергия и методы ее определения. М.: Наука, 1975. 151 с.
- Коган С.Я., Поликарпов А.М.* О динамических параметрах сейсмического очага. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 12, с. 42—59.
- Кожевников А.В.* Особенности строения аллювия горных рек и древнее оледенение Кавказа. — В кн.: Информационный сборник о работах по Междунар. геофиз. году. 1964, № 10, с. 58—81.
- Кондорская Н.В.* Исследование основных параметров очагов землетрясений. — Фонды ИФЗ АН СССР, 1970. 450 с.
- Косарев Г.Л.* Изучение строения земной коры под сейсмической станцией по спектрам продольных сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 7, с. 31—40.
- Костенко Н.П.* Развитие рельефа горных стран. М.: Мысль, 1970. 367 с.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 173 с.
- Костров Б.В., Шебалин Н.В.* Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 87—94.
- Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград—Нахичевань. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 43—51.
- Кузнецова К.И., Аптекман Ж.Я., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В.* Афтершоки последствия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 94—113.
- Левицкая А.Я., Лебедева Т.М.* Годограф сейсмических волн Кавказа. — Квартальный сейсмический бюллетень. Тбилиси, 1953, 21, № 1—4, с. 51—60.
- Левкович Р.А.* Термодинамические условия верхнемеловых отложений Дагестана. — Тез. докл. I конф. молодых ученых Дагестана. Махачкала, 1963, с. 29—30.
- Левкович Р.А.* Теплофизические свойства пород в естественных условиях залегания. — В кн.: Геотермические исследования в Дагестане и вопросы практического использования тепла Земли. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1970, с. 19—31.

- Левкович Р.А., Суетнов В.В. О зонах схождения температур осадочной толщи Дагестана. — В кн.: Труды науч.-техн. совещания по гидрогеол. и инж. геол. (Ереван, 1963). М., 1968, вып. 2, с. 125–129.
- Левкович Р.А., Мусалаева З.А. Расчет теплофизических свойств горных пород в разрезе Караман-Термальная. — В кн.: Геотермические исследования в Дагестане и вопросы практического использования тепла Земли. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1970, с. 32–38.
- Левшин А.А., Французова В.И., Шкадинская Г.В. Амплитудные спектры поверхностных волн. — В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1968, вып. 4, с. 183–196.
- Лиленберг Д.А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 136. 210 с.
- Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, М.: ИФЗ АН СССР, 1974, т. 1, 2. 438 с.
- Малежская О.Я., Штейнберг В.В. Особенности пространственно-временного хода сейсмичности в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 11, с. 86–87.
- Милановский Е.А. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
- Молчан Г.М. Статистическое оценивание эффектов сейсмичности. — Рукопись, фонды ИФЗ АН СССР, 1975. 227 с.
- Москвина А.Г. Исследование полей смещений упругих волн в зависимости от характеристик очага землетрясения. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1969, с. 3–16.
- Москвина А.Г. Поля смещений упругих волн от распространяющихся дислокаций и их сопоставление с сейсмическими данными. — Рукопись, фонды ИФЗ АН СССР, 1974. 122 с.
- Москвина А.Г. Механизм и параметры очага Могодского землетрясения 5 января 1967 г. и его афтершоков. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 4, с. 3–17.
- Мусаев С.Э., Азамов В.А. Оценка трещиноватых зон в карбонатных отложениях по структурно-геоморфологическим данным. — В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала: Дагучпедгиз, 1968, с. 3–61.
- Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. — Зап. РГО, СПб., 26, 1893. 582 с.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Физика очага и предвестников землетрясений. — В кн.: Тезисы Международного симпозиума по поискам предвестников землетрясений. (Ташкент, 1974). 1976, с. 121–131.
- Наймарк Б.М., Погребинский Г.А., Резников Е.А. Практические методы вычисления преобразований Фурье. — В кн.: Теоретическая и вычислительная геофизика. М.: Наука, 1974, № 1, с. 55–68.
- Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Холтурин В.И. Инструкция по динамическим измерениям на сейсмограммах. — Труды ИФЗ АН СССР, 1961, № 17 (184), с. 146–167.
- Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Недра, 1973. 174 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР/Под ред. Н.В. Кондорский, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 502 с.
- Осика Д.Г., Магомедов А.М., Смирнова М.Н. и др. Гидродинамические и геохимические предвестники сильных землетрясений Северного Кавказа. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 65–68.
- Папалашвили В.Г. Годограф сейсмических волн Кавказа для землетрясений с поверхностной глубиной залегания очагов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 7, с. 41–47.
- Плетнев К.Г., Фрейд В.М. Инструментальные исследования в эпицентральных зонах сильных землетрясений. — Сейсмические приборы. М.: Наука, 1978, вып. 11, с. 14–21.
- Пшенников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 87 с.

- Пятецкий-Шапиро И.И., Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И. и др. Определение эпицентров землетрясений на электронной вычислительной машине. — ДАН СССР, 1963, 151, № 2, с. 323–326.
- Раутиан Т.Г. Роль очага и среды в формировании сейсмических колебаний при местных землетрясениях. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 27–55.
- Резников А.А., Муликовская Е.П. Методы анализа природных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 236 с.
- Ризниченко Ю.В. Методы массового определения координат очагов землетрясений и скоростей сейсмических волн в области расположения очагов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958а, № 4, с. 425–437.
- Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958б, № 9, с. 1057–1074.
- Ризниченко Ю.В. О возможности расчета максимальных землетрясений. — Труды ИФЗ АН СССР, 1962, № 25 (192), с. 5–15.
- Ризниченко Ю.В. От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1965, № 11, с. 1–23.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 9–27.
- Ризниченко Ю.В. и др. Сейсмическая сотрясаемость Крымского региона. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1969, № 8.
- Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 1, с. 35–49.
- Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 5, с. 64–85.
- Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 436 с.
- Руженцев В.Е. Бенойско-Датахский нефтеносный район. — Труды НГРИ, 1932, сер. А, вып. 7.
- Рустанович Д.Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 года. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1967, № 12, с. 66–68.
- Рустанович Д.Н., Смирнова М.Н. Геофизические условия возникновения Дагестанского землетрясения 1970 г. — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 38–49.
- Рябов В.М. О возможном горизонтальном сдвиге, секущем геологические структуры Восточного Предкавказья. — В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала: Дагучпедгиз, 1968, с. 27–32.
- Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М.: Недра, 1972. 129 с.
- Смирнова М.Н. Изменение дебитов скважин на нефтяном месторождении Гудермес в связи с землетрясениями. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 12, с. 71–76.
- Смирнова М.Н. О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба. — Геология и разведка, 1974, № 3, с. 10–18.
- Соболев Г.А., Богачевский В.Н., Лементуева Р.А. и др. Изучение механоэлектрических явлений в сейсмоактивном районе. — В кн.: Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975, с. 184–223.
- Соловьева О.Н., Соловьев С.Л. Амплитудные кривые волн  $PV$ ,  $PH$ ,  $SH$  неглубокофокусных Тихоокеанских землетрясений на расстояниях 2–40°. — В кн.: АКАРГ4, Ablizottsaka Soproni Ulesenek Eioadasai 1970. Budapest, 1972.
- Сорский А.А. О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. — Сов. геология, 1962, № 1, с. 54–70.
- Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларк мл. М.: Мир, 1969. 156 с.
- Старовойт О.Е., Захарова А.И., Чепкунас Л.С., Чернобай Н.А. Использование наблюдений длиннопериодной сейсмической аппаратуры для изучения строения Земли и очагов землетрясений. — В кн.: Исследование длиннопериодных сейсмических волн землетрясений. Минск: Наука и техника, 1976, с. 7–22.
- Стетуха Е.И. Уравнение корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М.: Недра, 1964. 134 с.

- Султанова З.З. Обработка наблюдений над землетрясениями Азербайджана. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 3, с. 398—404.
- Табулевич В.Н. Оценка глубины очага прикаспийских землетрясений. 15. X 1960 г. и 12. II 1961 г. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 11, с. 1699—1700.
- Твалтвадзе Г.К. Строение земной коры в Грузии по сейсмическим данным и построение систем теоретических годографов. Тбилиси: Мещинереба, 1960. 142 с.
- Токмаков В.А., Жигальцев А.А. Многоканальный сейсмограф на больших заглублениях. — В кн.: Бюллетень по инженерной сейсмологии. Ленинакан, 1972, № 7, с. 85—101.
- Труды комплексной южной геологической экспедиции/Под ред. И.О. Брода. Л.: Госгеолиздат, 1958. 621 с.
- Уломов В.И., Мавашев Б.З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. — ДАН СССР, 1967, 176, № 2, с. 319—321.
- Федоров В.П. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — Труды ГИН АН СССР, 1957, № 10, 297 с.
- Цхакая А.Д. Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов. — Труды Ин-та геофиз. АН ГССР, 1957, т. 16, с. 112—118.
- Шамина О.Г., Павлов А.А., Копничев Ю.Ф. Исследование процесса подготовки трещин. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 8, с. 17—30.
- Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). — Труды Гос. научн.-исслед. нефт. ин-та, 1928, № 4.
- Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 95—111.
- Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1971, вып. 14, с. 50—78.
- Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. с. 53.
- Шебалин Н.В., Крестников В.Н., Рустанович Д.Н. и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1970 году. М.: Наука, 1973, с. 28—49.
- Шевченко Г.Г. Картографический метод выявления современных тектонических движений в Крыму. — В кн.: Геодезия, картография и аэрофотосъемка. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969, № 9, с. 41—56.
- Широкова Е.И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 10, с. 1297—1306.
- Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 11, с. 22—36.
- Широкова Е.И. Изменения механизма очагов землетрясений и их связь с "ожившими" разрывами на Среднем и Ближнем Востоке. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 9, с. 29—37.
- Штейнберг В.В., Левшин А.А., Аптекман Ж.Я., Грудева Н.П. Механизм и динамические параметры очага Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974а, № 2, с. 3—14.
- Штейнберг В.В., Аптекман Ж.Я., Крамынин П.И. Повторные толчки Дагестанского землетрясения 1970 г. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974б, № 4, с. 15—28.
- Штейнберг В.В., Крамынин П.И., Аптекман Ж.Я. Характер повторных толчков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1975, вып. 17, с. 39—52.
- Штейнбругге К.В., Моран Д.В. Инженерный анализ последствий землетрясений 1952 г. в Южной Калифорнии. М.: Госстройиздат, 1957. 270 с.
- Юров Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — Сов. геология, 1963, № 9, с. 113—118.
- Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Pt. 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain

- drop from G-waves spectrum. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1966, 44, N 1, p. 73–88.
- Aki K.* Scaling law of seismic spectrum. — J. Geophys. Res., 1967, 72, N 4, p. 1217–1231.
- Anderson D.L., Ben-Menahem A., Archambeau C.B.* Attenuation of seismic energy in the upper Mantle. — J. Geophys. Res., 1965, 70, N 6, p. 1441–1448.
- Ben-Menahem A.* Radiation of seismic surface waves from a finite moving source. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1961, 51, N 3, p. 401–435.
- Ben-Menahem A.* Radiation of seismic body waves from a finite moving source in the Earth. — J. Geophys. Res., 1962, 67, N 1, p. 345–350.
- Ben-Menahem A., Harkrider D.* Radiation patterns of seismic surface waves from buries dipolar point source in a flat stratified Earth. — J. Geophys. Res., 1964, N 12, p. 2605–2620.
- Berckhemer H., Jacob K.H.* Investigation of the dynamical process in earthquake foci by analysing the pulses shape of body waves. Frankfurt a.M.: Inst. Meteorol. and Geophys. Univ., 1968, N 13. 85 p.
- Brune J.N.* Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zone. — J. Geophys. Res., 1968, 73, N 2, p. 777–784.
- Brune J.N.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. — J. Geophys. Res., 1970, 75, N 26, p. 4997–5009.
- Brune J.N.* Corrections. — J. Geophys. Res., 1971, 76, N 20, p. 5002.
- Chen W.-P., Molnar P.* Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia. — J. Geophys. Res., 1977, 82, N 20, p. 2945–2969.
- Filson J., McEvilly T.* Love wave spectra and the mechanism of the 1966 Parkfield sequence. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1967, 57, N 6, p. 1245–1258.
- Gorbunova I.V., Kondorskaya N.V.* Comparison analysis of magnitude values for the Daghestanian and Kirghiz earthquakes by observations of Soviet and American stations. — Pure and Appl. Geophys., 1973, 103, p. 381–386.
- Hanks T.C., Wyss M.* The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, 62, N 2, p. 561–590.
- Harkrider D.* Potentials and displacements for two theoretical seismic sources. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, 47, N 1, p. 97–133.
- Harkrider D.* Surface waves in multilayered elastic media. Pt II. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, 60, N 6, p. 1937–1987.
- Haskell N.A.* Total energy and energy spectral density of elastic waves radiation from propagating faults. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1964, 54, N 6, p. 1811–1841.
- Hirasawa T., Stander W.* On the seismic body waves from a finite moving source. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1965, 55, N 2, p. 237–262.
- Jeffreys H., Bullen K.E.* Seismological Tables. London: Burlington House, 1940. 48 p.
- Jordan T.H., Anderson D.L.* Earth structure from free oscillation and travel times. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 36, N 2, p. 411–459.
- Julian B., Anderson D.L.* Travel times, apparent velocities and amplitudes of body waves. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, 58, N 1, p. 399–366.
- Kaila K.L., Gaur V.K., Narain H.* Quantitative seismicity maps of India. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, 62, N 5, p. 1119–1132.
- Kaila K.L., Madhawa Rao N.* Seismotectonic maps of the European Area. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1975, 65, N 6, p. 1721–1732.
- Kanamori H.* Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies. — J. Geophys. Res., 1970, 75, N 26, p. 5011–5027.
- Kanamori H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1975, 65, N 5, p. 1073–1095.
- Keylis-Borok V.I.* On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. — Ann. géophys., 1959, 12, N 2, p. 205–214.
- Khattri K.N.* Determination of earthquake fault plane, fault area, and rupture velocity from the spectra of long-period P waves and the amplitude of SH waves. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1969, N 2, p. 615–630.
- Knopoff L.* Energy release in earthquakes. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1958, 1, N 1, p. 44–52.

- Miyamura S., Omote S., Teisseyre R., Vesanen E.* Multiple shocks and earthquake series pattern. — Bull. Intern. Inst. Seismol. Earthq. Eng., 1965, 2, p. 71–92.
- Mogi K.* The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (second paper). — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1963, 41, N 3, p. 595–614.
- Nagamune T.* Source regions of great earthquakes. — Geophys. Mag., 1971, 35, N 4, p. 333–399.
- North R.G.* Seismic moment, source dimensions, and stresses associated with earthquakes in the Mediterranean and Middle East. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, 48, p. 137–161.
- Schoiz C.H.* The frequency-magnitude relation of microfracturing and its relation to earthquakes. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, 58, N 1, p. 399–416.
- Trifunac M.D., Brune J.N.* Complexity of energy release during the Imperial Valley California, earthquake of 1940. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, 60, N 1, p. 137–160.
- Tucker B.E., Brune J.N.* Seismograms S-wave spectra, and source parameters for aftershocks of San Fernando earthquake. — In: San Fernando, California, Earthquake of February 9, 1971. Washington: NOAA, 1973, vol. 3, p. 69–121.
- Wadati K.* Shallow and deep earthquake. — Geophys. Mag., 1928, 1, p. 177.
- Wyss M., Brune J.N.* The Alaska earthquake of March 28 1964: a complex multiple rupture. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1967, 57, N 5, p. 1017–1023.

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
Часть I. СЕЙСМОЛОГИЯ . . . . .	7
Глава 1. Сейсмичность Дагестана . . . . .	—
1.1. Сейсмичность Восточного Кавказа (И.В. Ананьин) . . . . .	—
1.2. Количественные характеристики сейсмичности Дагестана (С.С. Арефьев, О.А. Асманов, А.Г. Дейнега, М.—Р.А. Мусаев, Н.В. Шебалин) . . . . .	10
1.3. Годографы сейсмических волн для территории Дагестанского клина (О.А. Асманов) . . . . .	17
1.4. Поведение зоны подготовки Дагестанского землетрясения по данным сейсмостанции Махачкала (С.С. Арефьев) . . . . .	22
Глава 2. Основные толчки Дагестанского землетрясения . . . . .	28
2.1. Гипоцентр основного толчка по различным системам наблюдений и протяженность очаговой области (И.В. Горбунова, Н.В. Шаторная) . . . . .	—
2.2. Гипоцентры основных толчков (с учетом регионально-станционных поправок) и магнитуда (Н.В. Вандышева) . . . . .	39
2.3. Механизм очага (Е.И. Широкова, Ж.Я. Аптекман) . . . . .	45
2.4. Динамические параметры очага (Ж.Я. Аптекман, Н.В. Жбрыкунова, В.Я. Жбрыкунов, А.И. Захарова, О.Е. Старовойт, Л.С. Чепкунас, Н.В. Шебалин, В.В. Штейнберг) . . . . .	56
Глава 3. Афтершоки . . . . .	74
3.1. Аппаратура и методика эпицентральных сейсмометрических наблюдений (К.Г. Плетнев, Д.Н. Рустанович) . . . . .	—
3.2. Определение координат очагов (Д.Н. Рустанович, Ж.Я. Аптекман, Л.А. Арефьева, Н.В. Вандышева, Л.А. Кахиани, К.Г. Плетнев, Н.В. Шебалин) . . . . .	80
3.3. Энергетическая (магнитудная) классификация (Г.А. Востриков, О.Я. Малевская, Н.В. Шебалин) . . . . .	92
3.4. Режим (С.С. Арефьев, К.И. Кузнецова, О.Я. Малевская, Н.В. Шебалин, В.В. Штейнберг) . . . . .	97
3.5. Сейсмограммы и спектры (С.С. Арефьев, Г.А. Востриков, К.И. Кузнецова, О.Я. Малевская, Н.В. Шебалин) . . . . .	116
Глава 4. Модель очага Дагестанского землетрясения (Д.Н. Рустанович, Н.В. Шебалин) . . . . .	138
Часть II. ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА . . . . .	150
Глава 5. Строение земной коры и геофизические поля очаговой зоны . . . . .	—
5.1. Краткий очерк геологического строения (В.М. Пирбудагов, В.Н. Шолпо) . . . . .	155
5.2. Геофизические поля (М.Н. Смирнова, В.М. Бражник) . . . . .	155
5.3. Глубинное строение (М.Н. Смирнова, А.М. Магомедов, Р.А. Левкович, В.М. Бражник, Г.В. Краснопевцева) . . . . .	161
5.4. Новейшие и современные движения (Г.Г. Бунин) . . . . .	165
5.5. Современные движения в Предгорном Дагестане (по картографическим материалам) (Г.Г. Бунин, О.А. Асманов) . . . . .	171
5.6. Особенности структурного рисунка в эпицентральной зоне (М.Н. Смирнова) . . . . .	175
Глава 6. Экспериментальные геофизические, геохимические и гидродинамические исследования в эпицентральной зоне . . . . .	177

6.1. О повторных гравиметрических наблюдениях на профиле Истису-Экибулак (А.Д. Тушканова) . . . . .	177
6.2. Исследования электротеллурического поля (Г.А. Соболев, А.В. Пономарев) . . . . .	179
6.3. О повторных магнитных наблюдениях (В.М. Бражник) . . . . .	181
6.4. Метеорологические наблюдения (М.Н. Смирнова, Г.Ш. Елизаров) . . . . .	183
6.5. Гидрогеологические и радиометрические исследования (С.А. Каспаров, А.Б. Сутуев) . . . . .	184
6.6. Геохимические исследования (Д.Г. Осика, И.Н. Поливода, И.И. Молотков) . . . . .	187
6.7. Гидродинамические эффекты (Д.Г. Осика) . . . . .	194
6.8. Влияние землетрясения на добычу нефти в Чечено-Ингушетии и Ставрополье (М.Н. Смирнова, К.П. Терский, В.В. Малышева, Г.Ш. Елизаров, В.И. Боярко) . . . . .	196
Глава 7. Термодинамическое состояние и физические свойства пород осадочного чехла эпицентральной зоны (Р.А. Левкович) . . . . .	203
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	210

ДАГЕСТАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

14 МАЯ 1970 г.

Сейсмология, геология, геофизика

*Утверждено к печати  
Межведомственным советом по сейсмологии  
и сейсмостойкому строительству  
при Президиуме АН СССР*

Редактор издательства

*Т.С. Барина*

Художественный редактор

*Т.П. Поленова*

Технические редакторы

*Л.В. Русская, Л.А. Куликова*

ИБ № 16275

Подписано к печати 29.12.79. Т- 16393

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Печать офсетная

Усл.печ.л. 13,8 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 15,9

Тираж 850 экз. Тип. зак. 802

Цена 2 р.40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,

Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 40 к.

3106

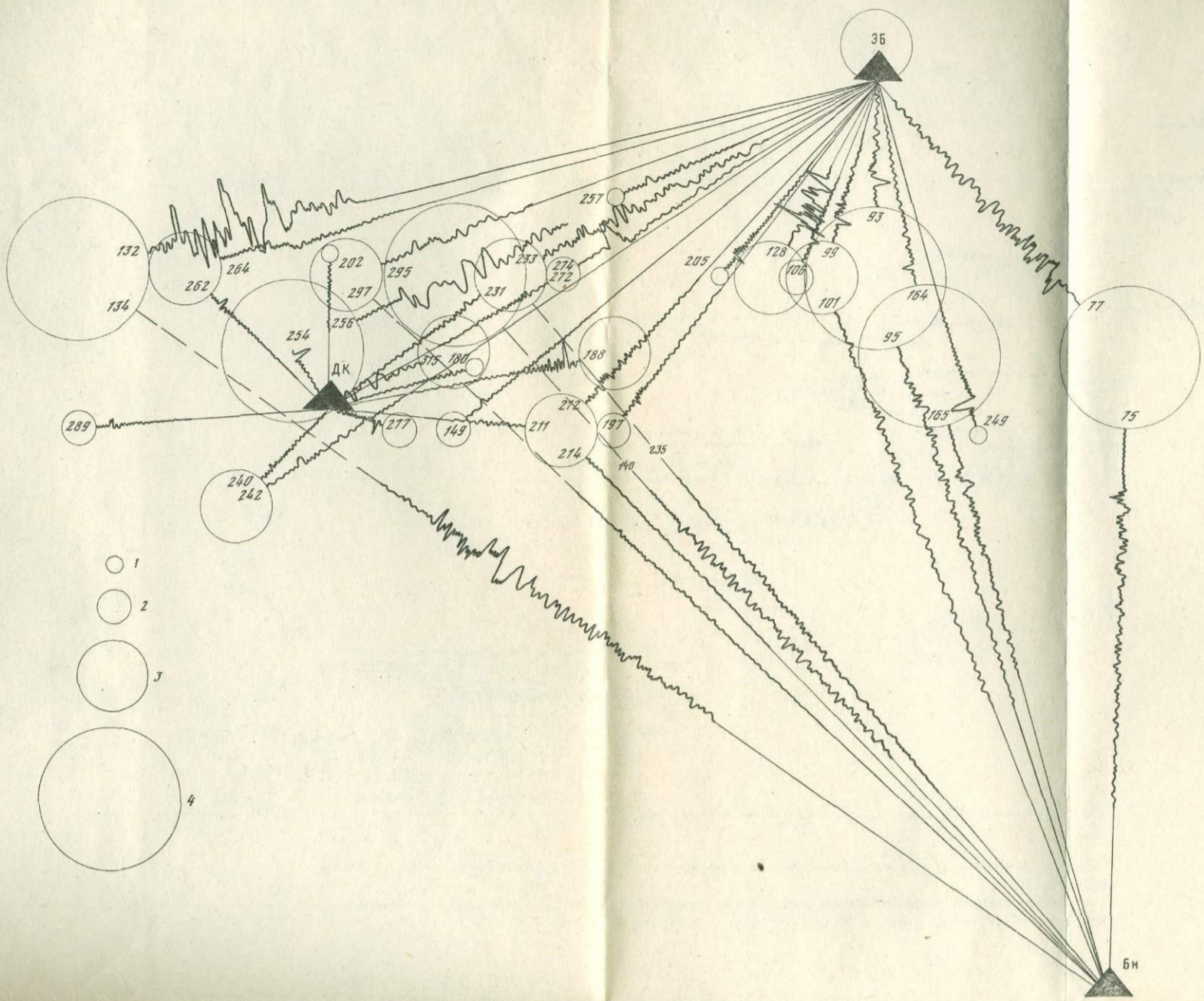


Рис. 29. Монтаж сейсмограмм афтершоков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г.; план  
 1 - K=9; 2 - K=10; 3 - K=11; 4 - K=12

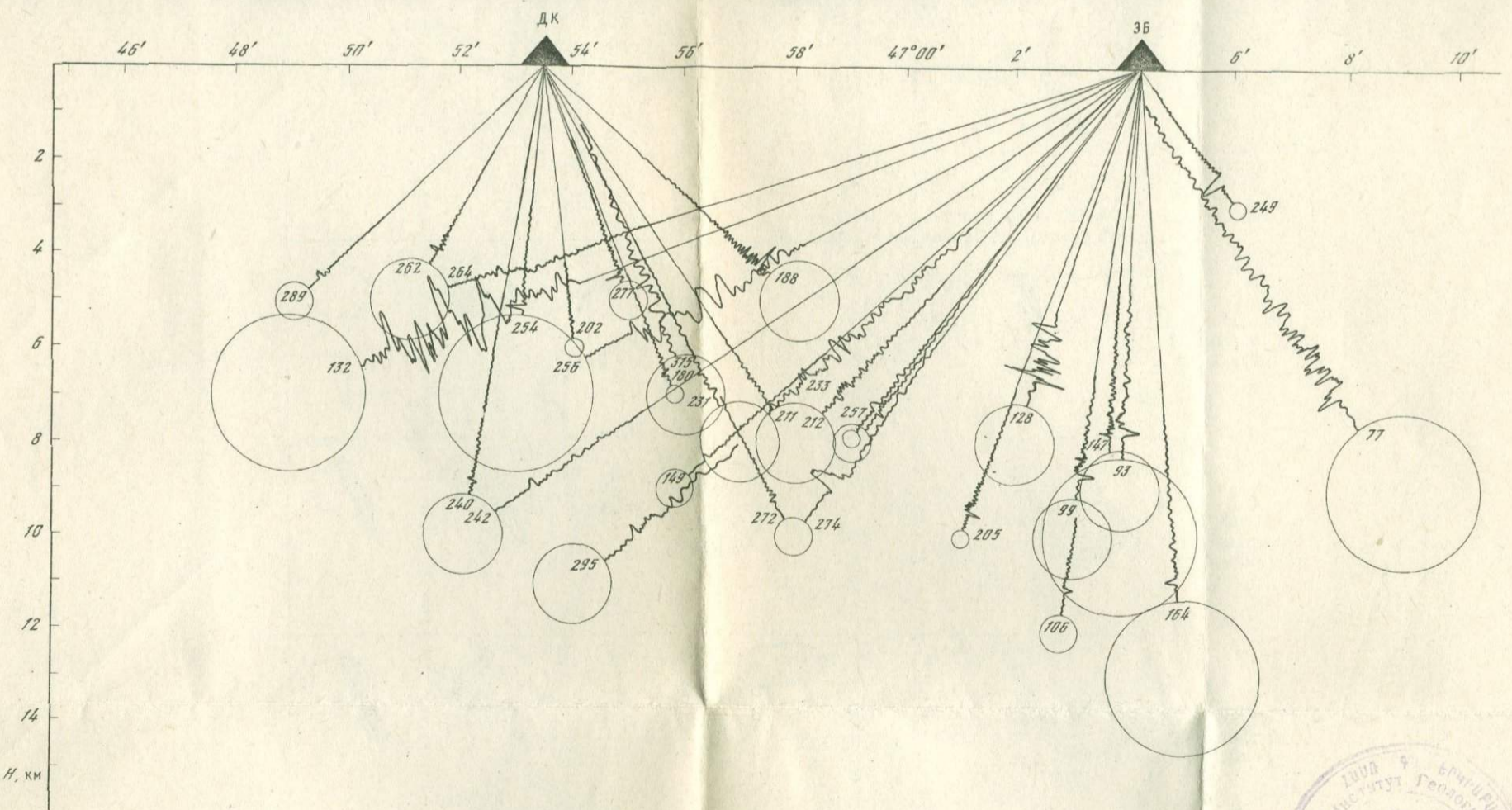
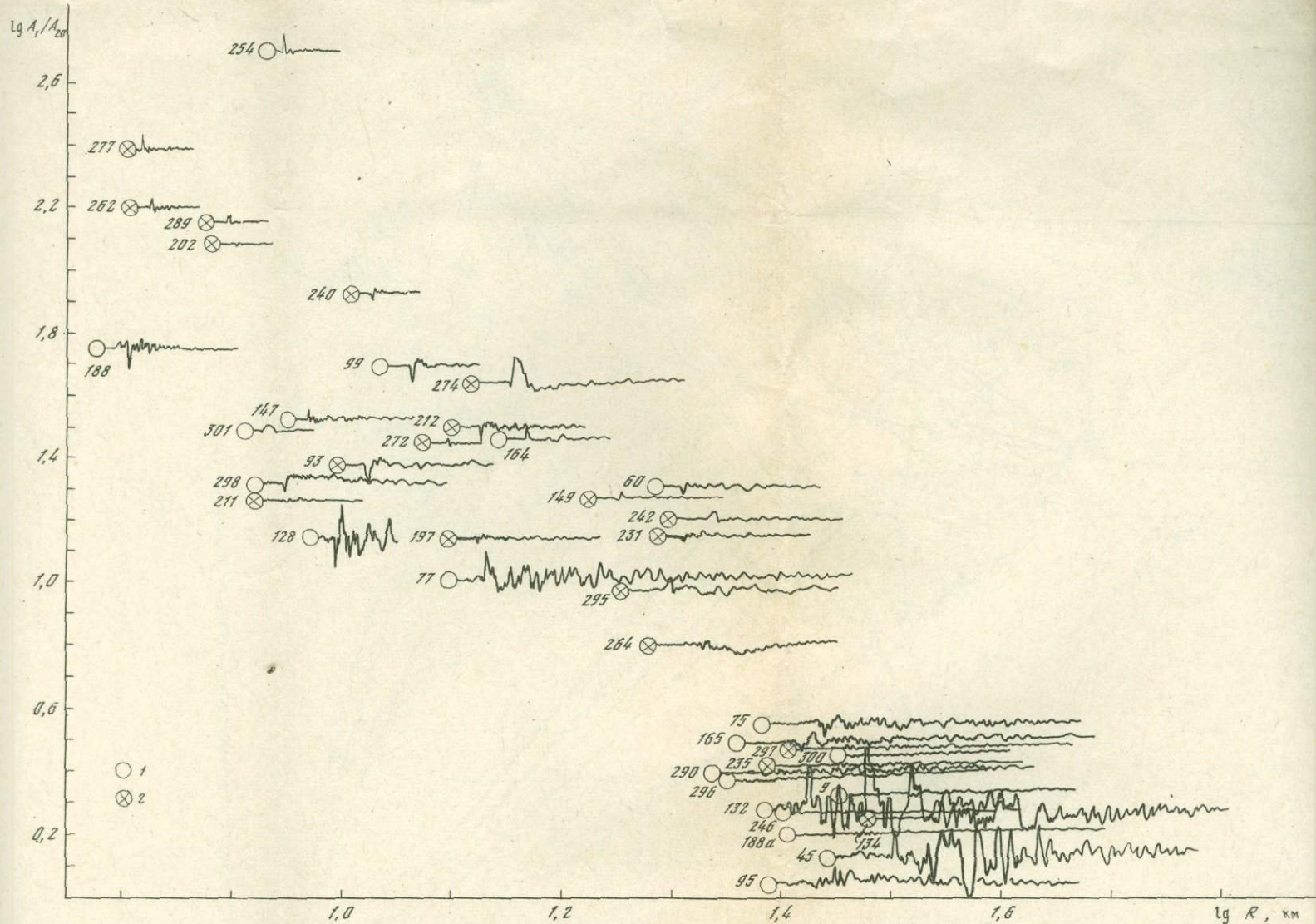
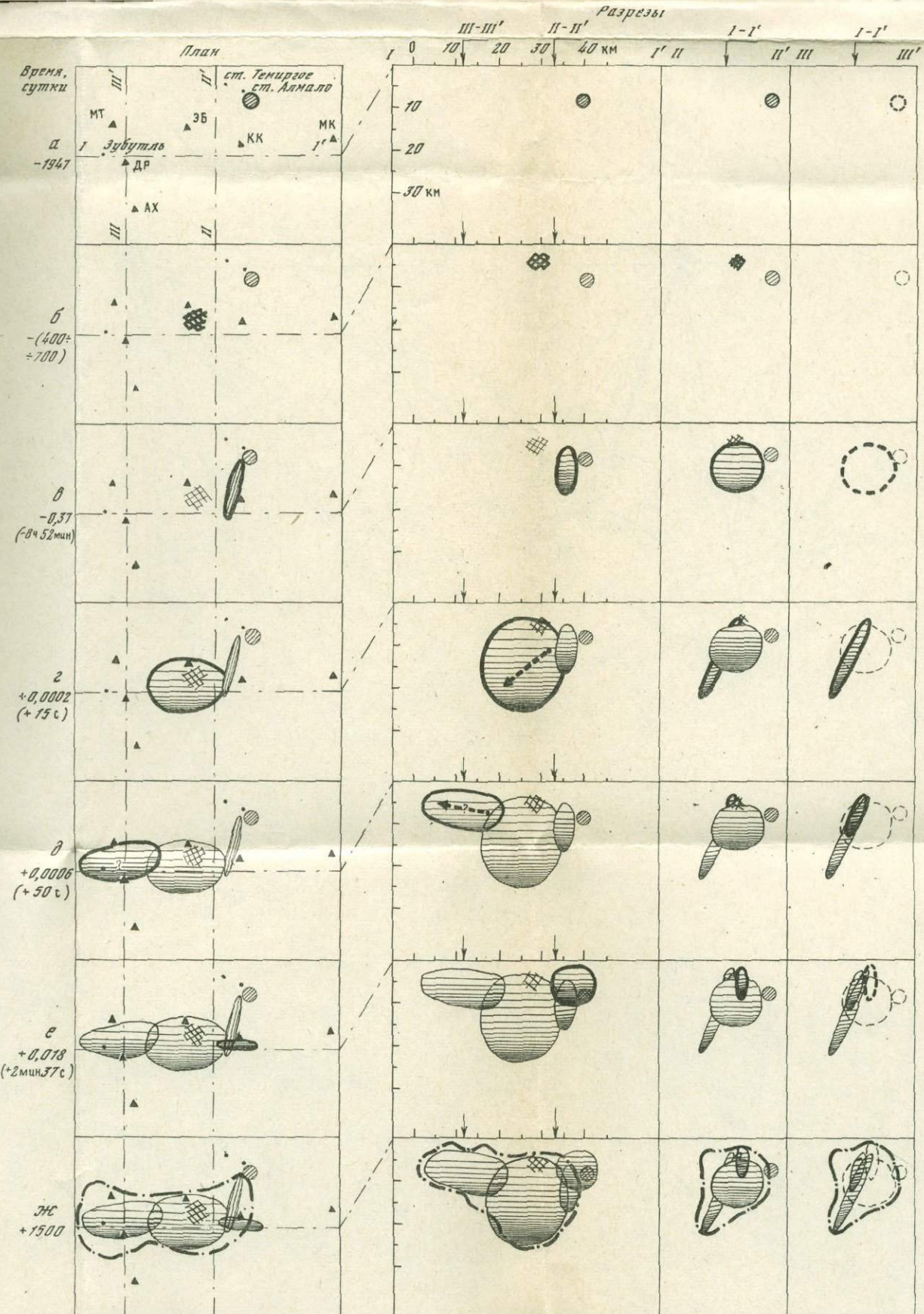


Рис. 30. Монтаж сейсмограмм афтершоков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г.; разрез  
 Условные обозначения те же, что на рис. 29





Р и с. 36. Зависимость формы сейсмограммы и отношения  $A_1/A_{20}$  от гипоцентрального расстояния,  $10,5 < K < 11,5$   
 1 - афтершоки с эпицентрами восточнее  $47^\circ E$  (центральная зона), 2 - афтершоки с эпицентрами западнее  $47^\circ E$  (западная зона). Цифры у кружков - номера записей табл. 7



Р и с. 5. Этапы развития процесса в очаге Дагестанского землетрясения  
 а - отдаленный форшок; б - зона шумов и гулов в районе эпицентра; в - сильный форшок 14 мая в 9 ч 20 мин; г - основное событие (образование очага главного толчка); д - гипотетический близкий афтершок; е - первый сильнейший афтершок; ж - область последующих афтершоков. На каждом этапе утолщенными линиями выделен вновь образовавшийся элемент очага. Стрелкой показаны направления вспарывания