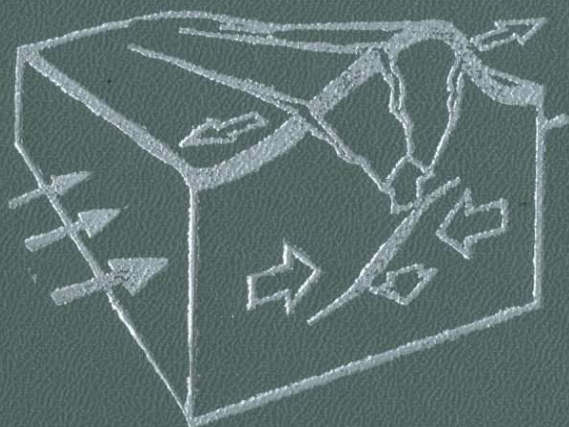


ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

550.34.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ

Под редакцией
академика АН УзССР Г. А. Мавлянова

4000

ТАШКЕНТ. ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР 1983



Сборник посвящен экспериментальным сейсмологическим исследованиям в Узбекистане в последние годы. Рассматриваются вопросы техники и методики экспериментальных сейсмологических наблюдений. Приводятся данные об оперативности обработки, эффективности и разрешающих возможностях системы наблюдений. Обсуждаются вопросы цифровой обработки с целью получения спектрально-временных характеристик сейсмических процессов. Проводятся экспериментальные исследования кинематических и динамических параметров очагов землетрясений, сейсмического режима и сейсмической опасности ряда основных сейсмоактивных зон Узбекистана и Средней Азии. Даются результаты детальных сейсмологических исследований в районе Чарвакской ГЭС. Изучаются эпицентральные зоны и особенности Газлийского и Назарбекского землетрясений.

Для геофизиков, сейсмологов, работников сейсмических служб и др.

Рецензенты:

кандидаты физ.-мат. наук С. С. Сейдузова, К. Н. Абдуллабеков, С. Х. Максудов

Э 1903020000—2153 160—83
М355 (04)—83

© Ташкент, Издательство «Фан» УзССР, 1983 г.

Светлой памяти
члена-корреспондента АН УзССР,
доктора геолого-минералогических
наук

*Евдокии Михайловны
Бутовской*
посвящается

УДК 550.348.098.64+551.242.11

В. И. УЛОМОВ

Тектоника литосферных плит и сейсмогеодинамика

Учение о глобальной тектонике, или тектонике литосферных плит, определившее новую эпоху в науках о Земле и новые отношения к идее мобилизма, оказывает стимулирующее воздействие и на сейсмологию. Оно усиливает взаимодействие сейсмологии со многими областями человеческих знаний, дает возможность установления взаимосвязи явлений в широких и даже в глобальных масштабах.

В отличие от консервативных фиксистских представлений об эволюции нашей планеты, лимитирующих глобальность геодинамических и сейсмических процессов, мобилистская плитотектоника открывает широкие перспективы для разработки новых методологических основ и системного подхода к решению локальных, региональных и глобальных задач на основе данных о планетарных геодинамических процессах.

Благодаря большей физичности новой теории основные ее построения поддаются математическому расчету и для них могут быть разработаны физико-математические модели, которые в дальнейшем позволят предсказывать сейсмические явления и скрытые геологические объекты.

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

О концепции литосферных плит написано и пишется очень много в отечественной и особенно в зарубежной литературе [2, 4, 8, 11, 12, 16—20 и др.]. Основные ее положения сводятся к следующему. Внешняя, наиболее холодная, а поэтому относительно жесткая и хрупкая оболочка Земли — литосфера — разбита гигантскими разломами на серию крупных сферических плит. Толщина литосферных плит от нескольких километров в районах трещин океанического дна до 100—150 км на материках. Литосфера, охватывающая наиболее хрупкую земную кору и менее хрупкую подкоровую оболочку, подстилается весьма пластичной, даже частично расплавленной астеносферой. Толщина этого слоя также варьирует в широких пределах. Благодаря относительно

низкой вязкости астеносферы и действию эндогенных сил литосферные плиты могут перемещаться в горизонтальном направлении на огромные расстояния, взаимодействовать друг с другом, сминаться в складки, изгибаться и даже поддвигаться одна под другую, погружаясь на сотни километров и растворяясь в раскаленных недрах Земли.

В связи с этими процессами границы взаимодействия литосферных плит являются самыми активными участками внешней оболочки планеты. К ним приурочены пояса сейсмичности, проявления вулканизма и других высокоактивных геологических явлений, определяющих развитие земной оболочки и, возможно, Земли в целом.

Главным механизмом движения литосферных плит является, как полагают, тепловая и химико-плотностная конвекция в недрах Земли, охватывающая всю толщу от ядра до подошвы литосферы.

В настоящее время выделяют три основных типа границ взаимодействия литосферных плит. Первый — это раздвигающиеся, или дивергентные участки плит. Раздвигание и заполнение трещин мантийным веществом в океанах приводит к образованию в рифтовых зонах новой океанической коры и литосферы. Раздвигание континентальных плит на большие расстояния дает начало образованию новых океанов. Вдоль этих границ наблюдается невысокая сейсмичность, по-видимому, обусловленная относительно низкой механической прочностью пород на отрыв.

Второй тип границ — конвергентные, т. е. сходящиеся края плит. Возможны два варианта взаимодействия: в случае столкновения относительно легких континентальных участков литосферных плит происходит их смятие и разнообразное нагромождение; в другом случае тяжелая океаническая литосферная плита изгибается и погружается под более легкую в верхнюю мантию. Такое явление наблюдается в районах островных океанических дуг (Алеуты, Курилы и др.) и в реликтах дуг на континентах (Гиндукуш, Карпаты и др.).

Наиболее сложная сеймотектоническая обстановка создается при сближении и взаимодействии континентальных участков литосферных плит, например в Азиатско-Гималайском поясе. В отличие от узких и однотипных сейсмоактивных зон, простирающихся вдоль других границ литосферных плит, здесь наблюдаются разнообразные разрывные тектонические нарушения — сдвиги, надвиги, взбросы, сбросы, трещины отрыва и т. п. и очень рассеянная труднопредсказуемая сейсмичность. Возле этих границ выделяется основная доля сейсмической энергии и происходят самые крупные землетрясения.

Третий тип — это так называемые трансформные разломы, вдоль которых плиты скользят и сдвигаются своими боками, без существенного раздвигания или надвигания. По сейсмической активности эти границы занимают промежуточное место между дивергентными и конвергентными.

Протяженность тех и других границ литосферных плит измеряется тысячами и десятками тысяч километров, а их глубина — десятками и сотнями километров. Скорость перемещения бортов трещин обусловлена величиной скорости движения литосферных плит и измеряется сантиметрами в год.

Практически всюду сейсмогенным является наиболее хрупкий «гранитный» слой [12].

СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КАК СИСТЕМА

Концепция тектоники литосферных плит стимулировала новые представления о возникновении землетрясений. Благодаря ей сейсмическую деятельность Земли стало возможным рассматривать как единый детерминированный процесс, взаимосвязанный на различных пространственно-временных масштабных уровнях. В сейсмологии возникло новое научное направление — сейсмогеодинамика, рассматривающее разномасштабные сейсмические явления с позиций новой глобальной тектоники как единую динамическую систему, учитывающую особенности глубинного строения, динамики земной коры и всей литосферы, их физические, прочностные и реологические свойства, напряженное состояние, процессы деформирования, трещинообразования и разрушения [12, 15].

Наши исследования в области сейсмогеодинамики [11, 12] указали на единство, взаимосвязь и взаимообусловленность сейсмических процессов и явлений, протекающих в широком диапазоне масштабов пространства и времени, начиная от локальных процессов в очаге землетрясений и кончая региональными и глобальными процессами деформирования и разрушения протяженных сейсмогенных разломов и крупных сейсмоактивных зон. Результаты исследований связи регионального процесса тектонического изгиба, растяжения земной коры и трещинообразования с проявлениями сейсмичности и подготовкой землетрясений [3, 9, 12] легли в основу некоторых современных представлений о процессе формирования сейсмических очагов (явления консолидации, пластичности, дилатансии и трещинообразования).

В методологическом аспекте применение детерминированного системного подхода обеспечивает дальнейшие поиски новых путей выявления закономерностей формирования очагов и очаговых зон землетрясений, позволяет изучать функциональные связи между разномасштабными сейсмогеодинамическими процессами. Системный подход, в отличие от обычного комплексного, позволяет всю разномасштабную группу изучаемых процессов и явлений рассматривать как нерасчленимое целое, обладающее качественно новыми свойствами по сравнению с отдельными слагающими его факторами, и оперировать этой системой как единым механизмом.

В качестве основных «инструментов» в системе «сейсмогеодинамика» применяются концепция плитотектоники, механика сплошных сред и аппарат механики разрушения, согласно которому разрушение твердого тела происходит вследствие несовершенства

структуры материала на соответствующем масштабном уровне под действием приложенных нагрузок. При этом анализ закономерностей развития микродефектов, присутствующих в реальном твердом теле, а в нашем случае — в земной коре и во всей литосфере, должен производиться на каждом масштабном уровне отдельно в соответствии с поставленными задачами и рассматриваемыми размерами пространства и времени [15].

В этой связи важно еще раз вернуться к анализу процесса «сейсмического» разрушения, а именно, к удивительной среднестатистической «универсальности» графиков повторяемости землетрясений, горных ударов, растрескивания образцов под давлением и других случаев рассеянного толчкообразного разрушения горных пород, подверженных упругим напряжениям. Эта «универсальность» давно привлекает внимание отечественных и зарубежных сейсмологов и механиков, однако физическая природа ее полностью не раскрыта. Логарифмически линейная зависимость количества разрывов в среде от их размеров или величины упругой энергии, выделяющейся при толчкообразном разрушении, наблюдается в очень широком динамическом диапазоне, занимающем десятки десятичных порядков.

По мнению Ю. В. Ризниченко [5, 6], эта закономерность может вытекать из геометрического подобия характера дробления материала в широком диапазоне масштаба длин и быть результатом того, что в регулировании указанного процесса участвует какая-то физическая закономерность очень широкой значимости. Например, если исходить из принципа минимума потенциальной упругой энергии и допустить, что при каждом акте разрыва в сейсмическом режиме упругая энергия каждого напряженного элемента сбрасывается до нуля, то угол наклона графики повторяемости землетрясений в принятой у нас в стране энергетической классификации приобретает значение, равное единице. Если же допустить, что из-за сильного трения на плоскости каждого разрыва сохраняется настолько большая часть упругой энергии, что напряжение в среде существенно не меняется, то угол наклона графика повторяемости будет равным 0,5. Казалось бы, истина должна находиться где-то посередине. Однако в действительности угол наклона графиков повторяемости обычно несколько меньше 0,5 и лишь в редких случаях (в основном при афтершоковых последовательностях) превышает эту величину. На первый взгляд, это явление можно объяснить непрекращающейся «подпиткой» упругой энергией общего (глобального, регионального, локального) сейсмического процесса, продолжающегося очень длительное время, и одноразовой «подпиткой» относительно короткого процесса афтершоков [12].

В работе М. А. Садовского [7] еще раз отмечено подобие процессов разрушения в чрезвычайно широких масштабах и указано на весьма оригинальное явление — своеобразную иерархию «преимущественных» размеров отдельностей (кусков), образующихся

при растрескивании и расчленении горной породы. Суть этого явления состоит в том, что в широком диапазоне размеров кусков горной породы, начиная от естественных микроотдельностей (песок, галька) и кончая крупными «осколками» литосферных плит, наблюдается закономерное группирование размеров этих «кусковатостей».

«Не менее существенным,—пишет М. А. Садовский,—является вывод о том, что физико-механические и физико-химические свойства горной породы несущественно влияют на характер распределения естественной кусковатости. Действительно, между соседними максимумами графика размеры меняются на два порядка, тогда как в пределах одной иерархической системы преимущественные размеры меняются не более, чем в 2—3 раза» [7].

В этой работе приводятся следующие «преимущественные» размеры отдельностей: в зонах тектонических разломов — 0,2—1,0 км; в блоках земной коры — 50—100 км; в континентальных литосферных плитах — 5000—10000 км.

Далее М. А. Садовский предполагает, что выявленный им общий характер группирования «кусковатостей» свидетельствует о существенном влиянии неустойчивости в процессе разрушения горной породы. Иными словами, для процесса разрушения на следующем масштабном уровне необходимо, чтобы количество дефектов, обуславливающих это разрушение, достигло какого-то определенного числа, хотя критичность его, естественно, носит вероятностный характер, т. е. разрушение возможно и при меньшем количестве дефектов. По мнению М. А. Садовского, дальнейшее нарастание деформаций может привести к тому, что вторичные блоки окажутся лишь «песчинками» нового масштаба и т. д.

Эти выводы, как и само обнаруженное явление, на наш взгляд, имеют первостепенное значение для выбора масштабных уровней и единиц измерения в системе «сейсмогеодинамика» и для дальнейшего развития исследований сейсмического режима и физики очага землетрясения.

Представляется, что на первых порах следует рассматривать три основных масштабных уровня, или подсистемы — глобальный, региональный и локальный. Каждый масштабный уровень должен иметь свои элементарные единицы измерения пространства и времени, свои физико-механические параметры, отвечающие критерию подобия и реологическим свойствам.

Таким образом, исследования в системе «сейсмогеодинамика» (СГД) и СГД-подсистемах с позиций механики разрушения следует проводить, понимая под разрушением сплошности среды разрушение той структуры материала, которая описывается как сплошная среда на соответствующем масштабном уровне, т. е. на каждом уровне рассматривать образование таких разрывов, размеры которых превосходят в кратное число раз размеры дефектов, рассматриваемых в качестве элементарных разрывов. Так, на локальном масштабном уровне нами приняты разрывы протяжен-

ностью до 100 км, а за элементарную единицу измерения—0,01 км. На региональном уровне рассматриваются разрывы (разломы) длиной от 100 до 3000 км, элементарная единица измерения—1 км. В глобальном масштабе—это разломы литосферных плит протяженностью свыше 3000 км, а единица измерения—100 км. Иными словами, процесс разрушения среды на каждом масштабном уровне следует рассматривать как слияние критического числа элементарных разрывов в магистральный, а затем магистральных в супермагистральный и т. д. Процесс слияния, видимо, происходит скачкообразно не только внутри конкретного очага землетрясения, но и на последующих уровнях в локальном, региональном и глобальном масштабах.

Нам представляется, что при исследованиях процесса развития разрушения объемов земной коры следует прежде всего опираться на два своего рода «сейсмических постулата».

Во-первых, в соответствии с известными соотношениями количества землетрясений разных энергетических классов можно считать, что на каждое землетрясение определенного класса приходится примерно три землетрясения предыдущего класса, суммарная сейсмическая энергия которых примерно в три раза меньше выделившейся при этом землетрясении.

Во-вторых, полагая, что не столько удельная плотность упругих напряжений, сколько объем пород, вовлеченных в движение, определяют сейсмическую энергию землетрясения, можно считать, что размеры геометрически подобных очагов землетрясений каждого предыдущего и последующего классов отличаются примерно в два раза, т. е. в $\sqrt[3]{10}$.

Например, из этих «постулатов» может следовать, что очередные магистральные разрывы происходят скорее всего путем кулисообразного (зигзагообразного) слияния примерно трех предыдущих по рангу и времени разрывов, иначе слияние последовательно расположенных разрывов привело бы к утроению, а не к удвоению размеров нового сейсмического очага. Не исключен и вариант разрыва двух перемычек между тремя «первичными», близко расположенными очагами.

И, наконец, при прочих равных условиях сейсмогеодинамики самым важным является физическое обоснование реологических критериев подобия процессов деформирования и разрушения, протекающих на разных временных масштабных уровнях. Так, в сейсмических очагах процессы разрушения длятся секунды и сотни секунд, развитие сейсмогенных зон происходит в течение десятков и сотен лет, а время формирования глобальных систем разломов измеряется миллионами и сотнями миллионов лет. В первом приближении для построения временной сейсмогеодинамической модели можно принять следующие единицы измерения: в локальном масштабе—1 с, в региональном—1 год, в глобальном—1 млн. лет.

Вполне возможно, что в процессе исследований элементарные пространственно-временные единицы, как и сами масштабные

уровни, могут быть изменены или заменены другими, более оптимальными. Важно другое — на каждом масштабном уровне процессы деформирования и разрушения аналогичны и развиваются по одним и тем же или очень близким законам. Выявляя те или иные закономерности в процессах, протекающих на разномасштабных уровнях, можно переносить их с учетом критериев подобия в ту или иную СГД-подсистему, но опять-таки рассматривать весь СГД-процесс как единое целое. Следовательно, основополагающим принципом структурно-системного подхода к проблеме сейсмогеодинамики должно быть представление о единстве динамического развития нашей планеты на различных пространственно-временных масштабных уровнях.

СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА И ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Какие бы успехи в предсказании возникновения крупных землетрясений нас не ожидали в будущем, основой общей проблемы прогнозирования землетрясений всегда будет детерминированный долгосрочный прогноз, являющийся решающим фактором при составлении карт сейсмического районирования и сейсмостойком проектировании. Достоверное знание сейсмического климата той или иной сейсмоактивной территории и соответствующее сейсмостойкое строительство в ее пределах может быть надежной гарантией сохранности строительных объектов, а следовательно, и человеческих жизней.

Однако существующие до сих пор модели долгосрочного прогноза сильных землетрясений, к сожалению, далеки от совершенства, поскольку строятся главным образом на анализе скудных сведений о разрушительных землетрясениях и на малообоснованной экстраполяции данных о слабой сейсмической активности территории. Привлечение для оценки сейсмической опасности традиционных, главным образом фиксистских, приемов и методов сейсмотектоники не улучшает положения, так как они практически недетерминированы. Поскольку в детерминированной системе каждое новое состояние должно полностью определяться предыдущим и очередным «входным сигналом», разработку новых, более надежных методов долгосрочного прогнозирования землетрясений необходимо строить путем создания такой сейсмогеодинамической модели земной коры и Земли в целом, в которой при прочих равных условиях учитывались бы и сами динамические воздействия («входной сигнал»).

Успехи в этой области зависят от общего развития методологических основ и методов сейсмогеодинамики и в значительной степени от использования возможностей современной электронно-вычислительной техники. В частности, для создания работоспособной объемной модели региональной сейсмогеодинамики и долгосрочного прогноза землетрясений в Средней Азии прежде всего

необходима организация машинного банка данных, в который бы вошли следующие исходные параметры:

рельеф основных границ раздела в земной коре и в верхней мантии (генерализованная земная поверхность, рельеф складчатого фундамента, границы Мохоровичича и Конрада, литосферы и астеносферы и др.);

сведения о скорости распространения упругих волн, плотности, модулях упругости, вязкости и о других параметрах, характеризующих физические свойства вещества, слагающего земную кору и верхнюю мантию как в плане, так и по глубине;

основные структурные и разрывные элементы земной коры и всей литосферы, выявленные наземными и космическими средствами наблюдений, с указанием возраста, амплитуд и направленности тектонических движений;

карта новейшей тектоники с указанием амплитуд и направленности движений с дифференциацией в геологическом времени, их градиенты, скалярное и векторное поля и т. п.;

карта современных медленных движений, выявленных геодезическими, морфометрическими и другими методами, с указанием амплитуд и направленности деформаций земной поверхности;

каталог и карты эпицентров землетрясений с указанием основных параметров очага (географические координаты, глубина, время возникновения, магнитуда, энергетический класс, размер, механизм и величина подвижки пород в очаге, сейсмический момент, спадание балльности, сброшенные напряжения и др.);

сейсмологические карты (сейсмической активности, максимальных землетрясений, параметров их рассеянности в пространстве и во времени, угла наклона графиков повторяемости, потока сейсмической энергии, районирования и т. п.);

карты геофизических полей (гравитационного, магнитного, теплового и др.), в том числе их градиентов, линеаментов и т. п.;

сведения о палеосейсмодислокациях, оползнях, обвалах и других тектонических элементах, свидетельствующих о катастрофических подвижках земной коры в прошлом;

космофотометрические материалы различных типов и категорий в черно-белом и цветном изображениях;

векторные и скалярные поля, характеризующие древние и современные движения земной коры (по данным сейсмологии, редукции, палеомагнетизма, геодезии и т. п.).

Создание такого машинного геолого-геофизического и сейсмологического банка данных по территории Средней Азии уже начато Институтом сейсмологии совместно с Институтом кибернетики АН УзССР. В результате поиска с помощью ЭВМ многомерной корреляции между сейсмологическими и другими геолого-геофизическими параметрами, сведениями о кинематике и динамике движений земной коры, будет разработана детерминированная региональная сейсмогеодинамическая модель, характеризующая природу и пространственно-временной ход сейсмического процесса в

Среднеазиатском регионе. Систематическое поступление «на вход» этой модели сведений о текущих в реальном времени сейсмичности и геодинамике позволит оперативно следить за развитием сейсмогеодинамического процесса в регионе и выдавать заблаговременные (долгосрочные) прогнозы о подготовке крупных землетрясений в том или ином конкретном районе.

Несомненно, прежде чем эта модель «заработает», необходимо найти пути к решению ряда сейсмогеодинамических задач не только регионального, но и локального, и даже глобального масштабов. В первую очередь к таким задачам следует отнести: выявление движущего механизма литосферных плит и блоков земной коры; изучение причинно-следственных связей между совокупностью сейсмогеодинамических параметров, ответственных за подготовку крупных землетрясений; изучение особенностей пространственно-временного хода сейсмического процесса; исследования процессов деформирования и разрушения как внутри отдельных очагов, так и в пределах протяженных сейсмоактивных зон; поиск аналогий и различий в микро-и макропроцессах; выяснение природы соотношений в иерархии больших и малых разрывов, в критичности их параметров; построение с помощью ЭВМ динамических полей упругих напряжений и деформаций земной коры региона и прилегающей территории и т. п.

Наконец, необходимо создать автоматизированную измерительно-вычислительную систему с соответствующим математическим и измерительным обеспечением.

В качестве примера, но пока без должного использования автоматизированных вычислительных систем, можно привести результаты наших 15-летних исследований по сейсмогеодинамике и долгосрочному прогнозированию землетрясений в Среднеазиатском сейсмоактивном регионе [3, 10, 12—14]. В основу легли два фактора, которые представлялись взаимосвязанными: обнаружение существенного различия в соотношении количества крупных и слабых землетрясений на Туранской плите по сравнению с орогеном Памиро-Тянь-Шаня; возникновение процесса трещинообразования, который начал активно развиваться в 1965 г. на земной поверхности в Центральных Кызылкумах и тогда же интерпретирован нами как процесс подготовки крупного землетрясения в этом районе [3].

С позиций плитотектоники путем редуцирования неоген-четвертичных движений земной коры в 1972 г. установлена существенная роль горизонтальной составляющей тектонических движений в формировании основных геоструктур Среднеазиатского региона. В частности, обнаружено, что первоначальное (донеогеновое) очертание осей главнейших глубинных сейсмоактивных зон региона имело в геологическом прошлом правильную дугообразную форму, отвечающую реликтам островных океанических дуг Северного Тянь-Шаня в каледонское время и Южного Тянь-Шаня в эпоху герцинского тектогенеза.

Современные Памирские дуги, в отличие от Тянь-Шаньских, по нашему мнению, не были самостоятельными островными дугами и проявились только в неоген-четвертичное время в результате крупных надвигов в северном и северо-восточном направлении. Возникновение последних связано с деформированием всего Азиатского мобильного пояса и, в первую очередь, с субдукцией до середины олигоцена литосферы древнего океана Тетис под островную дугу нынешних Гималаев [11]. Два «гнезда» сейсмических очагов промежуточной глубины, сохранившиеся и действующие по настоящее время у обоих окончаний Гималайской дуги, свидетельствуют о продолжающемся интенсивном снятии здесь упругих напряжений.

В результате этих исследований было показано, что различия в сейсмическом режиме, который отражает процесс разрушения земной коры в том или ином районе, обусловлены разными стадиями накопления здесь тектонических дефектов. Так, в Среднеазиатском сейсмоактивном регионе разупрочнение и разрушение земной коры в процессе накопления тектонических нарушений в неоген-четвертичное время и в современную эпоху происходят в направлении от альпийских структур к герцинидам, а затем к каледонидам и т. д. В этом же направлении понижается сейсмический фон слабых землетрясений, но возрастает вероятность возникновения крупных сейсмических явлений, поскольку переработка прочной коры и всей литосферы осуществляется с вовлечения в движение крупных и моноклитных блоков, а затем уже их частей, образовавшихся в результате разрывов [11, 12]. Иными словами, тектонические нарушения накапливаются последовательным дроблением пород земной коры, при котором материал сначала откалывается крупными кусками, а затем со временем постепенно дробится. Очередные новые разрывы пород обуславливаются усложняющимся во времени и пространстве полем упругих напряжений, изменение конфигурации которого, в свою очередь, стимулирует дальнейшее разрушение среды и предельное выравнивание градиента этого поля.

В начальную стадию разрушения достаточно консолидированной коры, по-видимому, возникает сразу два или несколько крупных разрывов одновременно или с некоторой задержкой во времени вдоль обоих направлений наибольших скальвающих упругих напряжений. Этим, в частности, можно, объяснить природу «двойных» крупных землетрясений, очаги которых, как правило, приурочены к платформенным и другим консолидированным территориям. В районах же с раздробленной и разупрочненной корой, как например в орогене, ориентация сейсмических подвижек в очагах диктуется главным образом уже созданной ранее системой разломов.

Имеются также основания полагать, что наблюдаемая и изучаемая современная фоновая сейсмичность в какой-то мере представляет собой картину последствия, а не характеризует

предстоящие сейсмические события, т. е. современная сейсмическая активность в том или ином месте — это следы прошлых крупных местных землетрясений. Следовательно, может оказаться (и уже нередко оказывается), что нынешние карты сейсмической активности в некоторых районах представляют собой как раз негативную картину сейсмической опасности на этой территории. Например, восточная часть Туранской плиты, деформирование которой обусловлено сейсмогеодинамикой литосферы всего Памиро-Алая и Гиндукуша, переживает в современную эпоху наиболее молодую стадию деформирования и поэтому ей свойственны крупные землетрясения и низкая сейсмическая активность слабых. Именно здесь, на территории, считавшейся слабо сейсмичной (6-балльная зона на карте сейсмозонирования 1969 г.), в 1976 г. произошло два 9—10 балльных Газлийских землетрясения с $M=7,0$ и $M=7,3$. Кстати, в противовес нашим прогностическим выводам об ожидающихся сильных землетрясениях в Центрально-Кызылкумской сейсмоактивной зоне, опубликованным в 1966—1974 гг. [3, 12], некоторые сеймотектонисты-фиксисты за год до Газлийских землетрясений предлагали перевести этот район в 5-балльную зону сейсмичности.

Примеры возникновения крупных и крупнейших землетрясений на территории относительно низкой сейсмической активности можно найти и на Северном Тянь-Шане, земная кора которого сложена хорошо консолидированными породами каледонского возраста. Здесь, севернее озера Иссык-Куль, в недалеком прошлом с коротким интервалом времени произошло три крупнейших землетрясения: Верненское 1887 г. с $M=7,3$, Чиликское 1889 г. с $M=8,3$ и Кебинское 1911 г. с $M=8,2$.

В отличие от Северного Тянь-Шаня, раздробленная разломами и подверженная интенсивным деформациям земная кора герцинского Южного Тянь-Шаня не способна накопить в больших объемах пород упругие напряжения, достаточные для провоцирования очень крупных сейсмических явлений. Поэтому данный район характеризуется многочисленными слабыми и средними землетрясениями, а крупные случаются здесь главным образом по краям сейсмоактивной зоны и на участках с относительно консолидированной корой и невысоким общим сейсмическим фоном (Кашгарское землетрясение 1902 г., Каратагское 1907 г., Алайское 1978 г.).

Сейсмогеодинамические характеристики районов с различными прочностными свойствами земной коры находят отражение в начертании и наклоне графиков повторяемости разных по величине землетрясений: чем раздробленнее земная кора, тем ближе к закону нормального распределения эти величины и тем больше угол наклона графика повторяемости, и наоборот, в районах с консолидированной корой эта зависимость нарушается в «пользу» крупных землетрясений, а график повторяемости землетрясений выположен [3, 11, 12].

Особенности деформирования земной коры и всей литосферы

проявляются также в миграции и осцилляции очагов землетрясений вдоль границ достаточно консолидированных плит и блоков и в периодичности сейсмической активизации.

С помощью разработанного нами механико-математического метода редуцирования динамики земной коры еще в 1972 г. составлены первые карты векторного поля и градиентов средней скорости горизонтальных движений всей толщи земной коры Среднеазиатского региона за неоген-четвертичное время. Они существенно дополнили аналогичные карты для вертикальной составляющей тектонических движений. В результате обнаружено, что поле напряжений и деформаций земной коры Средней Азии неоднородно и неоднотипно по структуре. Ему свойственны отрицательная дивергенция, указывающая на уменьшение объема земной коры по направлению к Туранской плите, а также значительная положительная ротация, характеризующая вращательные и изгибные перемещения.

Благодаря этим построениям и изучению процесса сейсмогеодинамического трещинообразования на земной поверхности в Центральных Кызылкумах за 10 лет до Газлийских землетрясений была выделена потенциально опасная в сейсмическом отношении сейсмогенная зона юго-западного простираения шириной около 50 км. Здесь, согласно нашим публикациям 1966—1974 гг., следовало ожидать в ближайшие годы возникновения крупных землетрясений [3, 12]. Наиболее вероятным местом расположения очагов таких землетрясений уже тогда были указаны участки ортогонального пересечения глубинных разломов северо-западного и юго-западного простираения. В одном из таких пересечений и случились Газлийские землетрясения. При этом вспарывание произошло по каждому из пересекающихся разломов [13].

Получены оригинальные результаты и в локальном масштабе. Так, комплексное изучение в реальных природных условиях процесса трещинообразования позволило нам еще в 1965 г. впервые заявить о процессе трещинообразования в земной коре как явлении, предшествующем землетрясениям. В результате специальных многолетних сейсмодеформометрических наблюдений показано, что за 1966—1971 гг. средняя скорость расширения и левых сдвигов бортов центрально-кызылкумских трещин постепенно превысила 1 см/год, в 1972 г. она достигла 2 см/год, в 1973—1974 гг. — 3 см/год, а в 1975 г. стала быстро уменьшаться до 0,5 см/год. При этом некоторые трещины начали интенсивно закрываться, сопровождаясь правым (т. е. обратным) сдвигом (рис. 1 а, б). Смена знаков движения произошла примерно за год до Газлийских землетрясений с М-7,0 и 7, 3, случившихся 8 апреля и 17 мая 1976 г. в пределах выделенной в 1965 г. Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоны, в 160 км юго-западнее деформометрических пунктов, установленных нами для прогноза ожидаемых землетрясений. После этих землетрясений процесс трещинообразования практически прекратился.

Примечательно, что одиннадцатилетний интервал $T_{ан}$ (1965—1976 гг.) проявления прогностического признака в виде трещино-

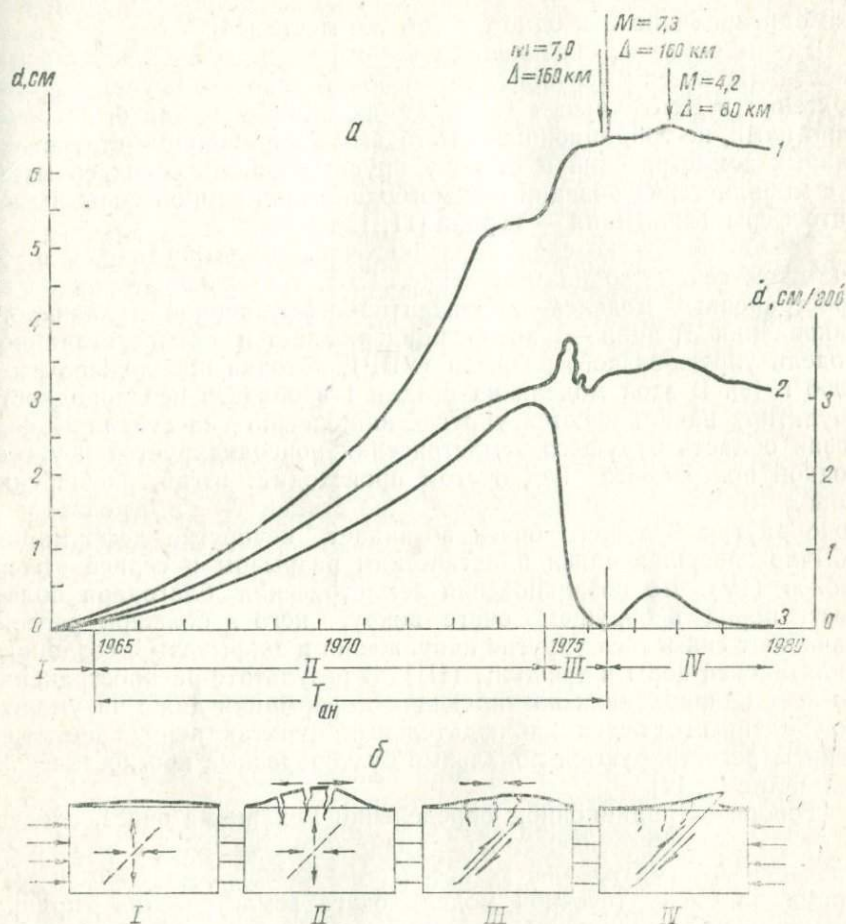


Рис. 1. Деформация и трещинообразование на земной поверхности Туранской плиты.

a—кривые расширения (1) и сдвига (2) бортов трещин на одном из деформметрических пунктов и средняя кривая (3) скорости движения бортов (см/год) по данным системы деформметрических пунктов вдоль Северо-Тамдынского разлома; $T_{ан}$ —длительность проявления прогностического признака; I—IV—стадии развития очаговой области Газлийских землетрясений (вертикальные стрелки); M —магнитуда, Δ —эпицентральные расстояния до пунктов деформметрических наблюдений; *б*—вертикальный разрез четырехстадийно модели очаговой и надочаговой области землетрясения. Стрелки на стадиях I—II—упругие напряжения в области будущего очага (пуэ-тир); стрелками сдвига показаны пластическое течение в очаге (стадия III) и смещение бортов разрыва (IV). Стрелки над земной поверхностью указывают на растяжение и раскрытие трещин (II) и их стабилизацию или закрытие (III).

образования на земной поверхности, подтверждает известные зависимости между продолжительностью предвестников и величиной

землетрясений. Он соответствует магнитуде 7, 5, что отвечает действительности, если принять во внимание коммулятивную магнитуду этих двух крупных землетрясений, происшедших практически одновременно и в одном и том же месте [14].

Таким образом, оказавшиеся весьма удачными оценка сейсмической опасности и успешный долгосрочный прогноз крупных землетрясений в Центральных Кызылкумах строились, как было показано нами, не традиционными методами экстраполяции статистики слабых землетрясений в сторону крупных сейсмических событий, а с мобилистских позиций сейсмогеодинамики земной коры и всей литосферы Тянь-Шаня — Турана [11, 12].

Теперь несколько слов о физике очага землетрясений, т. е. об очаговой сейсмогеодинамике (рис. 1, б). В отличие от двух распространенных моделей — дилатантно-диффузионной и лавинного накопления трещин — автор придерживается четырехстадийной модели упруго-вязкого разрыва (УВР), которая предложена им в 1966 г. [9]. В этой модели на стадии I в области неоднородности (пунктир) накапливаются упругие напряжения, на стадии II очаговая область будущего землетрясения консолидируется и у свободной поверхности над очагом происходит изгиб, расширение пород и трещинообразование, а на стадии III в ограниченной зоне внутри будущего очага возникает неупругая деформация, обычно завершающаяся пластическим разрывом и серией афтершоков (IV). До возникновения землетрясения благодаря ползучести пород в будущем очаге вокруг него в большом регионе начинают сниматься упругие напряжения и закрываться созданные дилатантной поры и трещины (III). В результате распространения во всех направлениях возникающих деформаций даже на умеренно удаленных от очага наблюдательных пунктах перед землетрясением регистрируются локальные бухтообразные прогностические аномалии [9, 14].

Говоря о традиционном определении механизма очага, следует отметить, что применяемая до сих пор методика обработки сейсмографического материала устарела. Аналогично тому, как в свое время на смену точечной модели очага землетрясения пришла модель в виде единичной площадки скольжения, наступило время заменить эту последнюю плоскую модель на объемную. Целесообразно, например, дальнейшее развитие идей о зигзагообразном распространении сдвиговых разрывов в очаговой области землетрясения, а вместе с этим — пересмотр и усовершенствование существующей методики обработки сейсмографического материала [15].

В заключение, говоря о физике сейсмического очага, хочется с сожалением отметить, что до сих пор в нашей стране и за рубежом не решен положительно вопрос о бурении глубоких и сверхглубоких скважин внутрь очаговой области неглубоких землетрясений. Несмотря на большой комплекс и высокую точность проводящихся полевых экспериментов, огромные затраты сил и средств

по поиску предвестников землетрясений, мы до сих пор судим о процессах в сейсмическом очаге лишь по косвенным признакам, наблюдая на двухмерной земной поверхности за процессами, протекающими в трехмерном, хотя и относительно локальном, объеме земной коры.

Вместе с тем, многие сейсмические очаги расположены в интервалах глубин, уже давно доступных бурению и прямым непосредственным инструментальным измерениям. Еще в 1966 г. мы обосновывали необходимость бурения в очаговую область Ташкентского землетрясения по меньшей мере 5-километровой скважины, однако удалось добиться лишь 3-километровой, которая из-за заклинивания инструмента фактически достигла глубины 2460 м и лишь коснулась верхней части очаговой области. Однако и это уже было важным достижением в сейсмологии.

В 1976 г. мы вновь поднимали вопрос о необходимости бурения первой сверхглубокой скважины в очаговую область Газлийских землетрясений.

Нам представляется, что сейчас крайне необходимо в централизованном порядке предусмотреть в нашей стране работу по глубокому бурению доступных очагов землетрясений. Несомненно, что результаты окажутся неопределимо важными не только для разработки проблемы прогнозирования землетрясений, но и для многих общегеологических проблем, а в итоге — для управления сейсмическими явлениями (постепенное снятие упругих напряжений или провоцирование «созревших» землетрясений в заранее назначенное время).

СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА И ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ

Известен ряд работ по созданию моделей внутриземных процессов и движения литосферных плит [1, 2, 4, 6, 11, 12, 16—20]. Однако большинство из этих построений являются лишь кинематическими, а не динамическими и весьма приближенными. Например, постулат о жесткости литосферных плит не учитывает фактора геологического времени, а следовательно, и явлений ползучести, т. е. очень медленного пластического течения вещества. Практически отсутствуют публикации о количественной оценке деформирования и разрушения материала на границах литосферных плит, где их взаимодействие преодолевает предел пластичности. Вместе с тем, именно эти процессы разрушения определяют природу и проявление сейсмичности.

Не сложились еще физические количественно обоснованные представления об источнике сил, движущих литосферные плиты, в том числе о глубинной конвекции мантийного вещества. Большинство специалистов вынуждены признать, что пока ни одна из моделей тепловой конвекции или химико-плотностной глубинной дифференциации вещества не объясняет в должной мере особенности движения внешней оболочки Земли и, прежде всего, огром-



ные упругие напряжения, наблюдаемые в земной коре подвижных поясов (2000—10000 кг/см²).

В связи с этим нами предложена и разрабатывается одна из возможных глобальных динамических моделей — вихревая или ротационная. В качестве основных движущих сил рассматривается

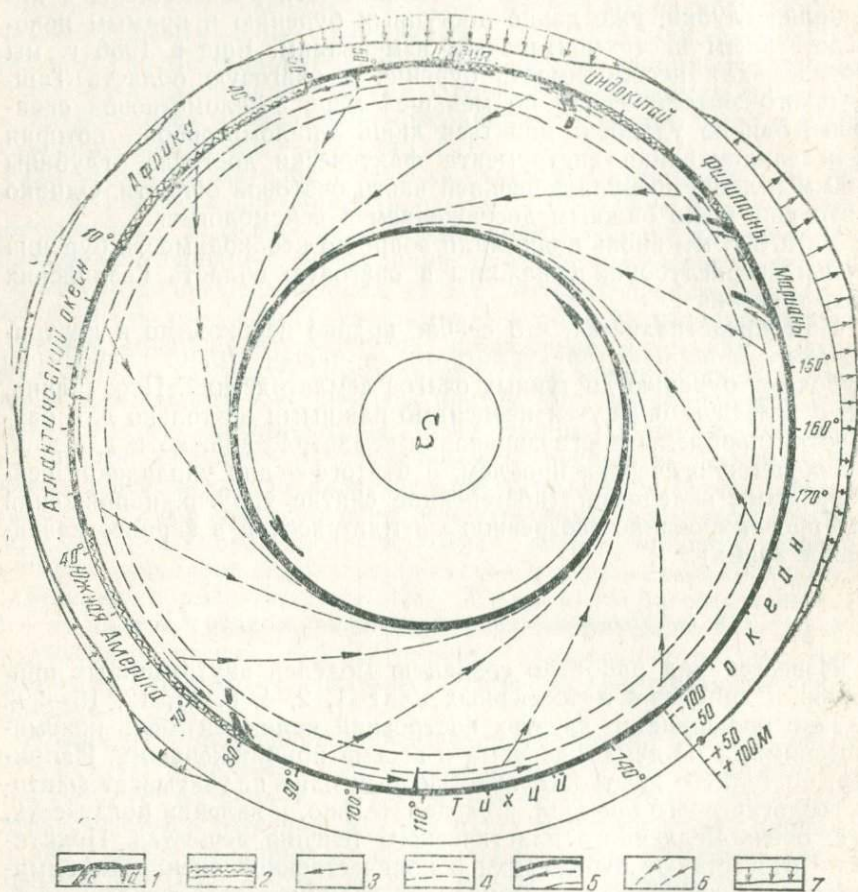


Рис. 2. Сейсмогеодинамическая вихревая модель Земли.

1 — океанические литосферные плиты, зарождающиеся в рифтовых зонах (а) и поглощающиеся в зонах Бенюффа (б). 2 — континентальные литосферные плиты, 3 — направление и условная величина горизонтального перемещения литосферных плит, 4 — наиболее отчетливые сферические границы в верхней мантии на глубинах около 400 и 700 км, 5 — границы внешнего и внутреннего ядра, условная величина и направление относительного вращения, 6 — линии тока мантийного вещества, обусловленные относительным вращением жидкого ядра, 7 — отклонения (в метрах) реального от идеального геоида.

вынужденное течение мантийного вещества, обусловленное различием в величине угловой скорости и несоосностью вращения ядра Земли и ее мантийной и литосферной оболочек (рис. 2).

В основе данной гипотезы лежит представление об отставании жидкого ядра Земли от вращения всей планеты. Если полагать,

что с этим отставанием связан известный западный дрейф геомагнитного поля со скоростью около 20 км/год, то линейную скорость перемещения экваториальной области ядра можно оценить в $1 \cdot 10^6$ см/год. Эта величина в сотни тысяч раз превышает среднюю скорость относительного перемещения литосферных плит (5—10 см/год). В отличие от свободной (тепловой или химической) конвекции взаимодействие ядра, как бы вращающегося в западном направлении, с мантией создает в ней вынужденное течение вещества. В результате возникает вихреобразное перемещение мантийного вещества вдоль спиралевидных линий тока в направлении от земной поверхности к ядру планеты (на рис. 2—вид на глобальный разрез с южного геомагнитного полюса). С глубиной вследствие сокращения поперечного сечения потока скорость перемещения вдоль линий тока должна увеличиваться, а мантийный материал может, по-видимому, растворяться во внешней оболочке ядра, создавая таким образом переходную зону. Если полагать, что объем земного шара остается неизменным или изменяется во времени незначительно, то возможно, что у полюсов Земли возникнет восходящий поток мантийного (частично ядро-мантийного) вещества, растекающийся затем субмеридионально в сторону экваториальной области. Осложнения и дополнительную турбулентность в течение мантийного вещества, по-видимому, вносит и несоосность вращения ядра и мантии Земли, а именно отклонение примерно на $11,5^\circ$ геомагнитной оси (т. е. оси вращения ядра) от оси вращения Земли.

«Вихревая», или «ротационная» модель в отличие от моделей с конвективными ячейками, способна лучше объяснить глобальную концентрическую структуру Земли (в частности, залегание почти на одних и тех же глубинах основных границ раздела мантийных оболочек), растягивание и срезание погружившихся в верхнюю мантию литосферных плит (на глубине около 450 км), наличие астеносферных оболочек внутри мантии (возникновение глобальных пластических течений за счет относительно быстрого сдвига и расплава отдельных оболочек) и т. п.

Поскольку мантийные течения вещества в вихревой модели не свободные, а вынужденные, весомый вклад в термику Земли должно вносить тепло трения при взаимодействии.

Свидетельством реальности вихревой геодинамической модели может служить близость расположения большинства полюсов вращения литосферных плит, вычисленных разными исследователями, именно к геомагнитным, а не к географическим полюсам (рис. 3). Вихревая геодинамическая модель рассматривает движение литосферных плит и границ между ними в одном, западном, направлении. Направление этого движения близко к направлению геомагнитных параллелей, а величина перемещений убывает по мере удаления от геомагнитного экватора. Естественно, что границы литосферных плит, вернее характер движения плит у этих границ, вносят определенные коррективы в общую картину движения. Так,

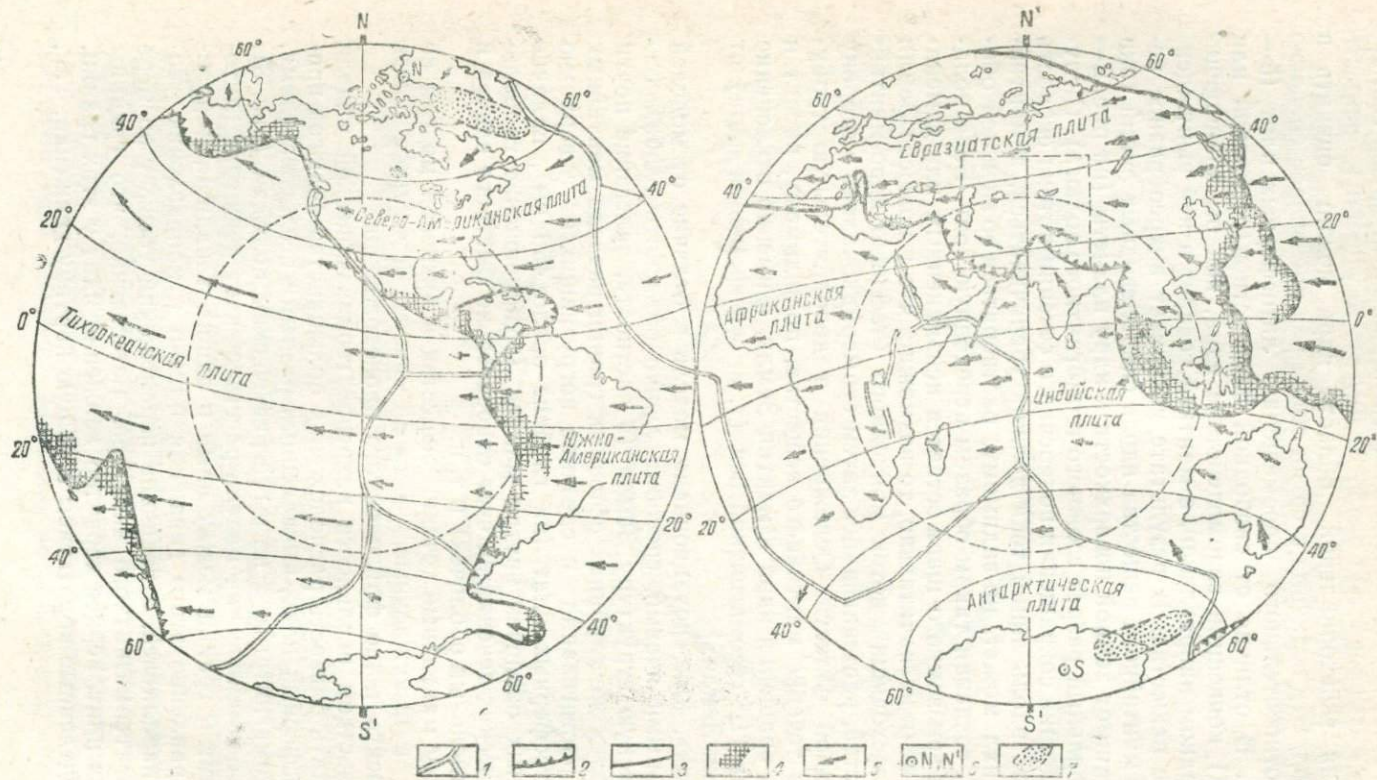


Рис. 3. Схема одностороннего относительного движения литосферных плит и границ между ними.

Границы: 1—наращивания плит, 2—поглощения, 3—скользяния краев литосферных плит, 4—области распространения глубокофокусных землетрясений, 5—направление перемещения литосферных плит (величина стрелок примерно соответствует скорости относительного перемещения плит), 6—соответственно магнитные и географические полюса Земли, 7—область местоположения полюсов вращения главных литосферных плит. На рисунке нанесены параллели относительно оси, проходящей через магнитные полюса Земли. Штрих-пунктиром показана территория Центральной Азии, региональная сейсмогеодинамика которой приведена на рис. 4. Пунктиром показано ядро Земли.

границы наращивания литосферных плит как бы ускоряют движение плиты, расположенной западнее от них, и замедляют перемещение плиты, расположенной к востоку. Обратный процесс наблюдается по обе стороны от границ поглощения литосферных

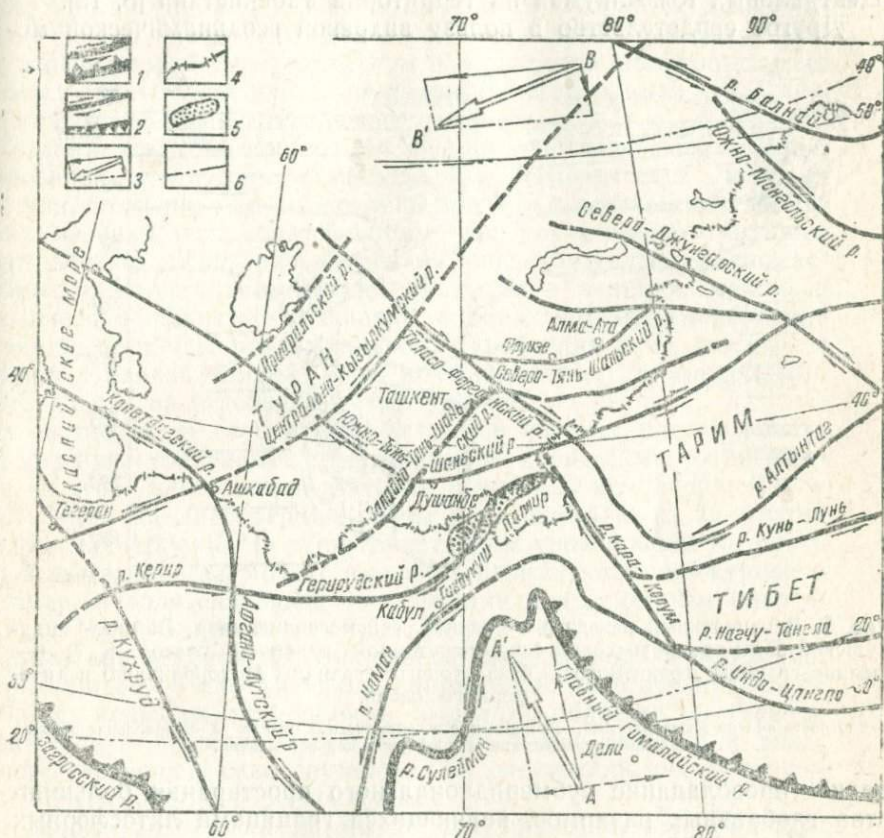


Рис. 4. Региональная сейсмогеодинамика Центральной Азии.

1—границы крупных литосферных плит (см. рис. 3), 2—глубинные разломы, разделяющие литосферные плиты на блоки разной величины, 3—разложение условных векторов движения Евразийской и Индийской литосферных плит на составляющие вдоль меридианов и параллелей, построенных относительно геомагнитных полюсов, 4—граница СССР, 5—область Памиро-Гиндукушских землетрясений с промежуточной глубиной очага (до 300 км), 6—20- и 40-градусные геомагнитные параллели.

плит: скорость перемещения плит, расположенных восточнее, больше скорости плит к западу от зон субдукции. Например, в соответствии с рассматриваемой нами моделью, не Индостан «давит» на Китайский участок Евразийской плиты [19], а Евразийская литосферная плита, опережая в своем движении перемещение к северо-западу Индийской плиты, обуславливает региональную сейсмогеодинамику Центральной Азии (рис. 4). Об этом могут

свидетельствовать левые сдвиги вдоль разломов в северной части рассматриваемой территории, а также зоны горизонтального растяжения земной коры, наблюдаемые по механизмам очагов землетрясений в Прибайкалье, в западной части Монголии, в Центральных Кызылкумах на территории Узбекистана [3, 12].

Другое свидетельство в пользу вихревой геодинамической мо-

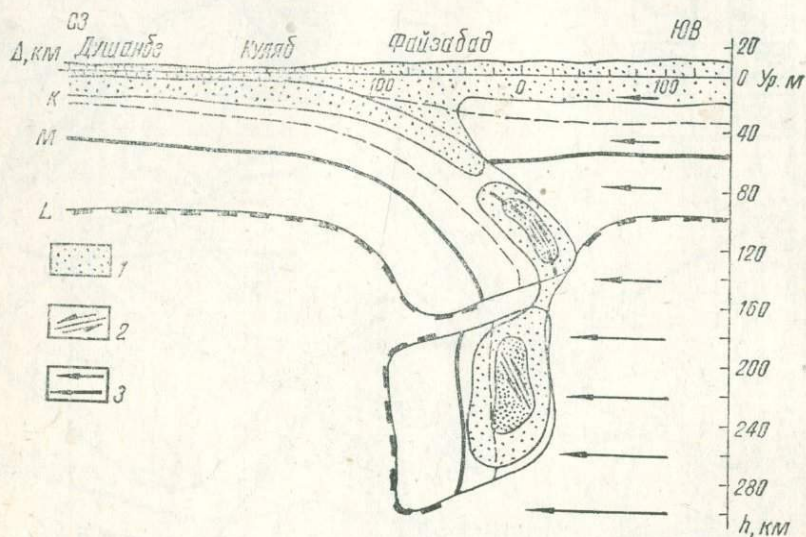


Рис. 5. Вертикальный разрез и локальная сейсмогеодинамика Памиро-Гиндукушской зоны землетрясений с промежуточной глубиной очагов, К, М, L—нижние границы „гранитного“, „базальтового“ (границы Мохоровичича) и литосферного слоев.

1—плотность очагов землетрясений, 2—движение в сейсмических очагах, 3—направление относительного перемещения литосферы и верхней мантии.

дели — преобладание субмеридионального простираения большинства глобальных разломов, являющихся границами литосферных плит. Причиной такого простираения может служить как эффект полярного сжатия и субмеридионального «растрескивания» Земли, так и растягивание ее внешней оболочки в субширотном направлении силами, создаваемыми вращающимся ядром. Кстати сказать, вращение ядра может происходить в разные геологические эпохи с различными скоростями, вплоть до опережения вращения всей планеты. К таким случаям смены знака движения, по-видимому, и относятся инверсии геомагнитного поля, многократно отмечаемые в истории Земли. Вполне возможно, что инверсии вращения жидкого ядра Земли способствовали возникновению встречных зон субдукции, что например, характерно для Индо-австралийской литосферной плиты.

На поперечном глубинном вертикальном разрезе Памиро-Гиндукушской локальной зоны землетрясений с промежуточной глу-

биной залегания очагов, как и в других зонах субдукции, наблюдается срез более быстрыми мантийными (астеносферными) течениями нижней части литосферной плиты Южного Тянь-Шаня, подмятой литосферой Памиро-Гиндукуша (рис. 5). Срез литосферы произошел на глубине около 150 км, характеризующейся резким спадом плотности гипоцентров землетрясений и существенным смещением в горизонтальном направлении высокоактивных в сейсмическом отношении, по-видимому «гранитных», участков, расположенных выше и ниже этого срыва.

Создание единой глобальной сейсмогеодинамической модели, построенной на системном подходе и кибернетических методах познания, позволит с новых позиций подойти к пониманию сейсмических явлений и к долгосрочному прогнозированию крупных землетрясений. Так, рассматривая последовательно разномасштабные сейсмогеодинамические процессы и явления, можно в динамическом единстве изучать напряженно-деформированное состояние, процессы разупрочнения и дробления всей литосферы и крупных блоков земной коры на микроплиты и макроблоки, вплоть до очагов отдельных землетрясений.

В частности, в глобальном масштабе следует рассматривать СГД-явления, связанные с медленными процессами, относящимися ко всей Земле и приводящими к разделению внешней оболочки Земли на литосферные плиты и разрушению их на микроплиты и макроблоки. На этом масштабном уровне можно строить реальные модели взаимодействия литосферных плит, движущихся, например, в поле сил тяжести и инерции под действием пластических течений вещества в мантии Земли.

После определения из глобальной модели поля напряжений внутри каждой из плит, а также напряжений, действующих на их границах, появится возможность выделить области, внутренние напряжения в которых будут максимальными. Затем для дальнейшего изучения можно спускаться на следующий, более низкий масштабный уровень — региональный.

На этом уровне необходимо изучать процессы, происходящие на стыке отдельных литосферных плит или макроблоков земной коры, на границе которых приложены напряжения, вычисленные из решения задач в глобальном масштабе. Области максимальных напряжений в этом масштабе следует рассматривать как потенциальные зоны, в которых будут образовываться тектонические разломы, соответствующие данному масштабному уровню.

Следующий масштабный уровень (локальный, или очаговый) — это область около одного из разломов в региональном масштабе. На данном уровне можно исследовать процессы подготовки крупных землетрясений и сам процесс быстрого испаривания в сейсмическом очаге.

Понятно, что создание функционирующей детерминированной геодинамической модели — задача далеко не простая. Уже сегодня мы сталкиваемся с существенными несоответствиями и противоре-

чиями при оценке величины сил, действующих во внешних и внутренних оболочках Земли и приводящих к движению литосферных плит и к их разрушению.

Не исключено, что причина этих несоответствий кроется в «классическом» подходе к глобальному объекту с позиций общей механики. Вполне возможно, что подобно квантовой механике, возникшей вследствие неприменимости к микромиру и большим скоростям движения тел законов обычной классической механики Ньютона, появится необходимость создания новой теории механики макропроцессов, сверхмедленно протекающих в макромире — в огромных объемах деформируемых пород планет и других крупнейших объектов вселенной.

В заключение можно сказать, что учение о тектонике литосферных плит и обнаружение единства динамического развития разномасштабных геодинамических и сейсмических процессов и явлений открыло неожиданные перспективы для новой области сейсмологических знаний — сейсмогеодинамики.

Развитие кибернетического метода познания и системного подхода к сейсмогеодинамике позволяет с новых позиций под широким углом зрения взглянуть на Землю как на сложноорганизованную, но стройную единую геодинамическую систему, отдельные элементы которой тесно связаны между собой и взаимообусловлены.

Основополагающим и синтезирующим принципом сейсмогеодинамики, как новой теоретической концепции, по-видимому, должно быть представление о единстве динамического развития сейсмического очага, земной коры и Земли в целом.

Системный подход и создание функционирующей сейсмогеодинамической кибернетической модели позволят наиболее глубоко раскрыть сущность изучаемых явлений природы, глубже понять ход их развития, а в итоге прогнозировать и, возможно, управлять сейсмогеодинамическими процессами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика, М., 1979.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., 1979.
3. Каржаув Т. К., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
4. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., 1977.
5. Ризниченко Ю. В. О сейсмическом течении горных масс. В кн. «Динамика земной коры», М., 1965.
6. Ризниченко Ю. В. Проблемы физики землетрясений, «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1966, № 5.
7. Садовский М. А. Естественная кусковатость горной породы. ДАН СССР, т. 247, 1979, №.
8. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., 1974.
9. Уломов В. И. На пути к прогнозу землетрясений. «Земля и Вселенная», 1968, № 3.
10. Уломов В. И. Внимание! Землетрясение! Ташкент, 1971.

11. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений. Ташкент, 1973.
12. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
13. Уломов В. И. Динамика земной коры и сейсмическое районирование территории Западного Узбекистана. В кн. «Сейсмические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.
14. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. В кн. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.
15. Уломов В. И., Быковцев А. С., Фленова М. Г. О методологических основах сейсмогеодинамики. Тезисы докладов на сейсмологической сессии. Фрунзе, 1981.
16. Isaacs B., Oliver Y., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics, J. «Geophys. Res.», 1968, vol. 73, N 18.
17. Isaacs B., Molnar P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey focal mechanism solutions of mantle earthquakes — «Rev. Geophys. Space Phys.», 1971, vol. 9, N 1.
18. Le Pichon X., Sea—floor spreading and continental drift. «J. Geophys. Res.», 1968, vol. 73, N 12.
19. Molnar P., Tapponier P. The collision between India and Eurasia, Sci. Amer., 1977, vol. 236, N 4.
20. Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks «J. Geophys. Res.», 1968, vol. 73, N 6.

УДК 550.340.1

М. Г. ФЛЕНОВА

Пространственно-временная характеристика параметров сейсмического режима Средней Азии

С развитием работ по поиску краткосрочных предвестников землетрясений особо важное значение приобретают фундаментальные исследования по сейсмогеодинамике* и разработка новых методов долгосрочного сейсмического прогнозирования.

Знание сейсмического климата той или иной территории необходимо прежде всего для уменьшения сейсмического риска и обеспечения сейсмостойкого строительства, а в конечном итоге для создания оптимальной системы прогноза сейсмической погоды.

Как показали исследования, одними из главных факторов, определяющих степень сейсмической опасности сейсмоактивной территории, являются особенности геодинамики, глубинное строение и прочностные свойства земной коры и всей литосферы [1]. Эти факторы, в частности, обуславливают соотношение больших и малых землетрясений, особенности их группирования в пространстве и во времени, спектральные характеристики, размеры

* Сейсмогеодинамика — это новое научное направление в сейсмологии, изучающее особенности сейсмичности как результат глубинной динамики земной коры и литосферы с учетом их физических и прочностных свойств и процессов разрушения с целью разработки научных основ долгосрочного прогнозирования землетрясений [1].

и механизм очагов и особенности сейсмического режима территории в целом.

Особенности повторяемости землетрясений различной величины и уровень сейсмической активности в разных по возрасту геоструктурах Средней Азии обусловлены не только характером и темпом вовлечения в тектоническую активизацию блоков земной коры, но и их физическими и прочностными свойствами. Чем консолидированнее блок, тем дольше и в большем объеме накапливаются в нем упругие напряжения и, следовательно, тем крупнее землетрясение при его разрушении или разрыве межблоковых границ [1].

Первостепенное значение в проблеме сейсмогеодинамики имеют исследования особенностей сейсмического режима и его изменений в пространстве и во времени.

Для изучения некоторых закономерностей пространственно-временных характеристик сейсмичности Средней Азии мы использовали данные сейсмологических наблюдений коровых землетрясений с $h \leq 70$ км за период с 1974 по 1977 г. [2—5], карты сейсмической активности, построенные отдельно по годам, общая — за четыре года наблюдений, графики повторяемости землетрясений по крупным сейсмогенным зонам и отдельным сейсмоактивным районам, графики изменения сейсмической активности во времени по субширотным и субмеридиональным профилям (миграция активности), графики изменения среднего значения сейсмической активности.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ

По квазиоднородным значениям угловых коэффициентов γ и среднему уровню сейсмической активности (таблица) графики повторяемости объединены в группы (рис. 1, I—III).

В первой — изменение γ и A_{10} происходит в пределах — $0,27 \leq \gamma \leq -0,47$; $0,3 \leq A_{10} \leq 0,7$, к ней относятся Ферганская долина, Гиндукуш, Северный и Южный Памир. Во второй — $0,42 \leq \gamma \leq -0,62$; $0,06 \leq \bar{A}_{10} \leq -0,20$, она включает Северный, Центральный и Южный Тянь-Шань. В третьей группе — $0,22 \leq \gamma \leq -0,39$; $0,05 \leq \bar{A}_{10} \leq 0,15$ — Западный Кунь-Лунь, пустыни Такла Макан и Кызылкум.

Из всех значений \bar{A}_{10} и γ неоднозначны только для Таджикской депрессии. В 1974 г. они соответствовали значениям третьей группы, в 1975 и 1976 гг. — первой, а в 1977 г. — второй.

Объединение сейсмоактивных районов в группы по значениям γ и соответствующим им значениям \bar{A}_{10} дает возможность сделать некоторые выводы о существовании квазиоднородных условий возникновения землетрясений в различных сейсмоактивных районах Средней Азии.

Сведения о количественных значениях γ и \bar{A}_{10} (табл.) позволили построить графики изменения годовых значений γ и \bar{A}_{10} и про-

вести анализ изменения во времени каждого параметра отдельно с установлением между ними зависимости. Графики строились для следующих сейсмоактивных районов: Северный, Центральный, (район Ферганской долины) и Южный Тянь-Шань, Таджикская депрессия, Северный и Южный Памир, Гиндукуш.

По характеру изменения во времени величин γ и \bar{A}_{10} выделяются графики повторяемости, параметры которых связаны прямой зависимостью, т. е. при увеличении значений γ растет уровень сейсмической активности и наоборот, что обусловлено изменением количества слабых землетрясений. К таким сейсмоактивным рай-

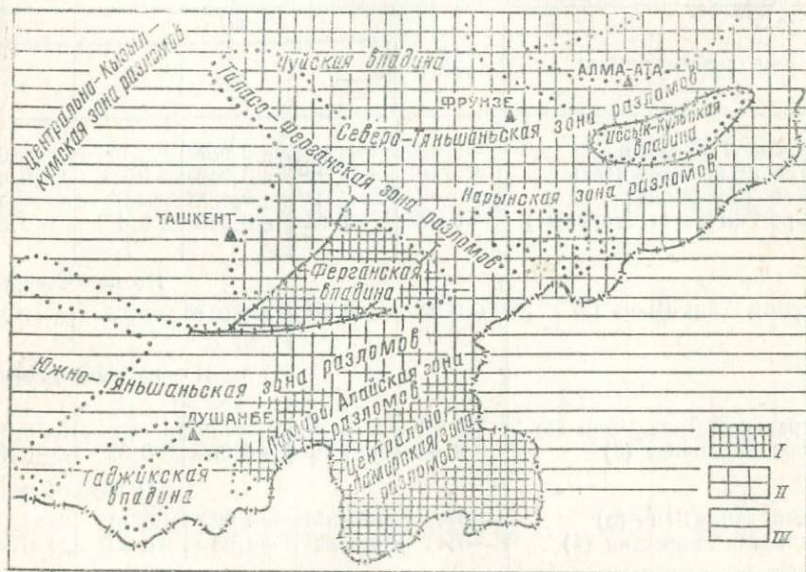


Рис. 1. Тектоническая схема Средней Азии и деление территории по значениям γ и A_{10} .

онам относятся Гиндукуш, Южный Памир, обрамление Ферганской долины. Для Северного Тянь-Шаня, Северного Памира и Таджикской депрессии отмечено уменьшение величины γ с повышением уровня сейсмической активности и рост ее с увеличением \bar{A}_{10} . Вероятно, это обусловлено вкладом более крупных землетрясений с $K > 10$. Такая же зависимость четко устанавливается в сейсмогенной зоне Памиро-Гиндукуша. По-видимому, за четыре года наблюдений в Памиро-Гиндукушской зоне доминирующей в сейсмическом отношении являлась территория Северного Памира. Для других сейсмоактивных территорий и сейсмогенных зон найти какую-либо зависимость между γ и \bar{A}_{10} пока не удалось из-за отсутствия статистики представленных землетрясений. На

рис. 1 представлена тектоническая схема Средней Азии и деление территории по значениям γ и \bar{A}_{10} (табл.).

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Для анализа годовых характеристик использовались карты активности за 1976, 1977 гг. и впервые построенные нами за 1974, 1975, 1974—1977 гг. [3—4]. Вся территория Средней Азии покры-

Параметры сейсмического режима, определенные

Зона (в скобках—район)	Долго- врем. γ	1974 г.			19
		γ	σ_{γ}	\bar{A}_{10}	γ
Северный Тянь-Шань	-0.46	-0.39	± 0.057	0.08	-0.62
Центральный Тянь-Шань	-0.46	-0.50	± 0.046	0.06	-0.49
Южный Тянь-Шань	-0.49	-0.36	± 0.035	0.25	-0.45
Памиро-Гиндукуш (коровые)	-0.46	± 0.40	± 0.045	0.4	-0.36
I зона—Северный					
Северный Тянь-Шань (7)	-0.46	-0.60	± 0.06	0.03	-0.55
II зона—Центральный					
Центральный Тянь-Шань (6)	-0.46	—	—	—	-0.66
Ферганская долина (8)	-0.46	-0.30	± 0.09	0.32	-0.40
III зона—Южный					
Южный Тянь-Шань (5)	-0.49	-0.35	± 0.02	0.13	-0.53
Таджикская депрессия (4)	-0.41	-0.39	± 0.05	0.02	-0.27
IV зона—Памиро-					
Гиндукуш (1)	-0.46	-0.42	± 0.03	0.53	-0.31
Юж. Памир (2)	-0.46	-0.36	± 0.05	0.56	-0.36
Сев. Памир (3)	-0.46	-0.47	± 0.13	0.48	-0.43

валась сеткой субширотных и субмеридиональных профилей, вдоль которых изучалось изменение сейсмической активности по годам. Кривая пространственного изменения сейсмической активности за четыре года наблюдений принята в первом приближении за современную среднюю. Неоднородность величины сейсмической активности по площади и во времени позволила провести более детальные исследования вдоль профилей, которые методом выборочной средней делились на квазиоднородные по значению сейсмической активности участки. Затем строились графики изменения A_{10} по годам и определялась связь A_{10} с крупными землетрясениями ($K \geq 13$). В качестве примера приведем субширотный профиль 33—34 (рис. 2, а) и соответствующий ему график изме-

нения \bar{A}_{10} по годам (рис. 2, б). На профиле выделены четыре участка, характеризующиеся различными среднегодовыми значениями сейсмической активности: в интервале $\Delta = 0-250$ км — Западный Кунь-Лунь, 250—375 км, 375—450 — Южный Тянь-Шань, 450—600 км — Южный и Центральный Тянь-Шань. Для участка профиля $\Delta = 0-250$ км среднее значение активности в 1975 и 1976 гг. незначительно уменьшается по сравнению с 1974 г., причем в 1976 г. в условиях пониженных значений \bar{A}_{10} на этом

Таблица

по сейсмическим данным за 1974—1977 гг.

75 г.		1976 г.			1977 г.		
σ_{γ}	\bar{A}_{10}	γ	σ_{γ}	\bar{A}_{10}	γ	σ_{γ}	\bar{A}_{10}
$\pm 0,025$	0,08	-0,49	$\pm 0,06$	0,035	-0,60	$\pm 0,16$	0,02
$\pm 0,01$	0,08	-0,49	$\pm 0,13$	0,08	-0,61	$\pm 0,1$	0,08
$\pm 0,015$	0,20	-0,41	$\pm 0,02$	0,20	-0,48	$\pm 0,02$	0,20
$\pm 0,01$	0,50	-0,40	$\pm 0,02$	0,32	-0,43	$\pm 0,04$	0,30
Тянь-Шань							
$\pm 0,03$	0,08	-0,62	$\pm 0,04$	0,06	—	—	—
Тянь-Шань							
$\pm 0,015$	0,09	-0,52	$\pm 0,012$	0,15	—	—	—
$\pm 0,09$	0,56	-0,27	$\pm 0,04$	0,30	-0,60	$\pm 0,08$	0,35
Тянь-Шань							
$\pm 0,03$	0,18	-0,44	$\pm 0,01$	0,20	-0,48	$\pm 0,02$	0,18
$\pm 0,056$	0,38	-0,40	$\pm 0,15$	0,35	-0,47	$\pm 0,07$	0,15
Гиндукуш (коровые)							
$\pm 0,09$	0,30	-0,35	$\pm 0,11$	0,50	-0,42	$\pm 0,05$	0,45
$\pm 0,04$	0,50	-0,3	$\pm 0,03$	0,35	—	\pm	—
$\pm 0,04$	0,63	-0,44	$\pm 0,07$	0,70	-0,45	$\pm 0,016$	0,65

участке произошло два землетрясения с $K=13$. На участке $\Delta = 250-375$ км — Южный Тянь-Шань \bar{A}_{10} в 1976—1977 гг. резко повышается и в 1977 г. в условиях высоких значений сейсмической активности произошло два землетрясения с $K=13$. Аналогичные построения выполнены для всей территории Средней Азии. Из рассмотренных пятнадцати случаев крупных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны, происшедших вблизи профилей в течение 1974—1977 гг., в тринадцати — средняя величина сейсмической активности на квазиоднородных участках земной коры уменьшается перед крупными землетрясениями, а разрядка напряжений

и соответственно крупное землетрясение происходит в условиях низких значений \bar{A}_{10} по сравнению с предыдущим годом. И только в двух случаях такой зависимости не наблюдается.

Анализ связи проявления крупных землетрясений Южно-Тяньшаньской и Центрально-Тяньшаньской сейсмогенных зон с изменением величины \bar{A}_{10} показал, что эти землетрясения происходят в одинаковых для обеих зон сейсмогеодинамических условиях. В преобладающем большинстве случаев крупные землетрясения происходят при значениях \bar{A}_{10} значительно больших, чем в предыдущие годы, и только иногда эта зависимость не выдерживается.

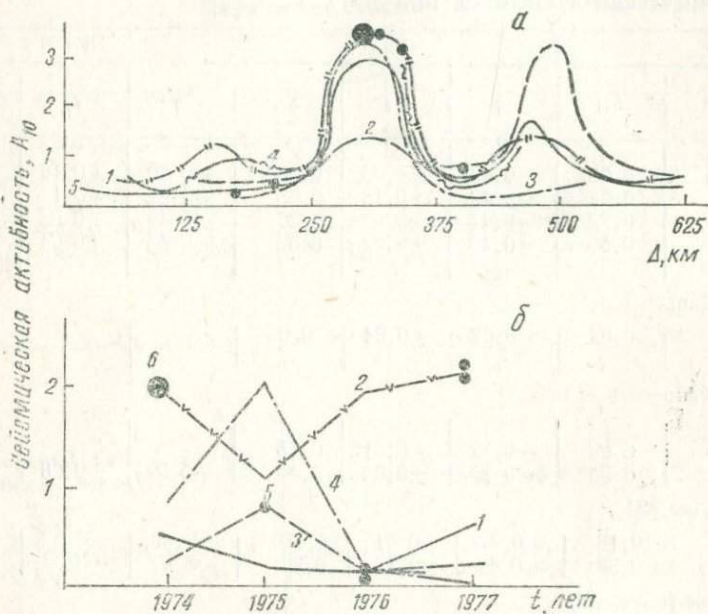


Рис. 2. Изменение среднегодовых значений сейсмической активности (профиль 33—34) с расстоянием (а), во времени (б).

1—Кунь-Лунь ($\Delta=0-250$ км), 2—Южный Тянь-Шань ($\Delta=250-375$ км), 3—Южный Тянь-Шань ($\Delta=375-450$ км), 4—Южный и Центральный Тянь-Шань ($\Delta=450-600$), землетрясения энергетического класса: 5—К-13, 6—К-16.

Все сказанное выше относится и к субмеридиональным профилям.

Следовательно, с 1974 по 1977 г. возникновение крупных землетрясений Памиро-Гиндукушской сейсмогенной зоны происходит при пониженной сейсмической активности относительно долговременной средней, а возникновение землетрясений в Южно-Тяньшаньской и Центрально-Тяньшаньской зонах характеризуется условиями повышенных значений \bar{A}_{10} .

Таким образом, анализ изменений параметров графиков повторяемости во времени, сопоставление их значений с долговремен-

ными средними и намечающиеся связи между изменениями величины сейсмической активности и возникновением крупных землетрясений дают основание для дальнейшего развития этих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
2. Землетрясения в Средней Азии и Казахстане в 1974 г. «Землетрясения в СССР 1974 г.», М., 1977.
3. Землетрясения в Средней Азии и Казахстане в 1975 г. «Землетрясения в СССР 1975 г.» М., 1972.
4. Землетрясения в Средней Азии и Казахстане в 1976 г. «Землетрясения в СССР 1976 г.» М., 1980.
5. Землетрясения в Средней Азии и Казахстане в 1977 г. «Землетрясения в СССР 1977 г.» М., 1981.

УДК 550.348.42

Л. М. ПЛОТНИКОВА, В. И. УЛОМОВ, В. И. МАХМУДОВА

Влияние Чарвакского водохранилища на параметры сейсмического режима

При строительстве высоких плотин в сейсмоактивных районах и создании крупных искусственных резервуаров наряду с инженерно-геологическими возникает сложная проблема влияния водохранилищ на сейсмичность региона. Решение ее представляет интерес с двух аспектов. Первый связан с оценкой сейсмической опасности района проектируемых гидротехнических сооружений и более глубоким пониманием физики очага землетрясения, второй — с решением вопроса сейсмостойкости плотин.

В мировой практике известны десятки случаев, когда в регионах в связи с заполнением водохранилищ наблюдалось изменение или возникновение сейсмичности. Некоторые толчки достигали значительной интенсивности (районы плотин Кариба в Центральной Африке $M=6,0$ $I_0=8$ балл., Кремасто в Греции $M=6,3$, $I_0=8$ балл., Койна в Индии $M=6,5$, $I_0=8-9$ балл., Синьфинзян в Китае $M=6,1$, $I_0=8$ балл. и др.). Отмечались серьезные повреждения, значительный ущерб и человеческие жертвы. Если учесть, что районы Койна и Карибо считались асейсмичными, то становится очевидным, насколько важна проблема контроля за сейсмичностью районов высоких гидротехнических сооружений.

В последние годы в сейсмоактивных районах СССР (Средняя Азия, Кавказ и др.), где возводятся высокие плотины, проводятся сейсмологические исследования для контроля за сейсмическим режимом региона, выявления причинно-следственных связей и изучения механизма «водохранилищных» землетрясений [3]. Ре-

результаты исследований помогут прогнозировать сильные сейсмические явления, опасные для сооружения и бортов водохранилища.

В Средней Азии, в районах с сейсмичностью $8 \leq I \leq 9$ баллов завершено строительство ряда крупных плотин: Нурекской $H=300$ м, Токтогульской $H=120$ м, Чарвакской $H=170$ м, Анджанской $H=120$ м.

Чарвакское гидротехническое сооружение находится в Приташкентском районе, в 65 км от г. Ташкента, в наиболее сейсмоактивной части [1, 5, 6]. Сейсмологические исследования начаты авторами до строительства этой плотины. Плотина каменно-набросная, залегает на скальном основании. При расчетах на сейсмостойкость принято, что максимально возможное сейсмическое воздействие — 9 баллов, хотя, согласно действующей карте сейсмического районирования, этот район расположен в 8-балльной зоне.

Заполнение Чарвакского водохранилища началось в 1971 г. Проектный объем — 2 км^3 , общая площадь — 40 км^2 , протяженность — около 12 км, ширина — 4 км. В 1972 г. средний уровень воды достиг 77 м, в 1974—1975 гг. — 110 м, а в 1978—1980 гг. — 143 м. Водоохранилище имеет ирригационное и энергетическое значение.

Оно заполняется ежегодно в течение 3—4 мес., начиная с марта — апреля объем его увеличивается в 3—4 раза. В заполненном состоянии находится 1—1,5 мес. На протяжении 2,5—3 мес. происходит разгрузка до среднего уровня 75—80 м, который сохраняется с августа по март. Исключение составили 1978—1980 гг., когда постоянный уровень 145 м держался в течение 9 мес. (с мая) и опустился до 110 м за 2,5 мес. Затем водохранилище было вновь заполнено до 145 м.

Район исследований характеризуется сложным строением, обусловленным взаимодействием подзон с различной историей геологического развития — Чаткальской и Кураминской. Наряду с региональными разломами — Кенкольским и Кумбельским, существуют тектонические дислокации более низкого порядка (Ишак-Купрюкский, Чарвакский, Бурчмуллинский), которые образуют границу чаши водохранилища. Западная граница совпадает с Чарвакским взбросом (амплитуда перемещения 800 м), северная проходит по Каржантаускому надвигу (амплитуда — 2 км) — одному из крупных разрывных нарушений района. Восточная проходит по Бурчмуллинскому надвигу (амплитуда — 2 км), южную границу замыкает Чимганский надвиг (амплитуда — 1 км).

Чаша Чарвакского водохранилища, расположенная в пределах Бурчмуллинской впадины, и борта водохранилища выполнены отложениями неоген-мелового возраста и четвертичными накоплениями. Мощность третичных отложений в пределах впадины составляет 1300—1500 м. Они представлены толщей переслаивающихся глин, алевролитов с песчаниками и конгломератами. На размытой поверхности третичных отложений залегает толща четвертичных мощностью до 30 м — галечники, конгломераты, лес-

свидетельствуют о воздействии на толщи известняков напорных гидротермальных растворов (до 28°C), циркулирующих по зонам тектонических нарушений и дробления. В известняках палеозойского возраста на глубине 20—150 м существует водоносный горизонт безнапорных вод.

По литологическому составу скальные породы впадины разделяются на две свиты: массивные, слаботрещиноватые известняки мощностью 200 м и залегающая на них свита тонкослоистых трещиноватых известняков, в толще которых встречаются тела «каранкулитов» — пород силикатного состава (кремнисто-глинистые разности). Глубина залегания мелких тел каранкулитов — 30—80 м, крупных — не установлена. Каранкулиты и их состав свидетельствуют о воздействии на толщи известняков напорных гидротермальных растворов (до 28°C), циркулирующих по зонам тектонических нарушений и дробления. В известняках палеозойского возраста на глубине 20—150 м существует водоносный горизонт безнапорных вод.

Подземные воды в четвертичных отложениях приурочены к галечникам и делювиальным суглинкам и залегают на водоупорных породах третичного возраста. Выхода вод непосредственно из толщи третичных отложений не обнаружено. Фильтрация воды из водохранилища на участках развития третичных отложений исключается. На приплотинном участке, где дно и борта водохранилища сложены известняками палеозойского возраста, отмечается сильная фильтрация, обусловленная зонами повышенной трещиноватости, закарстованностью, тел каранкулитов. Подпертый горизонт воды распространяется от плотины на 20—25 км.

Из рассмотренных 42 сильных ($4,0 \leq M \leq 5,8$) землетрясений Приташкентского района 14 относится к Чарвакскому району. В пределах Чарвакского района известны землетрясения с $I_0 = 8$ баллов. Очаг Бурчмуллинского землетрясения 1959 г. с $M = 5, 8$, $I_0 = 7—8$ баллов расположен в северо-восточной части Чарвакского водохранилища.

Сейсмологические исследования, связанные с оценкой влияния искусственных резервуаров на сейсмический режим района, состоят в изучении средних долговременных характеристик сейсмического режима и его изменений за отдельные конкретные интервалы времени. В наших исследованиях размеры последних определялись приуроченностью к данному интервалу тех или иных событий, происходящих в районе. Рассматривались три периода — до начала строительства плотины (1898—1970 гг.), предшествующий заполнению водохранилища (1961—1970 гг.), и период заполнения и эксплуатации водохранилища (1973—1980 гг.).

Цель наших многолетних исследований — изучение характера изменений параметров сейсмического режима и особенностей динамики земной коры района в связи с заполнением водохранилища, выявление корреляционных связей между режимом эксплуатации водохранилища и проявлением сейсмичности, а также выработка представлений о возможном генезисе и прогнозе сильных «водохранилищных» землетрясений.

В районе действует сеть сейсмических станций, расположенная

по периметру водохранилища и на удалении от него. Сейсмическая сеть локализует гипоцентры землетрясений с точностью $\pm 2,0$ км по площади и глубине.

Для изучения деформации земной коры в районе проводятся систематические высокоточные геодезические наблюдения с 1969 г. [2]. Нивелирование I класса вокруг водохранилища произведено 5 раз (1969, 1970, 1972, 1974—1975, 1976—1980). Результаты показывают, что заполнение водохранилища до уровня $H = 90$ м (в 1973—1974 гг.) привело к опусканию на 2 см земной поверхности в северо-восточной и подъему в западной частях водохранилища. Опускание восточной и северо-восточной частей водохранилища отмечено геодезической съемкой 1980 г., что, возможно, связано с повышением уровня воды до 145 м. Светодальномерными измерениями 1969—1974 гг. выявлено сближение хребтов, окаймляющих водохранилище, со скоростью $0,5 + 0,2$ см/год [2]. Исследованиями по району Ингури ГЭС также выявлено опускание поверхности водохранилища в створе плотины. Наибольший прогиб отмечен для дна (до 11 мм) и меньший — для бортов каньона (И. П. Кузин, Гидропроект им. С. Я. Жука). Деформация ложа водохранилища проявлялась с определенным запаздыванием по отношению к изменению уровня. В районе Токтогульского водохранилища деформация чаши проявлялась синфазно с заполнением водохранилища (В. Д. Павлов, ИФЗ АН СССР).

Сопоставлением карты эпицентров представительных землетрясений за 1960—1970 гг. с картой эпицентров сильных землетрясений Чарвакского района (рис. 1) выявлена приуроченность основного количества землетрясений к тектоническим разломам района и особенно к зонам их пересечений (в том числе в районе Чарвакского водохранилища).

Сопоставление карт эпицентров за 1960—1970 гг. и 1973—1980 гг. показало, что заполнение и эксплуатация водохранилища обусловили возникновение землетрясений ($K=6\div 8$) на глубине 5 км в пределах Ализарской впадины, где ранее землетрясения не отмечались. Некоторое скопление слабых толчков в этот период отмечается в чаше и в восточной части водохранилища.

Выявлена миграция очагов землетрясений по площади по мере заполнения водохранилища. Если в начальный период (1973 г.) при уровне воды $H = 90$ м толчки отмечались главным образом в северной части водохранилища, то в последующий период (особенно в 1975 г. при $H \geq 100$ м) большое количество толчков появилось в восточной части и в пределах водохранилища. Сильное землетрясение в марте 1977 г. с $M=4,3$ ($I_c=6$ балл.) и его форшок $M = 3,9$ произошли в северо-восточной части водохранилища и приурочены к Бурчмуллинско-Пскемскому разлому.

Отмечается уменьшение глубины очагов землетрясений после заполнения водохранилища и активизация слоя толщиной до 5 км. До 1971 г. сейсмическая активность распределялась достаточно равномерно на глубине до 10—15 км.

Ход сейсмичности в районе в отдельные периоды времени в первом приближении может быть охарактеризован количеством толчков и выделившейся при этом суммарной сейсмической энергией. Эти параметры являются показателями снятой деформации во времени.

Особенность хода сейсмичности в период 1973—1975 гг. (первый период эксплуатации водохранилища) при $H_{max}=100$ м изучена по отношению к данным за период 1960—1970 гг., предшествующий началу заполнения водохранилища. Рассмотрены го-

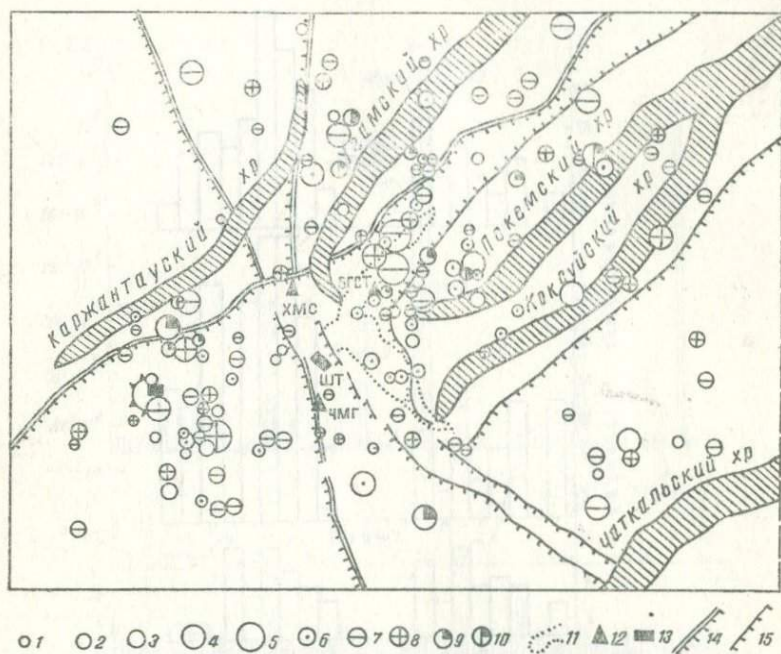


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Чарвакского района за 1973—1980 гг.
Классификация землетрясений по энергии:

1— $K=5$; 2— $K=6$; 3— $K=7$; 4— $K=8$; 5— $K=9$. Классификация очагов землетрясений по глубине: 6— $H=0$ км, 7— $H=5$ км, 8— $H=10$ км, 9— $H=15$ км, 10— $H=20$ км. 11—контур водохранилища, 12—сейсмостанция, 13—створ плотины, 14—разломы: 1—первого, 15—второго порядка.

довые выборки, включающие землетрясения энергетических классов от $K=6,0$ (представительные для района) до $K=13,0$.

Сейсмический режим, представленный землетрясениями с $K=8 \div 13$, за рассматриваемый интервал времени имел достаточно стационарный характер (рис. 2). Наблюдается незначительное увеличение толчков в 1965 и 1967 гг. Начало заполнения водохранилища на графике не отмечается. Начальный период эксплуатации водохранилища также характеризуется достаточно стационарным ходом сейсмичности. Некоторая активизация наблюдалась в 1975 и 1977 гг., но общий ход сейсмичности, выраженной коли-

чеством толчков интенсивностью $K=8-13$, сохраняется в течение 1963—1978 гг.

Иная картина получена по выборкам слабых землетрясений $K=6 \div 8$ и $K=7 \div 9$. Здесь довольно однозначно проявляется тенденция к увеличению с 1973 г. количества слабых толчков, по-видимому, обусловленному заполнением водохранилища.

Уменьшение количества толчков в 1977 г., возможно, связано с возникновением в районе сильных землетрясений 15. III. 1977 г.,

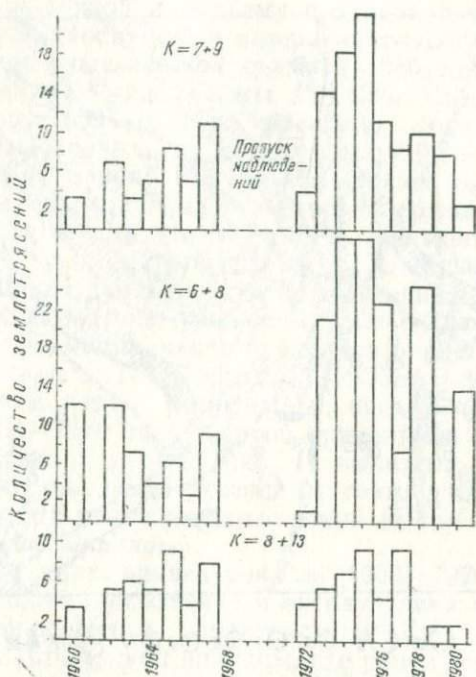


Рис. 2. Распределение во времени количества землетрясений в зависимости от энергии источника.

$M = 3,9$ и 6. XII. 1977 г., $M = 5,0$ и снятием ими определенной доли упругих напряжений в земной коре этого района.

Более детально ход сейсмичности в период эксплуатации водохранилища, начиная с января 1973 г., изучен по выборкам за более короткие интервалы времени — за полугодия, выбор которых определен режимом эксплуатации водохранилища. Распределение во времени количества землетрясений $N(T)$ сопоставлялось с распределением величины выделившейся суммарной сейсмической энергии $\Sigma E(T)$.

Наименьшее количество толчков произошло в первой половине 1973 г. и второй 1974 г. Вторая половина 1973 г. и первая 1974 г.

характеризуются равным количеством толчков. Однако эти интервалы не равноценны по количеству выделившейся сейсмической энергии: максимум энергии (43% от общей величины за период 1973—1975 гг.) приходится на первую половину 1974 г. Наибольшее количество землетрясений относится к первому полугодю 1975 г., но по выделившейся сейсмической энергии этот период равнозначен первому полугодю 1973 г.

При количественной оценке величины сейсмической энергии выявлена цикличность в выделении сейсмической энергии — один

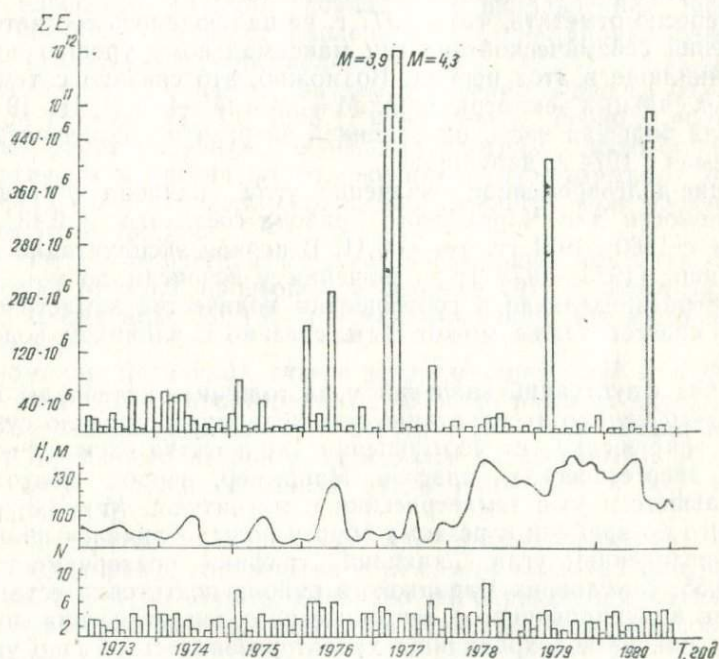


Рис. 3. Изменение во времени количества сейсмических толчков (N) и выделившейся суммарной сейсмической энергии ΣE в зависимости от режима эксплуатации водохранилища.

максимум энергии приходится на начало текущего года, второй — на середину. Первый из этих максимумов относится к периоду (7—9 мес.) минимального уровня воды (к периоду после срабатывания водохранилища), второй — к периоду заполнения и достижения максимального уровня (длительностью 1—2 мес., рис. 3). Большие порции энергии связаны с периодом после срабатывания водохранилища и по времени соответствуют минимальному уровню воды. Изменений в количестве сейсмических толчков не наблюдается. Сейсмическая активизация, соответствующая первому макси-

муму, проявляется через 5—6 мес. после срабатывания водохранилища.

В 1976 г. водохранилище было заполнено до 125 м. Быстрое срабатывание уровня до 8 м в течение одного месяца (при градиенте более 1 м/сут) привело к возникновению в северо-восточной части водохранилища сильного землетрясения $M=4,3$ ($I_0=6$ балл.). Затем при уровне воды 145 м закономерность в выделении сейсмической энергии в зависимости от режима эксплуатации водохранилища нарушилась. Максимальные порции энергии выделяются в период резкого сброса водохранилища.

Интересно отметить, что в 1977 г. не наблюдалось соответствия увеличения сейсмической энергии максимальному уровню воды в водохранилище в этот период. Возможно, это связано с тем, что при двух сильных землетрясениях $M=3,9$ и $M=4,3$ (II, III. 1977 г.) выделена большая часть накопленной энергии и цикличность, наблюдаемая с 1974 г., нарушилась.

Средне-долговременное значение угла наклона γ графика повторяемости для Чарвакского района составляет — 0,43, для периода с 1960—1971 гг. $\gamma = -0,41$. В период эксплуатации водохранилища (1973—1978 гг.) значения γ возросли до $\gamma = -0,55$. Это перераспределение в соотношении количества землетрясений разных классов также может быть связано с влиянием водохранилища.

Анализ флуктуаций значений γ за годовичные интервалы показывает, что начало эксплуатации водохранилища вызвало существенное нарушение в соотношении количества землетрясений разных энергетических классов. Например, период подготовки упоминавшегося уже землетрясения с магнитудой $M = 4,3$, приуроченного по времени к резкому сбросу воды, отличался аномальным увеличением угла наклона графика повторяемости до $\gamma = -0,55$. В условиях Чарвакского района подготовка естественного (не индуцированного) тектонического землетрясения до создания в районе водохранилища характеризовалась обычно уменьшением угла наклона графика повторяемости [4].

По-видимому, условия подготовки естественных тектонических и наведенных (индуцированных) землетрясений несколько разные, что, возможно, связано с изменением физико-механических свойств и напряженного состояния среды в районе при усиленном обводнении и дополнительных нагрузках. Подтверждение такого вывода — аномальное изменение отношений скоростей распространения продольных и поперечных волн V_p/V_s от местных землетрясений. При обводнении горных пород заметно изменяется модуль объемного сжатия, модуль сдвига остается почти неизменным. Поэтому показателем обводненности пород является изменение скорости распространения продольных волн при неизменной скорости поперечных.

Для Бурчмуллинской и Кенкольской зон, полностью или частично обводненных, отмечается существенное повышение в

1974—1975 гг. отношений V_p/V_s по сравнению с 1972 г. и средним значением для Чарвакского района. Отношение V_p/V_s изменяется от 1,64—1,67 в 1973 г. до 1,80 — в 1975 г. Для зон, удаленных от водохранилища (Ализарская, Пскемская, др.), увеличения отношений V_p/V_s за этот срок не отмечалось. Для них отношение V_p/V_s флуктуирует вокруг среднего значения для района (1,72).

Механизм очагов землетрясений Чарвакского района в период до заполнения водохранилища (1959—1970 гг.) подчиняется общим закономерностям, характерным для всего Чаткало-Кураминского орогена [1]. Основное движение в очагах — взброс. Направление плоскости разрыва совпадает с направлением основной структуры. Ось сжатия направлена вкрест простирания структуры, ось растяжения — субвертикальна.

Исключение составили два землетрясения. Одно из них с магнитудой $M = 3,3$ 27. XI. 1968 г. относится к периоду подготовительных работ на участке основания плотины (снято более 30 м четвертичных и третичных отложений) и буро-взрывных работ в карьере добычи строительного камня. Землетрясение произошло в 5 км от этих участков.

Второе землетрясение, имевшее аномальный механизм очага и магнитуду $M = 3,9$, произошло в феврале 1977 г. после интенсивного подъема воды до 130 м — максимального для этого периода заполнения.

Аномалия механизма очагов землетрясений 1968 г. и февраля 1977 г. состояла в простирании плоскостей разрыва вкрест и осей сжатия — вдоль геологических структур [3]. Через месяц в марте 1977 г. произошел второй толчок более интенсивный с $M = 4,3$ и $I_0 = 6$ балл. Однако механизм очага этого толчка был типичен для района [3].

Более строгое решение вопроса о существовании взаимосвязи между факторами, связанными с режимом эксплуатации водохранилища, и сейсмичностью, основано на определении количественных характеристик с привлечением статистических методов интерпретации.

Параметрами, определяющими режим эксплуатации водохранилища, в наших исследованиях приняты уровень воды в водохранилище H и его производные, определяющие градиент скорости изменения уровня $\beta = \frac{\partial H}{\partial t}$ и градиент скорости с учетом давления столба воды

$$\xi = \frac{\partial H}{\partial t} \cdot H.$$

Параметры, характеризующие особенности проявления сейсмичности, — частота землетрясений $N(T)$, суммарная величина выделившейся сейсмической энергии $\Sigma E(T)$ и величина снятых деформаций $\Sigma \bar{U} E$ во времени.

На основании опубликованных данных о характере проявления наведенной сейсмичности в разных регионах следует, что нет одно-

значной временной зависимости между изменениями уровня воды и сейсмической активизацией. В некоторых регионах отмечается полное совпадение по фазе этих явлений (Нурекское, Токтогульское водохранилища), в других — наблюдается сдвиг, достигающий, 0,5—1 года. Возможно, это обусловлено не только особенностями тектоники района водохранилищ, но и скоростью заполнения и сброса воды. Поэтому режим обработки материала наблюдений должен учитывать режим эксплуатации (время заполнения и сброса) в условиях конкретного водохранилища. Это позволит с учетом знания времени «отклика» земной коры на воздействие водохранилища организовать более надежное наблюдение за сейсмогеодинамическими процессами.

Учитывая сезонные вариации уровня Чарвакского водохранилища, связанные с заполнением и сбросом воды, мы обрабатывали материал с использованием переменного окна осреднения (размеры окон равны 1, 4, 6 и 12 мес.).

Первое, что получено при анализе результатов — разный характер зависимости рассматриваемых параметров в периоды заполнения и эксплуатации водохранилища. Значения коэффициентов корреляции свидетельствуют об отсутствии какой-либо линейной зависимости рассматриваемых сейсмических параметров ($N, \Sigma E, \Sigma \sqrt{E}$) от уровня воды в водохранилище. Для этапа заполнения водохранилища (1973—1974 гг. $H_{\max} = 90$ м) линейная зависимость сейсмических параметров существовала лишь от параметра ξ . Для режима эксплуатации водохранилища выявлено, что между всеми рассматриваемыми параметрами линейной зависимости не существует. Анализом данных по годовому интервалу, включающему режим подъема, спуска и стационарного сезонного уровня воды в водохранилище, не выявлены факторы, устойчиво влияющие на характер сейсмичности.

Для циклов заполнения водохранилища значения корреляционных отношений равны $0,60 \leq \eta \leq 0,86$, что свидетельствует о зависимости сейсмических параметров ΣE и $\Sigma \sqrt{E}$ от параметров N_v, β, ξ .

Для циклов сброса воды корреляционные отношения между рассматриваемыми параметрами также значимы: $0,55 \leq \eta \leq 0,91$.

Полученные корреляционные связи позволили оценить размеры площади, подверженной влиянию водохранилища. На рис. 4 показана корреляционная кривая $N(\beta)$, построенная по выборкам, отвечающим расстояниям до 40 км и $40 \leq R \leq 100$. Первая выборка соответствует блокам, обводненным водохранилищем и контактирующим с ним (Бурчмуллинская, Пскемская, Каржантауская зоны), вторая — остальной территории района. Влияние водохранилища на свойства пород среды проявляется в радиусе до 40 км на площади 4800 км².

Итак, изучение проявления сейсмичности в районе самого крупного в Узбекистане водохранилища, расположенного в Чаткало-Кураминском регионе, показало следующее.

Характер проявления сейсмичности в периоды, предшествующий созданию (1960—1970 гг.), заполнения (1970—1972 гг.) и эксплуатации (1973—1980 гг.) водохранилища различный. Период эксплуатации водохранилища характеризуется уменьшением числа землетрясений энергетических классов $K = 9-10$. Разрядка напряжений, накопленных в земной коре, в это время происходит главным образом за счет слабых ($K = 5-7$) мелкофокусных ($H = 0-5$ км) землетрясений.

Влияние водохранилища сказывается на средне-долговременном значении параметров сейсмического режима и, по-видимому,

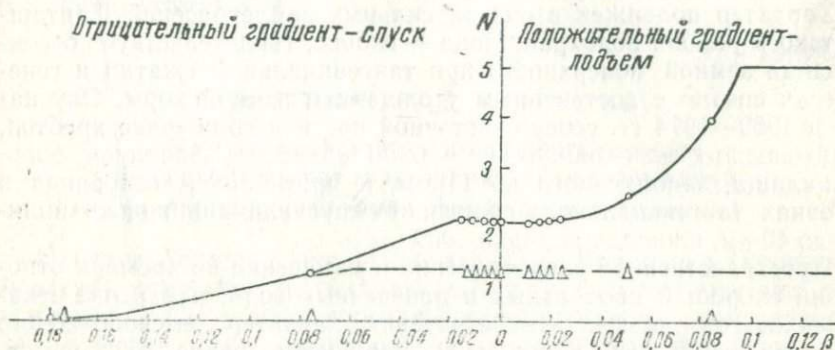


Рис. 4. Корреляционная кривая зависимости N (%) для близких и удаленных структур. Прямая линия — выборка для зон, расположенных в радиусе $R = 35$ км от водохранилища, пунктир — выборка для удаленных очаговых зон.

приводит к увеличению частоты повторяемости сильных землетрясений в районе. Прогностически признаки сильных естественных тектонических и индуцированных землетрясений имеют противоположный характер.

Пространственное расположение очагов землетрясений в период эксплуатации водохранилища (1973—1980 гг.) контролируется структурными факторами. Четко прослеживается приуроченность их к разломам, оконтуривающим блок земной коры, в пределах которого расположено водохранилище. Наибольшее количество толчков (в том числе и сильные $M = 4,3$, $I_0 = 6$ балл.) возникает в северо-восточной части водохранилища, в местах отсутствия водонепроницаемых третичных пород и наличия трещиноватых палеозойских отложений.

Уровень воды в водохранилище не влияет на изменение сейсмичности, выраженной количеством толчков, что является косвенным показателем слабого влияния на прочность пород порового давления.

Зависимость между сейсмическими параметрами и режимом эксплуатации водохранилища носит нелинейный характер. Это свидетельствует о более сложных связях, обусловленных влиянием

нескольких одновременно действующих факторов (обводнение, перераспределение напряжений, ползучесть и т. д.).

На пространственно-временной ход сейсмичности в условиях Чарвакского района наибольшее влияние оказывает величина градиента скорости изменения уровня водохранилища. При этом реакция земной коры проявляется с некоторой задержкой, что по-видимому, обусловлено водопроницаемыми породами в чаше. Данные по другим водохранилищам, расположенным в сейсмоактивных районах территории СССР, также подтверждают, что механизм воздействия водохранилищ зависит от инженерно-геологических и тектонических условий района.

Характер подвижек в очагах сильных землетрясений Приташкентского района водохранилища — взброс, свидетельствует о сокращении земной поверхности при тангенциальном сжатии и генетически связан с постепенным утолщением земной коры. Опускание в 1969—1974 гг. северо-восточной части и сближение хребтов, окаймляющих водохранилище, можно объяснить влиянием водохранилища, заполненного до 110 м, и прогибанием основания в условиях тангенциального сжатия. Радиус влияния водохранилища до 40 км, площадь порядка 5000 км².

Пространственное распределение и изменение во времени отношений скоростей продольных и поперечных волн, изменение механизма очагов сильных землетрясений, характер высвобождения сейсмической энергии деформации, нарушение средне-долговременного закона распределения количества землетрясений в зависимости от их энергии свидетельствуют об изменении свойств среды и перераспределении поля напряжений в районе, подверженном влиянию Чарвакского водохранилища.

Изучение факторов, действующих на сейсмическую активность наиболее значительно, помогает выработать рекомендации по оптимальному режиму эксплуатации водохранилища, снижающему его воздействие на местную сейсмичку, что обеспечивает сейсмостойкость высокого гидротехнического сооружения.

Учитывая малую глубину гипоцентров наведенных землетрясений, следует ожидать возбуждения высоких частот сейсмических колебаний. Это может увеличить макросейсмический эффект при той же интенсивности источника. Поэтому при расчете гидротехнического сооружения на сейсмостойкость необходимо учитывать поправку к эффекту воздействия естественных тектонических землетрясений за счет высокочастотного воздействия наведенных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Захарова А. И., Матасова Л. И. Механизм очагов землетрясений Приташкентского района и сейсмический режим. Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, ч. I. Новосибирск, 1969.
2. Корешков Н. А., Райзман А. П. О геодезических исследованиях современных движений земной коры на Ташкентском геодинамическом полигоне. «Узб. геол. ж.», 1980, № 5.

3. Плотникова Л. М., Матасова Л. М., Суров В. П., Махмудова В. И. Особенности проявления землетрясений в районе Чарвакского водохранилища в период максимального заполнения. В сб. «Сейсмологические исследования в Узбекистане», Ташкент, 1979.
4. Плотникова Л. М., Соколова А. И., Матасова Л. М., Махмудова В. И. Сейсмические предвестники и особенности проявления Таваксайского землетрясения. В сб. «Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 г.», Ташкент, 1981.
5. Плотникова Л. М., Флёнова М. Г., Соколова И. А., Махмудова В. И. Сейсмический режим Приташкентского района в период, предшествующий возникновению Таваксайского землетрясения. В сб. «Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 г.», Ташкент, 1971.
6. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.

УДК 550.348.425

Е. М. БУТОВСКАЯ, Н. С. МЕМЕТОВА

**Изучение сейсмического эффекта взрывов
при строительстве гидротехнических сооружений
(на примере основания Андиганской плотины)**

Плотина Андиганского гидроузла на р. Карадарье (Восточная Фергана) относится к уникальному типу гидротехнических сооружений СССР — контрфорсная, железобетонной конструкции. Сейсмическое микрорайонирование строительных площадок проектируемых сооружений дает исходные данные о сейсмических свойствах грунтов, которые используются для оценок сейсмостойкости. Однако строительство крупных гидротехнических объектов — довольно длительный процесс, связанный с большим объемом взрывных работ. Процесс взрывания по отбивке нужных проектных отметок контура котлована и бортов каньона может продолжаться длительное время — до десяти лет и более, что оказывает определенное влияние на свойства пород, находящихся в зоне их воздействия. Таким образом, оценки исходной балльности, полученные на первом этапе сейсмического микрорайонирования, изменяются в процессе техногенной (инженерной) деятельности человека в период подготовки к строительству.

На примере строительства Андиганской плотины показана необходимость изучения сейсмического эффекта промышленных взрывов на строящихся объектах, во-первых, с целью корреляции их параметров со степенью нарушения пород основания, что позволяет определять динамические характеристики записей и параметры взрывов, допустимых с точки зрения целостности основания, и по ним вести контроль над соблюдением оптимального режима взрывания. Во-вторых, по изменению во времени сейсмического эффекта от идентичных взрывов изучить изменение сейсмических свойств грунтов основания в процессе строительных работ плотины. Рассмотрим первое направление исследований.

Изучение сейсмического эффекта промышленных взрывов в районе Андиганского водохранилища началось в период подго-

товки строительства в 1967 г. Для наблюдения выбраны наиболее ответственные участки строительства — правобережное и левобережное примыкание плотины. Породы представлены кварцито-хлоритовыми сланцами силурийского возраста. Регистрация взрывов и землетрясений проводилась сейсмографом ВЭГИК в паре с гальванометром ГБ—IV. Скорость развертки записи взрывов 900 мм/мин.

Сейсмический эффект взрывов в зависимости от их параметров изучался в работах М. А. Садовского, Ф. А. Кириллова, С. В. Медведева, Ф. Ф. Аптикаева [1—7] и др. Этими авторами выведен ряд эмпирических зависимостей динамических характеристик колебаний грунта от параметров взрыва в виде:

$$A = k(q^{1.3} \cdot r^{-1})^{\beta}, \quad (1)$$

где A — амплитуда смещения колебания грунта,

q — вес заряда ВВ, кг,

r — расстояние, м,

k — коэффициент пропорциональности, зависящий от свойств грунта,

β — показатель степени.

В 60-х годах появились работы [5], трактующие возможность снижения сейсмического эффекта взрывов за счет коротко-замедленного взрывания (к. з. в.).

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОСУЩЕСТВЛЕНИЯ БУРО-ВЗРЫВНЫХ РАБОТ НА УЧАСТКЕ АНДИЖАНСКОГО ГИДРОУЗЛА

Цикл работ по сооружению Андижанской плотины включал проходку котлована по створу плотины и подведение автодорог к правобережному и левобережному примыканиям. Вначале снималась толща осадочных пород средней мощностью $h=8-10$ м в русловой и пойменной частях котлована, затем послойно вынималась толща $h=10$ м скальных пород основания с помощью буро-взрывных работ с применением скважинных и шпуровых зарядов. При определении глубины разрушенной и ослабленной зон (Ин-ты Гидроспецпроект и Средазгипроводхлопок) выявлено, что на отдельных участках разрезов (секции 15—22) в пойменных секциях котлована допущен перебор, понижающий проектную отметку основания на $h=1,5$ м.

Выемка пород проходила в следующей последовательности: 1) интенсивные буро-взрывные работы в пойменной части котлована и на автодорогах (1966—1970 гг.), 2) рыхление в секциях правобережного примыкания (1971—1974 гг.), 3) рыхление в секциях левобережного примыкания (1975—1976 гг.).

В 1967—1968 гг. зарегистрировано около 200 взрывов. По записям взрывов определялись амплитуды смещений, скорости и ускорения в максимальной фазе колебаний. Амплитуды смещений затем пересчитывались в истинные смещения почвы при помощи

частотных характеристик. Максимальные скорости и ускорения вычислялись из максимальных амплитуд смещений путем однократного и двукратного дифференцирования, при этом допускалось, что форма колебания — синусоидальная. Такой метод расчета неточный, однако устойчивость полученных результатов оправдывает прием.

Максимальные амплитуды смещений, скорости и ускорения колебаний отмечаются на различных участках сейсмограммы, так как скорости и ускорения помимо амплитуды зависят от периода, что учитывается при обработке записей. Ввиду того, что периоды максимальной фазы смещений на каждой отдельной записи довольно устойчивы, а на тех участках, где периоды значительно короче, амплитуды несоизмеримо малы, практически максимальные амплитуды смещения скорости и ускорения отвечали одному и тому же моменту времени.

Это дало нам возможность вести исследование, ориентируясь в основном на формулу (1).

Для того, чтобы исключить влияние периода на величину k , входящую в эту формулу, составлены гистограммы распределения периодов A_{\max} при взрывах в пунктах 1 и 2 (рис. 1). По оси абсцисс отложен период колебаний, ординат — количество случаев n в процентах от общего числа при максимальной амплитуде на данном периоде. Гистограммы имеют резкий максимум при $T=0,1-0,15$ с. Вся гистограмма практически по ширине укладывается в $0,1-0,12$ с для пункта 1 и $0,1-0,2$ с для пункта 2. Следовательно, период собственных колебаний волны в пункте 1 равен $T \approx 0,11$ с. Для исследования зависимости A_{\max} от q и r использовали формулу (1). В процессе исследований определяли параметры k и β , входящие в (1) и соответствующие условиям нарушенного основания. Методика решения этой задачи иллюстрируется на примере обработки записей в пункте 1.

В первом периоде наблюдений взрывы производились на трех различных участках строительной площадки, которые условно названы очагово-взрывными зонами (о. в. з.). Первая соответствует правобережному примыканию. Очаги первой о. в. з. находились от пункта наблюдения 1 в основном на расстояниях $340 \leq r_m \leq 420$, второй $450 \leq r_m \leq 500$ и третьей $1360 \leq r_m \leq 1500$.

Изучалась зависимость $A_{\max}(q)$ для каждой очаговой зоны, считая в первом приближении значение r постоянным в каждой группе взрывов, относящихся к одной и той же о. в. з. и к среднему значению интервала расстояний: для первой о. в. з. $\bar{r} = 370$ м, для второй — $\bar{r} = 475$ м и третьей — $\bar{r} = 1420$ м.

Исследовать зависимость $A_{\max}(q)$ с дифференциацией по числу ступеней замедления n не удалось — данных, соответствующих каждому значению n , недостаточно. Поэтому найденная ниже зависимость $A_{\max}(q)$ является осредненной для различных « n » в пределах $n=2-7$.

Соотношения $A_{\max}(q)$ представлены в виде графиков (рис. 2). При $r = \text{const}$ зависимость $A_{\max}(q)$ аппроксимируется прямой:

$$A_{\max} = b \cdot q^{\chi},$$

$$\lg A_{\max} = \chi \lg q + \lg b. \quad (2)$$

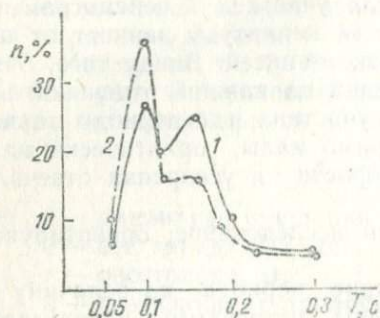


Рис. 1. Гистограммы периодов максимальных амплитуд смещений по взрывам в пунктах 1 и 2.

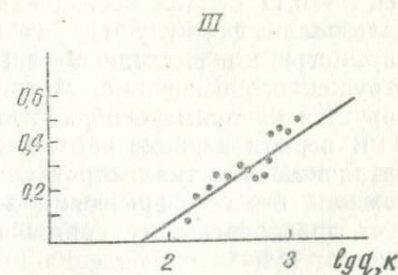
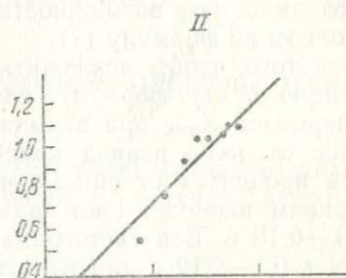
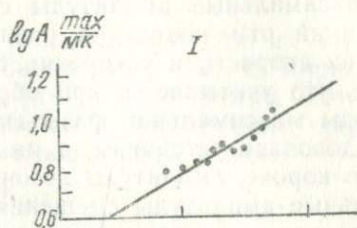


Рис. 2. Зависимость максимальной амплитуды смещения от веса заряда q , полученная на I этапе взрывания по трем очагово-взрывным зонам I, II, III.

Параметры прямых b и χ определялись методом наименьших квадратов. Для каждой очагово-взрывной зоны получены следующие зависимости:

I о. в. з.

$$A_{\max} = 1,504 \cdot q^{0,306}$$

II о. в. з.

$$A_{\max} = 0,626 \cdot q^{0,458}$$

$$A_{\max} = 0,257 \cdot q^{0,33}$$

Различия в значениях χ можно отнести к особенностям верхней части разреза коры на пути очаг — станция, соответствующим определенным трассам о. в. з. — станция.

В различие же значений коэффициентов b , по-видимому, заложено влияние на A_{\max} величины r . Далее оставалось выявить влияние на максимальную амплитуду в пределах данного участка параметра r . Для определения зависимости $A_{\max}(r)$ все A_{\max} приведены по уже найденной зависимости к эталонному весу заряда и принятому $\chi = 0,367$ среднему значению показателя степени для трех очагово-взрывных зон.

Очевидно, для каждого значения A_i можно найти приведенное A_i^* , воспользовавшись зависимостью:

$$A_i^* = A_i \left(\frac{q_{\text{эм}}}{q_i} \right)^\chi,$$

где за q эталонное принято $q = 130$ кг.

После расчета A_i^* , где A_i — значения A , соответствующие $q = 130$ кг, найдены средние значения A_i^* из выборки, соответствующей каждой о. в. з. Из формулы (1)

$$\lg A_{\max} = \lg(k \cdot q^\chi) - \beta \lg r.$$

После приведения A_{\max} к единому значению q первый член формулы можно принять за постоянную величину и по формуле (2) найти

$$\lg b = \lg k - \beta \lg r, \quad (3)$$

где зависимость $A_i^*(r)$ определялась для трех различных эпицентральных расстояний по осреднению большего числа данных. Расчет уравнения регрессии с учетом уже найденных $\lg b$ из (3), соответствующих каждой о. в. з., и α и r привел к следующим значениям: $\beta = 1,29$, $K = 1490$ и зависимости $A_{\max}(q, r)$ вида

$$A_{\max} = 1490 \left(q_{\text{кг}}^{0,367} \cdot r_{\text{м}}^{-1,29} \right). \quad (4)$$

Если K представить, согласно (2), в виде $K = \frac{T}{2\pi} \cdot \chi$ и перейти от A_{\max} в микронах к A_{\max} в миллиметрах, то получим $K = 85$, что приблизительно в 2,5 раза меньше среднего значения, полученного М. А. Садовским по взрывам, проведенным в условиях грунтов европейской части РСФСР.

Анализ сейсмических колебаний грунта при взрывах показывает, что при взрыве отдельных зарядов с замедлением интенсивность колебаний уменьшается [4, 5]. Однако накопленные данные еще не позволяют установить общие закономерности формирования и распространения сейсмических волн при замедленных взрывах. Как уже отмечалось, сейсмический эффект короткозамедленного взрывания (к. з. в.) определяется отношением скоростей колебания грунта, при одном и том же количестве взрывчатого вещества, в случае мгновенного взрыва и короткозамедленного: $B = v_{\text{мгн}}/v_{\text{кзв}}$. Опыты поставлены с целью выявления зависимости показателя снижения сейсмического эффекта с изменением интервала замедлений и числа групп « n » при короткозамедленном взрывании для данного района. Это проверено на зарядах малого веса. Как обычно, на практике применялся интервал замедления $\tau_1 = 25$ или $\tau_2 = 50$ мс между очередями. Опыты проводились совместно с институтом «Средазгипроводхлопок».

В первом опыте на закрепленном расстоянии 18 м, которое оказалось безопасным для приборов, взорвано 500 г ВВ, вначале мгновенно, затем с пятью интервалами замедлений через $\tau = 25$ мс и $\tau = 50$ мс. В первом случае, снижение сейсмического эффекта $B = 1,44$, во втором $B = 1,65$. Таким образом, с увеличением интервала замедления τ B увеличивается.

Во втором опыте изучена зависимость B от числа групп n при к. з. в. На том же расстоянии, что и в первом опыте, взорвано 600 г ВВ с интервалом замедлений $\tau = 50$ мс. Первоначально 600 г были разделены на три группы по 200 г, а затем на шесть — по 100 г. С увеличением числа групп n при к. з. в. показатель снижения сейсмического эффекта увеличился от 1,3 до 1,7.

В третьем опыте изменялись одновременно оба параметра — количество ступеней замедления и интервал замедлений. Взрывалось равное количество ВВ, $q = 800$ г первоначально с 4-мя ступенями замедлений через $\tau = 25$ мс по 200 г, затем с 2-мя через $\tau = 50$ мс по 400 г. Сейсмический эффект от обоих взрывов одинаковый. На основе этих опытов установлено, что на практике можно сократить количество ступеней, но при этом необходимо увеличить интервал замедления. Для условий нашего района применение $\tau = 50$ мс и $n = 5-6$ в среднем снижает сейсмoeffект до $B = 1,7$.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПЕРВОГО ЭТАПА ИССЛЕДОВАНИЙ

Чтобы иметь возможность по динамическим величинам — максимальным амплитудам A_{max} , периодам колебаний T , максимальным ускорениям a_{max} , определенным из записей на эталонной станции, судить о допустимости того или иного взрыва, необходимо провести корреляцию между глубиной h (м) разрушения пород, вызванного взрывом, и этими величинами.

Институтом Средазгипроводхлопок получены и представлены данные о характере разрушения пород при 8 взрывах $208 \leq q \leq 2346$, указана предельно допустимая величина глубины h разрушения пород основания (4 м — защитный слой от скважинных вертикальных взрывов, принятый в техпроекте). Приведем параметры взрывов и для удобства сопоставления значения максимальных амплитуд и ускорений на эталонной станции, соответствующих этим взрывам (табл. 1). Заметим, что расстояния от

Т а б л и ц а 1

Характеристика взрывов и глубины разрушения пород основания в котловане Аздижанской плотины

Дата	Место взрыва	Общий вес ВВ амонит 6 ЖВ, кг	Кол-во ступени зам.-ал.	Расстоя- ние до пункта 1, м	Интенсив- ность, балл	Макс. сме- щение, мм	Макс. ускорение в долях „д.“	Глубина разруше- ния, м
18. V. 67	Секция 25—26 блок № 1	2346	8	320	5	0,051	0,0128	5,5
20. V. 67	Секция 25—26 блок № 2	560	4	340	4	0,009	0,006	4
11. XII. 67	Секция 23—24 блок № 3	270	1	360	2	0,021	0,0028	2
14. IX. 67	Секция 29—30 блок № 8	1100	9	240	4	0,012	0,0086	4,3
18. I. 68	Секция 30—31 блок № 9	400	4	200	3—4	0,031	0,0051	4,5
12. I. 68	Секция 32—33 блок № 10	565	6	220	3	0,016	0,0035	3,2
23. II. 68	Секция 33—34 блок № 11	620	4	180	4—5	0,011	0,0137	5
03. IX. 63	Секция 20—21 шпуры	208	3	420	1	0,003	0,002	2

очагов взрывов до эталонной станции менялись. Все взрывы, приведенные в табл. 1, относятся к первой очаговой зоне ($340 \leq r \leq 420$ м) или к расстоянию менее 340 м. По оси абсцисс вправо отложены значения ρ — приведенного заряда $\rho = \frac{q^{0,37}}{r^{1,3}}$, по оси ординат — максимальные ускорения на эталонной станции (рис. 3). Кроме одного случая (взрыв 6), эти две величины довольно хорошо коррелируются друг с другом. По оси абсцисс влево от нуля отложена глубина разрушения h пород в метрах. Величины ординат, соответствующие максимальным ускорениям, перенесены из правого полупространства в левое и проведена корреляционная кривая $\alpha_{\max}(h)$. Корреляция удовлетворительная. Таким образом, по ускорению в эталонном пункте можно судить о приведенном весе заряда, а если при этом эпицентральные расстояния варьировали слабо, то можно указать предельное ускорение для взрыва в первой очаговой зоне, соответствующее разрушению пород на предельную глубину 4 м. По полученному

графику предельное ускорение равно 6,3—6,4 см/см². Это значит, что если при взрыве в первой очаговой зоне на эталонной станции $\alpha_{\max} > 6,4$ см/см², то породы основания вблизи пункта взрыва разрушались на глубину $h > 4$ м, что по техническим условиям недопустимо.

При значениях $\alpha_{\max} < 6,3—6,4$ см/см² на скальных породах эталонной станции взрыв в первой о. в. з. допустим. Предельный заряд $ВВ$, соответствующий $h=4$ м, —560 кг $ВВ$, взорванный с шестью ступенями замедления и интервалом между очередями $\tau=$

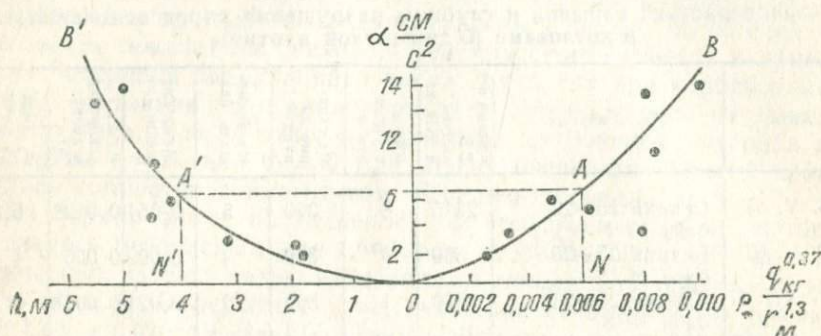


Рис. 3. Связь максимальных ускорений α_{\max} с приведенным весом заряда ρ (справа) и мощностью h нарушенного слоя пород (слева).

$=0,50$ мс (табл. 1). Данные о снижении разрушительного действия взрыва с увеличением числа ступеней взрывания показывают, что допустимы взрывы $q=800$ кг при количестве ступеней $n=8$ и сохранении $\tau=50$ мс.

Такие взрывы должны давать на эталонной станции не более 6,3—6,4 см/см², т. е. значение предельных ускорений остается то же. Полученное предельно-допустимое ускорение на эталонной станции при взрывах в первой очаговой зоне, выраженное в баллах, принято в качестве оптимально-допустимого взрыва. Балльность не должна превышать 3,5 баллов (ускорение $\alpha=6,4$ см/см² $=0,0064 q$, по шкале С. В. Медведева соответствует $I=3\div 4$ б).

При взрывах во второй и третьей очаговых зонах при тех же значениях q — веса $ВВ$ и $В$ — коэффициента ослабления параметр $\rho = \frac{q^{0,37}}{r^{1,3}}$ уменьшается, а ускорение на эталонной станции падает, следуя приблизительно участку AO (или $A'O$) кривой OAB ($OA'B'$) (рис. 3). Следовательно, допустимы ускорения, изображаемые ординатами точек, лежащих на части плоскости, ограниченной осью абсцисс, участком OA (OA') кривой OAB ($OA'B'$) и ординатой AN (AN'). Только при взрывах в первой очаговой зоне допустимы ускорения, близкие к ординате $A'N'$, при взрывах в 3-й о. в. з. — ординате, где

$$\rho = \frac{q^{0,37}}{r^{1,3}} = \frac{(800 \text{ кг})^{0,37}}{(1400 \text{ м})^{1,3}} = \frac{11,8}{12300} = 0,001 \text{ кг/м}$$

значению $\rho = 0,001$ соответствует $\alpha_{\max} = 1,2 \text{ см/с}^2$ (рис. 3).

Для того, чтобы судить о допустимости или недопустимости взрыва не по ускорению, а по амплитуде смещения, которую он вызывает на эталонной станции, примем за максимальный вес $ВВ \ q = 800 \text{ кг}$, а коэффициент $B = 1,65$. Для первой и третьей о. в. з. используем соответственно максимальное и минимальное расстояние до очага: для первой о. в. з. $r_{\min} = 340 \text{ м}$, для третьей — $r_{\max} = 1500 \text{ м}$.

По формуле (4) максимальная амплитуда на эталонной станции в первом случае

$$A_{\max} = 0,149 \frac{800^{0,37}}{340^{1,3}} = 0,00092 \text{ см,}$$

во втором

$$A_{\max} = 0,149 \frac{800^{0,37}}{1430^{1,3}} = 0,00016 \text{ см.}$$

Если за период T колебания принять среднее значение $T = 0,07 \text{ с}$, то получим в первом случае

$$\alpha_{\max} = \frac{4\pi^2}{T^2} A_{\max} \approx \frac{40}{0,005} \cdot 0,00092 \frac{\text{см}}{\text{с}^2} \approx 7,5 \text{ см/с}^2,$$

во втором

$$\alpha_{\max} = \frac{4\pi^2}{T^2} A_{\max} \approx \frac{40}{0,005} \cdot 0,00016 \text{ см/с}^2 \approx 1,3 \text{ см/с}^2.$$

Таким образом, можно указать пределы максимальных амплитуд смещений — 0,00092 см для взрывов в первой очаговой зоне и 0,00016 см — в третьей. Полученные значения близки к предельным α_{\max} , найденным ранее по графику соответствия между ρ и α_{\max} , α_{\max} и h (рис. 3). По данным, вычисленным в первом приближении, построена номограмма для определения допустимости взрыва (рис. 4). По оси абсцисс влево отложены значения ρ , ординат — максимальные амплитуды, затем ординаты, соответствующие амплитудам, перенесены в правую часть рисунка и сопоставлены с балльностью, отмеченной на эталонной станции. Так же и для зависимости $\alpha_{\max}(h)$ (рис. 3) получена предельно допустимая балльность (при взрыве в первой очаговой зоне), равная $I = 3,5 \text{ б}$. Номограмма позволяет судить о допустимости взрыва по максимальной амплитуде, отмеченной на эталонной станции. Допустимая максимальная амплитуда на эталонной станции при взрыве в первой о. в. з. принята $A_{\max} = 0,001 \text{ см}$ (на рис. 4 дана в мм), при взрыве в третьей $A_{\max} = 0,00016 \text{ см}$. Раз-

ница между предельным значением A_{\max} при взрыве в первой о. в. з. (0,001 см) и полученным при пересчете (0,00092 см) объясняется тем, что A_{\max} соответствует $A_{\max} = K \frac{q^{1/3}}{r}$ (рис. 4). Значение же $A_{\max} = 0,00092$ см найдено по уточненной для нашего района формуле (4), где:

$$A_{\max} = K \frac{q^{0,37}}{r^{1,3}}$$

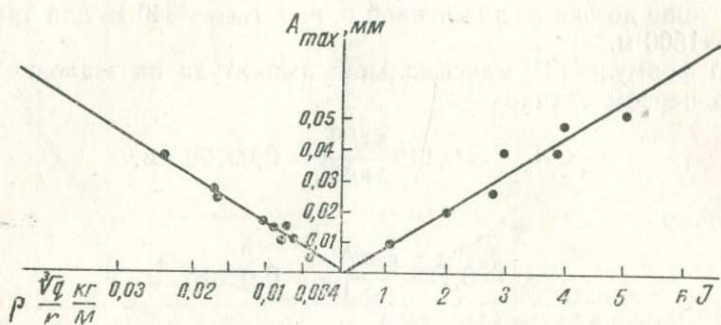


Рис. 4. Связь максимальных амплитуд A_{\max} с приведенным весом заряда ρ (слева) и интенсивностью колебаний J (справа).

Наконец, то обстоятельство, что по графику на рис. 3 при взрыве в первой о. в. з. предельное значение $\alpha_{\max} = 6,4$ см/с², а используя предельное значение A_{\max} , получим $\alpha_{\max} = 7,5$ см/с², объясняется тем, что в последнем использовано среднее значение $T = 0,07$ с. Практически же при взрыве в первой о. в. з. наблюдаются и более короткие периоды, которые при тех же значениях A_{\max} приводят к увеличению максимального ускорения. Графики рис. 3 и 4 неудобны для практических целей, так как в них не входит в явном виде расстояние от очага взрыва до эталонной станции. Поэтому на рис. 5 приведены кривые затухания $A_{\max}(\alpha_{\max})$ с расстоянием r от очага до пункта 1, рассчитанные для нескольких определенных значений q : 100, 500, 800 и 1000 кг при $B = 1,65$. Очевидно, что для самой верхней кривой

$$A_{\max} \text{ (мм)} = 1,493 \frac{q^{0,37}}{r^{1,3}} = 1,493 \frac{1000^{0,37}}{r^{1,3}},$$

для следующей нижней кривой

$$A_{\max} \text{ (мм)} = 1,493 \frac{800^{0,37}}{r^{1,3}}.$$

Значения α_{\max} соответствуют значениям A_{\max} , умноженным на $4\pi^2$ и деленным на T^2 , где $T = 0,1$ с. После взрыва по кривым за-

тухания определяются A_{\max} и α_{\max} , соответствующие расстоянию r от пункта взрыва до станции 1. Если амплитуда смещения (ускорения), наблюдавшаяся на станции выше значения, найденного по кривой, соответствующей $q=800$ кг, значит условия взрыва не выдержаны. Необходимо также контролировать по записи

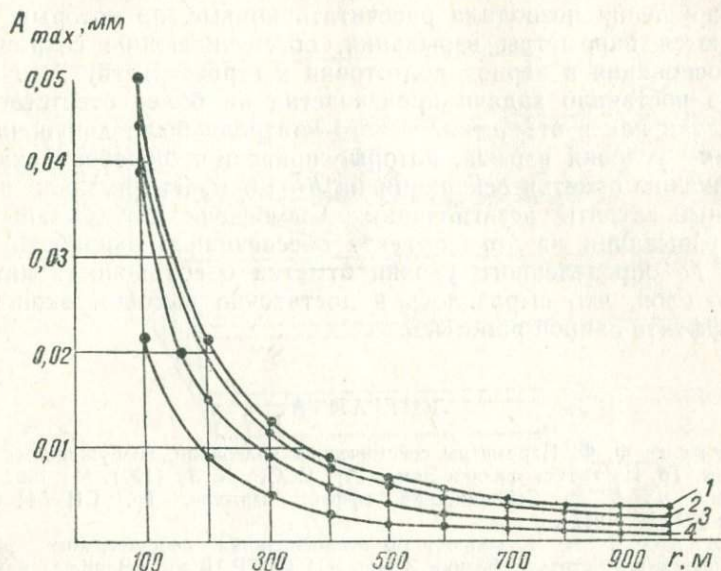


Рис. 5. Кривые затухания максимальной амплитуды смещения A_{\max} с расстоянием, вычисленные для разных весов заряда
1—1000 кг, 2—800, 3—500, 4—100 кг.

период колебания, соответствующий максимальной амплитуде. Если этот период превышает 0,05—0,2 с, то по значениям A_{\max} и T можно вычислить максимальное ускорение:

$$\alpha_{\max} = \frac{4\pi^2}{T^2} A_{\max}$$

и проверить, не вышло ли ускорение за пределы отрезка OA' кривой $OA'B'$ (рис. 3).

Следует заметить, что предлагаемая номограмма позволяет контролировать, выдержаны ли условия взрывания, т. е. выполняется ли условие

$$\frac{1}{B} q^{0,37} \leq \frac{1}{1,7} 800^{0,37}.$$

В противном случае нельзя сказать, какое из двух условий не выполнено — превышение веса заряда q или занижение коэффициента B .

В заключение отметим, что на базе сейсмических исследований параметров и условий взрывания при строительстве Андижанской плотины изучены зависимости максимальной амплитуды смещения от количества заряда и расстояния до пункта наблюдения 1.

Корреляция сейсмического эффекта на поверхности с глубиной разрушения позволила рассчитать кривые, по которым контролируются параметры взрывания, обеспечивающие сохранность пород основания в период подготовки к строительству. Это мероприятие поставило задачи производства на более ответственную основу, так как в отсутствие такого контроля были допущены нарушения условий взрыва, которые привели к перебору скалы и к понижению отметки основания на $h \approx 1,5$ м. Это вызвало дополнительные затраты ассигнований. Соблюдение оптимальных условий взрывания на этом объекте обеспечивало разработку котлована до определенного уровня отметки и сохранность нижележащего слоя, что выразилось в достаточно высоком экономическом эффекте данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаев Ф. Ф. Параметры сейсмических колебаний, возбужденных взрывом. Тр. Института физики Земли АН СССР, № 32 (199). М., 1964.
2. Кириллов Ф. А. Сейсмический эффект взрывов. Тр. СИ АН СССР, № 121, М., 1947.
3. Кириллов Ф. А. К вопросу об исследованиях сейсмического эффекта взрывов в Институте физики Земли АН СССР. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 6, М., 1962.
4. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М., 1962.
5. Медведев С. В. Сейсмика горных взрывов. М., 1964.
6. Медведев С. В., Лямзина Г. А. Сейсмический эффект взрывов на руднике. Тр. Института физики Земли АН СССР, № 21 (188). М., 1962.
7. Садовский М. А. Оценка сейсмически опасных зон при взрывах. Тр. СИ АН СССР, № 106. М.—Л., 1941.

УДК (550.34.05:550.348)627.8

Л. М. ПЛОТНИКОВА, О. В. КАРНАУХОВА, Б. С. НУРТАЕВ

Кинематические и динамические особенности колебаний Чарвакской плотины и ее амплитудно-частотная характеристика по записям промышленных взрывов

Создание автоматизированной системы сейсмометрических наблюдений (АССН) на плотине Чарвакской ГЭС [4, 2] позволило провести экспериментальные исследования динамических параметров колебания и оценить жесткость плотины Чарвакской ГЭС. Схема размещения измерительного комплекса системы АССН (рис. 1) включает 23 точки наблюдения, оборудованные сейсмоаппаратурой, регистрирующей в динамическом диапазоне 120 дБ

(СМ-3 и ОСП-2М). Регистрация осуществляется по главным осям сооружения: X — поперек, Y — вдоль, Z — вертикальная составляющая.

В работе приводятся результаты, полученные по записям 28 промышленных взрывов мощностью $Q=1 \cdot 10^3-5 \cdot 10^4$ кг, производимых в карьере камня на расстоянии 3—12 км от сооружения,

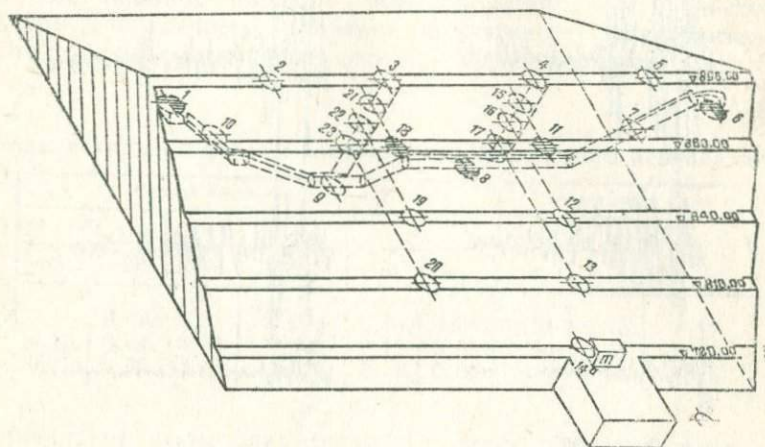


Рис. 1. Схема расположения измерительного комплекса АССН на Чарвакской плотине. 1—23—точки наблюдений.

регистрируемых системой АССН в основании и гребне плотины (рис. 2).

Плотина Чарвакской ГЭС относится к типу каменно-набросных сооружений. Имеет симметричный поперечный профиль с центральным симметричным ядром из суглинка, боковыми призмами из горной массы известняка и песчано-гравийными двухслойными переходными зонами. Высота плотины 167 м, ширина берм —10—15 м, длина по гребню —720 м, по основанию —415 м, ширина по основанию —550 м, по гребню —13 м. Из-за криволинейности профиля основания высота сооружения в пределах разветвленного узла 6—6—139 м (4-я т. н.), 9—9—167 м (3-я т. н.).

Особенности колебания и фильтрующие свойства тела плотины характеризовались частотой и интенсивностью начальной фазы, продолжительностью колебаний в главной фазе и значением преобладающего периода записи. При анализе сопоставлялись характеристики перечисленных выше параметров в падающем импульсе и точках гребня плотины. В табл. 1 приведены значения параметров колебания в падающем импульсе и колеба-

ний точек гребня плотины для длинно- и короткопериодной составляющих колебаний (несущей и наложенной частот) при взрыве мощностью 50000 кг.

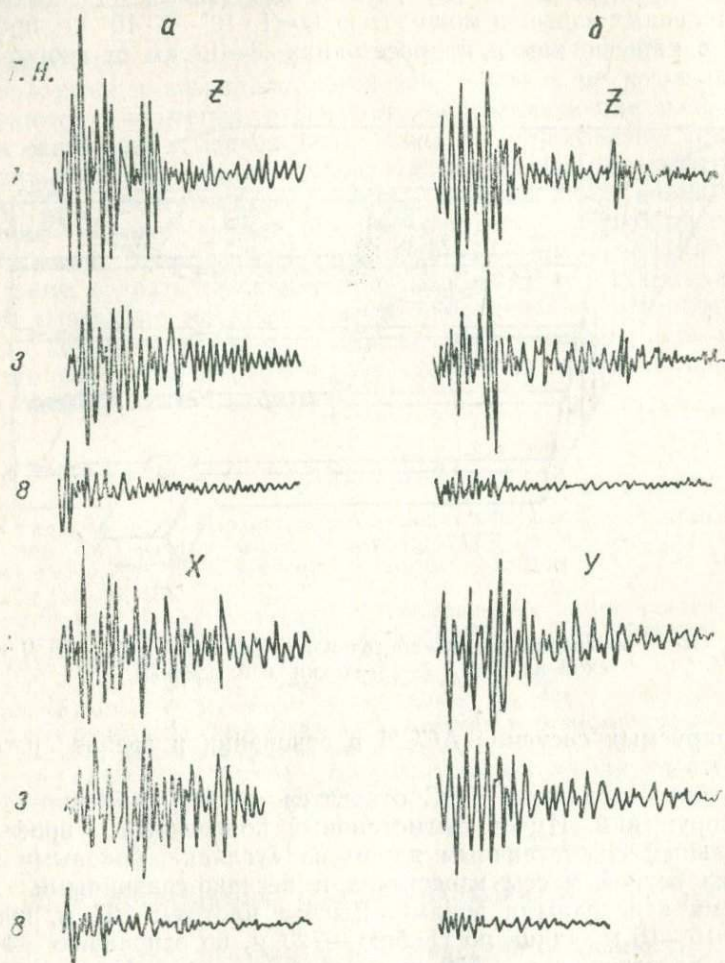


Рис. 2. Записи промышленных взрывов, зарегистрированных системой АССН в основании (8-я т. н.) и на гребне (3-я т. н., 4-я т. н.) плотины.

a - $Q=210$ кг; *Z* - 4-я т. н. $V_x=50$; 3-я $V=50$; 8-я $V_x=200$; *X* - то же; *b* - $Q=1768$ кг; *Z* - 4-я т. н. $V_x=50$; 3-я $V_x=50$; 8-я $V_x=100$; *Y* - то же.

Частотный состав начальной фазы продольных и поперечных составляющих колебаний в падающем импульсе различный. Для продольных колебаний характерен более высокочастотный состав,

чем для поперечных. Периоды начальных фаз обоих колебаний соизмеримы.

Параметры начальной фазы колебаний точек гребня служат показателем фильтрующих свойств материала плотины. Наибольшим модуляциям подвержена длиннопериодная несущая частота начальной фазы. Фильтрующие свойства материала тела плотины таковы, что для продольных и вертикальных составляющих колебаний влияние плотины иммитируется высокочастотным фильтром. Поперечные колебания испытывают незначительную частотную фильтрацию. Отмеченные закономерности в фильтра-

Т а б л и ц а 1

Периоды начальной фазы и значение преобладающего периода записи

Т. н.	Период начальной фазы, с.						Период макс. фазы			Ср. значе- ние пре- обл. пери- ода
	X		Y		Z		X	Y	Z	
	длин.	кор.	длин.	кор.	длин.	кор.				
8	0,15	0,033	0,35	0,076	0,20	0,05	0,24	0,10	0,17	0,17
3	0,16	0,04	0,18	0,033	0,15	0,05	0,20	0,32	0,25	0,25
4	0,17	0,06	0,16	0,055	0,14	0,06	0,25	0,25	0,15	0,22

ции начальной фазы характерны для двух рассматриваемых точек гребня плотины.

Выявленные особенности изменения частот начальной фазы колебаний относятся и к периоду максимальной фазы записи

Т а б л и ц а 2

Интенсивность начальной фазы колебаний основания и гребня плотины

Т. н.	V мм/с						a мм/с ²					
	X		Y		Z		X		Y		Z	
	дл.	кор.	дл.	кор.	дл.	кор.	дл.	кор.	дл.	кор.	дл.	кор.
8	1,0	1,4	3,4	2,1	2,8	1,2	6,6	42,5	9,7	27,7	14,3	24,8
3	4,4	0,8	5,2	1,0	18,3	3,3	27,8	20,0	29,5	34,5	126,0	67,5
4	6,8	2,2	3,2	2,5	7,0	6,0	39,4	40,0	20,0	45,5	49,2	109,0

(преобладающего периода). Существенно увеличиваются преобладающие периоды продольных и вертикальных колебаний гребня плотины по сравнению с периодом максимальной фазы колебания основания сооружения.

Фильтрующие свойства плотины проявляются не только в частотной модуляции, но и в усилении сейсмической интенсивности на гребне за счет интерференционного эффекта и связанных с ним резонансных явлений (табл. 2).

Анализ полученных оценок показывает, что интенсивность колебания гребня плотины в начальной фазе по отношению к начальной фазе колебания основания возрастает. Степень усиления сейсмического эффекта различна для рассматриваемых точек гребня плотины и существенно зависит от периода начальной фазы. Для длиннопериодной составляющей наибольшее усиление существует в 3-й точке наблюдения. Коэффициент усиления равен 4,1, а для 4-й точки — 3,4. Для короткопериодной наблюдается обратный эффект — наибольшее усиление происходит в 4-й —

Спектральные параметры колебания
Q=50 т

Т. н.	Компо- нента	Смещение			Ско
		S _{max}	f _{max}	f _{гр}	v _{max}
8	X	0,027	2,9*;6,5	4,0	0,49
	Y	0,022	2,8	4,6	0,50
	Z	0,025	(1,4-2,1) 4,9	6,5	0,77
4	X	0,16	2,3	5,0	3,92
	Y	0,11	3,12	6,0	2,62
	Z	0,20	3,8	7,0	5,5
3	X	0,11	2,8	6,0	2,7
	Y	0,065	2,6*;7,0	5,0	1,3
	Z	0,05	3,8	6,0	1,50

*Частота абсолютного максимума кривой.

3,6, для 3-й—1,3 (влияние поглощающих свойств тела плотины).

Продолжительность колебаний (*t*, с) главной фазы различна для рассматриваемых сечений плотины:

Т. н.	X	Y	Z
8	0,33	0,54	0,65
3	1,95	1,46	3,15
4	0,86	1,34	1,38

Превышение длительности колебаний главной фазы точек гребня по отношению к основанию:

X	Y	Z
5,9	2,7	4,8
2,6	2,5	2,1

Из рассмотренных данных следует, что продолжительность колебаний главной фазы точек гребня плотины по отношению к основанию увеличивается. Продолжительность колебания гребня для разных направлений и сечений тела плотины неодинакова — в 3-й т. н. больше, чем в 4-й и зависит от направления составля-

ющих: продолжительность поперечных и вертикальных колебаний больше, чем продольных. Для 4-й т. н. такой зависимости не наблюдается — продолжительность колебаний для всех направлений практически одинаковая. Следовательно, существует частотная избирательность сооружения.

Для изучения свойств сооружения по частотному диапазону, наиболее интересному с инженерной точки зрения (1,0—20 Гц), для основных участков записи длительностью около 3,0 с просчитаны спектры смещений, скоростей смещений и ускорений. Для

Т а б л и ц а 3

основания и тела плотины при взрыве

рость		Ускорение		Спектральная плотность энергии
f_{\max}	$f_{\text{гр}}$	a_{\max}	f_{\max}	
2,9*;11,5	5,0	25,6	17,0	1,11
3,5*;13,5	6,0	33,0	3,5;13,3*	1,09
2,1;4,9	6,7	28,6	5,6*;17,0	1,93
4,2*;5,9	7,0	118,3	5,0*;17,0	61,0
3,1-3,9* 11,0	7,0	79,24	4,7*;6,2;11,0	41,5
4,7	7,2	189,8	5,5*;10,0	123,0
3,2*;6,3	8,0	70,6	(3,0—7,0)*	28,6
2,8*;6,6	8,5	40,5	3,0;7,0*;18,0	9,0
(4,0—6,0)*	8,0	59,5	6,0*;12,0;	11,2
12,0			20,0	

характеристики особенностей формирования волновой картины в теле плотины просчитывались СВАН-поля [3, 1].

Визуально полученные осредненные спектры смещений имеют достаточно гладкую форму с четко выраженным абсолютным максимумом. В спектрах скоростей смещения наряду с абсолютным максимумом в высокочастотной части выделяются максимумы второго порядка. Спектральные параметры полученных кривых даны в табл. 3.

В спектрах колебаний основания плотины основная энергия соответствует области частот 0,7—8,0 Гц. Для точек, расположенных на гребне в различных сечениях, область частот, несущая основную долю энергии, шире и соответствует диапазону 0,5—10,0 Гц.

Частотный состав колебаний гребня плотины сложнее и отличается от колебаний падающего импульса. Частотно-избирательные свойства плотины в диапазоне частот 0,3—20 Гц проявляются в смещении абсолютного максимума спектра в высокочастотную область. Среднее значение резонансной частоты колебаний

основания — 1,5—2,8 Гц, гребня плотины в сечении шестого растворного узла — 2,8 Гц, девятого — 2,3—3,1 Гц.

В спектрах скоростей продольных колебаний частота резонансного максимума, соответствующая сдвиговым колебаниям сооружения, для сечения шестого растворного узла равна 2,8 Гц, девятого — 3,5 Гц.

Спектры поперечных колебаний имеют более сложную форму за счет резонансного максимума, характеризующего частоту сдвиговых перемещений, и максимума второго порядка, соответствующего частоте изгибных колебаний тела плотины. Учитывая, что

Т а б л и ц а 4

Отношение абсолютных максимумов спектров смещений и скоростей

Отношение т. н.	Спектр смещений			Спектр скоростей		
	x	y	z	x	y	z
$\frac{4}{8}$	4,1	3,0	2,5	5,5	2,6	2,0
$\frac{3}{8}$	5,9	5,0	8,0	8,0	5,2	7,1
$\frac{4}{3}$	1,45	1,83	4,00	1,5	2,0	3,6

значения резонансных частот сдвиговых и изгибных колебаний сооружения в сечениях 6—6 и 9—9 различны, мы пришли к выводу, что режим их колебания при сейсмических воздействиях не идентичен.

Таким образом, частотно-избирательные свойства плотины проявляются в смещении положения абсолютного максимума спектра в высокочастотную область и в обогащении падающего импульса высокими гармониками. Иными словами, плотина по всему частотному диапазону работает как высокочастотный фильтр.

Сопоставление значений абсолютных максимумов спектров смещений и скоростей, полученных для створов 6—6 и 9—9, со спектрами основания свидетельствует о значительном завышении на гребне плотины по всему частотному диапазону. Анализ спектров горизонтальных колебаний по 3-й и 4-й т. н. показал преобладание интенсивности поперечных колебаний (табл. 4).

В среднем интенсивность колебания гребня плотины в районе створа 9—9 ниже, чем в районе створа 6—6, что связано с большим затуханием в районе створа 9—9. Существенно различаются продольные составляющие колебаний (в 1,8 раза).

Таким образом, полученные оценки интенсивности колебания плотины в разных сечениях и направлениях свидетельствуют о неравномерном характере сдвига и вращении тела плотины в разных ее частях.

Располагая информацией о колебании основания и гребня сооружения, можно получить амплитудно-частотную характеристику (АЧХ) плотины, позволяющую количественно оценить час-

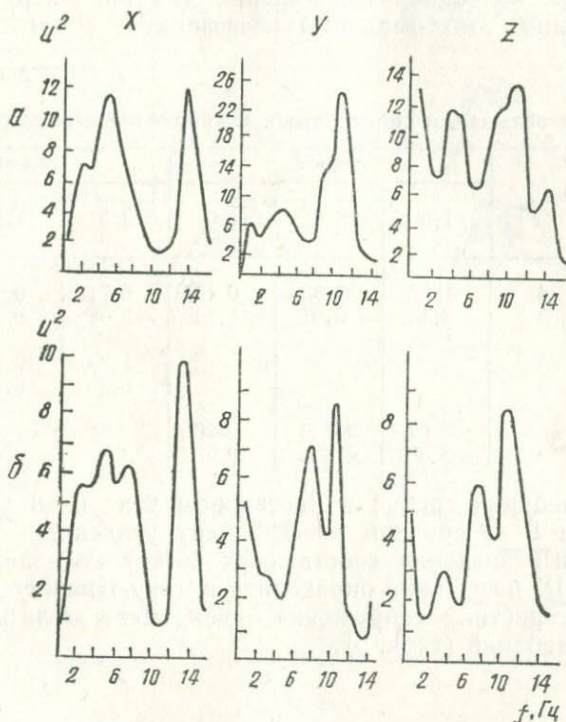


Рис. 3. Амплитудно-частотная характеристика плотины Чарвакской ГЭС, полученная по записям промышленных взрывов:

а—по створу 9—9, б—6—6.

точно-избирательные свойства сооружения и характер распределения сейсмических нагрузок. Амплитудно-частотная характеристика Чарвакской плотины получена по осредненным спектрам взрывов, зарегистрированных на гребне и в основании сооружения (рис. 3).

Горизонтальные колебания плотины в пределах регистрируемого диапазона частот имеют четыре гармоники собственных колебаний: $f_1=1,5-2$ Гц, $f_2=2,5$, $f_3=5$, $f_4=11$. Для вертикальной составляющей $f_1=1,5$ Гц, $f_2=3,5$, $f_3=7,5$, $f_4=12$ Гц. Значения собственных частот колебания плотины в створах 6—6 и 9—9 прак-

тически совпадают, различаются соотношением уровней максимумов одноименных гармоник АЧХ. Так, для створа 6—6 наибольшее значение коэффициентов усиления приходится на более высокие частоты. Совпадение значений частот собственных колебаний продольных и поперечных составляющих свидетельствует о том, что оба вида колебаний — сдвиговые.

Коэффициенты усиления по АЧХ, соответствующие собственным частотам колебания сооружения, для рассматриваемых сечений не равны. Максимальный коэффициент усиления характе-

Т а б л и ц а 5

Декременты затухания собственных колебаний Чарвакской плотины

Q, т.	т. н.	γ гориз.			γ верт.		
		1,5	6,0	11,0	3,5	7,5	11,7
1,3	4	1,27	0,33	0,14	0,71	0,49	0,32
	3	2,10	0,97	0,14	0,48	0,73	0,40
3,6	4				1,23	0,90	0,30
	3				0,80	0,71	0,36
50	4	2,62	0,133	0,20			
	3	3,50	0,80	0,20			

рен для колебания гребня в растворном узле 6—6 и равен 4,0. Для сечения 9—9 средний коэффициент усиления — 3,7.

Полученные значения собственных частот колебания плотины и кривая АЧХ позволяют определить и такую важную динамическую характеристику сооружения — декремент γ затухания собственных колебаний (табл. 5).

$$\gamma = \pi \frac{\Delta f}{f_i},$$

где f_i — частота i тона собственных колебаний плотины,

Δf — ширина резонансного максимума кривой АЧХ.

Степень затухания отдельных гармоник собственных колебаний плотины разная. Наименьшему затуханию подвержены гармоники 11,0—12,0 Гц. Частоты 1,5—3,5 Гц затухают более интенсивно. Степень затухания собственных частот колебания плотины в районе створа 9—9 выше, чем в сечении 6—6.

Представляет интерес изучение характера колебаний и особенность формирования во времени волнового поля в отдельных сечениях тела плотины по СВАН-диаграммам записей тех же взрывов. С этой целью анализировались мгновенные спектры и спектры огибающих (рис. 4). Характер колебаний блоков плотины в сечениях 6—6 и 9—9 определялся по значениям преобладающих периодов СВАН-полей в фиксированные моменты времени и по

продолжительности колебания в главной фазе (колебания отсчитывались от момента формирования максимума до полного затухания).

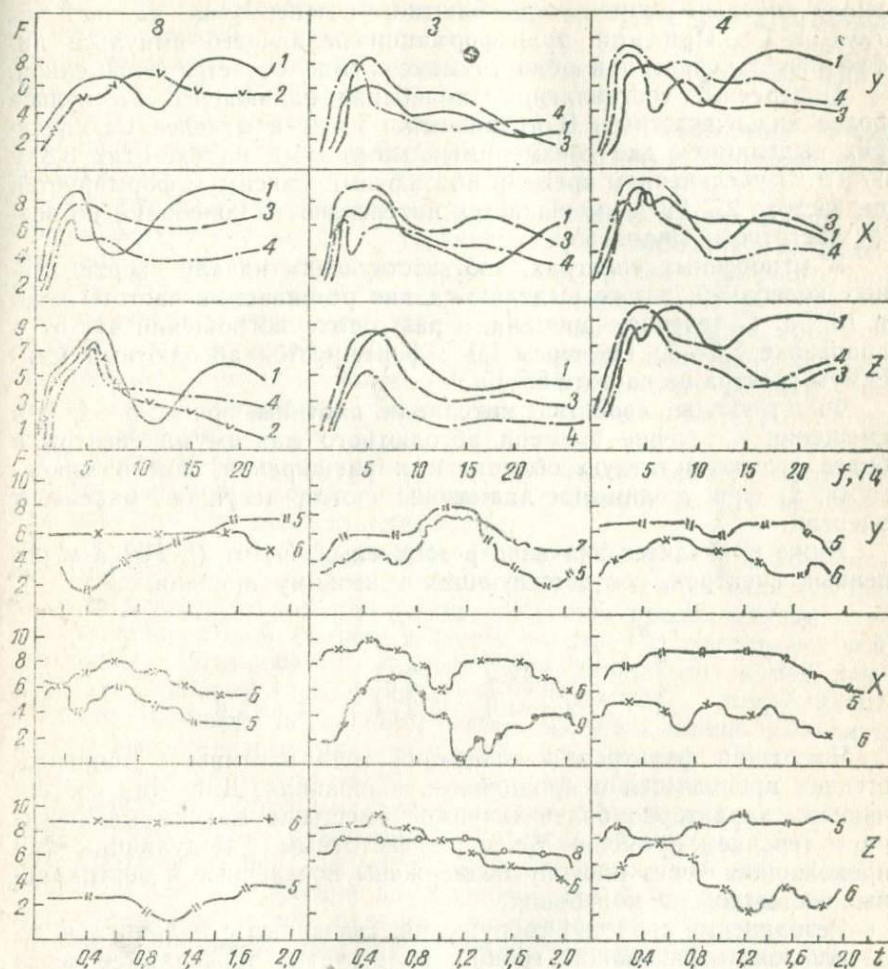


Рис. 4. Мгновенные спектры и спектры огибающих колебаний основания и гребня плотины при взрыве мощностью 50 т 1— $t=0,12$ с, 2— $t=0,72$ с, 3— $t=2,0$ с, 4— $t=2,5$ с, 5— $f=11,2$ Гц, 6— $f=5,6$, 7— $f=3,7$, 8— $f=16,4$, 9— $f=4,1$ Гц.

Анализ параметров падающего импульса показывает, что частотный состав рассматриваемых колебаний в отдельные моменты времени различен.

В падающем импульсе более высокочастотные — продольные колебания. В начальный момент времени ($\Delta t=0,04$ с) в мгно-

венных спектрах выделяются два максимума на частотах 7,7 и 16,5 Гц. Первый максимум — абсолютный. С развитием колебательного процесса через 0,6 с после начала колебаний происходит значительное поглощение высоких гармоник спектра и формирование довольно широкого абсолютного максимума на частотах 7,0 ÷ 11 Гц. При этой трансформации падающего импульса интенсивность спектра в области максимума остается неизменной.

Поперечные составляющие колебания падающего импульса более низкочастотные. В начальный момент в мгновенных спектрах выделяются два соизмеримых максимума на частотах 3,8 и 17 Гц. С увеличением времени абсолютный максимум формируется на частоте 2,7 Гц и уменьшается интенсивность колебаний по всему частотному диапазону.

В мгновенных спектрах, соответствующих началу вертикальных колебаний, также выделяются две резонансные частоты — 5,5 и 16 Гц. С течением времени, в результате поглощения частот в диапазоне 8,0—30 Гц через 1,0 с формируется абсолютный максимум спектра на частоте 5,5 Гц.

Фильтрующие свойства материала плотины проявляются в смещении в течение времени абсолютного максимума спектра в более высокочастотную область и в расширении самого максимума, т. е. в увеличении диапазона частот, несущих максимум энергии.

Ниже приводятся значения резонансных частот (f , Гц) в мгновенных спектрах, соответствующих конечному времени.

T , н.	X	$У$	Z
8	2,7	7,7	5,5
4	2,0 ÷ 5,7	4,0	4,1
3	2,0 ÷ 4,0	2,8 ÷ 4,0	4,0 ÷ 5,6

Частотная фильтрация колебаний тела плотины в большей степени проявляется в продольных колебаниях. Для этих составляющих характерно более значимое смещение максимума спектра с течением времени. Меньшим частотным модуляциям при прохождении через плотину подвержены поперечные и вертикальные составляющие колебания.

Резонансные свойства сооружения, связанные с наличием в теле плотины отражающих границ, более четко проявляются через 0,5 с после вступления волны. В это время происходит формирование максимумов на частотах 3,5 ÷ 5,7 и 11,5 Гц.

Формирование максимумов мгновенных спектров при колебании плотины в створах 6—6 и 9—9 происходит с некоторым запозданием. Для них различна также продолжительность колебаний в области максимальных гармоник. Продолжительность колебаний в области максимальных фаз в 3-й т. н. больше, чем в 4-й. Различие особенно проявляется для продольных колебаний. Эффект, возможно, обусловлен разным поглощением сейсмической энергии в пределах этих створов.

Для оценки устойчивости полученных результатов изучена зависимость значений динамических параметров колебания плотины и коэффициента усиления от мощности взрыва.

Анализ показал, что параметры колебания основания и гребня плотины существенно зависят от веса заряда (рассматривалась выборка записей для зарядов 0,1—21 т). Для взрывов $Q=0,1$ т значение преобладающего периода колебания основания $T=0,05$ с, при $Q=5$ т — $T=0,25-0,30$ с.

Частота абсолютного максимума спектров колебания точек гребня плотины при взрывах $Q=3,5-50$ т изменяется в пределах 4,3—1,0 Гц.

Аналогичная зависимость от веса заряда получена и для коэффициента усиления U . С увеличением мощности заряда коэффициент усиления уменьшается. Так, для гребня плотины при взрывах $Q=0,1$ т $U=5,3$, при $Q=1,5$ т $U=3,0$.

Полученные результаты показывают, что по записям промышленных взрывов мощностью 1,3—4,6 т можно получить значения собственных гармоник колебания плотины только высшего порядка. Более корректное решение получим, используя данные по землетрясениям.

В заключение можно отметить, что анализ записей промышленных взрывов, зарегистрированных системой АССН на Чарвакской плотине, показал следующее.

Для оценки частотно-избирательных свойств сооружения могут быть использованы как динамические параметры записей, так и их спектральные характеристики. Значения преобладающих периодов записей и резонансных частот спектров соответствуют той гармонике собственных колебаний сооружения, которая при данной интенсивности источника имеет наибольший коэффициент усиления. Поэтому по записям малых взрывов можно выделить только высшие гармоники колебания сооружения. Для оценки первых (низших тонов) малые взрывы не информативны.

Амплитудно-частотные свойства тела Чарвакской плотины имитируются высокочастотным фильтром. Фильтрующее свойство плотины зависит от направления главных осей сооружения и сечения тела. В сечении растворного узла 6—6 степень фильтрации высоких частот больше по сравнению с сечением 9—9, что объясняется малым поглощением высоких гармоник колебаний по створу 6—6. Колебания гребня плотины по частотному составу, интенсивности и длительности в сечениях растворных узлов 6—6 и 9—9 разные, особенно различаются продольные, более низкочастотные составляющие колебаний. Общая длительность максимальных фаз в районе 3-й т. н. в полтора раза выше по сравнению с 4-й. Отсюда следует, что при воздействии сильных землетрясений с максимумом сейсмической энергии в области низких частот, реакция плотины будет проявляться в снижении сейсмического эффекта в диапазоне низких частот. Наибольшую опасность представляют сильные, возбужденные за счет влияния водо-

хранилища, землетрясения, характеризующиеся высокочастотным спектром.

В диапазоне регистрируемых частот выделяются четыре гармоники собственных частот колебания плотины. Для горизонтальных составляющих $f_1=1,5-2$ Гц, $f_2=2,5$; $f_3=5$, $f_4=11$ Гц, для вертикальных $f_1=1,3$ Гц, $f_2=3,5$, $f_3=7,5$, $f_4=12$ Гц. Значения собственных частот колебания, как показатель динамической восприимчивости сооружения, свидетельствуют о том, что Чарвакская плотина относится к сооружениям жесткого типа.

Реакция плотины зависит от спектрального состава воздействия. Интенсивность колебания гребня плотины на фиксированных частотах определяется интенсивностью преобладающей частоты сейсмического воздействия. С увеличением мощности взрыва коэффициент усиления колебания точек тела плотины из-за неупругих свойств материала уменьшается. Среднее значение коэффициента усиления на гребне по отношению к основанию по створу 6—6—4,0; 9—9—3,7, что составляет соответственно 2,0 и 1,8 балла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грудева Н. Н., Левшин А. А., Писаренко В. Ф. [и др.]. Спектрально-временной анализ сейсмических волн. «Вычислит. геоф.» 1971, № 1.
2. Квашин Е. В., Плотникова Л. М., Тиявалдиев У. Т. Автоматизированная инженерно-сейсмометрическая служба Чарвакской плотины. Тр. ИФЗ АН СССР, «Инструментальные средства сейсмических наблюдений». Сейсмические приборы, вып. 13. М., 1980.
3. Лаңдер А. В., Левшин А. А., Писаренко В. Ф., Погребинский Г. А. О спектрально-временном анализе колебаний. В сб. «Вычислительная сейсмология», вып. 6. М., 1973.
4. Плотникова Л. М., Квашин Е. В., Тиявалдиев У. Т., Каминский И. И. Структурная схема автоматизированного регистрационного комплекса инженерно-сейсмометрической службы Чарвакской плотины. В сб. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.

УДК 624.131.41:627.8

Н. С. МЕМЕТОВА

Изменение динамических параметров пород под влиянием долговременно действующих нагрузок при строительстве гидротехнических сооружений

Рассмотрено влияние многократных взрывов по расчистке котлована и бортов каньона р. Карадарьи на сейсмические свойства пород основания Андижанской плотины.

Взрывы производились на трех различных участках строительной площадки, условно названных очагово-взрывными зонами (о. в. з.).

Первая о. в. з. — правый борт каньона, вторая — котлован плотины, третья — левый борт каньона.

Известно, что сейсмический эффект взрывов при идентич-

ных условиях взрывания зависит от свойств вмещающей среды и геологических условий в пункте регистрации. Учитывая продолжительность взрывных работ (более 10 лет) оценивалось их влияние на сейсмические свойства пород основания по мере накопления в них усталости.

Методика работы построена на изучении во времени зависимости максимальной амплитуды смещений от величины заряда в пределах одной и той же системы наблюдения — о. в. з. — эталонная станция.

Выделены следующие этапы наблюдений: I этап характеризует свойства ненарушенного основания, II, III, IV — различные

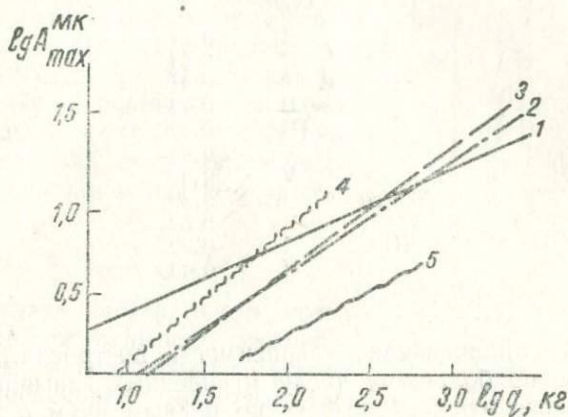


Рис. 1. Сравнение зависимостей A_{\max} от q полученных на I—V этапах по взрывам второй о. в. з. (A_{\max} приведены к $r=370$ м).

1—5—этапы взрывания.

состояния нарушенного основания, V — залеченное основание. Каждый из них охватывает приблизительно 18—20 мес.

Учитывая длительность процесса взрывания, при изучении сейсмического эффекта взрывов важно выяснить, отличаются ли по своим динамическим параметрам колебания от взрывов, проведенных в ненарушенной породе (I этап), и в основании, нарушенном многократным взрыванием (II—IV этапы). При этом наблюдения над сейсмическим эффектом взрывов и обработка материала проводилась на основе той же методики [1], согласно 5 этапам взрывания, по количеству более 600 взрывов. Полученные результаты сравним с величинами, зарегистрированными на первом этапе работ.

В первой о. в. з. наблюдения проводились только на первых двух этапах. Так как расстояние от первой о. в. з. до пункта 1 за это время несколько варьировало, все A_{\max} приведены к тому значению r , которое они имели на первом этапе — 370 м.

Во второй о. в. з. зависимость $A_{\max}(q)$ при закрепленном r удалось построить для пяти этапов взрывания. Так как среднее расстояние второй о. в. з. от пункта наблюдения на II этапе изменилось по сравнению с I для изучения зависимости $A_{\max}(q)$ все данные приводились к единому значению $r=370$ м. С I по IV этапы выборки составлены из взрывов, у которых $r=370$ м, для V — значения A_{\max} приводились к тому же эталонному расстоянию (рис. 1). Те же зависимости для третьей о. в. з. приведены на II этапе к r эталонному — 1430 м. Осредненные данные включают около 100 наблюдений по каждому этапу.

ОВЗ	Этап	χ	
I	I	0.31	
	II	0.64	
	II	I	0.41
		II	0.74
		III	0.68
II мгн	IV	0.83	
	V	0.49	
	III	I	0.39
		II	0.62
	III	I	0.32
II		0.43	

По котловану аналогичная зависимость построена для I и II этапов также по большому числу мгновенных взрывов.

Рассматривая эти зависимости по первым двум о. в. з., можно отметить, что угол наклона χ прямой $A_{\max}(q)$ на II этапе наблюдений возрос почти вдвое. На III и IV этапах форма этой зависимости по мере многократного взрывания не изменялась. На V этапе взрывания, характеризующем залеченное основание, угол наклона осредняющей прямой уменьшился.

Проверка этой зависимости по серии мгновенных взрывов подтвердила данные по к. з. в., т. е. увеличение угла наклона зависимости $A_{\max}(q)$ на II этапе. По взрывам третьей о. в. з. также отмечено повышение угла наклона прямой, соответствующей II этапу наблюдений.

Анализируя форму зависимостей, полученных по трем о. в. з., можно отметить, что при слабых взрывах $30 < q \text{ кг} < 200$ сейсмический эффект в последующих этапах наблюдений по сравнению с первым понизился (рис. 1). При сравнительно сильных взрывах $q > 500$, исключая V этап, A_{\max} возрастает при закрепленных q и r по сравнению с I. Даже там, где значения A_{\max} при больших q не удалось установить, его превышение по сравнению с первым очевидно. Это привело к возрастанию коэффициента χ на II, III, IV этапах по сравнению с I.

На V этапе, когда нарушенные породы были вынуты из котлована, коэффициент χ для этой о. в. з. почти принял первоначальное значение при заметном понижении среднего уровня пря-

мой зависимости $\lg A_{\max} - \lg q$. Математическая обработка системы точек проведена методом наименьших квадратов.

После того, как по взрывам было обнаружено резкое изменение угла наклона зависимости $A_{\max}(q)$ во времени, провели повторное определение зависимости $A_{\max}(r)$ на II, III и IV этапах взрывания вместе и сравнили полученные результаты с зависимостью, характерной для I.

Для установления этой зависимости использованы данные трех о. в. з., находящихся от станции I на преобладающих расстояниях $\bar{r} = 175$ м для первой о. в. з., $\bar{r} = 370$ м для второй и $\bar{r} = 750$ м для третьей. Для построения зависимости $\lg A_{\max} - \lg r$, так же как и в первом случае, резонансные значения A_{\max} приведены к $q = 130$ кг, с использованием значений $\chi = \chi'$, характерных для II этапа наблюдений, по формуле:

$$A_{\max}^* = A_{i\max} \left(\frac{q_{\text{эт}}}{q_i} \right)^{\chi'}$$

Для анализа спектрального состава колебаний от взрывов построены гистограммы, показывающие вероятность распределения периодов A_{\max} на протяжении трех этапов строительства. В пределах ошибок измерения они характеризуют резонансные периоды слоев верхней толщи основания. По записям инженерно-сейсмической аппаратуры (ВЭГИК + ГБИУ), спектральный состав волн, вызванный взрывами, укладывается в довольно узкий интервал периодов $T = 0,05 - 0,2$ с ($5 \leq f \text{ Гц} \leq 20$). На втором и третьем

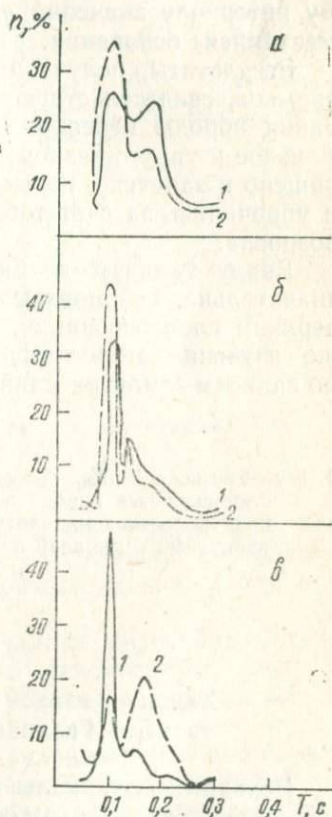


Рис. 2. Гистограммы периодов максимальных амплитуд смещений по взрывам.

а, б, в — I—III этапы; 1—2—пункты 1,2.

этапе наблюдений (рис. 2 б, в) происходит смещение резонансного периода в высокочастотную область $T = 0,1$ с.

Таким образом, анализ данных по изучению $A_{\max}(q, r)$ во времени по выделенным 5 этапам взрывания показал, что угол наклона этой зависимости в результате интенсивного взрывания в породах основания возрос почти вдвое. Возрастание показателя степени при q в значительной мере связано со снижением уровней A_{\max} при слабых зарядах $q < 200$ кг и повышением при более мощных $q > 500$ кг. Очевидно, интенсивное взрывание на участке

строительства привело к ослаблению сейсмической жесткости всего основания, в связи с этим сейсмическая реакция пород на слабые воздействия значительно снизилась, на сильные — возросла.

Анализ спектрального состава колебаний на основе изучения гистограмм показал, что в результате интенсивного взрывания резонансный период $T_{рез}$ переместился с $T=0,1-0,15$ с на I этапе на $T_{рез} \approx 0,1$ с. В таком узком диапазоне частот $10 \leq f_{ш} \leq 20$ отмечено возрастание угла наклона прямой $A_{max}(q)$, указывающее на изменение свойств среды.

Общее снижение уровня A_{max} на V этапе взрывания по всему интервалу значений q , очевидно, связано с залечиванием (цементацией) основания.

Результаты, полученные при изучении сейсмического эффекта взрывов, свидетельствуют о том, что в стадии интенсивного взрывания породы перешли из относительно упругого в состояние, близкое к упруго-вязкому. На V этапе, когда основание было расчищено и залечено, породы вернулись к более упругому состоянию и упрочились за счет того, что сейсмическая жесткость основания возросла.

Ввиду того, что глубина заложения заряда при взрыве незначительна, сейсмозврывные волны несут информацию о самом верхнем слое основания, поэтому методика предусматривает также изучение динамических характеристик колебаний основания по записям землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутовская Е. М., Меметова Н. С. Контроль сейсмических характеристик скальных пород в условиях режима постоянного взрывания (на примере основания плотины Андижанского водохранилища). Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 94, Л. 1974.

УДК 550.344.094.2

Ю. К. ЧЕРНОВ

Характер записи смещений грунта при повторных толчках Газлийских землетрясений 1976 г.

Исходные материалы и методика обработки данных. В работе проанализировано около 550 сейсмограмм афтершоков землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г., 9—14 энергетических классов, полученных на расстояниях 3—50 км. Используются хорошо разрешенные во времени записи смещений грунта в широком частотном (0,3—20 Гц) и динамическом (около 40 дБ) диапазонах. Записи осуществлялись в трех пунктах наблюдений — Каракыр, Газли, Водозабор однотипными сейсмическими каналами, состоящими из сейсмометров С5С, гальванометров ГБ—IV—5 и осциллографов ИСО-2М. Во всех пунктах наблюдений отмечались сходные грунтовые условия.

На сейсмограммах измерялись следующие параметры колебаний: максимальная амплитуда смещения — A_{\max} , период колебания с максимальной амплитудой — T , длительность колебаний с амплитудами, превышающими $1/3 A_{\max}$ — t . Измерения на сейсмограммах проводились визуально на участке записи поперечных волн, как наиболее интенсивных в рассматриваемом диапазоне частот и расстояний. Для спектрально-временного анализа реакций смещений сейсмограммы цифровались на установке Ф—004 с шагом во времени не более 0,02—0,03 с.

Более подробные сведения о количестве и качестве записей землетрясений разных энергий и расстояний, точности определения

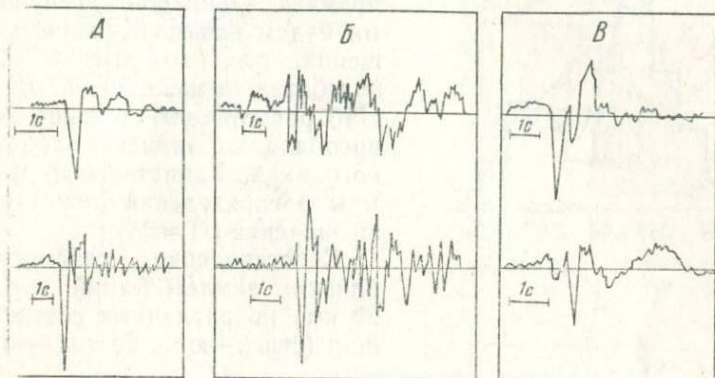


Рис. 1. Примеры записей смещений грунта при афтершоках Газлийских землетрясений 1976 г.:

форма записи: А—импульсная, Б—колебательная, В—промежуточные записи.

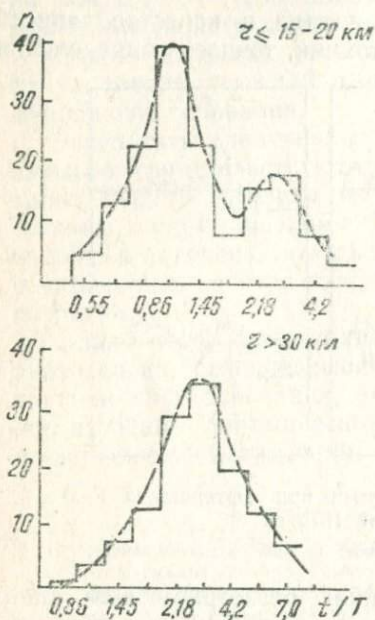
координат гипоцентров, характеристиках регистрирующей аппаратуры, грунтовых условиях в пунктах наблюдений, способах измерений на сейсмограммах и другие данные можно найти в работах [9, 10].

Результаты и обсуждения. При анализе материала установлено, что при многообразии отдельных сейсмограмм, они могут быть по внешнему виду записи условно разделены на две группы.

Первая характеризуется резким единичным смещением, асимметричным относительно нулевой линии. Этот интенсивный одиночный выброс сопровождается колебаниями значительно меньшей амплитуды (рис. 1, а). Вторая в фазе максимальных колебаний имеет несколько отклонений от нулевой линии, соизмеримых по амплитуде (рис. 1, б). Некоторые записи имеют черты как первого, так и второго типов (рис. 1, в).

Эти группы записей соответствуют сейсмограммам «импульсного» и «колебательного» типов, выделенных при анализе афтершоков Дагестанского землетрясения 1970 г. [8, 12, 13]. Описательная форма разделения всех записей на типы неудобна и мо-

жет иметь субъективный характер. Нами предложен количественный критерий разделения записей по величине отношения относительной длительности главной фазы к периоду максимальной амплитуды — t/T . Приведены распределения величины t/T для землетрясений с $K=9-13$ на близких ($r < 15-20$ км) и удаленных ($r > 30$ км) гипоцентральных расстояниях (рис. 2). В первом случае наблюдается два максимума при значениях $t/T \approx 1,15$ и $t/T \approx 2,6$ с, которые указывают на то, что на близких расстояниях объективно существуют записи и «импульсного» и «колебательного» типов. Величина $t/T=2$ принята граничной. Импульсными будем называть записи смещений, для которых $t/T < 2$, и колебательными, когда $t/T \geq 2$. На расстояниях больше 30 км преобладают записи колебательного вида. Единственный максимум распределения лежит вблизи значений $t/T \approx 3,6$.



Сопоставление сейсмограмм близких землетрясений ($r < 10-20$ км) на различных составляющих (север—юг и восток—запад)

Рис. 2. Распределение числа записей (n) землетрясений по величине отношения длительности основной фазы колебаний (t) к периоду максимального смещения (T) на разных расстояниях (r).

показало, что в 75% случаев на обоих горизонтальных компонентах наблюдается запись одинаковой формы. Этот результат делает маловероятным предположение об определяющем влиянии на форму записи направления движения S-волн относительно регистрирующих приборов.

Дисперсия, рассеяние и образование обменных волн усложняют сейсмограмму с увеличением расстояния. В нашем опыте влияние среды довольно определенное: с ростом гипоцентрального расстояния форма сигнала усложняется, а на расстояниях больше 25—30 км сигналы импульсного типа практически не встречаются.

Указанные причины, однако, не могут объяснить существование колебательных записей на небольших гипоцентральных расстояниях. Предположение о существенном влиянии резкой анизотропии среды маловероятно, так как положение очагов повторных толчков с различной формой записи часто оказывается одинаковым относительно станции. Однако совсем исключить этот фактор нельзя ввиду недостаточности точного знания глубинного строе-

ния района и пространственного расположения гипоцентров [9, 10].

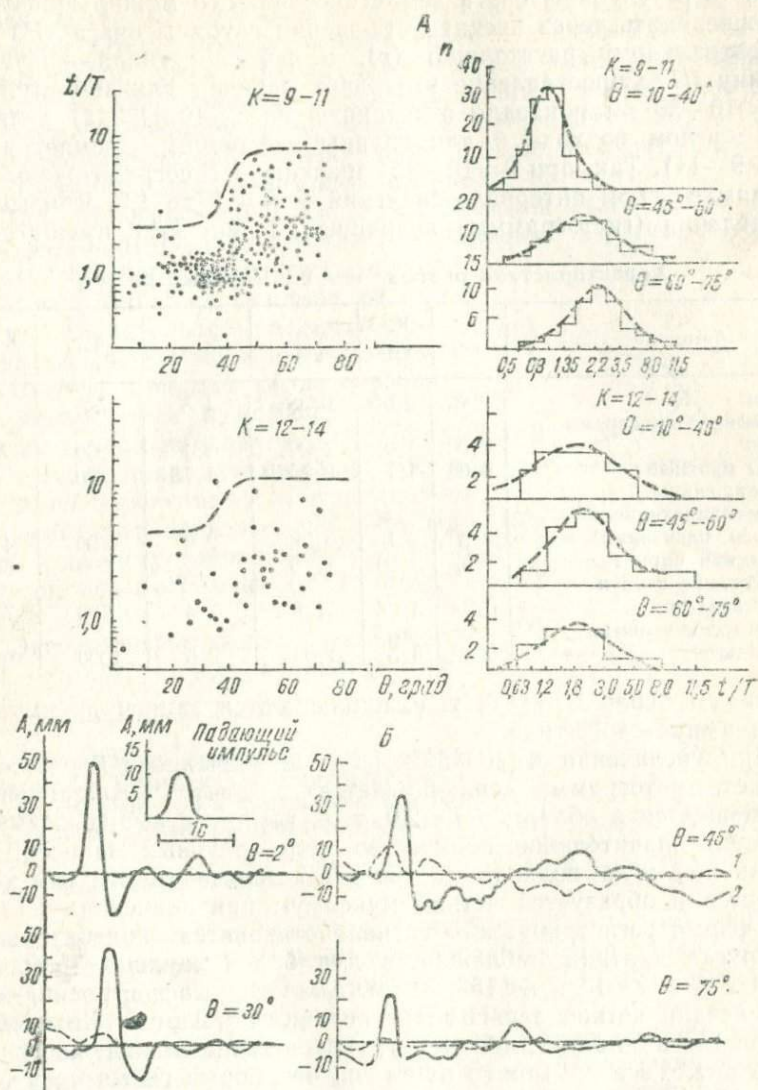


Рис. 3. Влияние угла падения сейсмических волн θ на форму сейсмического сигнала: А—экспериментальные данные с $r < 10-20$ км, Б—теоретический расчет.

составляющая: 1—горизонтальная, 2—вертикальная

Большую роль в формировании сейсмического сигнала может играть верхняя слоистая часть разреза, реакция которой зависит

от угла подхода сейсмических волн. Угол подхода при одинаковом (малом) гипоцентральной расстоянии может изменяться в зависимости от глубины очага землетрясения. Его можно приближенно определить через косинус отношения глубины очага (H) к гипоцентральному расстоянию (r), а форму сигнала — через величину t/T . Сопоставление этих двух величин для землетрясений с $r < 10-20$ км показало отчетливую связь (рис. 3, а) величины t/T с углом подхода θ для группы небольших землетрясений ($K=9-11$). Так, при $\theta=10-40^\circ$ значения t/T сосредоточены в основном в узком интервале значений — от 0,5 до 1,5. Кривые распределения (гистограммы) величины t/T при этом имеют четкий

Характеристика разреза под с/с Каракыр по [14]

Литология	H /км/	V_p км/с	V_s км/с	ρ г/см ³	Q_p	Q_s
Пески	0,02	0,65	0,26	1,8	50	50
Песчаник с прослоями глин	0,03	1,0	0,42	2,1	200	200
Глины плотные	0,08	1,7	0,75	1,75	250	250
Мергели, глины, переслаивающиеся глины, песчаники	0,32	2,1	0,98	2,0	400	470
Песчаники пористые	0,57	2,50	1,25	2,2	600	600
Чередование глин и песчаников	0,29	3,05	1,6	2,4	700	700
Метаморфизованные сланцы	0,00	3,5	1,95	2,6	1000	1000

максимум около $t/T=1,0$, т. е. наблюдаются записи преимущественно импульсного типа.

При увеличении θ ($40-60^\circ$) разброс значений t/T резко возрастает, гистограмма «сплющивается» и центр группирования перемещается в область $t/T \approx 2,0$, т. е. наряду с импульсными появляется значительное количество колебательных записей. При увеличении угла подхода ($\theta=60-75^\circ$) форма гистограмм опять сужается и образуется четкий максимум при значениях $t/T \approx 2,5$, т. е. форма регистрируемого сигнала становится колебательной.

Другая картина наблюдается для более крупных землетрясений с $K=12-14$ и $r < 15-20$ км. Аналогичные построения здесь не показали четкой зависимости величины t/T от θ . Хотя общее количество землетрясений этой группы меньше и надежность выводов ниже, все же можно отметить, что форма гистограмм величины t/T оказалась почти независимой от угла подхода.

«Сплюснутость» гистограмм, большой интервал значений t/T с приблизительно одинаковой повторяемостью указывают на относительное возрастание числа колебательных записей при более крупных землетрясениях. Положение центра группирования около $t/T \approx 2,0$ свидетельствует о том, что для этих землетрясений при всех углах подхода регистрируется сигнал более сложной формы, чем простой односторонний импульс.

Кажущееся противоречие полученных результатов объясняется влиянием протяженности источника, которое начинает сказываться на малых расстояниях при увеличении магнитуды землетрясения. Отношение гипоцентрального расстояния к глубине характеризует угол подхода сейсмических волн, излученных из гипоцентра. При небольших размерах очага, по сравнению с расстоянием, на котором регистрируются колебания (1:10), очаг можно рассматривать как точку, и угол подхода будет с достаточной точностью характеризовать излучение из очага.

Для землетрясений с $K=12-14$ размеры очага могут достигать 5—10 км [7, 11], что уже соизмеримо с расстоянием 10—20 км. В этом случае углы подхода волн из различных участков разрыва могут значительно различаться, и тогда угол подхода, определенный как $\arccos H/r$, перестает характеризовать излучение очага в целом. Другими словами, угол подхода волн на близких расстояниях для больших землетрясений определяется с относительно большей погрешностью, чем для малых, и поэтому корреляция между θ и формой сейсмограммы (t/T) нарушается.

Экспериментальные зависимости величины t/T от θ сравнивались с теор-

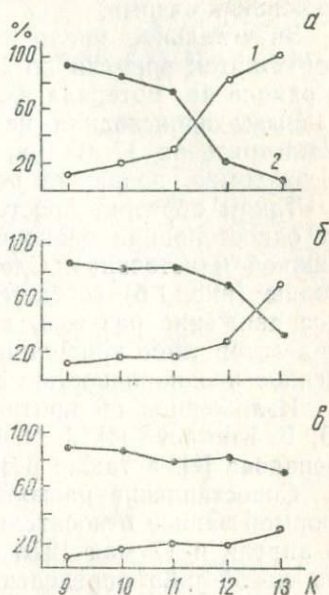


Рис. 4. Изменение процентного соотношения афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. с колебательной (1) и импульсной (2) формой записи разных энергетических классов (K):

а—до 17 мая, б—с 17 по 21 мая, в—после 21 мая.

ретическими сейсмограммами, рассчитанными по программе Л. И. Ратниковой и В. В. Штейнберга [6]. Среда задана исходя из реального разреза под станцией Каракыр [14], основные характеристики которого приводятся в таблице.

Исследовались смещения в волнах SV на поверхности для падения $\theta=2^\circ, 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ$. Показаны падающий импульс, горизонтальные и вертикальные компоненты расчетных записей смещений для различных углов падения (рис. 3, б). При небольших углах падения ($\theta=2-30^\circ$) форма записи проста и совпадает с «импульсным» типом записи афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. (рис. 1, а). При увеличении угла падения ($\theta \geq 45^\circ$) форма записи усложняется.

Итак, результаты расчетов теоретических сейсмограмм и экспериментальные исследования свидетельствуют о существенном

влиянии угла подхода на форму сейсмического сигнала. Однако, такое объяснение появления сейсмограмм колебательного типа возможно не всегда, о чем свидетельствует усложнение формы сейсмограмм более крупных землетрясений независимо от угла подхода сейсмических волн.

В этом случае наиболее вероятны различные механизмы действия источника (рис. 4). Записи колебательного типа характерны для сильных повторных толчков. Землетрясения колебательного характера заметно преобладали в период до землетрясения 17 мая 1976 г. Более сложный характер записи при землетрясениях большей магнитуды объясняется тем, что разрыв большой протяженности распространяется в более неоднородной среде, чем маленький разрыв.

Значительное число толчков «колебательного» характера в промежутки времени до 17 мая можно объяснить тем, что среда в районе не потеряла в значительной степени свою прочность и разрывы происходили не по готовым плоскостям. В результате землетрясения 17 мая в земной коре образовалась сеть трещин и разломов, подвижки по которым уже происходили легче.

Таким образом, простому виду записи (рис. 1 а) соответствует односторонний одиночный импульс, создаваемый гладкой подвижкой в источнике. Сложному «колебательному» виду прямой волны (рис. 1 б) соответствует либо прямолинейное скачкообразное движение разрыва, когда землетрясение состоит из нескольких актов, либо криволинейное распространение разрыва, обусловленное неоднородностью среды.

Изложенное не противоречит теоретическим представлениям Б. В. Кострова [4], J. N. Вгупе [15], А. С. Быковцева и Г. П. Черепанова [2], а также результатам опытов С. Д. Виноградова [3].

Сопоставление расположения повторных толчков с различной формой записи относительно нодальных плоскостей землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г., определенных ранее [1], не показало какой-либо определенной зависимости. Не отмечается также четкой связи формы сейсмограмм с глубиной очага землетрясения. Однако к результатам сопоставлений следует относиться с осторожностью, так как относительная погрешность в определении координат эпицентра и глубины очага на близких расстояниях довольно велика, что может привести к затуханию существующих зависимостей.

Кроме научного интереса, исследование формы записи колебаний грунта при сильном землетрясении имеет прямой практический выход.

Реакция зданий и сооружений на сейсмические воздействия существенно зависит от формы возмущающего сигнала. Это показано спектрально-временным анализом реакции (СВАР), сделанным для некоторых характерных записей наиболее сильных (интенсивность 6—7 баллов) афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. При расчетах использовалась программа для ЭВМ,

описанная в работе [5]. Анализировалось 12 сейсмограмм различной формы, длительностью 10—15 с от начала записи. Для анализа использовались 25 осцилляторов с периодами собственных колебаний в диапазоне 0,1—5,0 с и затуханиями 0,5, что соответствует собственным периодам и затуханиям большинства встречающихся зданий и сооружений. Типичные примеры сейсмограмм, соответствующих им СВАР-диаграмм и спектров реакций смещений приведены на рис. 5. При импульсной форме исходного сиг-

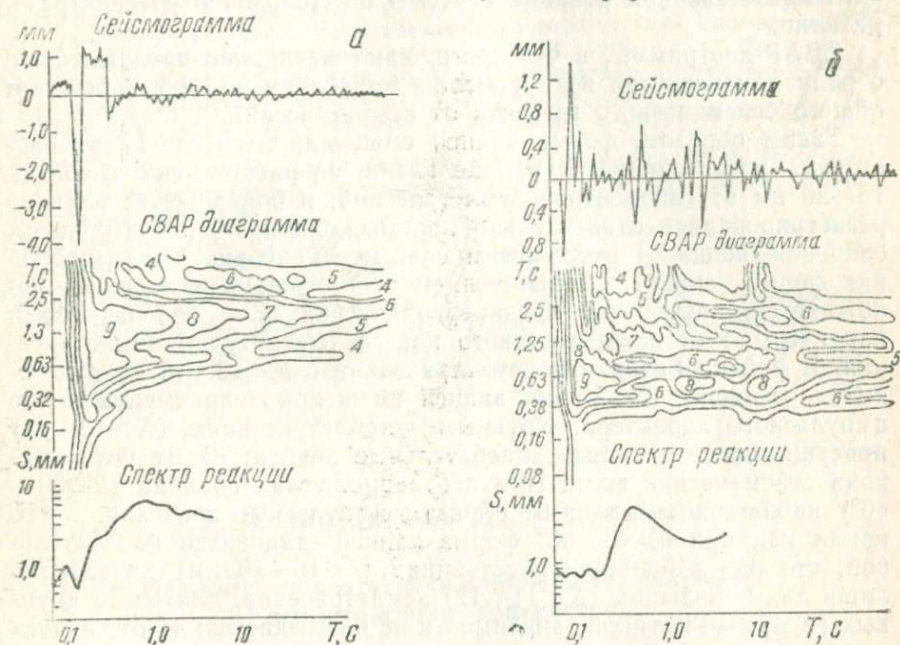


Рис. 5. Спектрально-временной анализ реакции (СВАР) смещений.

а — с/ст Каракыр: $3,8 < 9 < 4,7$ мм; $3,1 < 8 < 3,8$; $2,5 < 7 < 3,1$; $2,1 < 6 < 2,5$; $1,5 < 5 < 2,1$ мм.
 б — с/ст Газли: $2,7 < 9 < 3,3$ мм; $2,2 < 8 < 2,7$; $1,8 < 7 < 2,2$; $1,5 < 6 < 1,8$; $1,1 < 5 < 1,5$ мм.

нала максимум реакции совпадает по времени и частоте с максимумом на сейсмограмме. При этом в первые моменты времени наблюдаются интенсивные колебания почти во всем рассматриваемом диапазоне периодов. В последующее время происходит сравнительно быстро (3—5 с) затухание колебаний.

Реакция осцилляторов на сигнал колебательной формы отличается тем, что их максимальные колебания не обязательно совпадают по времени и частоте с основным максимумом на сейсмограмме. Интенсивность отклика системы осцилляторов может достигать максимума лишь через несколько секунд после прохождения основной фазы возмущающих колебаний. Поле СВАР-диаграммы при этом отличается мозаичностью, интенсивность осцилляций в течение относительно длительного времени (10—15 с) то увеличивается, то уменьшается в широком диапазоне периодов.

Интересно отметить, что максимальная амплитуда отклика осцилляторов непропорциональна максимальным амплитудам смещений для сейсмограмм различной формы. Так, для импульсных записей максимальный отклик системы в 1—1,5 раза превышает максимальную амплитуду по записи, в то время как для колебательных записей такое превышение достигает уже двух—трех раз.

Оценивая результаты СВАР сейсмических сигналов различной формы, отметим большую информативность спектрально-временного представления реакции системы по сравнению со спектрами реакции.

СВАР-диаграммы, в частности, дают наглядное представление о роли длительности возмущающих колебаний в формировании общего сейсмического эффекта от землетрясений.

Таким образом, форма записи смещений зависит: 1) от расстояния до источника. В районе Газли, на расстояниях, меньших 15—20 км от гипоцентров землетрясений, в большинстве случаев регистрировались относительно простые однополярные импульсы, сопровождающиеся вторичными слабыми колебаниями (импульсная форма записи). С увеличением расстояния форма записи усложняется, приобретая квазипериодический или колебательный характер; 2) от энергетического класса (магнитуды) землетрясения. В районе Газли при землетрясениях с $K < 12-13$ на расстояниях, меньших 15—20 км, записи смещений преимущественно импульсного характера. Крупным землетрясениям ($K > 13-14$) присущи более сложные колебательные записи; 3) от угла подхода сейсмических волн. При небольших углах подхода ($\theta < 30-40^\circ$) наблюдаются главным образом импульсные значения, в то время как при $\theta > 40-50^\circ$ форма записи становится колебательной, что при небольших расстояниях ($r < 15-20$ км) характерно лишь для небольших ($K < 11-12$) землетрясений, для более крупных ($K > 12-13$) такой зависимости не наблюдается; 4) от свойств среды, вмещающей очаг землетрясения, и может меняться в различные промежутки времени.

В период, предшествующий землетрясению 17 мая 1976 г., в этом районе регистрировалось относительно большое количество записей сложной колебательной формы. После землетрясения 17 мая 1976 г. число таких записей стало сокращаться за счет преобладания землетрясений с импульсной формой записи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аптекман Ж. Я., Грайзер В. М., Плетнев К. Г. [и др.]. Некоторые данные о процессах в эпицентральной зоне Газлийских землетрясений 1976 г. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 19. М., 1978.
2. Быковцев А. С., Черепанов Г. П. О моделировании очага землетрясения. Прикладная математика и механика, т. 44, вып. 3, 1980.
3. Виноградов С. Д. Влияние неоднородностей поверхности разрыва на излучение упругих волн. «Изв. АН СССР», Физика Земли, 1978, № 1.
4. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М., 1975.
5. Левшин А. Л., Розенкноп Л. М., Штейнберг В. В., Ивано-

- ва Т. Г. Спектрально-временной анализ реакции СВАР. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 19. М., 1978.
6. Ратникова Л. И., Штейнберг В. В. Особенности колебаний слоистой толщи неидеально упругого грунта. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 21, М., 1981.
 7. Ризвиченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. В кн. «Исследования по физике землетрясений». М., 1976.
 8. Рустанович Д. Н. Типизация землетрясений по форме колебаний, частотному составу и геологическим условиям. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование». М., 1977
 9. Чернов Ю. К. Смещение грунтов при повторных толчках Газлийских землетрясений 1976 г. Научно-технический реферативный сборник, сер. 14 «Сейсмологическое строительство», вып. 12. М., 1979.
 10. Чернов Ю. К. Особенности колебаний (смещений) грунта в ближней зоне землетрясения. Автореферат канд. дисс. М., 1980.
 11. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., 1974.
 12. Штейнберг В. В., Аптекман Ж. Я., Крамынин П. И. Повторные толчки Дагестанского землетрясения 1970 г. «Изв. АН СССР». Физика Земли 1974, № 4.
 13. Штейнберг В. В., Крамынин П. И., Аптекман Ж. Я. Характер повторных толчков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 17. М., 1975.
 14. Штейнберг В. В., Иванова Т. Г., Грайзер В. М. Землетрясение в Газли 17 мая 1976 г. «Изв. АН СССР», Физика Земли, 1980, № 3.
 15. Vigne J. N. The physics of earthquake strongmotion. In: «Sismic Risk and Engineering Decisions. «Elsevier Scientific Publ. Comp. Amsterdam, Netherlands 1977, p. 142—177.

УДК 550.34.06

Л. М. ПЛОТНИКОВА, М. Г. ФЛЕНОВА

Особенности подготовки и проявления сильных землетрясений Узбекистана

В работе рассмотрен характер подготовки и проявления сильных землетрясений, приуроченных к очаговым зонам различных геолого-тектонических структур Узбекистана. Актуальность решения задачи обусловлена поисками предвестников и прогнозом сильных землетрясений.

Решение поставленной задачи связано с выбором параметров, которые помогут однозначно описать основные черты проявления сильных землетрясений, т. е. получить ряд признаков, характеризующих особенности разрядки упругих напряжений в пределах каждой зоны.

Рассмотрены параметры, описывающие особенности строения и механические свойства среды очаговых зон и накопленных в них напряжений:

1) отсутствие или наличие форшоков перед сильным землетрясением — в определенной степени показатель гетерогенности структуры в понимании К. Могі [15];

2) отношение магнитуд максимального афтершока M_a и глав-

ного толчка $M_{гт}$ (коэффициент q), характеризующее напряженное состояние и неоднородность среды в районе, $q = \frac{M_a}{M_{гт}}$;

3) тангенс угла наклона графиков повторяемости форшоковой γ_f и афтершоковой γ_a последовательностей в сопоставлении со среднедолговременным γ_p региональным значением для района.

За форшоки приняты сейсмические толчки, происходящие за определенный период перед сильным землетрясением на площади, ответственной за подготовку этого землетрясения. При этом временной интервал для выделения форшоков определялся в зависимости от M землетрясения, а размер зоны подготовки — величиной nl , где l — размер разрыва в очаге $l = f(M)$.

Первый параметр позволяет получить качественную характеристику, два последних (q и γ) — количественную. Соотношения трех параметров отражают механические свойства и особенности напряженного состояния пород в очаговой зоне. Изучение закономерностей их изменений в пределах каждой сейсмологической зоны должно предшествовать исследованиям по поискам предвестников сильных землетрясений.

Использованы данные инструментальных наблюдений 1927—1977 гг. (табл. 1). Основной объем выборки относится к достаточно узкому динамическому диапазону землетрясений.

Распределение количества землетрясений по магнитудам:

M	N
3,6—4,0	1
4,5—4,8	2
5,0—5,3	4
5,5	4
5,8	3
6,5	1
7,0	2
7,5	1

Для построения графиков повторяемости форшоковых и афтершоковых последовательностей сильных землетрясений использованы землетрясения представительных классов. Для исключения ошибок за счет неоднородности используемого материала необходимо решить вопрос о представительности землетрясений данного энергетического класса. Срок представительности определяется количеством и чувствительностью регистрирующих станций, а также рассчитывается по графикам повторяемости и из номограммы $K(A, \Delta)$ по дальности регистрации с учетом увеличения станции. Поэтому построить графики повторяемости для последовательностей удалось не для всех землетрясений, вошедших в выборку. В этом случае рассматривался качественный признак — наличие или отсутствие форшоков.

Исходя из задачи исследований, анализ проводили отдельно для трех основных структурных единиц Узбекистана (выделенных

в отдельные геодинатические полигоны: Ферганская долина и ее горное обрамление, Приташкентский район, Западный Узбекистан.

Таблица 1

Район	Дата главного толчка	Координаты		Магнитуда		Энергетический класс	
		φ	λ	главн-толчка	афтершока	главн. толчка	афтершока
Ферганская долина и ее горное обрамление	12.VIII.1927	41,0	71,6	5,75 (6,25)	5,5		
	14.V.1930	41,1	71,8	4,5 (4,25)	3,0		
	5.II.1932	40,7	72,8	4,75	4,25		
	14.II.1942	40,9	72,1	5,75	3,5		
	2.XI.1946	41,8	71,8	7,5	5,25	17	13
	2.VI.1947	41,1	72,2	5,5 (5,75)	3,75	14	12
	3.VIII.1962	40,9	73,1	5,5	3,8	14	11
Приташкентский	11.VIII.1974	39,3	73,7	7,0	5,2	16	13
	24.X.1959	41,6	70,0	5,75	4,25	14	12
	17.III.1965	40,9	69,4	5,5	3,3	13-14	10,4
	25.IV.1966	41,4	69,3	5,3 (4,4)	3,9	14	12
	15.III.1977	41,7	70,1	4,3	3,9	11,7	11,0
	6.XII.1977	41,5	69,7	5,0	3,0	13,5	9,5
	11.XII.1980	41,3	69,1	5,3	4,8	14,0	12,5
Западный Узбекистан	3.VI.1929	43,1	66,6	6,5	5,5		
	13.III.1968	42,4	66,5	2	5,0	13,0	13,0
	8.IV.1976	40,3	63,8	7,0	7,3	16	17

Объем выборки по каждой структуре определялся степенью сейсмической активности и включал землетрясения достаточно узкого динамического диапазона (табл. 2).

Таблица 2

Распределение количества землетрясений по сейсмоактивным зонам

Район M	3,6-4,0	4,5-4,8	5,3	5,5	5,8	6,5	7,0	7,5
Ферганская долина и ее горн. обрамл.	—	2	—	2	2	—	1	1
Приташкентский	3	1	2	2	1	—	1	—
Западный Узбекистан	—	—	1	—	—	1	1	—

Приводим размеры радиусов разрывов r в очагах, зон подготовки R землетрясений интенсивностью M и зависимость r (M) и R (M):

M	$r, км$	$R, км$
3,6—4,0	2,0	7,2
4,5—4,8	3,5	12,0
5,0	5,5	22,0
5,5	8,8	36,0
6,0	14	65,0
6,5	23,0	110
7,0	37,0	150
7,5	62,0	150

Оценка размеров разрывов в очагах рассматриваемых землетрясений и зон подготовки проведена на основании зависимостей, приводимых ранее [5, 6, 8]. Получены количественная оценка параметров q и γ для каждой зоны (табл. 3).

Ферганская долина и ее горное обрамление. Сильные землетрясения этой зоны не имеют предваряющих толчков — форшоков. Исключение составляют Маркайское землетрясение 3. VIII. 1962 г., $M=5,5$ и Памиро-Алайское 11. VIII. 1974 г., $M=7,0$. При этих землетрясениях за 2,5 мес. до основного толчка отмечались форшоки энергетических классов $K=9\div 10$. Афтершоки отмечаются для всех сильных землетрясений из этой зоны.

Следовательно, очаги сильных землетрясений данной структуры относятся к очагам I типа модели Mogi и отвечают условиям однородных сред.

Значение параметра q для рассмотренных землетрясений интенсивностью $4,5 \leq M \leq 7,5$ изменяются в пределах $0,61 \leq q_{ф.д.} \leq 0,93$. Среднее значение параметра q для очаговых зон этой структуры равно $q_{ф.д.} = 0,70$.

Графики повторяемости для афтершоковых и форшоковых последовательностей получены лишь для Маркайского и Памиро-Алайского землетрясений. Параметры γ для них соизмеримы со средне-долговременным значением γ_p всего района.

Приташкентский район. Сеть сейсмических станций в районе позволила использовать информацию, начиная с $K=8$. Сильные землетрясения $4,2 \leq M \leq 5,8$ не сопровождаются многочисленными форшоками. Однако для них характерна достаточно активная афтершоковая последовательность. Таким образом, по этому признаку блоки земной коры, к которым приурочены очаги сильных землетрясений района, характеризуются также довольно однородным строением и очаги относятся к первому типу модели Mogi. Исключение составляет Динапское землетрясение 15. III. 1977 г., $M=4,3$, которое сопровождалось форшоками за полгода до главного события, т. е. по характеру сбрасываемых напряжений относится ко второму типу модели Mogi [15].

Значение параметра q для сильных землетрясений Приташкентского района, кроме Динапского 15. III. 1977 г., изменяется в пределах $0,60 \leq q_{п.} \leq 0,74$, среднее значение $q_{п.} = 0,67$.

Для Динапского землетрясения, очаг которого приурочен к району Чарвакского водохранилища, величина q существенно вы-

ше среднего значения $q_{п.}^-$ для Приташкентского района и равна 1,08.

Значения параметра γ для афтершоковых последовательностей всех рассмотренных землетрясений, кроме Динапского, соизмери-

Таблица 3

Район	Дата основного толчка	q	γ			Примечание
			среднедолговремен	форшоки	афтершоки	
Ферганская долина и ее горное обрамление	12.VIII.1927	0,96 (0,88)				
	14.V.1930	0,67 (0,70)				
	5.II.1932	0,89				
	14.II.1942	0,61				
	2.XI.1946	0,7				
	2.VI.1947	0,68 (0,65)				
	3.VIII.1962	0,70	-0,48	-0,59	0,42 ± 0,04	
11.VIII.1974	0,74	-0,40	-0,41 ± 0,1	-0,26 ± 0,1		
Приташкентский	24.X.1959	0,74	-0,47	—	-0,50 ± 0,07	
	17.III.1965	0,60	-0,47	—	-0,45 ± 0,01	
	25.IV.1966	0,70	-0,47	—	-0,43 ± 0,05	
	15.III.1977	1,08	-0,41	-0,54 ± 0,02	—	Афтершоки отмечены [3,4]
	6.XII.1977	0,60	-0,33	—	-0,35	
Западный Узбекистан	11.XII.1980	0,80	-0,39	—	-0,38	
	3.VI.1929	0,81	—	—	—	Форшоки и афтершоки в узком диапазоне К
	13.III.1968	0,98	—	—	—	Форшоки и афтершоки в узком диапазоне К
	8.IV.1976	1,06	-0,46	—	—	Данные А.И. Захаровой и И.Б. Яковлевой [1]
			-0,18	—	0,56	Данные Н.В. Уломоной [7]

мы со средне-долговременным $\gamma_{р}$ Приташкентского района. Для форшоков Динапского землетрясения $\gamma=0,54$, что существенно выше средне-долговременного для района $\gamma_{р}=0,41$.

Западный Узбекистан. Статистика для этого района скудная. Из трех сильных землетрясений $5,3 \leq M \leq 7,0$ два (землетрясения 3. IV.

1929 г., $M=6,5$ и 13. III. 1968 г., $M=5,2$) имеют афтершоки, но в узком динамическом диапазоне, что, скорей всего, объясняется малой разрешающей способностью сети сейсмических станций этого района. Что касается третьего землетрясения, Газлийского 8. IV. 1976 г., $M=7,0$, то, как показал анализ материала за 1974—1975 гг., имелись форшоки силой $K=9$. Отмечена очень активная афтершоковая последовательность [7].

Таким образом, первые два землетрясения по характеру разрядки напряжений относятся к первому типу модели Mogi, Газлийское — ко второму.

Значения параметра q для первых двух землетрясений Западного Узбекистана изменяются в пределах $0,84 \leq \bar{q}_{з.у.} \leq 0,96$, среднее $\bar{q}_{з.у.} = 0,89$. Для Газлийского землетрясения оно выше и равно 1,06.

Ограниченная разрешающая способность сети сейсмических станций Западного Узбекистана до 1976 г. не позволяет использовать имеющийся материал для построения графиков повторяемости для землетрясений 3. I. 1929 г. и 13. III. 1968 г. Для афтершоков Газлийского землетрясения значение $\gamma_a=0,56$ [7] и существенно выше регионального $\gamma_p=0,18$ [2] и $\gamma_p=0,46$ [1].

Таким образом, анализ полученных параметров по трем различным структурам Узбекистана показывает, что независимо от принадлежности к той или иной зоне сильные естественные тектонические землетрясения Узбекистана характеризуются:

1) значением параметра q меньше единицы: $\bar{q}_{ф.д.} = 0,70$; $\bar{q}_{п.} = 0,67$; $\bar{q}_{з.у.} = 0,87$;

2) отсутствием в 73% случаях предваряющих сильное землетрясение толчков (сейсмическое затишье, I тип модели Mogi);

3) активной последовательностью афтершоков;

4) значением параметра γ графика повторяемости для афтершоковой последовательности, соизмеримого со средне-долговременным γ_p для района.

Исключение составляют два землетрясения: Газлийское 8. IV. 1976 г., $M=7,0$ (Западный Узбекистан) и Динапское 15. III. 1977 г., $M=4,3$ (район Чарвакского водохранилища), которые характеризуются наличием форшоков, афтершоков, значением угла γ наклона графиков повторяемости афтершоковой последовательности значимо выше региональных и значением параметра $q \geq 1,0$.

Известны землетрясения интенсивностью $3,0 \leq M \leq 7,3$, приуроченные к различным регионам земного шара и связываемые с триггерным воздействием различных факторов (заполнение водохранилища; закачка жидкости в скважины, разработка нефтяных месторождений). К ним относятся Синьфинзянское (Китай, 1961 г.), Кремасто (Греция, 1966 г.), Койна (Индия, 1967 г.), Мид (США, 1939 г.), Қарибо (Замбия, 1963 г.), Денверские

(США, 1963 г.), Рейнджи (США, 1970 г.) и др. Особенности разрядки напряжений в очаговых зонах этих землетрясений характеризуются теми же параметрами, что и сильные землетрясения Узбекистана (табл. 4). Анализ характеристик, описывающих под-

Таблица 4

Район	q	b^*/γ		b/γ других последоват. сильных з-ний района	b/γ региональн. значения	Примечание
		форшоки	афтершоки			
Койна	1,25	1,87/1,04	1,28/0,71	0.51/0.26	0,47/0,26	[10—12]
Карибо	1,06	1,18/0,65	1,02/0,57	—	0,84/0,47	[10—12]
Кремасто	0,90	1,41/0,78	1,12/0,63	0,70/0,40	0,82/0,45	[10—12]
Сильные землетрясения Греции (M=4+8)		0,18÷ ÷0,34/0,19	0,34÷0,62/ /0,19÷0,34	30 последовательностей землетрясений Греции		[10—12]
Денвер	1,10					[10—12]
Сильные землетрясения Калифорнии	0,9		0,25/0,14— —0,30/0,17		0,4÷0,5/ /0,25	[10—12]
Синфенцзянское	0,6— —0,7		0,34/0,19— —0,44/0,24		0,6÷0,8/0,39	[14]
	0,87	1,12/0,62	1,04/0,58	0,74/0,41		[9]

* b —угол наклона графика повторяемости частотно-магнитудных соотношений.

готовку и проявления этих землетрясений, свидетельствует об отличии их от естественных тектонических:

- 1) значение параметра $q \geq 1$;
- 2) форшоковая и афтершоковая последовательность (II тип модели Mogi);
- 3) значение параметра γ графиков повторяемости афтершоковой и форшоковой последовательности значимо выше региональных значений;
- 4) значение параметра γ для форшоков превышает значение для афтершоков.

В заключение можно отметить, что изучен характер разрядки напряжений при сильных землетрясениях, очаги которых расположены в различных сейсмогенных зонах Узбекистана: Памиро-Алайский регион, зона Южно-Тяньшаньских разломов, Чаткало-

Кураминская зона, платформенная область. Установлено, что все сильные естественные тектонические землетрясения подчиняются общим закономерностям независимо от их принадлежности к сейсмоактивным структурам территории Узбекистана.

Исключением составляют землетрясения Газлийское 8. IV. 1976 г., $M=7,0$, в Западном Узбекистане и Динапское 5. III. 1977 г., $M=4,3$, приуроченное к району Чарвакского водохранилища. Для них характерно повышенное значение параметра $q=1,06-1,08$ и высокое (существенно выше регионального) значение коэффициента $\gamma=-0,56$. Иной характер подготовки и проявления этих событий, возможно, связан с изменениями в распределении компонент поля напряжений и механических свойств пород в районе под воздействием определенных факторов. Учитывая это, следует ожидать, что характер сейсмических предвестников описываемых групп сильных землетрясений будет различным. Это подтверждается результатами ретроспективного сейсмического прогноза естественного тектонического Таваксайского (6. XII. 1977 г., $M=5,0$) и индуцированного водохранилищем Динапского (15. III. 1977 г., $M=4,3$) землетрясений [3, 4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Захарова А. И., Яковлева И. Б. Сейсмичность Западного Узбекистана, Ташкент, 1972.
2. Каржаув Т. К., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызыл-Кумов. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
3. Плотникова Л. М., Матасова Л. М., Суров В. П., Махмудова В. И. Особенности проявления землетрясений в районе Чарвакского водохранилища в период максимального заполнения. В сб. Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.
4. Плотникова Л. М., Соколова И. А., Махмудова В. И. Сейсмические предвестники и особенности проявления Таваксайского землетрясения. В сб. «Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения». Ташкент, 1981.
5. Плотникова Л. М., Карелина И. К. Динамические параметры очага и спектральный состав Таваксайского землетрясения. В сб. «Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения». Ташкент, 1981.
6. Ризниченко Ю. В. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М., 1979.
7. Уломова Н. В., Фадина М. П., Меркулова Т. П. Оперативное изучение сейсмического режима афтершоков Газлийских землетрясений с целью их прогнозирования. В сб. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.
8. Шебалин Н. В. Оценка размеров и положение очага Ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным. Ташкентские землетрясения. Ташкент, 1971.
9. Шен Чун-Кан, Чен Хоу-чун, Чан Чу-хан, Хуант Ли-шен, Ли Дау-чан, [и др.]. Землетрясения, вызванные заполнением водохранилища, и их влияние на Сифенцзянскую плотину. «Scientia Sinica», 1974, № 17, № 2.
10. Gupta H. K., Narain H., Rastogi B. K., Mohan I'A Study of the Koyna earthquake of December 10 1967. Bull. Seismol. Soc. Am. 59, 59, 1149—1162, 1969.
11. Gupta H. K., Rastogi B. K., Narain H. Some diskriminatory character-

- ristics of earthquakes near the Kariba, Kremasto and Koyna artificial lakes». Bull. Seismol. Soc. Am. 493—507, 1972.
12. Gupta H. K., Rastogi B. K. 'Bill another domaging earthquake occur in Koyna. Natura, 248, 215—216, 1974.
 13. Hadsell F. A. History of earthquake activity in Colorado' Q Colo. Sch. Mines., 63, 57—72. 1968.
 14. Mc. Evilly M. V., Bakun W. H., Casaday K. B. The Parkfield California earthquakes of 1966. Bull. Seism. Soc. Am. 57, 1221—1224, 1967.
 15. Mogi K. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—the fracture of a semi infinite body caused by an inner stress Oriain and its relation to the earthquake phenomena. Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ., 41, 615—658, 1963.

УДК 550.341

В. И. УЛОМОВ

Синтетические прогностические кривые для выявления предвестников землетрясений

Оценка достоверности и информативности прогностических признаков землетрясений обычно осуществляется формальным сопоставлением экспериментально наблюдаемых изменений во времени того или иного изучаемого параметра с моментом возникновения более или менее крупного землетрясения. При этом поиск предвестников и отбор сведений о происшедших землетрясениях проводится без какой-либо физически обоснованной системы и состоит в демонстрации удачных совпадений предполагаемых прогностических признаков и отдельных подземных толчков, как правило, произвольно выбранных из генеральной совокупности землетрясений. Ограниченность такого подхода — в отсутствии физических и, тем более, сейсмологических основ, а следовательно, и надежных критериев обнаружения и изучения прогностических признаков сейсмических явлений, поскольку он не учитывает всей совокупности представительных землетрясений, различий в эпицентральных расстояниях и времени подготовки.

Для устранения этих недостатков нами и другими исследователями предложены количественные способы выявления прогностических признаков, указывающие на необходимость [2, 5, 6] учета эпицентральных расстояний и величин землетрясений. Однако и этот подход к разработке алгоритмов для прогнозирования сильных землетрясений, хотя и более прогрессивный, отличается невысокой достоверностью исследований из-за определенных ограничений при выявлении и оценке значимости того или иного прогностического признака, поскольку в этих случаях поиск корреляции осуществляется между долговременной прогностической кривой и мгновенными дискретными значениями сейсмических событий, которые завершают длительный процесс подготовки землетрясения.

Наш метод выявления предвестников землетрясений основан на поиске корреляционной связи между наблюдаемой прогностической кривой (НПК) и специально построенной синтетической

прогностической кривой (СПК), характеризующей относительную деформацию и трещинообразование земной коры, предшествующие землетрясениям. Необходимо отметить, что аномальные деформации земной коры, по мнению автора, служат основным прогностическим признаком сейсмических подвижек, а все остальные известные предвестниковые явления обусловлены деформационными аномалиями, распространяющимися на значительные расстояния от очага землетрясения. Интенсивность и характер этих сейсмогеодинамических процессов и определяют особенности всех второстепенных типов предвестников [5, 6].

Одно из наиболее выразительных проявлений аномальных прогностических деформаций земной коры — процесс трещинообразования, возникающий при деформации земной поверхности. Трещины как своеобразный «усилитель» этих деформаций служат надежным индикатором современных медленных движений земной коры в окрестностях и даже на удалении от будущего очага землетрясения. Так, специальные деформометрические наблюдения (1965—1980 гг.) за процессом трещинообразования, проведенные под руководством автора в Центральных Кызылкумах, позволили успешно осуществить долгосрочный прогноз крупных землетрясений в этом районе. Представления о трещинообразовании, как о предвестнике сейсмических явлений и предложенная автором четырехстадийная сейсмогеодинамическая модель подготовки и развития сейсмического очага, подтвердились двумя крупнейшими Газлийскими землетрясениями 1976 г., $M=7,0$, $M=7,3$, происшедшими на изучаемой территории [1, 3, 4].

Результаты деформометрических (геодезические, радонометрические и др.) наблюдений положены в основу построения синтетических прогностических кривых (СПК). Они строятся в виде экспоненциально возрастающих до критической величины «бухтообразных» кривых, продолжительность которых определяется по уравнению, статистически связывающему величину T (сутки) с магнитудой M или классом K землетрясения и эпицентральной дистанцией R (км) до пункта прогностических наблюдений.

Нами составлена палетка для построения синтетических прогностических кривых, рассчитанных для десятикратных по отношению к размерам соответствующих очагов эпицентральных расстояний (рис. 1). Вдоль оси абсцисс справа налево в линейном масштабе, как и наблюдаемая кривая, отсчитывается время T до момента возникновения землетрясения. Вдоль оси ординат для СПК каждого энергетического класса нанесена логарифмическая шкала эпицентральных расстояний, оцифровка которых начинается внизу с величины, равной размеру очага, а оканчивается у верхнего ограничения палетки величинами, равными 10-кратным размерам очага по данной выборке землетрясений.

Как уже отмечалось, в основу построения синтетических прогностических кривых положена среднестатистическая зависимость величины интервала времени T проявления прогностического при-

знака от размера соответствующего землетрясения (например, $\lg T = 0,33 K - 2,14$), а также представления о конфигурации прогностической кривой и постоянстве величины аномалий на расстояниях одинаковой кратности по отношению к размеру очага [5, 6]. СПК представляет собой экспоненциально увеличивающиеся кривые ε , достигающие максимума, соответствующего предкритической деформации в очаговой области землетрясения, и быстро

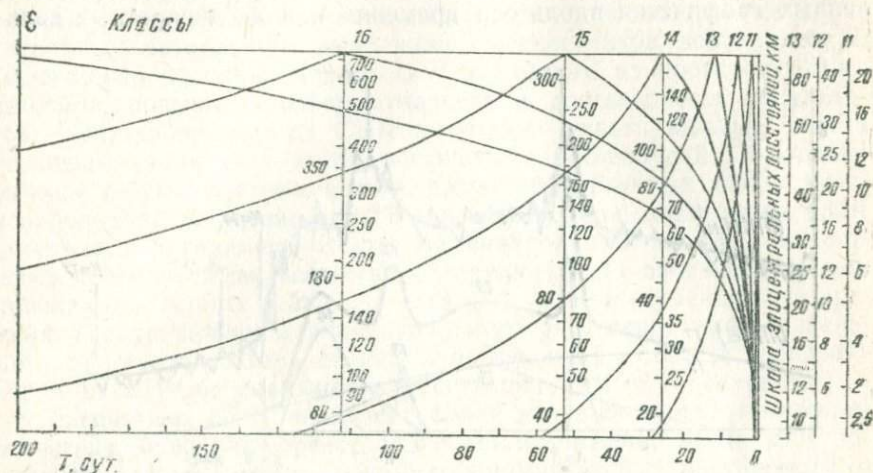


Рис. 1. Синтетические прогностические кривые СПК ожидаемых относительных деформаций земной коры для землетрясений разных энергетических классов $K = \lg E$, построенные для десятикратных по отношению к размерам очага эпицентральных расстояний. Номограмма $T(K_i)$ может быть продолжена как влево, так и вправо с помощью зависимости

$$T_{k_{i+1}} \approx 10^{\frac{k_{i+1} - k}{3}} T_{k_i},$$

где K — энергетический класс землетрясений (цифры сверху палетки).

убывающие примерно за 0,1 отрезка времени T перед землетрясением [3, 4].

На практике метод СПК реализуется следующим образом. Сначала из всех зарегистрированных в регионе землетрясений отбирают те, параметры которых являются представительными по величине и эпицентральному расстоянию до пункта прогностических наблюдений. Отбор для каждого конкретного пункта осуществляется по принципу одинаковой кратности (т. е. в данном случае 10-кратный) эпицентральных расстояний линейным размером очагов землетрясений различного энергетического класса. Аналогично описанной методике [5, 6] для определения эффективных размеров области подготовки землетрясений, оценки информативности того или иного предвестника и более глубоко-

го анализа корреляционной связи между землетрясениями и наблюдаемой за этот интервал времени прогнозной кривой НКП, можно сделать несколько самостоятельных выборок, например, землетрясений с эпицентрными расстояниями, не превышающими 5-, 10-, 20- или 30-кратного размера очага, и отдельно для каждой выборки построить синтетические прогностические кривые. Затем для каждого из отобранных землетрясений, представленных графически вдоль оси времени в виде дискретных вели-

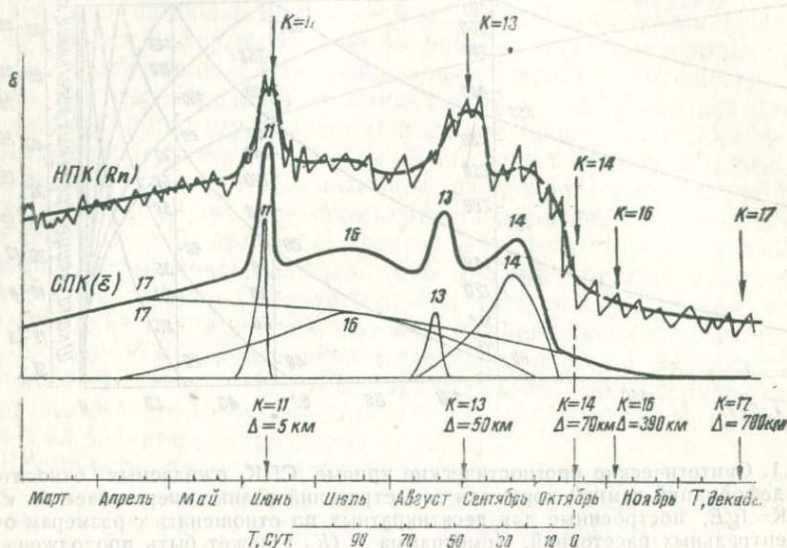


Рис. 2. Сопоставление кривой СПК с наблюдаемой кривой НКП.

чин с указанием энергетических классов и эпицентральных расстояний, строятся синтетические прогностические кривые (рис. 2).

Построение СПК для разных энергетических классов обычно осуществляется с помощью трафаретов, вырезанных по контуру кривых (K, T, R) в масштабе чертежа, например, из прозрачного пластика, одинаковых по амплитуде и различных в соответствии с номограммой (рис. 1) по горизонтальной протяженности. Затем перед каждым нанесенным вдоль горизонтальной оси времен моментом землетрясения (вертикальные стрелки) устанавливается соответствующий энергетическому классу трафарет, который располагается по вертикали на уровне конкретного эпицентрального расстояния и обводится по верхнему контуру.

Полученные таким образом синтетические кривые показаны тонкими линиями (рис. 2) с пометками у вершины величиной энергетического класса, для которых они построены. В нижней части рисунка для примера нанесен след абсциссы палетки при построении СПК для $K=14$.

Если синтетические кривые из-за частоты происшедших землетрясений на каких-то участках оси времени перекрывают друг друга (рис. 2), их алгебраически суммируют и получают интегральную синтетическую кривую (жирная линия), которую и сопоставляют с наблюдаемой НПК на том же отрезке времени (волнистые линии — вариации, например радона, пунктир — осреднение).

Как показали многолетние исследования, использование предлагаемого метода при выявлении предвестников землетрясений значительно расширяет возможности каждого из прогностических способов, повышает информативность и достоверность результатов. Применение метода СПК позволяет решать важные задачи по оптимизации систем прогностических наблюдений, изучению физики сейсмического очага и разработке научных основ прогнозирования землетрясений. В частности, при построении СПК становится наглядным отсутствие синхронности между дискретными сейсмическими событиями (стрелки) и их прогностическими признаками (смена знака деформаций), а также уменьшение времени T с увеличением эпицентрального расстояния наблюдательного прогностического пункта (постепенный «уход за горизонт» вершины СПК и уменьшение расстояния между ее склонами).

Применение СПК позволяет более надежно выявлять прогностические признаки предстоящих землетрясений, когда они завуалированы сложной сейсмогеодинамической обстановкой в районе прогнозных наблюдений (рис. 2). Так, путем вычитания синтетической кривой, построенной для уже происшедших, например до декабря, землетрясений, из наблюдаемой, в которой наряду с происшедшими «заложены» и предстоящие сейсмические события, можно предсказать землетрясение с $K=17$, прогностического признака которого на НПК, явно не видно. Завуалированно на НПК выглядит и прогностическая кривая для другого крупного землетрясения с $K=16$ и т. п.

Поскольку именно сейсмогеодинамические процессы, предшествующие землетрясениям, обуславливают все геофизические, гидрогеохимические, геодезические и другие прогностические аномалии, при построении СПК открываются перспективы физического истолкования и сопоставления друг с другом различных прогностических методов, благодаря тому, что деформирование, трещинообразование и разрушение поддаются количественному расчету и относительно легко предсказуемы. Так как некоторые прогностические признаки негативно связаны с величиной и характером деформаций и трещинообразованием пород земной коры, кривые СПК и НПК могут оказаться не в прямой, а в обратной зависимости. В этом случае для удобства анализа ту или иную кривую можно «перевернуть» и использовать ее зеркальное отображение. Более сложная комбинация кривых СПК может быть применена при квадратном распределении на земной поверхности величин и знаков прогностических аномалий, обусловленном

сдвиговым механизмом деформаций готовящегося очага землетрясения [5, 6].

При построениях и сопоставлении СПК и НПК следует учитывать, что амплитуда кривых СПК условна, но непременно одинакова на эпицентральных расстояниях той же кратности с размерами соответствующих очагов землетрясений. Время же проявления теоретического прогностического признака при заданной кратности расстояния пропорционально размерам сейсмического очага, которые, в свою очередь, связаны между собой зависимостью

$$L_{ki} \approx 10^{\frac{k_i - k}{3}} \cdot L_k,$$

обусловленной примерно одинаковой плотностью упругой энергии в единице объема пород в сейсмогенных зонах земной коры.

Все построения СПК легко осуществляются на ЭВМ и графоре. СПК хорошо моделируется выражением

$$\varepsilon = x \cdot e^{1-x},$$

где $x = x(k, R, T)$.

Пользуясь разностным методом (НПК—СПК), имея хорошо «отлаженную» палетку СПК и подбирая подобно лекалу изготовленный ранее трафарет к «остаточным» аномалиям, можно определить не только время возникновения землетрясения, но и его силу и координаты эпицентра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каржаув Т. К., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
2. Сидорин А. Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния. ДАН СССР, т. 245, 1979, № 4.
3. Уломов В. И., Мавашев Б. З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. ДАН СССР, т. 176, 1967, № 2.
4. Уломов В. И. На пути к прогнозу землетрясений. «Земля и Вселенная», 1968, № 3.
5. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. Информационное сообщение АН УзССР № 186, 1977, с. 1—11.
6. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. В кн. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.

УДК 550.348—519

Т. У. АРТИКОВ, Л. А. ХАМИДОВ

Информативность и эффективность поиска предвестников землетрясений

В настоящее время невозможно анализировать все существующие предвестники землетрясений. Трудность состоит в том, что достаточно длительные наблюдения имеются лишь для очень

немногих данных [1]. Поэтому поиск наиболее информативных и полезных предвестников оказался весьма важным. Количество известных ныне предвестников и качество их обработки намного возросли, что дает основание на совместный математический анализ всех предвестников, поиск которых ведется на одном из определенных геодинамических полигонов сейсмоопасного района для целей прогноза землетрясений.

Не входя в глубь анализа физико-механических состояний очаговых зон, геотектонических условий полигона и считая, что эти процессы являются источником проявления всех предвестников, на основании известных аномальных явлений в данной работе мы попытались исследовать (согласно информативности и полезности) устойчивость временного хода предвестников и эффективность их поиска на примере афтершоков Назарбекского землетрясения 11 декабря 1980 г.

Подобный анализ является статистическим экспериментом над сейсмологическими, гидрогеологическими и другими прогностическими информацией, целью которого является определение устойчивых предвестников для полигонов. Следует отметить, что подобный эксперимент делается впервые, и поэтому авторы были вынуждены ограничиться анализом в одном полигоне и использовали сравнительно простой вероятностный метод [1, 2].

Для анализа привлекались данные о поиске предвестников следующими методами:

сейсмометрия — сумма выделенной сейсмической энергии, «рой» землетрясения, подбор сейсмоаналогов и др.;

изменения соотношений скоростей продольных и поперечных волн;

магнитометрия и электрометрия — данные о вариации магнитных полей и естественных электромагнитных импульсов Земли;

наклонометрия — данные о естественных наклонах земной поверхности;

деформометрия — относительные деформации трещин в зданиях эпицентральной зоны;

астрогеодезия — вариации астрономических азимутов «неподвижных» объектов;

гидрогеохимия — изменение химического и газового состава подземных вод;

гидрогеофизика — изменение физических параметров подземных вод изотопного состава термоминеральных источников;

В основу исследований положена методика, использованная В. Ф. Писаренко [1]. Обратимся к стандартной функции Гаусового распределения $\Phi(\eta)$

$$\Phi(\xi) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{\xi} \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt, \quad (1)$$

где

$$\xi = \frac{\mu - y_0/T}{\sqrt{\frac{1}{n} \frac{y_0}{T} \left(1 - \frac{y_0}{T}\right)}}$$

и к функции

$$P = \frac{1}{4} \ln \left(\frac{\mu}{1-\mu} \frac{1-y_0/T}{y_0/T} \right), \quad (2)$$

где

$$\mu = \frac{z_0}{n} \left\{ \frac{1 - (1 - z_0/n) \left[\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + z_0 \left(1 - \frac{z_0}{n}\right)} \right]}{1 + 1/n} \right\}. \quad (3)$$

При анализе информативности и полезности предвестников использована функция (1) с аргументом $\xi = x_0$ и

$$x_0 = \frac{\frac{m}{n} - \frac{\tau}{T}}{\sqrt{\frac{1}{n} \frac{\tau}{T} \left(1 - \frac{\tau}{T}\right)}}$$

и выражение

$$q = \frac{1}{4} \ln \left[\frac{\frac{m}{n} \left(1 - \frac{\tau}{T}\right)}{\frac{\tau}{T} \left(1 - \frac{m}{n}\right)} \right],$$

где

τ — интервал тревог,

T — время проявления предвестника,

m — число оправданных прогнозов,

n — число афтершоков,

$\Phi(x_0)$ — информативность при $\Phi(x_0) \geq 0,8$ предвестник значимый, при $0,6 \leq \Phi < 0,8$ — незначимый, при $\Phi < 0,6$ — неинформативный;

$\Phi(\xi)$ — устойчивость, при $\Phi \geq 0,8$ — предвестник собственно устойчив, при $0,6 \leq \Phi < 0,8$ — устойчив совместно с другим предвестником, при $\Phi < 0,6$ — неустойчив;

P — эффективность поиска, при $P \geq 0,3$ — весьма эффективно, при $0,1 \leq P < 0,3$ — эффективно, при $P < 0,1$ — неэффективно;

q — надежность, при $q \geq 0,3$ — весьма надежный, при $0,1 \leq q < 0,3$ — надежный, при $q < 0,1$ — ненадежный;

y_0 — время устойчивости «работы» предвестника;

z_0 — число сильных аномалий, совпадающих с землетрясениями.

Информативность и надежность предвестников

Метод прогнозирования	τ	T	m	n	ξ	$\Phi(\xi)$	q	$\frac{m}{n}$	Информативность	Надежность
Сейсмический	34	243	3	9	1,72	0,91	0,28	33	Значимый	Надежный
Сейсмологический (V_p/V_s)	47	243	4	9	1,92	0,95	0,23	44	Значимый	Надежный
Магнитометрии и электрометрии	24	243	4	9	3,43	0,99	0,49	44	Значимый	Весьма надежный
Астрогеодезии	39	243	3	9	1,42	0,84	0,24	33	Значимый	Надежный
Наклонометрии	41	243	2	9	0,24	0,19	0,08	22	Неинформативный	Условно надежный
Гидрогеохимии	77	243	5	9	1,6	0,89	0,26	56	Значимый	Надежный
Гидрогеофизики	64	243	4	9	1,2	0,77	0,2	44	Незначимый	Надежный
Изотопов	35	243	2	9	0,67	0,5	0,14	22	Неинформативный	Надежный
Деформометрии	45	195	1	4	0,95	0,66	0,11	24	Незначимый	Надежный

Таблица 2

Устойчивость и эффективность поиска предвестников

Метод прогнозирования	Y_0	Z_0	X_0	$\Phi(x_0)$	P	Устойчивость	Эффективность
Сейсмологический	48	4	1,8	0,93	0,29	Собс. устойчив.	Эффективный
Сейсмологический (V_p/V_s)	124	6	0,97	0,67	0,17	Уст. с др. пред.	Эффективный
Магнитометрии и электрометрии	31	5	3,86	0,99	0,53	Собс. устойчив.	Весьма эффек.
Астрогеодезии	124	5	0,3	0,24	0,045	Неустойчив	Нет поиска
Наклонометрии	109	5	0,64	0,48	0,11	Неустойчив	Эффективный
Гидрогеохимии	189	9	1,7	0,91	2,64	Собс. устойчив.	Весьма эффек.
Гидрогеофизики	152	6	0,26	0,2	0,051	Неустойчив	Неэффективный
Изотопов	35	2	0,7	0,52	0,12	Неустойчив	Эффективный

С 17 декабря 1980 г. по 17 августа 1981 г. на Приташкентском геодинамическом полигоне зафиксировано 318 афтершоков Назарбекского землетрясения с различной интенсивностью. Среди них выбрано 13 сильных с $K \geq 10$; $M \geq 3,5$; $I \geq 4$, где K — класс, M — магнитуда, I — балльность.

Интервал временного анализа — сутки. Два или три афтершока происходили в течение интервала, поэтому при анализе количество толчков сведено к девяти.

Дата	20. XII. 80	31. XII. 80	10. I. 81	18. I. 81	5. I. 81	3. IV. 81	22. IV. 81	4. V. 81	10. VI. 81
№ п.п.									
1	1	1	3	1		3	3		
2	1	1	3	1		3	1	1	
3	1	1	3	1		3	1	3	3
4	3	1	1	1	1			1	1
5	1		1			1			
6	1	1	1	1		1	1	1	
7	1	3	1	1			1	1	1
8		3						1	3
9							1	3	
K	10	12	11	11	12	10	10	11	10
I	4,5	7	4	5,5	6	4	4,5	4	4



Оправдываемость прогнозов землетрясений.

Приводятся результаты анализа информативности и надежности предвестников (табл. 1). Самые устойчивые предвестники — гидрогеохимические и магнитометрические (табл. 2). Гидрохимическими предсказаны землетрясения с $K \geq 10$; $I \geq 4$, кроме этого при землетрясениях с $K \geq 11$; $I \geq 5$ зафиксированы сильные аномалии (рисунок).

Методом магнитометрии и электрометрии правильно подсказаны все землетрясения с $I \geq 4,5$, но при $I \leq 4$ прогноз отсутствует.

Приблизительно такие же результаты получены сейсмологическим методом.

Довольно неравномерно распределение прогнозов методом астрогеодезии — у данного предвестника не было краткосрочного прогноза, хотя среднесрочный прогноз оправдался. С другой стороны, в основном прогноз приурочен к землетрясениям с $K=11$ и аномалии сопровождалась при $K \geq 12$ (рисунок).

Известно, что отношение скоростей распространения сейсмических волн зависит от напряженного состояния среды в зоне подготовки землетрясения. Возможно, здесь сохраняется тенденция устойчивого реагирования на более сильные толчки.

К сожалению, при использовании методов наклонометрии и изотопов подобной тенденции не наблюдается, что не исключает возможности применения этих предвестников для краткосрочного прогноза.

Данные, полученные методом гидрогеофизики, достаточно близки к гидрогеохимическим (рисунок). Казалось бы, и результаты анализа должны быть близки. Однако этот предвестник опровергнул землетрясение с $K=12$ и $I=7$ (т. е. самый сильный афтершок), получены довольно низкие показатели гидрогеофизического предвестника.

Для деформометрии определена информативность и надежность, но так как исследования по этому предвестнику начались довольно поздно, не анализируется его устойчивость.

Изложенное выше относится к небольшому статистическому материалу, и, безусловно, результаты будут уточняться. Тем не менее, можно заключить, что алгоритм отбора основных предвестников землетрясений оправдал себя на примере Приташкентского геодинамического полигона. При достаточно оптимальном расположении прогностических станций на других полигонах можно определить устойчивые предвестники и других землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Научная программа исследований по прогнозу землетрясений. Под редакцией акад. М. А. Садовского. М., 1981, с. 265.
2. Тук и Дж. Разведочный анализ данных. М., 1981, с. 330.

УДК 550.343

В. Н. ЯКОВЛЕВ, И. Б. ЯКОВЛЕВА

Аномалии наклонов земной поверхности перед некоторыми сильными землетрясениями

Кратковременные наклоны-предвестники землетрясений, как правило, проявляются на эпицентральных расстояниях, не пре-

вышающих 5-кратные радиусы очагов [1]. Однако перед рядом землетрясений замечено изменение «нормального» хода наклонов, начинавшееся за несколько месяцев и даже лет до землетрясений на эпицентральных расстояниях, значительно превосходивших предельную дальность регистрации кратковременных предвестников. На основании анализа мировой статистики по предвестникам землетрясений [1] установлено, что дальность регистрации продолжительных аномальных наклонов увеличивается до 15-кратных радиусов очага. Это дало основание выявленные нами длительные аномалии наклонов перед некоторыми крупными землетрясениями Средней Азии интерпретировать как долговременные предвестники.

Для сопоставления с наклонами отбирались землетрясения, попадающие в области представительной регистрации предвестников, представляющие собой круги с центрами в пунктах наблюдений. Радиусы кругов R в зависимости от размеров очагов землетрясений принимали следующие значения:

Энергетический класс K	12	13	14	15	16	17
Радиус очага r_0 , км	3	4,5	7,5	18	31	50
Дальность проявления краткосрочного предвестника R , км	15	22,5	37,5	90	155	250
Дальность проявления долгосрочного предвестника R , км	45	67,5	112,5	270	465	750

Количество и величина землетрясений, попавших в зону регистрации предвестников наклономерами, расположенными в пунктах Ташкент, Янгибазар, Наманган, Фергана, Андижан, за период 1970—1980 гг. и распределение этих землетрясений по энергетическим классам дано ниже (рис. 1):

K	12	13	14	15	16	17	Всего
$R < 5r_0$	0	1	1	1	1	—	4
$5r_0 < R < 15r_0$	4	2	1	1	3	1	12

Как видно, в зону регистрации долговременных предвестников попало 12 землетрясений, из них четыре — в пределах проявления кратковременных предвестников. Если учесть, что не все станции работали указанный период и в летнее время запись наклонов осложнена интенсивными метеорологическими помехами, то число землетрясений, перед которыми можно было бы выявить прогностические эффекты, сократилось до восьми.

Крупные землетрясения ($K=15-17$) представительны одновременно для групп станций и Ферганского и Ташкентского полигонов. Более благоприятно расположены по отношению к очаговым зонам землетрясений меньших энергий ($K=12-14$) станции Ферганского полигона, в радиус действия которых за меньший срок попало больше землетрясений, чем на Ташкентском.

При этом на Ферганском полигоне среди землетрясений, представительных по предвестникам, существенно выше доля крупных землетрясений, предвестники которых имеют большую величину. В Приташкентском районе зарегистрировано только одно землетрясение, представительное по краткосрочному предвестнику.

Мы даем описание аномалий наклонов, которые, на наш взгляд,

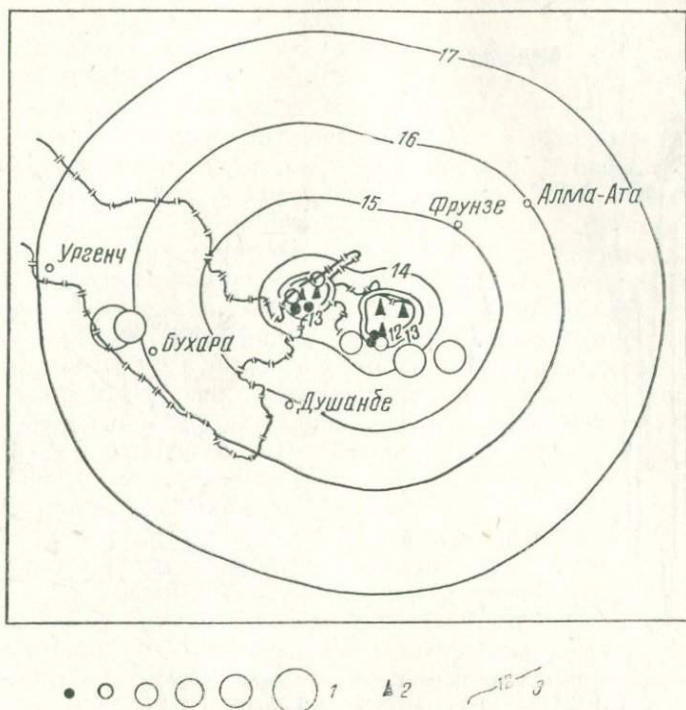


Рис. 1. Схема площадей представительной регистрации предвестников-наклонов.

1—эпицентры землетрясений, попавшие в радиус регистрации наклономерных станций за период наблюдений 1970—1980 гг. Размеры кружков соответственно К-12—17, 2—наклономерные станции 3—изолинии для разных К.

с большим основанием можно принять за долговременные предвестники землетрясений.

Предвестники Газлийских землетрясений 8 апреля ($M=7,0$, $H=20$ км) и 17 мая 1976 г. ($M=7,3$, $H=25$ км). Ближайшими к эпицентральной области Газлийских землетрясений оказались наклономерные станции в Ташкенте и Ашхабаде. Но и их эпицентральные расстояния ($\Delta \sim 500$ км) вдвое превышали предельную дальность проявления кратковременных предвестников. Результаты непосредственного обмена клинограмм, полученных в Ташкенте, из которых были исключены приливные вариации наклона, вычисленные теоретически, свидетельствовали, что ход наклона

непосредственно перед первым толчком 8. IV. 1976 г. мало искажен короткопериодными помехами. Лишь за 2—3 суток до землетрясения появились колебания с суточным периодом и с двойной амплитудой около $0,01''$ в азимуте В—З и значительно более слабые в азимуте С—Ю. Эти колебания имеют метеорологичес-

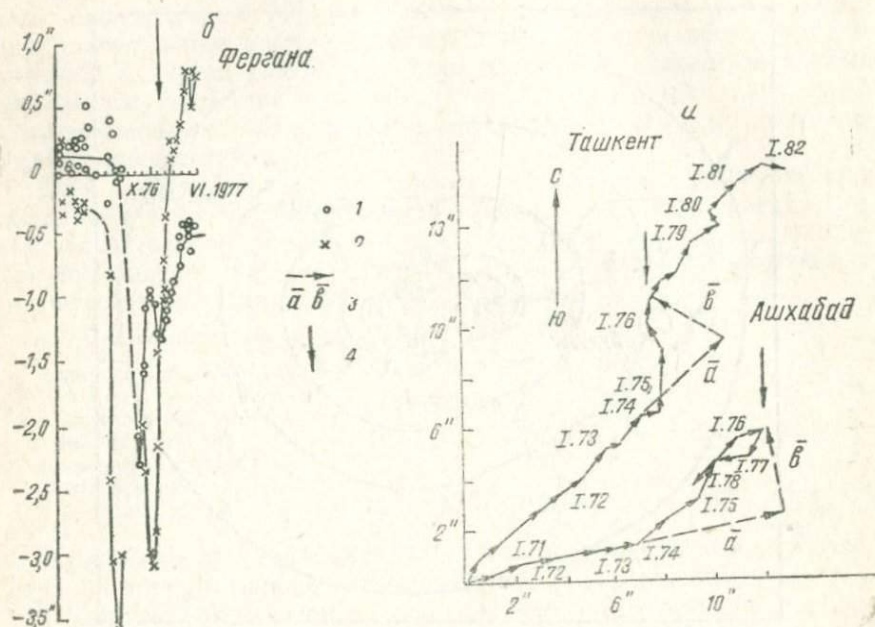


Рис. 2. Предвестники Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. (а) и Исфара-Баткенского 31 января 1977 г. (б).

1—месячные скорости наклонов в Фергане в азимуте С—Ю, 2—в азимуте В—З, 3—долговременный и аномальный векторы наклонов, 4—момент землетрясения.

кое происхождение. Каких-либо особенностей, которые бы выделялись на фоне отмеченных изменений наклонов и могли бы интерпретироваться как кратковременный предвестник, выявить не удалось.

Долговременная компонента наклона в Ташкенте развивалась в северо-восточном направлении со среднегодовой скоростью, несколько превышающей $2''$. В 1974 г. скорость наклонов в обоих азимутах начала изменяться. Наклон на восток, постепенно уменьшаясь, в начале 1975 г. изменил направление на западное. Скорость наклона в азимуте С—Ю увеличилась вдвое. С 1976 г. началось восстановление первоначальной величины и направления долговременной компоненты наклона. Газлийские землетрясения пришлось на начальную фазу возвращения наклона к исходным параметрам [2].

При отсутствии возмущающего воздействия, исходя из средних долговременных величины и направления, ход наклона с середины 1974 г. до момента землетрясения можно представить вектором \bar{a} (рис. 2, а). Реальный наклон за этот период развивался в северном направлении. Вектор v отражает аномальный наклон. При длительности развития аномального наклона 21 мес. величина составила $3,5''$ в азимуте 300° .

Особенности долговременного хода наклонов, выявленные в Ташкенте, отмечены и в Ашхабаде¹, несмотря на то, что расстояние между ними 1000 км. В начале 1974 г., т. е. за 2 года и 3 мес. до землетрясения скорость наклона в направлении С—Ю возросла, а в направлении В—З уменьшилась. В связи с этим изменилось направление общего наклона (рис. 2, а). Выделенный аномальный наклон по величине такой же, как в Ташкенте, но направлен почти на север (азимут 353°), т. е. широтная составляющая, хотя и совпадает по направлению, но значительно меньше по величине, чем в Ташкенте. Как в Ашхабаде, так и в Ташкенте аномальная деформация оказалась необратимой, т. е. поверхность земли не вернулась в то положение, которое она приняла бы при отсутствии возмущающего воздействия. По-видимому, возникновение аномалии наклонов и в Ташкенте и в Ашхабаде вызвано нарушением тектонического режима, приведшим к возникновению землетрясения.

Отражением аномального тектонического режима в районе подготовки Газлийских землетрясений являлось также изменение сейсмического фона, начавшееся не менее, чем за год до основных толчков и выразившееся в увеличении количества землетрясений в диапазоне энергетических классов $K=8-11$ [2]. С декабря 1974 г. по март 1976 г. нарушился также энергетический режим сейсмического процесса этого региона. Сейсмическая энергия стала выделяться более крупными порциями, что нашло отражение в выполаживании графиков повторяемости ($\gamma=0,21$).

Предвестник Исфара-Баткенского землетрясения 31 января 1977 г. ($M=6,2$, $H=25$ км). Ближайшей к эпицентру являлась наклономерная станция в г. Фергане ($\Delta=92$ км). По сделанным выше оценкам очаг землетрясения располагался на пределе дальности регистрации кратковременного предвестника, но в зоне проявления долговременного предвестника.

По данным станции Фергана, удалось проследить ход наклонов, начиная с декабря 1975 г., т. е. более чем за год до момента землетрясения (рис. 2, б). С декабря 1975 г. по март 1976 г. (по компоненте В—З) и по август 1976 г. (по компоненте С—Ю) наклон происходил со средней скоростью $0,28 \pm 0,04''/\text{мес}$ на запад и $0,11 \pm 0,06''/\text{мес}$ на север соответственно. Затем скорость

¹ Данные по Ашхабаду М. К. Курбанова, К. Джаманова (Институт сейсмологии АН ТССР).

наклона стала резко увеличиваться, достигнув $3,6''/\text{мес}$ в июле 1976 г. в азимуте В—З и $2,3''/\text{мес}$ в октябре 1976 г. в азимуте С—Ю. При этом северное направление наклона сменилось на южное. После достижения экстремальных значений скорости наклонов стали уменьшаться. При общем уменьшении наблюдалось повторное, несколько меньшее возрастание скорости, составившее $3,1''/\text{мес}$ в декабре 1976 г. в азимуте В—З и $1,3''/\text{мес}$ в январе 1977 г. в азимуте С—Ю. Полная величина аномального наклона составила около $16''$ в азимуте 242° .

Момент землетрясения пришелся на завершающую фазу аномальных наклонов. Однако после землетрясения прежнее направление наклонов не восстановилось. По компоненте В—З наклон приобрел восточное направление, а по компоненте С—Ю—южное. Примерно через 2 мес. после землетрясения наклоны стали соизмеримыми по величине с «нормальными» наклонами, наблюдавшимися до возникновения аномалии. Длительность аномалии—5 мес. в азимуте В—З и 10 мес. в азимуте С—Ю.

Предвестник Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. ($M=5,0$, $H=15$ км). В районе Таваксайского землетрясения работали две наклономерные станции—в Ташкенте и Янгибазаре, отстоящие от эпицентра на 44 и 26 км, т. е. за пределами дальности действия аппаратуры по отношению к кратковременным предвестникам землетрясений 13-го энергетического класса. Однако длительный предвестник на таких эпицентральных расстояниях должен иметь величину вполне достаточную, чтобы быть выявленным.

Аномальный наклон в Ташкенте начал развиваться во второй половине августа в западном направлении (рис. 3). Через два месяца он достиг $0,4''$. Затем скорость аномального наклона стала уменьшаться и примерно за полмесяца до землетрясения аномалия исчезла. Длительность предвестника составила 3,4 мес., величина— $0,5''$. Аномальное изменение наклона имеет необратимый характер.

Аномальное возмущение наклона земной поверхности зафиксировано и в Янгибазаре (рис. 4, б), что указывает на его площадное распространение. Так же как и в Ташкенте он развивался в западном направлении и к октябрю достиг $1,8''$, после чего его знак сменился на противоположный. К моменту землетрясения аномалия наклона исчезла. Вследствие аномального хода наклона произошло его ступенеобразное изменение на $1,2''$, что и принимается за величину предвестника. Длительность предвестника составила 3,75 мес.

Аномальные наклоны по компоненте С—Ю изучить так же детально не удалось. Можно отметить нарушение «нормального» хода наклона в меридиональном направлении, выразившееся в изломе кривой наклона в Ташкенте и аномально больших скоростях наклонов в Янгибазаре.

Предвестник Назарбекского землетрясения 11.12.1980 г. ($M=5,1$, $H=10$ км). В период подготовки землетрясения регистрация наклонов проводилась на станции Ташкент, расположенной в 20 км от эпицентра. Анализ записей свидетельствует, что в направлении В — З с июля, а в направлении С — Ю с сентября ус-

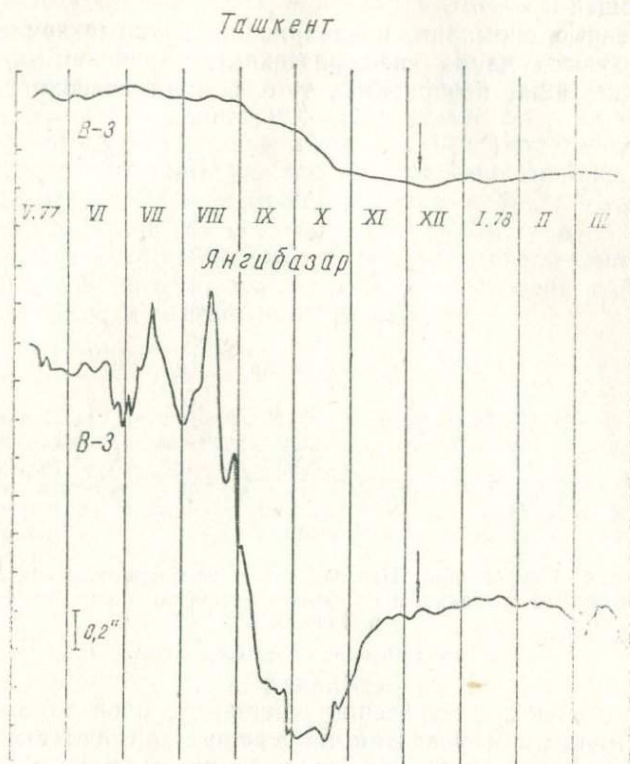


Рис. 3. Предвестник Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. Наклоны со снятым дрейфом в азимуте В—З в Ташкенте и Янгибазаре.

тановился устойчивый монотонный ход наклонов. Таким образом, условия наблюдений способствовали выявлению предвестника землетрясения.

Аномалия наклона по составляющей В — З возникла во второй половине сентября 1980 г. Через месяц в прогнозную комиссию ИС АН УзССР нами было сделано сообщение о возможности возникновения крупного землетрясения в Приташкентском районе. Длительность аномалии составила 80 дней и достигла величины $0,30''$ (рис. 4, а). При анализе развития аномалии выявлено, что землетрясение произошло не после завершения аномалии, а как и в других случаях на заключительной ее стадии. За 3 суток

перед землетрясением (с 8 по 10 декабря) наблюдался «скачок» деформаций величиной в $0,04''$, который можно рассматривать как кратковременный предвестник (рис. 4, б).

По составляющей С — Ю выделение аномалии осложнено сезонными вариациями, сдвинутыми во времени по сравнению с составляющей В — З.

Выделенные аномалии, предворявшие крупные землетрясения, характеризуются двумя специфическими особенностями: 1) наклоны-предвестники необратимы, т. е. земная поверхность в про-

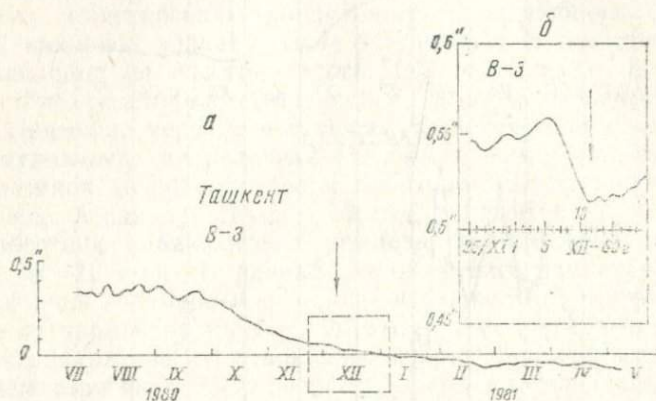


Рис. 4. Предвестник Назарбекского землетрясения 11 декабря 1970 г. Наклоны со снятым дрейфом в азимуте В—З в Ташкенте.

a — долговременный, *б* — кратковременный.

цессе подготовки землетрясения принимает иное положение, чем при невозмущенном развитии наклонов; 2) в пунктах наблюдений аномальные деформации реализуются по одним и тем же ослабленным зонам независимо от места подготовки землетрясений, в результате чего их предвестники имеют единый характер для данного пункта.

В заключение следует отметить большое влияние взаиморасположения наблюдательных пунктов и очаговых зон на эффективность поиска предвестников землетрясений. Совершенно очевидно, что густота сети пунктов наблюдений должна быть различной в зависимости от нижнего энергетического уровня изучаемых землетрясений. При ставке на крупные землетрясения система наблюдений может быть представлена редкой сетью станций. Однако в узлах этой сети должны размещаться не единичные пункты, а кусты станций для разделения региональных и глобальных эффектов.

Для изучения подготовки крупных землетрясений ($K=16-17$) расстояние между кустами станций может составлять сотни, а

между станциями в кустах — десятки километров. Кусты станций целесообразно совмещать с очаговыми зонами, тогда каждый куст может быть дополнительно использован для выявления предвестников более слабых землетрясений на ограниченной территории. Подобную региональную систему наблюдений следует рекомендовать для исследований в республиканском и межреспубликанском масштабах.

Для прогнозирования землетрясений более низких энергетических классов нецелесообразно планировать площадные наблюдения на больших территориях. Объектами исследований могут быть отдельные сейсмогенные зоны, крупные геологические структуры, районы, имеющие важное народнохозяйственное значение. В этом случае расстояние между станциями будет колебаться от нескольких десятков до первых сотен километров в зависимости от нижнего энергетического уровня изучаемых землетрясений. Конкретные сейсмогеологические и другие условия района определяют количество и местоположение станций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлев В. Н., Яковлева И. Б., Барабохина Г. П. Статистический анализ деформаций — предвестников землетрясений. Информационное сообщение № 253. Ташкент, 1981 г.
2. Яковлева И. Б., Яковлев В. Н. Сейсмичность Кызылкумов и некоторые представления о формировании очаговой области Газлийских землетрясений 1976 г. В сб. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979 г.

УДК 550.343.6.(575.1)

Г. П. БАРАБОХИНА

Количественные исследования параметров наклона в связи с выявлением предвестников землетрясений

Статистическая связь между появлением нерегулярных флуктуаций в направленном ходе наклонов и изменением сейсмической активности определяется, в частности, в работе [1].

Нами описывается результат статистических исследований параметров наклона наклономерной станции «Ташкент» за период наблюдений с января 1970 г. по сентябрь 1981 г. Данные за первый год работы станции (1969) имели установочный характер и не включены в анализ. Рассматривались две характеристики наклона: величина наклона по каждой из составляющих и направление результирующего вектора скорости наклона. Количественное распределение результирующих векторов скорости наклона по направлениям показано розами-диаграммами. Ежемесячные розы-диаграммы строились на расчетных полях, где точки — суточные наклоны, радиусы-векторы которых соответствуют

модулям, а азимуты — направлениям результирующих векторов скорости суточных наклонов (рис. 1).

Таким образом, расчетное поле каждой ежемесячной розы-диаграммы сосредотачивалось на круге, диаметр которого определялся максимальным суточным наклоном за данный месяц. Количеством точек в каждом 30-ти градусном секторе круга определялось положение 12-ти узловых точек розы-диаграммы, и по ним, в соответствии с выбранным масштабом, вычерчивался

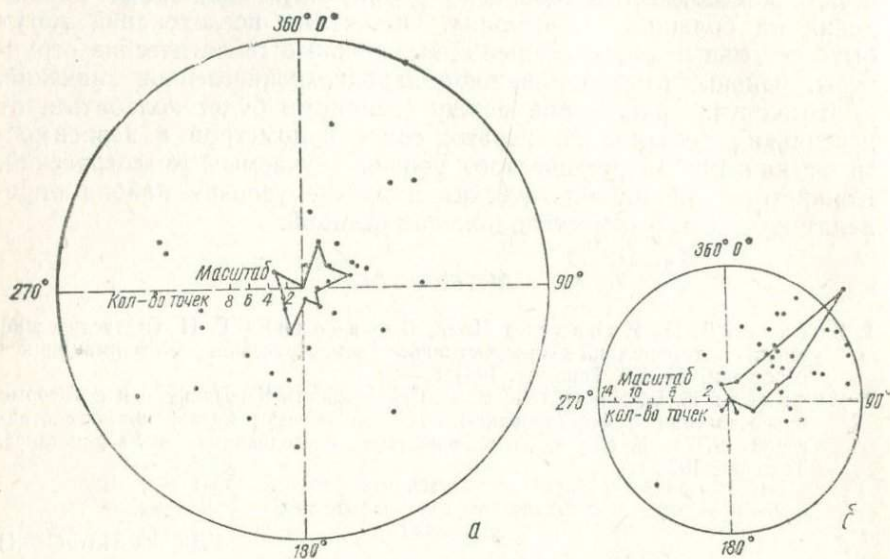


Рис. 1. Ежемесячные розы-диаграммы направлений результирующих суточных векторов скорости наклонов.
а — за май 1980 г., б — за декабрь 1978 г. Масштаб радиусов-векторов точек — величиной суточных наклонов 1 см = 5 мс.

контур розы-диаграммы. Эти розы-диаграммы фиксируют преобладающие направления наклонов в каждый из месячных интервалов наблюдений и дифференцируют параметры наклона (величина и направление) в зависимости от сезона наблюдений.

В весенние и летние месяцы наблюдаются нестабильные наклоны, т. е. азимуты наклона фиксируются во всех секторах круга. Для этих же месяцев характерны большие величины наклонов (рис. 1, а), тогда как в осенне-зимние месяцы отмечаются четкая локализация наклонов в северо-восточном азимуте и сравнительно малые величины наклонов (рис. 1, б).

Расчетное поле розы-диаграммы за весь период наблюдений (рис. 2) представляет ряд концентрических окружностей, каждая из которых соответствует определенному году наблюдений. Точками обозначены азимуты результирующих ежемесячных векто-

ров скорости наклона. Контур розы-диаграммы вычерчивался в каждом 15-ти градусном секторе круга. Выделенный «лепесток» преобладающего северо-восточного направления наклона (азимут $A=0^{\circ}-75^{\circ}$) — средний долговременный диапазон значений азимутов наклона земной поверхности в районе ст. «Ташкент». В этом

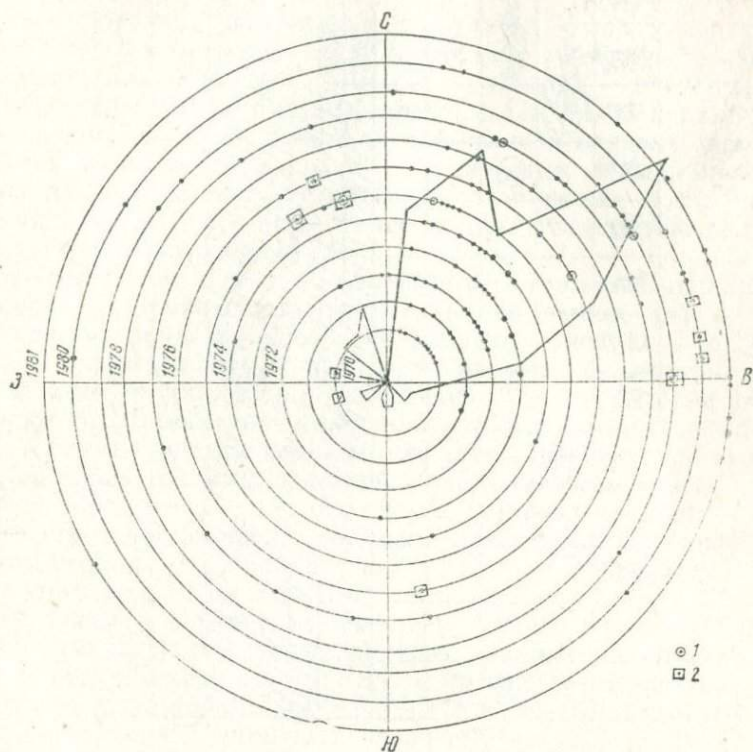


Рис. 2. Роза-диаграмма азимутов результирующих ежемесячных векторов скорости наклона за январь 1970 г.—сентябрь 1981 г.

1—два месяца наблюдений имеют равный азимут, 2—наклон весенне-зимнего сезона наблюдений со значением азимута, отклоняющимся от диапазона $0^{\circ}-75^{\circ}$.

широком диапазоне можно выделить еще большую концентрацию наклонов в секторе азимутов $A=45-60^{\circ}$.

Далее, роза-диаграмма наглядно выявляет дифференциацию наклонов в зависимости от сезона наблюдений. Локализация наклонов северо-восточного направления составлена как холодными, так и теплыми месяцами. Но доля их «участия» в формировании локализации существенно различна, а именно, в ней доминируют весенне-зимние месяцы, за исключением особых случаев, которые рассматриваются нами как аномалии, таковых насчитываем 10. Летне-осенние месяцы вносят меньшую долю в локали-

зацию северо-восточного направления, так как они распределяются по всем направлениям (рис. 3) и образуют на розе-диаграмме еще три малых по величине «лепестка» наклонов северо-западного и южного направлений.

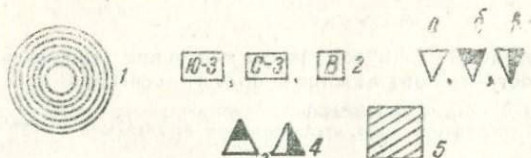
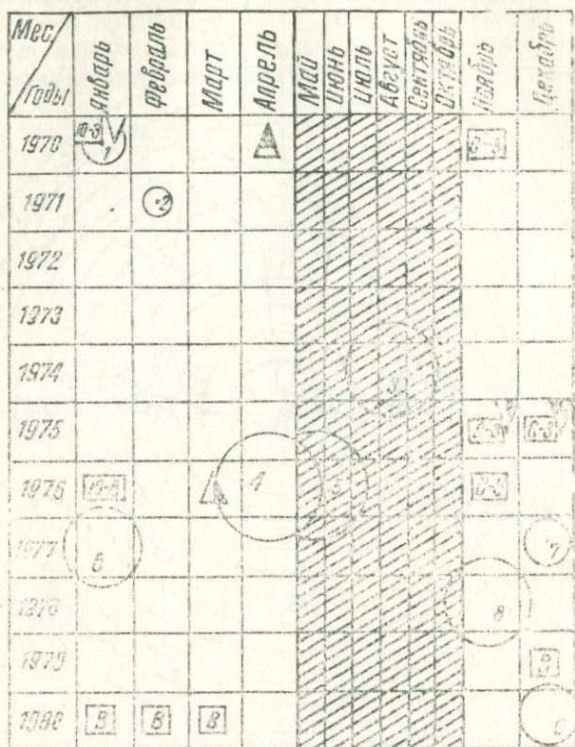


Рис. 3. Сопоставление аномалий параметров наклонов с сейсмичностью.

1—землетрясения с К-11—17, 2—аномалии направления наклона, 3—уменьшенные величины наклона: а—одновременно по обоим составляющим, б—на составляющей С—Ю, в—на составляющей В—З; 4—увеличение наклона; а—на составляющей С—Ю, б—на составляющей В—З; 5—неблагоприятный период выделения предвестника.

Подобная дифференциация наклонов в зависимости от сезона наблюдений четко проявляется и на гистограммах величин ежемесячных наклонов. Максимальное количество наклонов приходится на величины наклонов в интервале $0''-0,3''$, которое со-

ставляется в основном также холодными месяцами, а теплые распределяются в сравнительно широком диапазоне значений величин $-0,36'' \div 0,54''$. Редко наблюдаемые в холодные месяцы отклонения величин наклонов от значений $0''-0,3''$ рассматриваются нами, как и в случае с азимутами, как аномальные вариации (таких аномалий насчитываем 5).

Таким образом, наклоны весенне-зимних сезонов характеризуются стабильными параметрами, что дает возможность считать это время года благоприятным для выявления предвестников землетрясений. На фоне выдержанного северо-восточного направления наклона и устойчивых значений величин наклона легко выявляются аномальные вариации, и, напротив, неблагоприятный период для поиска предвестников — теплое время, когда наклоны земной поверхности искажаются за счет существенно больших температурных напряжений [3].

Для выяснения связи предполагаемых аномалий параметров наклонов с сейсмичностью сопоставляются данные [4] о представительных землетрясениях для наклономерной ст. «Ташкен!» (таблица) с аномалиями параметров наклона, выделенными нами в весенне-зимние сезоны наблюдений (рис. 3). Пустые клетки означают отсутствие аномалий параметров наклона и землетрясений в данные месяцы наблюдений, а заполненные несут информацию о характере этих аномалий и энергетическом классе происшедших землетрясений. В результате установлено наличие связи землетрясений с предполагаемым предвестником — аномалиями рассматриваемых параметров наклона — и определено T — время этого предвестника (рис. 3).

Переходим к конкретному анализу табличных данных. Напоминаем, что к аномалиям параметров наклона мы относим, во-первых, отклонения азимута результирующего вектора скорости наклона от диапазона значений $0^\circ-75^\circ$ и, во-вторых, отклонение величины наклона от интервала значений $0''-0,3''$.

Январь 1970 г. отмечен Пскентским землетрясением ($M=4,7$), которое сопровождалось аномальным юго-западным наклоном и аномальным уменьшением величины наклона на обеих составляющих. В 1969 г. наклономерные наблюдения носили установочный характер, поэтому вопрос о предвещении Пскентского землетрясения аномальным наклонным эффектом остается открытым.

Абайское землетрясение (9. II. 1971 г. $M=4,2$) предвещается аномальным северо-западным направлением наклона приблизительно за 3 мес. до землетрясения. Возможно, перед Абайским землетрясением аномалии наклонов отмечались и ранее, но тогда они приходится на неблагоприятный период наблюдений и не выделяются.

К аномалии, предвещающей Маркансуйское землетрясение 1974 г. ($M=7,3$), можно отнести январскую аномалию 1970 г., проявившуюся в изменении направления наклона на юго-запад

и уменьшении величины наклона по обеим составляющим. Эта аномалия наблюдалась за 4 года 7 мес. до землетрясения.

Аномалии параметров в 1975—1976 гг. трудно отнести к какому-либо конкретному из четырех землетрясений, происшедших в 1976—1978 гг., так как в данном случае возможно наложение предваряющих наклонных эффектов. Речь идет о следующих зем-

Землетрясения, представительные для

Дата	Момент возникновения, час., мин., с	Координаты очага		Н, км	Класс точности
19/1—70 г.	00—31—50	41,05	69,22	25	б
9/II—71 г.	09—13—39,0	41,2	69,1	20	А
11/VIII—74 г.	01—13—55	39,39	73,85	18	Б
8/IV—76 г.	02—40—25	40,4	63,5	20	А
17/V—76 г.	02—58—42,0	40,40	63,42	25	б
31/1—77 г.	14—26—14,0	40,08	70,87	25	а
6/XII—77 г.	10—52—51,8	41,56	69,70	15	а
1/XI—78 г.	19—48—24	39,4	72,6	20—30	а
11/XII—80 г.	14—35—27,4	41,33	69,05	10	а

летрясениях: Газлийские землетрясения 1976 г. ($M=7,0$ и $M=7,3$), Исфаринское 1977 г. ($M=6,2$), Алайское 1978 г. ($M=6,8$). Логично предположить, что предваряющим эффектом для Таваксайского землетрясения 1977 г. ($M=5$) была аномалия направления наклона (северо-западный азимут наклона), наблюдавшаяся за 12 мес. до землетрясения, в ноябре 1975 г.

И последнее — Назарбекское землетрясение, декабрь 1980 г. ($M=5,5$). Оно предваряется серией восточных наклонов, отмечающихся в течение 4-х месяцев — с декабря 1979 г. по март 1980 г., время первого декабрьского предвестника $T_1=11$ мес., последнего — мартовского — $T_2=8$ мес.

Для четырех из восьми землетрясений полученное время предварения аномалиями параметров наклонов согласуется с полученной [4] зависимостью Т-времени предвестника — деформации от энергии землетрясений:

По данным исследований

$T_{\text{Абайск.}} = 3$ мес.
 $T_{\text{Тавак.}} = 12$ мес.
 $T_{\text{Назар.}} = 8-11$ мес.
 $T_{\text{Марканс.}} = 4$ г. 7 мес.

Согласно работе [4]

$T_{\text{Абайск.}} = 4$ мес.
 $T_{\text{Тавак.}} = 9,8$ мес.
 $T_{\text{Назар.}} = 10$ мес.
 $T_{\text{Марканс.}} = 5,1$ г.

Абайское, Таваксайское, Назарбекское землетрясения с $M=4,2-5,5$ произошли на минимальном расстоянии от наклономерной станции ($\Delta \leq 44$ км) и лишь значительно более сильное Маркансуйское ($M=7,3$) зарегистрировано при $\Delta=460$ км.

Для оперативного определения азимута наклона предлагается номограммный способ определения этого параметра.

наклономерной станции Ташкент

M	K	Δ , км	Землетрясение	Источник
4,7	12	31	Пскентское	Сб. „Землетрясения в СССР“, М., 1973
4,2	11	21	Абайское	Сб. „Землетрясения в СССР“, М., 1975
7,3	16	460	Маркансуйское или Памирское	Сб. „Землетрясения в СССР“, М., 1977
7,0	17	496	Газлийское	Сб. „Землетрясения в СССР“, М., 1980
7,3	17	502	Газлийское	
6,2	15	190	Исфаринское	Сб. „Землетрясения в СССР“, М., 1981
5	13	44	Таваксайское	
7,0	16,1	350	Алайское	Сб. „Землетрясения в СССР“, М., 1982
5,3	13,6	20	Назарбекское	„Региональный каталог Узбекистана“ КОМЭИПЗ, 1980 г.

При определении азимута наклона, как известно, пользуются формулами:

$$A = \operatorname{arctg} \frac{\Delta\varphi_E}{\Delta\varphi_N} \quad A = \operatorname{arctg} \frac{-\Delta\varphi_E}{-\Delta\varphi_N} + 180^\circ$$

$$A = \operatorname{arctg} \frac{-\Delta\varphi_N}{+\Delta\varphi_E} + 90^\circ \quad A = \operatorname{arctg} \frac{+\Delta\varphi_N}{-\Delta\varphi_E} + 270^\circ,$$

где $\Delta\varphi_N$ и $\Delta\varphi_E$ — значения наклонов соответственно по составляющим С—Ю и В—З. Рассчитаны две номограммы, применяемые в зависимости от знаков исходных значений наклонов, первая (рис. 4) — для одноименных знаков и вторая — для разноименных. Основной операцией было номографирование уравнения $A = \operatorname{arctg} \frac{\Delta\varphi_E}{\Delta\varphi_N}$, которое в общем виде может быть представлено

функцией от трех переменных $\varphi_3(y_3) = \frac{\varphi_1(y_1)}{\varphi_2(y_2)}$. При этом мы воспользовались рекомендациями, содержащимися в работе [2].

Предлагаемая номограмма является номограммой 2-го жанра (по числу криволинейных шкал) на круге и секущей. На нижней окружности номограммы (рис. 4) нанесена шкала $\Delta\varphi_N$, мс. На секущей круга (горизонтальный диаметр) шкала $\Delta\varphi_E$, мс. Две от-

ветные шкалы, определяющие азимуты в градусах, рассчитаны на верхней окружности и выбираются в зависимости от знаков исходных данных: для положительных значений величин наклонов снимаются нижние значения шкалы азимутов, для отрицательных — верхние. Линия, проведенная через точки с исходными величинами наклонов на шкалах $\Delta\varphi_N$ и $\Delta\varphi_E$, на шкале азимутов

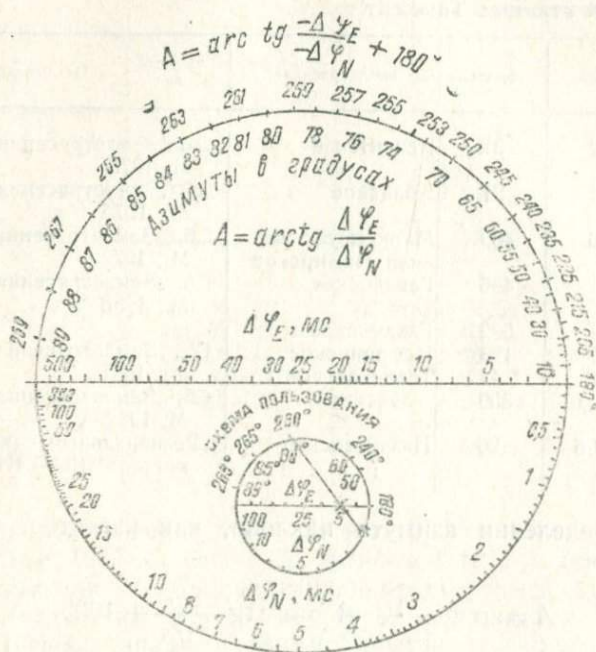


Рис. 4. Номограмма для определения азимута наклона.

указывает на искомое. Для разноименных знаков рассчитаны еще две азимутальные шкалы (вторая номограмма). Таким образом, четыре ответные шкалы номограмм охватывают весь интервал возможных значений азимутов от 0 до 360°.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кармалеева Р. М. О приуроченности аномального хода наклонов земной поверхности ко времени возникновения землетрясений. В сб. «Динамика земной коры». М., 1965.
2. Невский Б. А. Справочная книга по номографированию. М.—Л., 1951.
3. Яковлев В. Н. Тепловые деформации поверхности Земли в Ташкенте. В сб. «Сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1975.
4. Яковлев В. Н., Яковлева И. Б., Барабохина Г. П. Статистический анализ деформаций — предвестников землетрясений. Информационное сообщение № 253. Ташкент, 1981.

В. Г. КАТРЕНКО

Статистические характеристики сейсмического шума на выносных пунктах Ташкентской автоматизированной группы

Построение системы обработки для обнаружения и выделения слабых сейсмических сигналов требует знания статистических характеристик сейсмического шума. Получение надежных статистических параметров сейсмического шума сопряжено с обработкой обширного экспериментального материала и требует комплекса аппаратуры цифровой обработки и средств программно-математического обеспечения. Вот почему этот вопрос пока мало проработан в сейсмологии, а большее внимание уделено выяснению природы волн-помех.

К основным причинам сейсмического шума во всем частотном диапазоне его проявления можно отнести следующие факторы:

а) естественные — ветер, флуктуации атмосферного давления, рассеивание и реверберация сейсмических волн от землетрясений и др.;

б) искусственные — транспорт, промышленность, взрывы.

В работах американских, японских и советских исследователей природа сейсмического фона объясняется как смесь объемных и поверхностных волн. Было показано, что в диапазоне частот $1 \div 5$ Гц «культурный» шум состоит из основной реллеевской моды и объемных волн сжатия, излучаемых множеством источников, распределенных случайно по азимуту, дальности и глубине вокруг точки наблюдения.

В каждой точке земной поверхности сейсмический шум можно считать случайной функцией $\{x(t)\}$. Так как отдельные реализации случайной функции $\{x(t)\}$ при общепринятой методике сейсмических наблюдений не определены, ограничимся функцией $x(t)$, где x — смещение почвы, считая ее случайным процессом, представленным одной бесконечно длинной реализацией.

Для описания основных свойств случайных процессов используется четыре статистические функции: среднее значение квадрата случайного процесса, плотность распределения, автокорреляционная функция, спектральная плотность. Среднее значение квадрата позволяет получить элементарные представления об интенсивности шума; плотность распределения характеризует распределение значений процесса в некоторых фиксированных точках. Автокорреляционная функция и спектральная плотность дают аналогичную информацию о процессе во временной и частотной областях соответственно.

Определение статистических характеристик строилось по схеме: получение исходных данных; выбор данных T и N ; запоминание и трансляция; оценка плотности распределения; проверка

нормальности; оценка среднего и среднеквадратичного значений; проверка на стационарность и эргодичность процесса; расчет автокорреляционной функции и спектральной плотности распределения; анализ нестационарности и выделение гармонических составляющих, динамический спектр; спектрально-временная картина сейсмического шума.

Для проведения эксперимента применялась аппаратура цифровой регистрации СЦР, устройство сопряжения и ЭВМ типа СЦВМ. Сейсмический сигнал в аналоговой форме, поступающий с выносных пунктов Ташкентской автоматизированной группы,

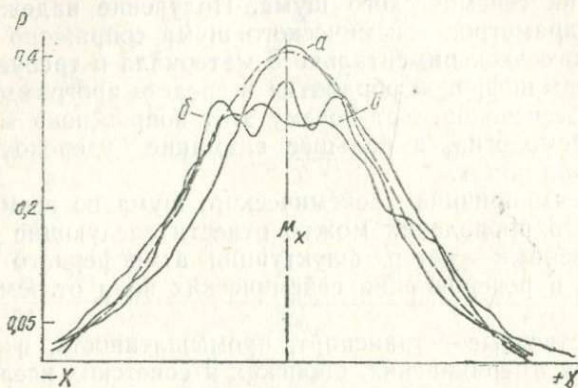


Рис. 1. Графики функции плотности распределения мгновенных значений сейсмического шума для выносных сейсмопунктов:

а — Янгибазар; б — Янгиюль; в — Чарвак.

преобразовывался в 11-разрядный цифровой код, с частотой квантования ~ 50 Гц/на канал, и вводился в ЭВМ. Цифровая обработка осуществлялась пакетом программ «статистика», в который вошли плотность распределения, дисперсия, автокорреляционная функция, спектр. Обработке подвергнуты материалы по семи станциям Ташкентской группы: Ташкент, Янгибазар, Янгиюль, Ченгельды, Скважина, Абайбазар, Чарвак.

Машинный анализ начинался с изучения одномерного закона распределения мгновенных значений случайной функции сейсмического шума $p(x)$, считая при этом, что процесс полностью характеризуется большим, но конечным множеством реализаций N , нарезанных из одного достаточно длинного интервала $x(t)$. Число N и длина реализаций T определялись из условия необходимой точности построения статистических характеристик. Приведены некоторые функции плотности вероятности мгновенных значений сейсмического шума (рис. 1). Каждый график построен по выборке объемом $2 \cdot 10^5$ значений. Сплошная линия — экспериментальные данные, пунктирная — аппроксимирующая теоретическая кривая, соответствующая нормальному закону:

$$p(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}, \quad (1)$$

где μ — математическое ожидание,
 σ^2 — дисперсия.

Отдельные выбросы на графиках объясняются несовершенством применяемого аналого-цифрового преобразователя.

Исследование функций $p(x)$ показало, что сейсмический шум для всех сейсмических станций, входящих в состав Ташкентской автоматизированной группы, подчиняется нормальному закону распределения.

Для проверки на стационарность и эргодичность процесса проведен расчет значений дисперсии шума по формуле:

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2. \quad (2)$$

Определялась дисперсия как по ансамблю реализаций (σ_N), так и в функции времени (σ_t). При определении σ_N объем выборки каждого сечения составлял 16384 значения. Результаты просчета показали, что для большинства станций $\sigma_N^{(i)} \approx \sigma_N^{(j)}$, в индексе — номер сечения. Это свидетельствует о том, что сейсмический шум в целом можно считать стационарным процессом.

При определении σ_t в функции времени объем каждой выборки равен 2048 значениям, что соответствует временному интервалу ~ 42 с. Приведен выборочный график поведения σ_t в функции времени (рис. 2). В данном случае σ зависит от параметра t , т. е. сейсмический шум на больших временных интервалах нельзя считать эргодичным процессом. Наибольшее значение σ_t падает на дневные (рабочие) часы, наименьшее — на ночные. Максимальные перепады энергии шума характерны для пунктов, расположенных рядом с крупными поселками и городами, минимальные — в пункте Чарвак, установленном в горной местности, и Янгиюль, Скважина, в которых сейсмодатчики находятся на глубине ~ 500 и 1800 м. Значит в других пунктах группы основной вклад в сейсмический шум привносят факторы искусственного, «культурного» происхождения.

Можно предположить, что наблюдаемый сейсмический шум стационарный, но не эргодичный случайный процесс. Чтобы считать процесс стационарным в широком смысле, необходимо изучить его корреляционную функцию, которая хорошо отражает структуру случайного процесса, быстроту протекания и преобразованиями Фурье связана с энергетическим спектром. Поэтому следующий этап машинной обработки — расчет нормированных автокорреляционных функций (R) сейсмического шума для разных значений времени (t_0), временного сдвига (τ) и массива данных (N). Вычислим R по формуле:

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum x_i x_j - \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^{l=N} x_i \cdot \sum_{j=N+h}^{j=N+h} x_j}{\sqrt{\sigma_i^2 \cdot \sigma_j^2}}, \quad (3)$$

h — величина сдвига, определяемая из выражения $h = \tau / \Delta t$, где Δt — шаг квантования.

В результате расчета выявлено, что автокорреляционная функция зависит от τ , начала отсчета t_0 и не удовлетворяет предельному соотношению [3]

$$\lim R(\tau) \rightarrow \text{при } \tau \rightarrow \infty.$$

Это подтверждает неэргодичность процесса и свидетельствует о том, что сейсмический шум нельзя считать стационарным про-

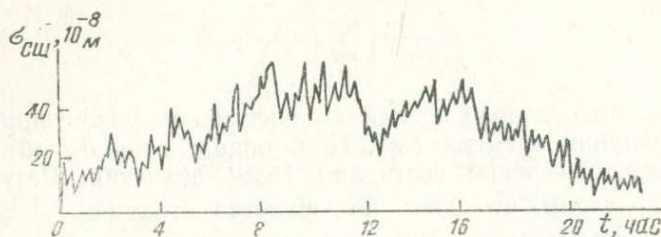


Рис. 2. Флуктуация $\sigma(t)$ в течение суток.

цессом в широком смысле. С другой стороны, при значениях $N \geq 256$ ($T \approx 4 \div 6$ с) наблюдается хорошая устойчивость формы корреляционной функции в начальный момент $\Delta T \leq 0,3$ с. Эту особенность можно использовать при построении системы обнаружения «полезных» сигналов по признаку экстраполяции шума.

Последний и наиболее важный этап цифровой обработки сейсмического шума — спектрально-статистический и спектрально-временной анализ. Его цель — получить данные о представительности разных гармоник в спектре шума для разных сейсмических пунктов и оценить устойчивость спектра во временной области. Это позволило бы говорить о возможностях повышения чувствительности наблюдений методами цифровой или аналоговой фильтрации.

При проведении анализа рассчитывался энергетический (статистический) спектр. Этот вид спектра связан с автокорреляционной функцией соотношением Винера-Хинчина, либо с текущим спектром предельным соотношением [3]:

$$G(\omega) = \frac{1}{\pi} \lim \frac{|S_T(\omega)|}{T}, \quad (4)$$

где $G(\omega)$ — энергетический спектр;
 T — интервал осреднения;

$|S_T(\omega)|$ — модуль текущего (амплитудного) спектра, вычисляемого по формуле дискретного преобразования Фурье [1]:

$$x_k = \sum_{n=0}^{N-1} x(n)W^{nk}, \text{ где } W = e^{-j(2\pi/N)}, \quad (5)$$

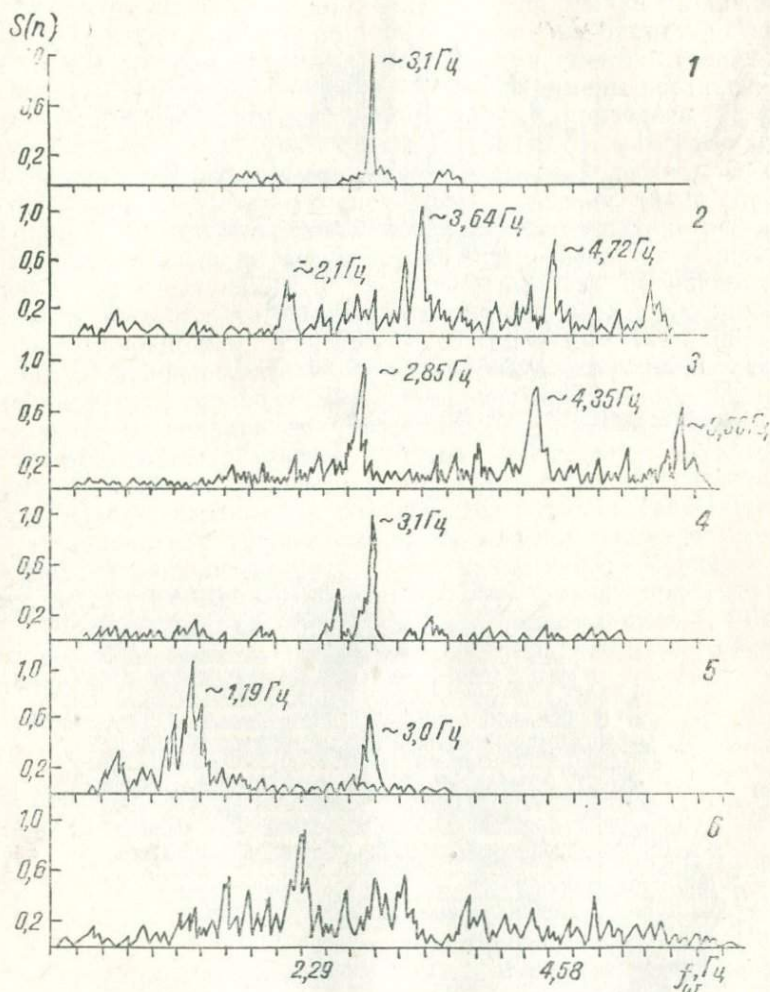


Рис. 3. Текущий спектр сейсмического шума в разных сейсмопунктах:
 Сейсмостанции: 1—Ташкент, 2—Янгибазар, 3—Абайбазар, 4—Скважина, 5—Чарвак, 6—Янгиюль.

N — длина реализации в отсчетах.

Спектр $x(k)$ вычислялся способом скачущего БПФ. Программа

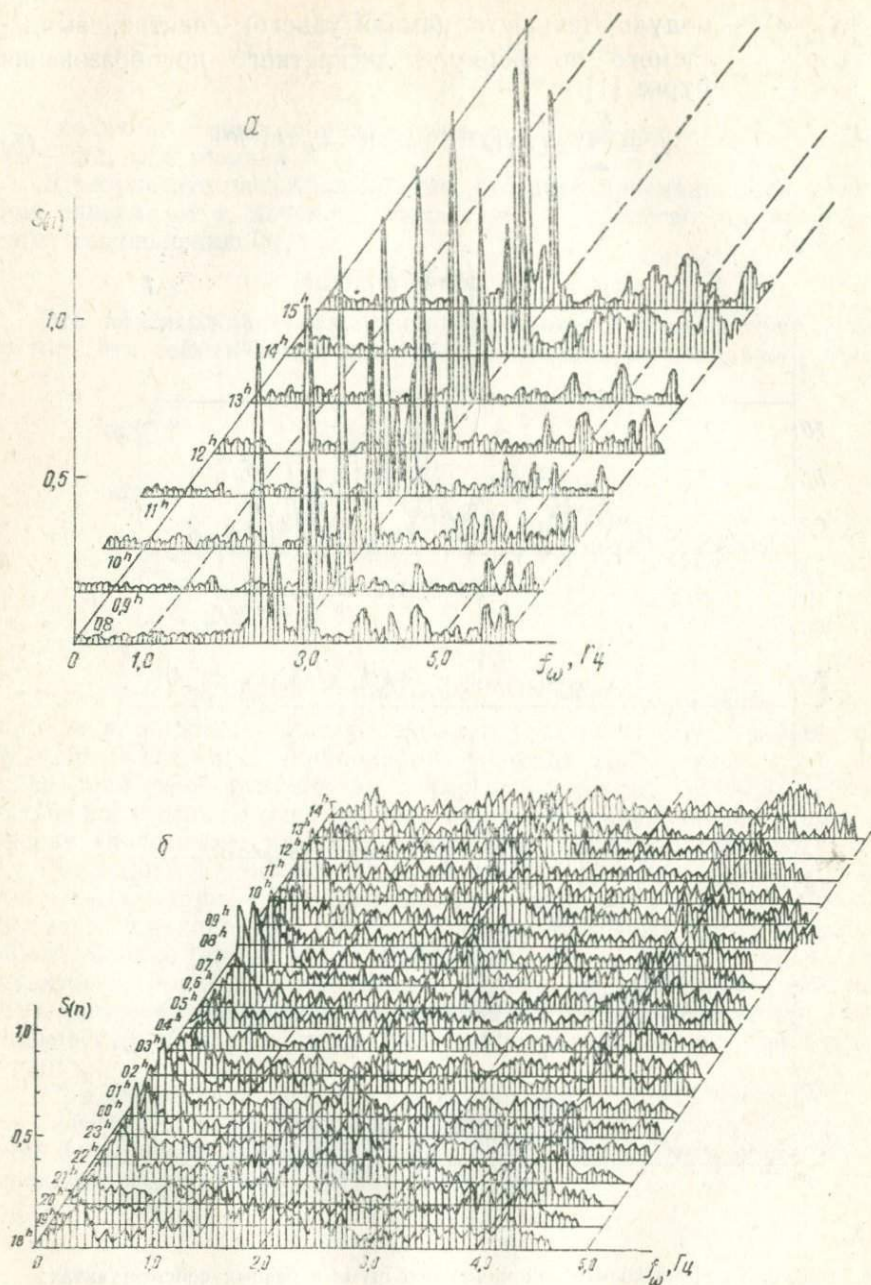


Рис. 4. Осредненные спектрально-временные картины сейсмического шума.
 а—сейсмопункт Ташкент, б—сейсмопункт Янгйюль.

для СЦВМ позволяет вычислить спектр по длине реализации $N=2048$ (~ 50 с) с разрешением по частоте $\Delta f=0,023$ Гц, в диапазоне частот $0 \div 6$ Гц. Для сглаживания спектральных оценок применялось окно «косинус-квадрат». С учетом частотных характеристик телеметрических каналов Ташкентской группы диапазон анализируемых частот равен $0,25 \div 6,0$ Гц. Текущий спектр сейсмического шума в разных пунктах наблюдений просчитан по реализациям длиной ~ 1 мин. (рис. 3). Для оценки распределения спектральных составляющих во времени за сутки по каждой станции ежедневно рассчитывался текущий спектр с осреднением по интервалу T приблизительно 55 мин. Примеры поведения энергии шума в пространстве время — частота приведены на рис. 4 а, б. Полученные результаты характеризуются как регулярными, стационарными во времени компонентами, соответствующими более или менее четким концентрациям энергии, так и случайными помехами во всем диапазоне частот. Соотношение регулярных и случайных компонент в спектрах шума меняется в различных сейсмических ситуациях и в основном зависит от расположения сейсмического пункта. Можно отметить пункты с узкополосным, почти стационарным, спектром — сейсмостанции Ташкент и Скважина, с широкополосным стационарным спектром — Янгиюль, Чарвак и др. с большой нестационарностью спектров во времени и случайным появлением узкополосных гармоник. Вероятно, эти выбросы связаны с кратковременным проявлением «культурного» шума типа ветер, транспорт и т. д. Несмотря на разнотипность спектральных картин для большинства пунктов Ташкентской автоматизированной группы, основная энергия сейсмического шума сосредоточена в диапазоне $2 \div 4$ Гц, кроме пункта Чарвак с максимумом спектра шума в $0,8 \div 1,5$ Гц, что, по-видимому, объясняется присутствием (~ 2 км) большого водохранилища. Большой интерес представляет очень узкополосной спектр на сейсмостанциях Ташкент и Скважина.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рабинер Л., Гоулд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. М., 1978.
2. Тихонов В. И. Статистическая радиотехника. М., 1966.
3. Харкевич А. А. Спектры и анализ. Избран. труды, т. 2. М., 1973.

УДК 550.34

Е. И. СОКОЛОВА

Способ экспериментальной оценки эффективности телеметрических сейсмических станций

Цель нашей работы — исследование эффективности Ташкентской телеметрической группы станций, т. е. разрешающей способности станции в информативной регистрации землетрясений с различной энергией. При этом определяли параметры, характери-

зующие возможности одной телеметрической станции, т. е. оценивали ее энергетическую чувствительность; зная разрешающую способность каждой станции группы, оценили возможность группы в целом, т. е. определили энергетическую представительность районов, охваченных оперативной службой Ташкентской телеметрической группы.

В настоящее время для оценки эффективности региональной сети сейсмических станций ЕССН имеется хорошо разработанная и широко применяемая методика [1]. В ней параметром энергетической чувствительности служит либо максимальное эпицентральное расстояние, при котором станция регистрирует землетрясение с данной энергией, либо рассчитывается значение минимальной энергии, которое еще будет информативно представлено на сейсмограммах при известном эпицентральной расстоянии. Методика основана на применении эмпирических корреляционных зависимостей энергии землетрясения от эпицентрального расстояния, а также от амплитуд смещения в группах продольных и поперечных волн и типа регистрирующей аппаратуры [2]. Однако оценить эффективность по аналоговым записям телеметрических станций затруднительно из-за значительного фона помех. Случайный характер его во времени не позволяет достаточно объективно выбрать уровень амплитуды полезного сигнала, необходимый для уверенной интерпретации на сейсмической записи фаз первых вступлений волн P и S . Методика оценки эффективности, приведенная ниже, основана на статистической оценке аналоговых записей и определении вероятностных характеристик эффективности.

В данном случае для характеристики энергетической чувствительности необходимо знать R_{max} — максимальное расстояние, на котором станция еще регистрирует землетрясение с данной энергией; γ — параметр доверия, показывающий, что землетрясение, эпицентр которого попадает в круг с радиусом R_{max} и центром на данной станции, будет информативно зарегистрировано с вероятностью не меньше γ , т. е. $P(\Delta \leq R_{max}) \geq \gamma$, где Δ — эпицентральное расстояние.

При статистической оценке параметров энергетической чувствительности станций использованы данные, взятые из бюллетеней обработки телеметрической информации Ташкентской группы. За выборку из генеральной совокупности приняты информация сейсмологического каталога центра наблюдений Средней Азии и Казахстана за 1967—1977 гг. и частично данные оперативных сводок.

Степень информативности всех землетрясений выборки, представленных в бюллетене телеметрических станций, исследована по следующему признаку: если на записи можно выделить первое вступление iP , cP , eeP , землетрясение считалось информативным, если начало записи невозможно выделить на фоне помех — отмечалось отсутствие информации. При отсутствии записи на какой-либо станции из-за технических неполадок землетрясение автоматически исключалось из выборки для этой станции.

Все землетрясения выборки разделены по энергетическому признаку — классам с интервалом, равным единице класса. Для каждого класса диапазон рассматриваемых эпицентральных расстояний $0 \leq \Delta \leq 700$ км разделен на интервалы с шагом в 50 км. В каждом интервале подсчитано отношение $\frac{\Delta n}{n}$ случаев наличия полезной информации Δn к общему числу землетрясений n .

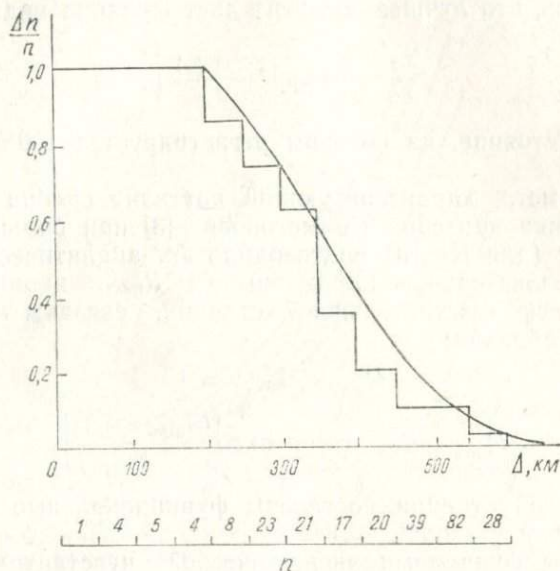


Рис. 1. Гистограмма зависимости $\frac{\Delta n}{n}$ от эпицентрального расстояния для $K=10$ ст. «Янгйбазар»

попавших в данный интервал. По полученным данным для станций Ташкентской группы построены гистограммы, выражающие зависимость $\frac{\Delta n}{n}$ от эпицентрального расстояния для энергетических классов $K=9, 10, 11$ (рис. 1).

Характерная особенность всех гистограмм — горизонтальный участок, который, начиная с некоторого эпицентрального расстояния Δ_0 , переходит в склон. В диапазоне $0 \leq \Delta \leq \Delta_0$ станция регистрирует практически 100% землетрясений данного класса K , т. е. на этом участке степень доверия $\gamma=1$.

На криволинейном участке для $\frac{\Delta n}{n}=0,9$, $\gamma=0,9$, $\frac{\Delta n}{n}=0,8$, $\gamma=0,8$ и т. д., т. е. здесь регистрируются 90%, 80% и т. д. всех землетрясений данного класса. Поэтому при выборе Δ_0 как параметра, определяющего энергетическую чувствительность, возможности регистрации землетрясений были бы значительно занижены. Для

более полной оценки энергетической чувствительности необходимо знать величину максимального расстояния R_{\max} при различных уровнях доверия γ . Например $R_{\max}=400$ км по уровню $\gamma=0,9$ для $K=11$ означает, что данная станция регистрирует в радиусе 400 км не менее 90% всех землетрясений 11 класса.

Подобрана аналитическая функция, наиболее близко соответствующая криволинейному участку эмпирического распределения.

Оказалось, что лучшее согласие дает функция вида

$$\frac{\Delta n}{n} = c \cdot \exp \left[\frac{(\Delta - \Delta_0)^2}{\lambda} \right],$$

где Δ_0 — расстояние, на котором регистрируется 100% землетрясений;

λ — параметр, характеризующий крутизну склона кривой.

Применение критерия Колмогорова [3] при большом количестве данных (для $K=10$) подтвердило эту аналитическую зависимость. Следовательно, параметры γ и R_{\max} , характеризующие энергетическую чувствительность станции, связаны между собой следующим образом:

$$R_{\max} < \Delta_0, \quad \gamma = 1$$

$$R_{\max} > \Delta_0, \quad \gamma = c \cdot \exp \left[\frac{(R_{\max} - \Delta_0)^2}{\lambda} \right].$$

Для каждой станции построены функциональные зависимости $R_{\max} = f(\kappa)$ при $\gamma = \text{const}$.

Они названы функциями энергетической чувствительности. Эти функции являются наиболее обобщенной характеристикой, показывающей возможность станции регистрировать землетрясения с различной энергией (рис. 2).

Разрешающая способность группы может быть охарактеризована районом энергетической представительности для каждого энергетического класса. Будем считать район представительным для данного класса K по уровню доверия γ , если землетрясение на его территории зарегистрировано не менее, чем четырьмя произвольными станциями группы, причем величина вероятности того, что оно будет зарегистрировано любой из этих станций, не менее γ .

С учетом данного критерия разработан алгоритм и составлена программа «карта представительности», позволившая рассчитать на ЭВМ Минск-22 границы районов энергетической представительности.

Алгоритм программы, разработанной М. В. Соколовым, заключается в следующем:

вводятся приближенные границы района $S_1, S_2, \lambda_1, \lambda_2$ и шаг поиска $\Delta S = \Delta \lambda$;

вводятся значения параметров энергетической чувствительности станций R_{\max} для данного класса K по уровню γ ;

для узлов графической сетки с координатами $S_1 + K\Delta S$ и $\lambda_1 + l\Delta\lambda$, где $k=0, 1, 2, \dots, N_1$ и $l=0, 1, 2, \dots, N_2$, рассчитываются эпицентральные расстояния Δ_i для всех станций группы; сравниваются вычисленные Δ_i и R_{\max} . Если для произвольных

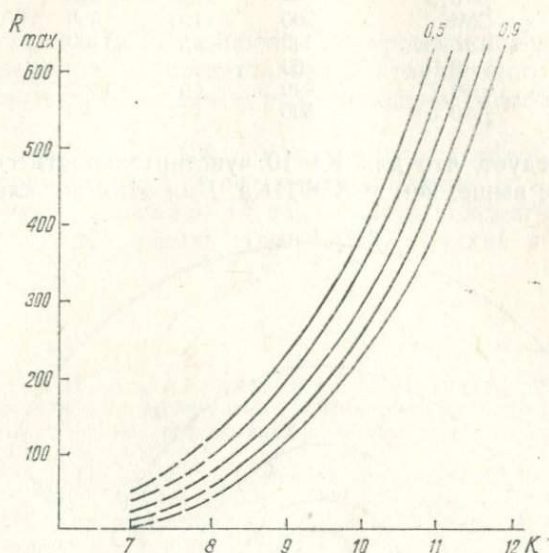


Рис. 2. График функции энергетической чувствительности ст. Янгибазар.

четырёх станций выполняются условия $\Delta_i \leq R_{\max}$, то данный узел относится к району представительности;

на печать выводятся значения границ района λ_i , S_i^H , S_i^B , где S_i^H и S_i^B — нижняя и верхняя границы по широте для долготы λ .

Границы районов для разных классов K по уровню доверия $\gamma=0,7$ показаны на рис. 3.

Для проверки результатов исследования по общепринятой методике расчёта эффективности сейсмических станций определены теоретические параметры энергетической представительности для сейсмографов ВЭГИК и СМК со стандартными амплитудно-частотными характеристиками.

Учитывая особенности телеметрической передачи информации и регистрации ее в аналоговой форме, за уровень амплитуды, выделяемой на фоне помех, взята величина $A_p=1$ мм, средний коэффициент увеличения каналов $V_0=20\ 000$.

Результаты определения параметров R_{\max} для различных классов землетрясений и средние значения R_{\max} , полученные из эмпирических данных, приведены ниже, км:

<i>K</i>	8	9	10
СМК	60	170	410
ВЭГИК	50	110	300
$\gamma=0,9$	—	110	220
$\gamma=0,7$	—	170	280
$\gamma=0,5$	—	220	340
СМК	700	1100	1800
ВЭГИК	440	650	1100
$\gamma=0,9$	360	—	—
$\gamma=0,7$	440	650	1100
$\gamma=0,5$	500	—	—

Отсюда следует, что для $K=10$ чувствительность сейсмографа СМК на класс выше, чем у ВЭГИКа. Для этих же классов пара-

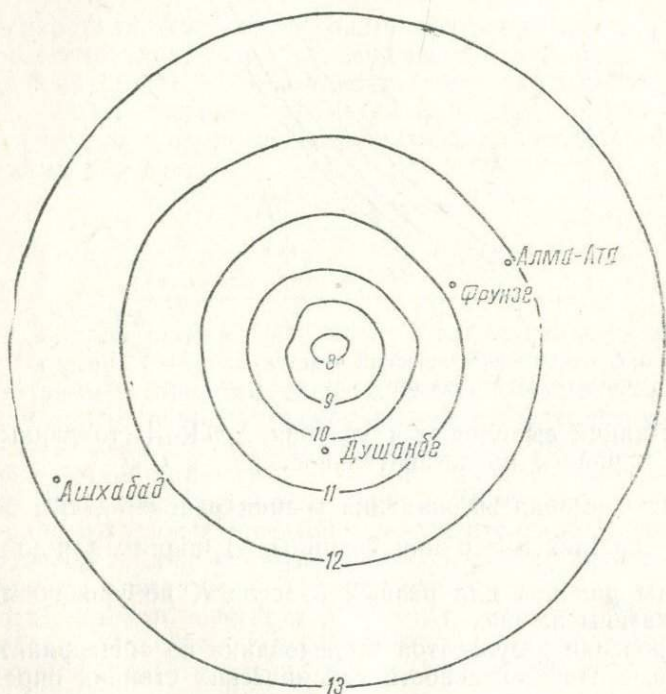


Рис. 3. Карта границ районов энергетической представительности по уровню $\gamma=0,7$.

метры ВЭГИКа близки к эмпирическим данным по уровню $\gamma=0,7$. Это дает возможность оценить эмпирические R_{\max} для 12 и 13 классов.

В результате исследований установлено следующее:
 для характеристики энергетической чувствительности телеметрической станции необходимо знать два параметра R_{\max} и γ ;
 наиболее полно способность станции к регистрации землетря-

сений отражена в форме семейства функции энергетической чувствительности;

разрешающая способность локальной группы может быть охарактеризована районом энергетической представительности, в котором с помощью информации сейсмических станций группы можно осуществлять оперативную обработку землетрясений с данной энергией;

эмпирическая чувствительность по уровню доверия $\gamma=0,7$ для $K>10$ соответствует чувствительность стандартного сейсмографа ВЭГИК и позволяет оценить разрешающую способность группы для $K=12, 13$;

в настоящее время АЧХ (амплитудно-частотная характеристика) телеметрических каналов группы близки к АЧХ ВЭГИКа. Для повышения разрешающей способности телеметрической системы рекомендуется задать новые АЧХ, близкие к АЧХ сейсмографа СКМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аранович З. И., Ахалбедишвили А. М. [и др.]. Методика расчета эффективности сети региональных сейсмических станций на примере Кавказа. В сб. «Вопросы оптимизации и автоматизации сейсмических наблюдений». Тбилиси, 1977.
2. Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км. Труды ИФЗ АН СССР, 32 [199]. М., 1964.
3. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. М., 1965.

УДК 550.341.4

М. В. СОКОЛОВ, И. Х. ШАЙМАРДАНОВ

Невязки продольных волн к Приташкентскому годографу по афтершокам Назарбекского землетрясения

Цель нашей работы — оценка влияния возможных систематических ошибок годографа, связанных с различным строением земной коры под станциями, при определении параметров гипоцентров афтершоков Назарбекского землетрясения. Мы изучали временные вариации невязок перед сильным афтершоком 30. XII. 1980 г. энергетического класса $K=12,5$.

Станционные невязки продольных волн. Различные исследователи неоднократно отмечали существенные отличия координат гипоцентров по наблюдениям местной сети станций от координат мировой сети. Обнаружено [1] систематическое смещение координат эпицентров на расстояние примерно 20 км, а по глубине — до 30 км. Наблюдаемый сдвиг гипоцентров, по мнению авторов работы [1], по крайней мере частично, порождается горизонтальными неоднородностями в районе эпицентров, а не только совокупностью аномалий удаленных станций. Подобная ситуация в

пределах полигона наблюдается при обработке афтершоков Назарбекского землетрясения. Оказывается, что для различных комбинаций станций, участвующих в определении координат одного и того же афтершока, во флуктуациях параметров гипоцентров прослеживается явная закономерность: в тех случаях, когда при обработке имеются данные ближайшей к эпицентральной зоне станции Назарбек, глубина очага существенно уменьшается.

Приведены значения параметров гипоцентра афтершока, полученные в результате проверки алгоритма определения координат на устойчивость (табл. 1). Аналогично изменялись параметры гипоцентров тех афтершоков, которые определялись по надежным

Таблица 1

Значения параметров гипоцентра афтершока 30. XII. 1980 г.
 $01^h 29^m K=12,5$

h, км	φ , град	λ , град	T_0 , с	Сейсмостанции, не участвовавшие в обработке
14	41,31	69,08	45,9	(МЗБ)
11	41,31	69,09	46,2	Чрв, Анг, Штл, (НЗб)
15	41,31	69,08	45,9	Тшк (НЗб)
15	41,32	69,08	45,9	Чнг (НЗб)
15	41,31	69,08	45,9	Янб (НЗб)
16	41,31	69,08	45,9	Янг (НЗб)
15	31,31	69,09	46,1	АББ (НЗб)
7	41,31	69,09	46,3	Чрв (Анг)
15	81,31	69,08	45,9	ТТБ (НЗб)
12	41,32	69,09	46,2	Анг (НЗб)
17	41,31	69,08	45,9	Штл (НЗб)
15	41,31	69,08	45,9	НЗб (Тшк)
13,9	41,312	69,083	45,0	Средние значения
2,7	0,004	0,005	0,15	дисперсии

* В скобках—станции, отбракованные программой при анализе исходной информации по критерию Грэббса.

данным, имеются в виду четкие вступления волны P и достаточный объем исходной информации (число станций не менее 8).

Предварительным анализом выделен ряд экспериментальных фактов. Координаты эпицентров варьируют в пределах случайной ошибки измерений и составляют $0,005 \div 0,01$ географического градуса ($0,5 \div 1,0$ км). При определении координат гипоцентров по любой комбинации станций, кроме станции Назарбек, изменения глубины очага не выходят за пределы теоретической ошибки, вычисленной А. Г. Ароновым для Ташкентской сейсмостелеметрической сети, равной $2 \div 3$ км. При участии станции Назарбек флуктуация глубины относительно среднего (табл. 1) является статистически значимой — превосходит более чем в 2 раза стандартную ошибку. Это подтверждается также тем фактом, что по критерию Грэббса, данные станции Назарбек в большинстве случаев оце-

ниваются как грубая ошибка и отбраковываются программой (табл. 1).

Как следствие ошибок по глубине, вариации времени в очаге (до 0,3 с.) значительно превосходят случайную ошибку измерений, равную $0,5 \div 0,1$ с. Для объяснения приведенных фактов необходимо исследовать станционные невязки продольных волн к При-ташкентскому годографу, в связи с чем разработан алгоритм и составлена программа для автоматизированного вычисления невязок. По этой программе рассчитаны невязки продольных и поперечных волн по данным сети станций Ташкентского геодинимического полигона для 70 афтершоков с декабря 1980 г. по февраль 1981 г. Из-за недостаточного объема информации исследование невязок поперечных волн не проводилось. Невязки вычисляются по формуле

$$\Delta P_i = T_{P_i} - t_{P_i},$$

где T_{P_i} — время пробега продольной волны, найденное по годографу от гипоцентра землетрясения с координатами φ, λ, h до i -той станции;

$t_{P_i} = P_i - T_0$ — эмпирическое время пробега волны;

P_i — момент вступления фазы P на i -тую станцию;

T_0 — время в очаге.

Так же вычисляются невязки поперечных волн. После расчета невязок по всем афтершокам найдены средние значения на каждой станции для различных глубин очага $h = 2,5; 5,0; 7,5; 10,0; 12,5; 15,0; 17,5$ км.

Приведены наиболее характерные зависимости невязок по глубине (рис. 1). Для станции Ташкент среднее значение невязок близко к нулю и равно $\Delta P_{\text{тшк}} = 0,02 \pm 0,03$. Однако в различных интервалах глубин наблюдаются отклонения невязок относительно среднего, для $h = 5 \div 7,5$ км отрицательные значения, а для $h = 10 \div 17,5$ в основном положительные. Для станции Абайбазар невязки также близки к нулю, но зависимость по глубине не прослеживается, за исключением положительной невязки на глубине 2,5 км. Аналогично поведение невязок для станций Янгиюль, Тойтепа, Янгибазар. Среднее значение невязок по станции Ангрэн ($\Delta P_{\text{анг}} = 0,17 \pm 0,06$) значительно выше нуля для интервалов глубин от 5 до 15 км, то же наблюдается по станции Штольня.

Положительные поправки отмечаются для станций Назарбек и Скважина ($\Delta P_{\text{изб}} = 0,34 \pm 0,06$) ($\Delta P_{\text{скв}} = 0,66 \div 0,06$), причем прослеживаются рост поправок с увеличением глубины очага, значительные отрицательные поправки для станции Чарвак ($\Delta P_{\text{чрв}} = -0,74 \pm 0,21$).

Большие положительные невязки на сейсмостанции Скважина — следствие того, что сейсмодатчик находится на глубине 1870 м. Этим же объясняется и рост поправок с глубиной. Отрицательные поправки для станции Чарвак можно объяснить тем,

что истинное первое вступление на сейсмограммах не выделяется на фоне помех, даже для $K=10,5$, хотя по экспериментальной оценке не менее 80% землетрясений $K=10,5$ регистрируется станцией Чарвак на расстоянии 350 км. Возможная причина аномального затухания по трассе Назарбек—Чарвак, по мнению авторов [2], заключается в экранирующем влиянии двух глубинных региональных разломов — Кумбельского и Кенкольского.

В результате исследования невязок установлено, что большинство гипоцентров афтершоков надежно «привязывается» к стан-

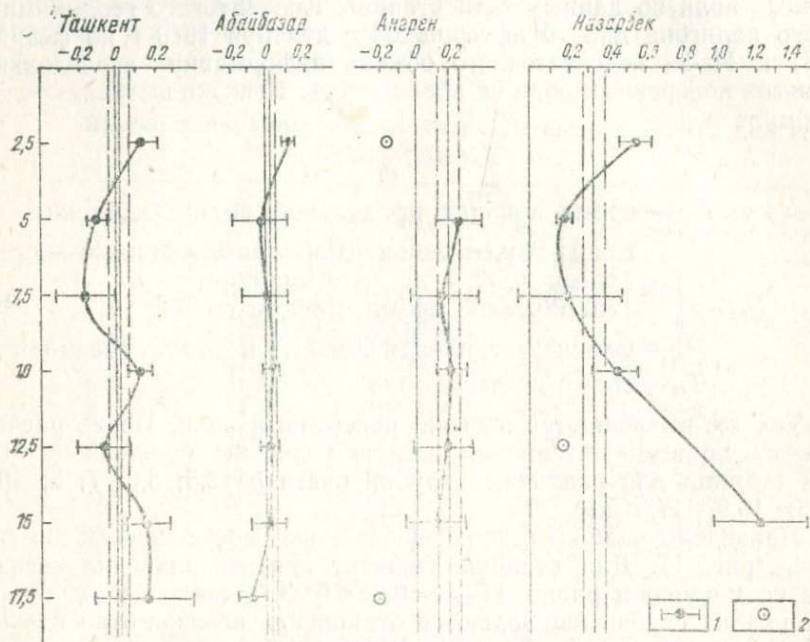


Рис. 1. Зависимость станционных невязок ΔP от глубины очага h .

1—средние значения невязок и их среднеквадратичные ошибки с надежностью $p=0,9$, 2—неуверенные данные.

циям Абайбазар, Янгюль, Ташкент, Тойтепа (средняя величина невязок близка к нулю), удовлетворительное согласие по невязкам дают станции Ченгельды, Ангрэн, Штольня. На этом фоне аномально завышены поправки станции Назарбек, что свидетельствует о несоответствии скоростной модели, заложенной в При-ташкентском годографе, реальной скорости распространения сейсмических волн в районе станции Назарбек, которая существенно больше.

Возможно другое объяснение аномалии больших невязок по станции Назарбек, которое состоит в том, что «чувствительность» этой станции к глубине очага намного превышает суммарную «чувствительность» всех остальных, участвующих в определении координат гипоцентра.

На наш взгляд, в результате обеих причин наблюдаются такие значительные положительные поправки. Проведено дополнительное исследование найденных станционных невязок. С учетом зависимостей поправок по глубине заново пересчитаны координаты гипоцентров афтершоков. Вопрос об эффективности такого способа требует детального исследования. Хотя для большинства афтершоков минимум функции $\delta T_0 = f(h)$ стал глубже, появляются дополнительные точки экстремума на других глубинах (рис. 2).

Изучение временных вариаций невязок. Большое количество афтершоков, зарегистрированных сетью сейсмостелеметрических станций с декабря 1980 г. по февраль 1981 г., позволило исследовать невязки во времени перед афтершоком 30.XII.1980 г. с $K=12,5$. Отдельно изучались вариации невязок по станции Ташкент и по трем более далеким: Ангрен, Штольня,

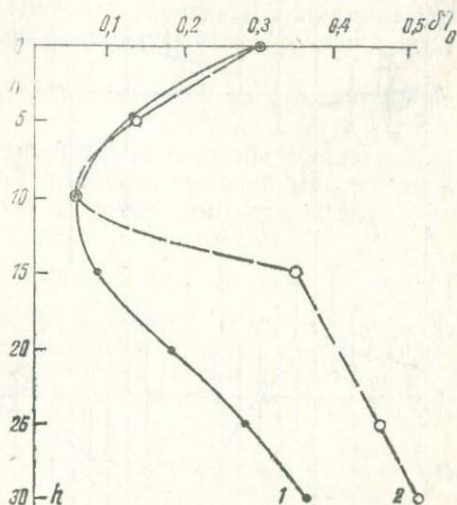


Рис. 2. Зависимость ошибки времени в очаге δT_0 от глубины очага h .

1—первоначальная, 2—с учетом станционных поправок.

Янгибазар. Объект исследования — станция Ташкент — выбран в связи с достаточным количеством информации по невязкам и довольно близким расположением к эпицентральной зоне Назарбекского землетрясения, поэтому возможное изменение скоростных свойств среды под действием нарастающих деформаций должно существенно повлиять на невязки. Из-за незначительного объема данных для каждой станции Ангрен, Штольня, Янгибазар исследовалось поведение их суммарной невязки. Ранее отмечалось, что невязки зависят от глубины, поэтому исследовались вариации не самих невязок, а величин $\Pi_i = \Delta P_i - \Delta P_h$, где ΔP_h — среднее значение станционной невязки для глубины h . Из-за неравноточности величин Π_i при осреднении необходимо ввести весовые коэффициенты, обратно пропорциональные дисперсиям $\sigma_{\Pi_i}^2$, которые вычислялись по формуле

$$\sigma_{\Pi_i}^2 = \sigma_h^2 + \sigma_{T_0}^2 + \sigma_{P_i}^2,$$

где σ_h — дисперсия невязки по глубине,

σ_{T_0} — дисперсия времени в очаге,

σ_{P_i} — дисперсия момента P_i , определяемая четкостью первого вступления.

На рис. 3 приведены сглаженные значения функций $\Pi = f(t)$. Среднеквадратичные ошибки измерения указаны для уровня доверия 0,9. Из рис. 3 видно различное поведение невязок, верхняя и нижняя кривые находятся почти в противофазе, хотя суммарная

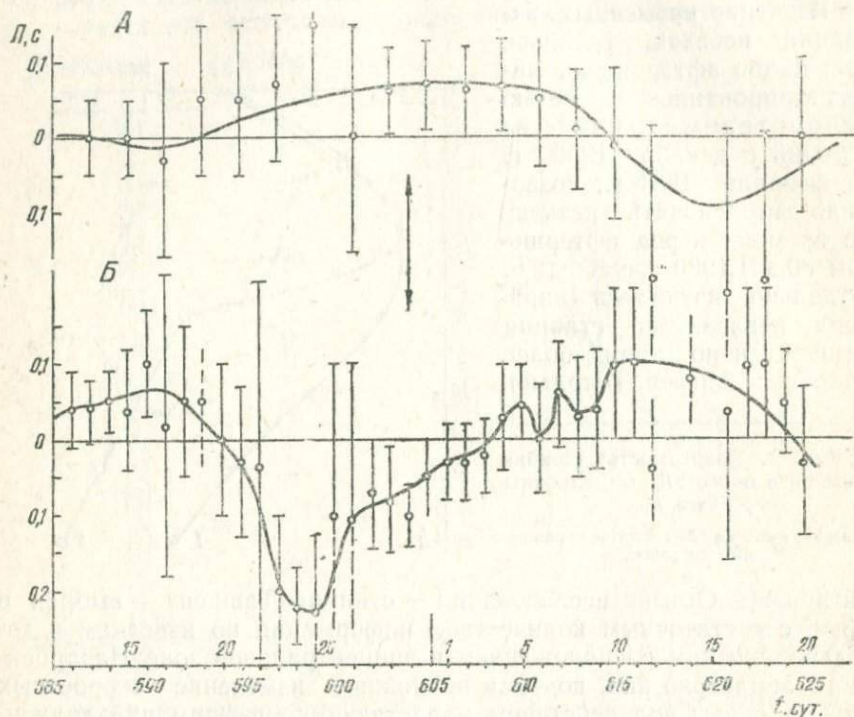


Рис. 3. Графики временных вариаций невязок.

А — суммарная невязка станций Авгрен, Штольня, Янгибазар (30.XII. 1980 г., $K=12,5$), Б — Ташкент (январь, 1981 г.).

невязка испытывает меньшие по амплитуде флуктуации. Наблюдается рост отрицательных значений невязок по станции Ташкент за период, предшествующий главному афтершоку 30. XII. 1980 г. (стрелка).

Анализ экспериментального материала позволил сделать следующие выводы.

Для различных комбинаций станций в вариациях координат эпицентров не обнаруживается систематической ошибки. Можно считать, что надежная исходная информация (четкие вступления, $N \geq 7$) позволяет найти координаты эпицентра с точностью $0,5 \div 1,0$ км.

Обнаружена систематическая ошибка в определении глубины очага при использовании информации станции, расположенной в эпицентральной зоне ($\Delta=3\div 6$ км). Ошибка объясняется двумя возможными причинами: несоответствием скоростной модели, заложенной в Приташкентском годографе, реальной скорости распространения сейсмических волн в эпицентральной зоне и повышенной «чувствительностью» к глубине станции Назарбек.

Данные большинства станций по невязкам хорошо согласуются с вычисленными координатами гипоцентров афтершоков, что свидетельствует о надежности используемого Приташкентского годографа.

Отмечается аномальное поведение невязок по станции Ташкент перед афтершоком с $K=12,5$.

Дальнейшее развитие рассмотренного способа наблюдений за волновыми свойствами среды с помощью невязок может оказаться перспективным для прогноза сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А. А., Кондорская Н. В., Федотов С. А. О расхождениях кинематических параметров землетрясений севера Курило-Камчатской зоны по данным местной и мировой сетей станций. В кн. «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке». Новосибирск, 1974.
2. Плотникова Л. М., Соколова И. А., Матасова Л. М., Махмудова В. И. Сейсмические предвестники и особенности проявления Таваксайского землетрясения. В кн. «Исфара-Баткентское и Таваксайское землетрясения 1977 г.» Ташкент, 1981.

УДК 550.834;621.398

М. С. ЯКУБОВ, Ю. А. РАССАДИН

Устройство автоматического отключения и подключения регистрирующего устройства к каналам сейсмотелеметрии

В последнее время в сейсмологии и других геофизических наблюдениях применяют телеметрические системы с передачей информации по проводным или радиоканалам.

Частота передаваемых сейсмических сигналов очень мала, поэтому приходится трансформировать спектр полезного сигнала в спектр частот, удобных для передачи по стандартным каналам связи (телефонные каналы). Для этой цели применяется несколько видов преобразования.

Частотное преобразование (Ч. М.) при относительно высокой помехозащищенности и простоте схемной реализации получило широкое применение в сейсмологической практике у нас в стране и за рубежом.

Разработанная в Институте сейсмологии АН УзССР Большая Автоматизированная Региональная Сейсмометрия (БАРС), как и

многие другие отечественные системы для передачи сейсмологической и другой геофизической информации так же использует Ч. М. [1].

В результате многолетней эксплуатации при регистрации в непрерывном режиме в сейсмотелеметрической системе выявлен ряд

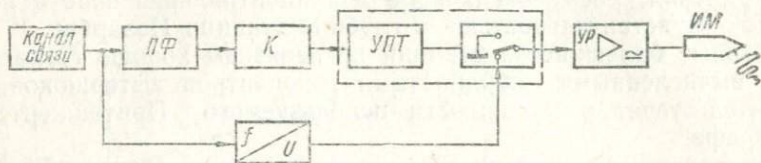


Рис. 1. Функциональная схема устройства.

недостатков, которые снижают эффективность всей системы. Основной из них — временное отсутствие электроэнергии на выносных пунктах. Это приводит к потере передающего уровня, в результате чего на выходе радиоприемного устройства отсутствует поднесущая частота, которая несет информацию, и проявляются

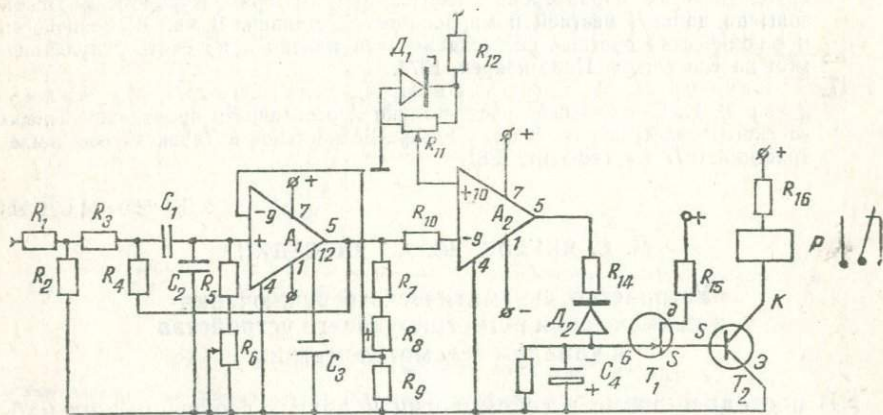


Рис. 2. Принципиальная электрическая схема устройства.

внутренние шумы приемника. Шумы поступают на вход демодулятора и вызывают хаотическое изменение напряжения на входе усилителя регистрирующей аппаратуры. В связи с этим предварительная и последующая запись на сейсмограмме оказывается размазанной, что затрудняет обработку полезной информации.

Для устранения этого явления нами предлагается устройство, которое позволяет автоматически отключать вход регистрирующего устройства от выхода демодулятора при отсутствии поднесущей, а также подключать вход регистрирующего устройства при появлении в канале связи поднесущей частоты.

Функциональная схема устройства приведена на рис. 1. Она состоит из нескольких узлов: активного полосового фильтра (ПФ); сравнивающего устройства — компаратора (K) с емкостным накопителем; простого усилителя постоянного тока (УПТ), нагрузкой которого является обмотка исполнительного реле.

Активный полосовой фильтр (ПФ) собран на основе неинвертирующего усилителя (рис. 2) на микросхеме серии $K 140$ (1 УТ 401Б). Добротность таких фильтров [2] не превышает 10.

Частотно-задающие элементы в полосовом фильтре — сопротивления R_3, R_4, R_5, R_6 и конденсаторы C_1, C_2 .

Центральная частота описывается соотношением $f_0 = 0,225/RC$.

На центральную частоту f_0 , которая для нашей системы равна 1870 Гц, устройство настраивают подбором резистора R_6 , а полоса пропускания подбирается сопротивлением R_8 . Сопротивления R_1, R_2 развязывающие элементы. Емкость C_3 — корректирующая.

Амплитудно-частотная характеристика фильтра обеспечивает прохождение полосы частот, лежащих в рабочем диапазоне.

Компаратор собран также на операционном усилителе серии $K 140$ (1 УТ 401Б). На инвертирующий вход подается усиленное в активном полосовом фильтре напряжение поднесущей частоты через развязывающее сопротивление R_{10} . На неинвертирующий вход подается напряжение, которое снимается с источника опорного напряжения, собранного на стабилитроне D_1 , и делителя напряжения R_{11}, R_{12} .

При уровне поднесущей, равном или более опорного напряжения, на выходе компаратора вырабатываются импульсы тока, которые через диод D_2 заряжают накопительную емкость C_4 . Когда емкость C_4 заряжена, транзисторы T_1 и T_2 закрыты и ток через обмотку реле P не протекает. Через нормально замкнутые контакты реле выход демодулятора подключен ко входу усилителя регистра — РУ. Сопротивлениями R_{13} и R_{14} задается время заряда и разряда накопительной емкости C_4 . При отсутствии сигнала на входе устройства заряд на емкости C_4 отсутствует, так как компаратор не срабатывает, транзисторы T_1 и T_2 открыты и через обмотку реле протекает ток. Контакты размыкаются и отключают выход демодулятора от регистра.

Вход устройства подключается параллельно входу демодулятора.

Эксплуатация устройства показала, что при пропадании несущей частоты передатчика через 20—25 с регистрирующее устройство отключается. Этого времени достаточно для того, чтобы во время землетрясения, когда частота поднесущей F меняется, оно оставалось подключенным к демодулятору.

Подключение устройства в схему не вызывает побочных явлений и не требует дополнительных источников питания.

Потребляемый ток при напряжении ± 12 Вт составляет 30 ма.

Данное устройство может быть применено для любых телеизмерительных и телеуправляемых систем, в которых используется

поднесущая. Надежно работает. За время эксплуатации параметры активного фильтра и порог срабатывания компаратора остались постоянными. Простота устройства позволяет быстро собрать и наладить схему. В дальнейшем намечается подключение устройства во все каналы сейсмотелеметрической системы БАРС.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В. И. [и др.]. Автоматизированный сбор и обработка сейсмологических наблюдений. Ташкент, 1976.
2. Славский Г. Н. Активные RC и LC-фильтры и избирательные усилители. М., 1966 г.

УДК 525.622

В. Д. ОВСЯННИКОВ, В. Н. ЯКОВЛЕВ

Неисправность вида «несимметричные импульсы» в наклономерной станции конструкции А. Е. Островского

С 1968 г. Институт сейсмологии АН УзССР использует наклонные станции конструкции А. Е. Островского (НСО) для изучения наклонов земной коры при прогнозировании землетрясений.

До настоящего времени они были наиболее удобными из выпускаемых производством приборов. Однако опыт эксплуатации НСО в реальных условиях с установкой наклономеров в шурфах глубиной до 20 м, а регистриров—в неотпливаемых подвалах при осушении их влагопоглотителем показал, что через несколько лет НСО «стареют» и становятся непригодными для эксплуатации. В них появляется одна и та же неисправность, при которой искажается форма контрольных импульсов на записях обеих компонент наклона и термографа. На клинограммах разнополярные импульсы становятся различными по амплитуде (рис. 1). Часто искажается П-образная форма контрольных импульсов. Амплитуды их самопроизвольно меняются во времени. На термограммах два последовательных контрольных импульса записываются разными по величине. Форма характерно искажается: появляются «затяжки», максимальный импульс устанавливается не сразу после включения, а постепенно. На клино- и термограммах появляются помехи невыясненной природы. Так как контрольные импульсы служат для определения и контроля чувствительности НСО к наклонам и температуре и калибровки этих величин¹, расшифровать полученные записи невозможно. При этом никаких

¹ Островский А. Е. Наклономер с фотоэлектрической регистрацией. В сб. «Изучение земных приливов». М., 1961, с. 41—75.

повреждений в электрических цепях НСО не обнаруживается и устранить неисправность не удается.

Из семи НСО, которые эксплуатировались или эксплуатируются в ИС АН УзССР, только одна не имеет существенных нарушений в работе. Регистр установлен в подвале сейсмостанции Ташкент, а наклонометры и термограф — в шурфе глубиной 20 м. Обследование условий установки и сравнение их с другими показали, что подвал сейсмостанции Ташкент отличается сухостью,

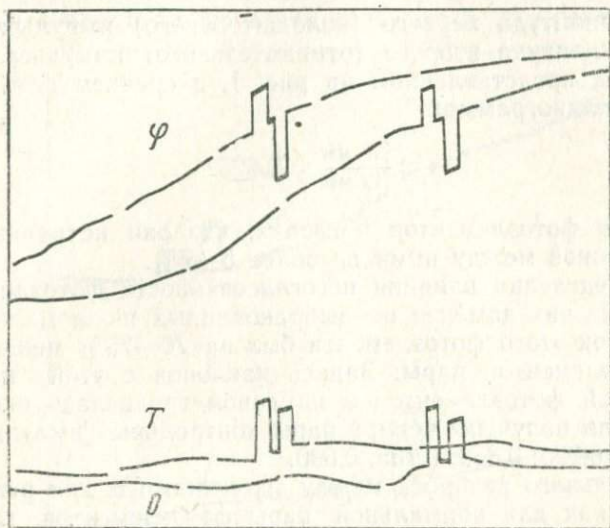


Рис. 1. Запись наклона и температуры экспериментальной НСО, собранной из выбракованных блоков.

так как хорошо гидроизолирован, имеет постоянное отопление и вентиляцию. Вместо осушения внутреннего объема регистра влагопоглотителями применен способ его подогрева, предложенный в ТИССС АН ТаджССР. В верхнем блоке регистра установлен маломощный обогреватель из двух остеклованных резисторов ПЭВ — 40 по 100 Ом, питающихся током от трансформатора 220/36 В.

Можно предположить, что причина нарушений в работе остальных НСО — увлажнение внутренних деталей функциональных блоков. Однако тщательная просушка блоков регистра и внутреннего объема наклонометров и термографа не дала заметного эффекта. Требовалось детальное исследование и восстановление «постаревших».

Для этих целей собрана экспериментальная НСО из блоков станций, длительно эксплуатировавшихся на полигонах. Она состояла из одного наклонометра, термографа и регистра со всеми блоками и двух гальванометров. Станция установлена в подвале с отоплением и вентиляцией. Регистр и наклономер с термогра-

фом находились в одном помещении на разных постаментках. Клинограммы, полученные на этой станции, содержали весь комплекс признаков неисправности, перечисленных выше.

За меру асимметрии контрольных импульсов на клинограмме мы приняли отклонение от единицы отношения

$$\alpha = \frac{h_+}{h_-},$$

где h_+ — амплитуда первого (положительного) импульса;

h_- — амплитуда второго (отрицательного) импульса.

В случае, представленном на рис. 1, в среднем для всех импульсов на клинограммах

$$\alpha \approx \frac{7,5 \text{ мм}}{12 \text{ мм}} = 0,625.$$

Проверка фотоэлементов показала, что они исправны и разность фототоков между ними не более 5—7%.

Для определения влияния несогласованности фотоэлементов в паре один из них заменен на выбракованный из-за малого фототока. Фототок этого фотоэлемента был на 70—75% меньше фототоков фотоэлементов пары. Запись наклонов с этой несогласованной парой фотоэлементов в наклоннометре велась около двух суток, и были получены четыре пары контрольных импульсов, для которых $\alpha = 0,725; 0,856; 0,755; 0,690$.

Из-за сильного разброса между значениями α для разных пар импульсов, как для нормальной пары фотоэлементов, так и для несогласованной, влияние фотоэлементов на асимметрию импульсов не обнаружено. Только чувствительность НСО снизилась.

Перемена фотоэлементов местами или полярности включения гальванометра, а также его замена не отразились на работе НСО. Запись носила искаженный и нестабильный характер.

Проверка НСО путем подачи непосредственно в цепь катушек контрольных импульсов, слабых токов различной величины и полярности показала, что смещение «зайчика» гальванометра на шкале регистрира с удовлетворительной точностью пропорционально величине подаваемых токов, т. е. система наклоннометр — гальванометр исправна и характеристика ее линейна, несмотря на несогласованность установленной в наклоннометре пары фотоэлементов.

Измерение токов контрольных импульсов, генерируемых контрольным пунктом регистрира, показало, что величины токов разнополярных контрольных импульсов различны. Кроме того, в цепи контрольных импульсов имеется постоянно протекающий ток около $2 \cdot 10^{-8}$ А (для сравнения: ток контрольных импульсов при положении делителя $0,1''$ должен быть равен $1 \cdot 10^{-7}$ А). Величина паразитного тока незначительно зависела от положения делителя амплитуды импульса, оставаясь одного порядка как в рабочих положениях делителя, так и в нейтральных. Обнаружена так-

же зависимость от состояния высокоомных проволочных сопротивлений. При легкой деформации обмоток величина тока импульсов менялась, что свидетельствует о межвитковых замыканиях в обмотках сопротивлений из-за разрушения изоляции проволоки. В результате поиска путей протекания паразитного тока выявили негодность изоляторов между контактами переключателя и реле.

Для устранения неисправностей контрольный пульт демонтировали — сняли переключатель делителя и оба реле. Переключа-

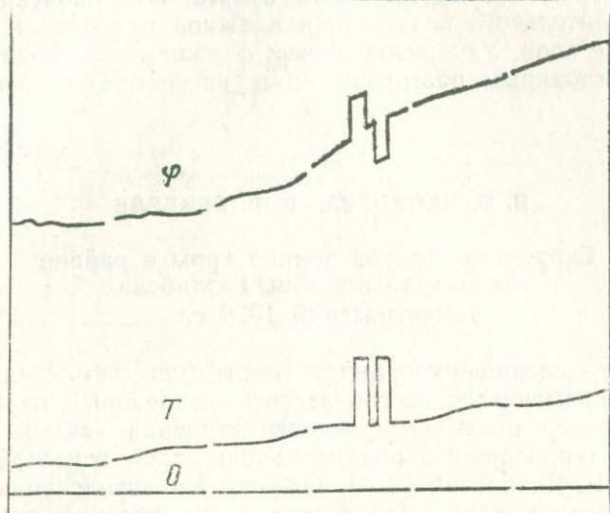


Рис. 2. Запись экспериментальной НСО после ремонта контрольного пульта.

тель промыли бензином и протерли ветошью. Сопротивление изоляции после этого возросло до удовлетворительной величины — $2-5 \cdot 10^9$ Ом. Состояние контактных групп реле не улучшилось, поэтому их разобрали и каждый изолятор промыли в различных растворителях. Однако это не принесло положительного эффекта. Сопротивление изоляторов возросло только после снятия поверхностного слоя наждачной бумагой.

Затем реле собрали и контрольный пульт смонтировали снова. При этом вместо вышедших из строя проволочных сопротивлений использовали резисторы типа МЛТ, из которых набраны цепочки, соответствующие необходимым номиналам, с точностью не менее 0,5%.

Отремонтированный контрольный пульт выдал контрольные импульсы тока требуемой величины в соответствии с положением делителя амплитуды импульсов. Паразитный ток между импульсами был не более $3-5 \cdot 10^{-10}$ А.

На клинограммах, полученных с отремонтированного контрольного пульта, контрольные импульсы стали симметричными, а на термограммах — одинаковыми, «затяжки» исчезли (рис. 2). С установкой в наклонометр пары согласованных фотоэлементов возросла чувствительность наклонометра на 20%, контрольные импульсы остались симметричными.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Наиболее вероятной причиной появления заметной асимметрии контрольных импульсов на клинограммах наклономерной станции конструкции А. Е. Островского является ухудшение качества изоляторов в цепях контрольного пульта. Это происходит в результате длительного воздействия влажной атмосферы на их поверхностные слои. Ухудшение качества изоляторов можно предотвратить постоянным обогревом внутреннего объема регистрира.

УДК 550.34(575.1)

И. Б. ЯКОВЛЕВА, В. Р. БЕЙЕРЛЕ

Скоростной разрез земной коры в районе эпицентральной зоны Газлийских землетрясений 1976 г.

При определении координат эпицентров землетрясений Узбекистана применяется способ засечек, основанный на расчетных годографах для различных моделей строения земной коры. До 1976 г. на территории Западного Узбекистана использовался годограф И. Б. Яковлевой [3, 4]. Однако при определении эпицентров повторных толчков Газлийских землетрясений наблюдалось пересечение засечек в двух точках — для ближних и далеких станций, т. е. применение указанного годографа не всегда дает удовлетворительную сходимость засечек. Недостаточно уверенно определялась и глубина очагов. Теоретический годограф В. И. Уломова, А. Г. Аронова, в основу которого положена модель с непрерывным изменением скорости с глубиной ($V_z = V_0 + 1,4 Z \frac{1}{4}$), показывает хорошую сходимость для ближних станций, но исключает для далеких, так как в модель заложены средние скорости волны \bar{P} . Это, в свою очередь, не позволяет контролировать глубины очагов (рис. 1, 3).

В период регистрации афтершоков ИС, ТашГУ, ИГ и Г и ИФЗ провели дополнительные наблюдения в ряде пунктов, в результате чего представилась возможность уточнить скоростной разрез по данным сейсмических станций, расположенных не далее 80—100 км от эпицентральной зоны. С этой целью по способу Вадати определены координаты и глубина очага 24 афтершоков. В отличие от способа засечек способ Вадати не требует знания скоростного разреза, однако необходимы дополнительные условия

для исходного материала: 1) эпицентр должен быть окружен не меньше, чем четырьмя станциями, не лежащими на одной прямой, 2) очаги землетрясений должны быть расположены в «гранитном» слое.

Эпицентры афтершоков и расположение сейсмостанций, сейсмограммы которых использованы для определения координат, показаны на рис. 2. Очаги надежно окружены четырьмя и более

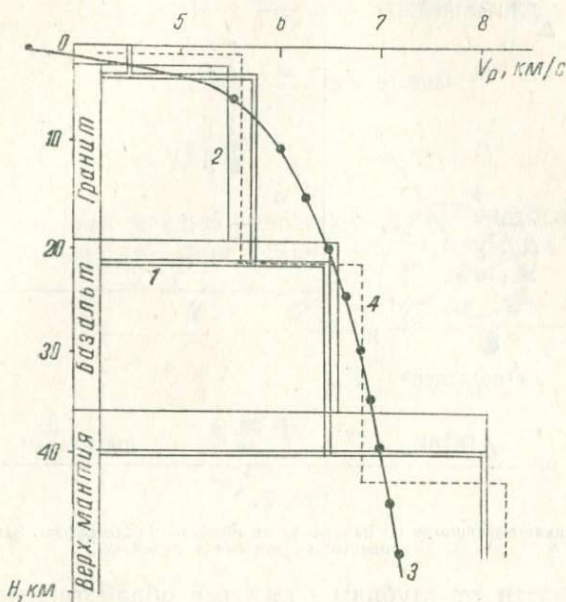


Рис. 1. Модели скоростных разрезов земной коры.

1—Западного Узбекистана [3,4], 2—Центрально-Кызылкумских поднятий [1], 3—Газли (по данным В. И. Уломова, А. Г. Аронова), 4—Газл. (по экспериментальным данным И. Б. Яковлевов, В. Р. Бейерле).

станциями, глубина афтершоков Газлийских землетрясений, определенная по методу засечек, не превышает 20 км, т. е. толщины «гранитного» слоя. Эпицентральное расстояние не больше 85 км и, следовательно, в первые вступления на сейсмограммах обеспечен приход прямых волн \bar{P} и \bar{S} .

Время в очаге определялось по графикам Вадати для $t_s - t_p \leq 20$ с.

Как известно, установление координат и глубины очага близких землетрясений по способу Вадати сводится к построению не менее трех окружностей. Точка пересечения хорд окружностей — эпицентр, а половина наименьшей хорды, проходящей через эту точку, равна глубине очага (в масштабе построения). Сравним результаты, полученные при определении эпицентров по способу Вадати, и координаты глубины очагов, полученные в лаборатории

региональной сейсмичности способом засечек с годографом Западного Узбекистана (таблица, рис. 2, 3).

Наблюдается явное расхождение данных: по способу Вадати афтершоки смещаются к западу на 10—12 км и располагаются глубже на 10—15 км. Это свидетельствует о необходимости уточнения скоростного разреза земной коры эпицентральной зоны.

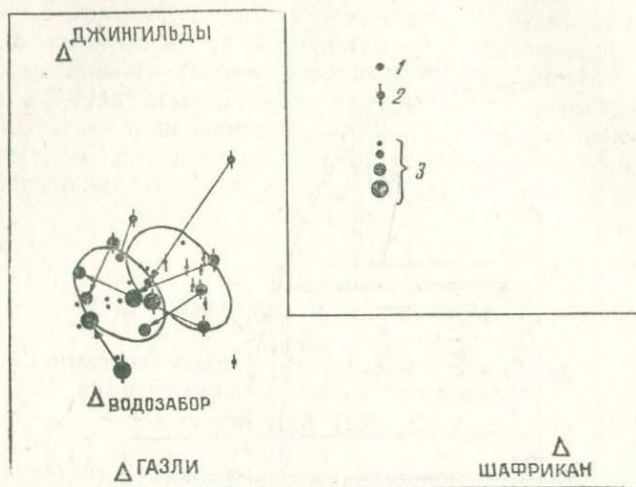


Рис. 2.

1—сравнение координат афтершоков по Вадати, 2—по засечкам с годографам Западного Узбекистана, 3—эпицентр землетрясений с $K=9-12$.

В зависимости от глубины очага все обработанные по способу Вадати афтершоки разбиты на 4 группы: 5—7,5 км; 7,6—12,5; 12,6—17,5; 17,6—22,5 км. Для каждой группы построены годографы волн \bar{P} , P^* , P и \bar{S} по данным почти всех станций, зарегистрировавших афтершоки. Далее для каждой построенной ветви годографа методом наименьших квадратов получено аналитическое уравнение годографов. Уравнение годографа прямой волны \bar{P} имеет вид гиперболы

$$t = \sqrt{\frac{\Delta}{V_{\bar{P}}} V_1 + \left(\frac{h}{\Delta}\right)^2},$$

которая при увеличении эпицентрального расстояния Δ приближается к асимптоте, а при $H=0$ заменяется асимптотой $t_a = \frac{\Delta}{V_{\bar{P}}}$.

Для $5 < h < 12,5$ при $\Delta > 20$ км и $17,6 < h < 22,5$ при $\Delta > 40$ км разность $t - t_a$ не превышает погрешность определения $t_P - t_0$, поэтому годограф для эпицентральных расстояний больше указанных можно считать прямой линией. Выводы аналогичны для P^* и P . Уравнения экспериментальных годографов вычислялись двумя способами — отдельно для различных h , что дало нам несколько

близких значений $V_{\bar{P}}$, V_{P^*} , V_P и т. д., и путем приведения годографов графическим смещением к глубине $H=0$ и затем совместного вычисления t_0 и V . В результате анализа выбрано t_0 и V для каждой ветви годографа:

Для $H=0$ км

$$t = 0,44 + \frac{\Delta}{5,56} \text{ для волны } \bar{P}$$

$$t = 6,19 + \frac{\Delta}{6,78} \text{ для волны } P^*$$

$$t = 8,65 + \frac{\Delta}{8,25} \text{ для волны } P$$

На основе этих уравнений была решена многослойная задача [1] при условии, что слои земной коры горизонтальны и одно-

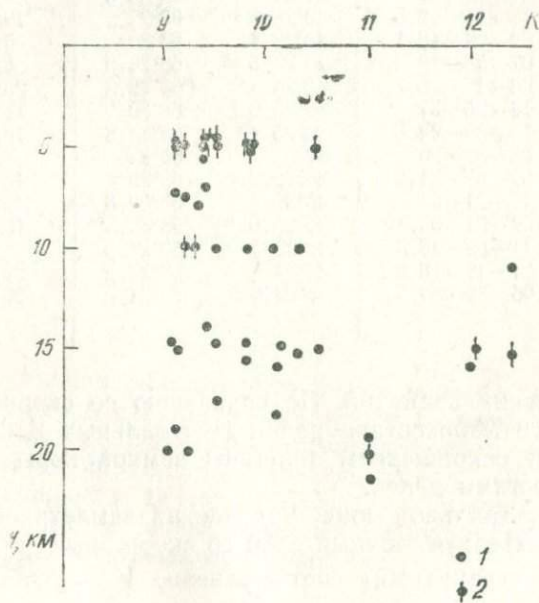


Рис. 3. Сравнение глубин очагов.

1—по способу Вадати, 2—по засечкам с годографом Западного Узбекистана.

родны в отношении скоростных характеристик. В результате получен скоростной разрез (рис. 1,1). Верхняя часть разреза (V_0 , H_0) дополнена данными КМПВ. На этом же рисунке различными значками показаны скоростные разрезы для Западного Узбекистана и Кызылкумов [5], для теоретического годографа Газли (В. И. Уломов, А. Г. Аронов). Расчет модели скоростного разреза

Кызылкумов сделан по фактическим данным сейсмостанции Кул-кудук, Тамдыбулак и Нурата, расположенных в зоне Централь-

Афтершоки Газлийских землетрясений 1976 г. (май), использован

По способу Вадати

число	время в очаге	координаты		H, км	Δ, км
24	14-56-10	40°21,8	63°24,3	16,5	9
19	08-59-24,5	40°25,6	63°29,9	14,3	0
19	22-05-27,5	40°26,4	63°33,5	13,0	0
20	04-49-03,2	40°21,1	63°32,7	14,2	0
20	05-46-00	40°22	63°24,6	17,5	20
20	09-50-21,7	40°26,7	63°32,8	16,8	0
23	09-49-18,5	40°24,2	63°24,5	18,8	0
23	11-45-41,2	40°19	63°28,3	15	0
24	06-10-31,2	40°28,9	63°23,6	15	0
24	18-23-27,2	40°28,2	63°38,2	7	4,5
25	11-55-13	40°21,8	63°28,8	19	0
25	15-25-59,5	40°28,8	63°27,5	16	6
26	04-04-46,1	40°22,4	63°35	6,5	0
26	07-55-28,9	40°24,5	63°28,5	8,5	8,5
28	04-19-36,7	40°24,3	63°25,3	20	16,5
28	14-05-37	40°24,6	64°30	11,5	0
28	15-39-04,6	40°25,4	63°34,8	10	9,0
29	03-30-20	40°21	63°32	7,3	6,0
29	07-58-41,6	40°22,2	63°29	15	13,0
29	17-21-23,6	40°22	63°32,8	5	
29	22-21-09,8	40°25,6	63°30,5	10	6,0
30	11-09-48,3	40°23,5	63°27,3	7,3	0
11.VI	21-48-18,5	40°24,2	63°27,3	22,5	0
12.VI	06-33-56,5	40°23,6	63°31,6	20	

но-Кызылкумовских поднятий. По сравнению со скоростным разрезом Западного Узбекистана район Центральных Кызылкумов характеризуется сокращением толщины земной коры и более высокими скоростями в ней.

Для эпицентральной зоны Газлийских землетрясений получен скоростной разрез: осадочный слой со скоростями $V_p = 2,8$ км/с и $H = 1,5$ км; «гранитный» соответственно $V_p = 5,56$ км/с и $H = 19,5$ км; «базальтовый» — $V_p^* = 6,78$ км/с и $H = 22$ км; «подкорый» — $V_p = 8,25$ км/с.

Разрез хорошо увязывается с данными ГСЗ [2], в частности, получены одни и те же скорости и глубины залегания для границы Мохоровичича — 43 км и 8,2—8,25 км/с. Граница К в пределах Газлийского поднятия, по данным ГСЗ, залегает на глубине 22—27 км, по нашему разрезу — 21 км. Скорость V_p^* равна 6,8 км/с. Несколько ниже, чем по ГСЗ, получены скорости для «гранитного» слоя. По нашим результатам $V_p = 5,56$ км/с, ГСЗ — 5,9 и 6,4 км/с.

Таким образом, в районе Газли наблюдается погружение границ земной коры, общее ее утолщение, повышение скоростей для
ных для построения экспериментальных годографов

По способу засечек с годографом Зап. Узбекистана

центр. ст	время в очаге	координаты		H, км	K	класс. точн.	
Каракыр	14-56-11	40°17,4	63°27,6	15	12	A	
	08-59-28	40°27	63°37,5	5	9,5	a	
	22-05-31	40°28	63°40,5	5	9,4	б	
	04-49-06	40°25,5	63°39,5	5	9,8	б	
	05-46-05	40°30	63°37,5	5	9,5	a	
	09-50-27	40°40	63°45	10	10,1	a	
	09-49-19	40°23	63°28	20	11,0	б	
	11-46-45	40°28	63°41	5	9,1	б	
	Водозабор Каракыр	06-10-54,7	40°22	63°40	10	10,3	б
		18-23-27	40°26	63°41	5	9,4	a
Каракыр	11-55-14,7	40°19	63°45	5	9,2	a	
	15-26-02,6	40°33	63°31	5	9,8	б	
	07-55-31	40°30	63°40,5	10	9,3	a	
	04-19-40	40°28	63°35	10	9,2	б	
	14-05-36,5	40°24	63°32	15	12,4	б	
					9,5		
					9,2		
					10,5		
					9,4		
	22-21-14,0	40°28,5	63°42,5	5	9,8	б	
11-09-46,7	40°24	63°22	5	9,1	б		
				11			
				9			

волн P^* и P . Можно ожидать, что более высокие скорости Газлийского скоростного разреза по сравнению с разрезом Западного Узбекистана дадут большие эпицентральные расстояния на одних и тех же временах пробега сейсмических волн и тем самым сблизят засечки ближних и далеких станций, что, в свою очередь, позволит получать более точные глубины и координаты очагов землетрясений в рассматриваемом районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. М., 1953.
2. Зуннунов. Ф. Х. Некоторые особенности строения земной коры Западного Узбекистана по данным ГСЗ и КМПВ. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, 1974.
3. Яковлева И. Б. О скоростном разрезе земной коры района Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1969, № 5.
4. Яковлева И. Б. Годографы Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1971.
5. Яковлева И. Б. Методика обработки наблюдений в 1967—1969 гг. В кн. «Сейсмичность Западного Узбекистана», Ташкент, 1972.

Сейсмогенные процессы новейшего горообразования

В областях новейшего горообразования наблюдается повышенная сейсмическая активность. Особенно ярко она проявляется на Памире и Тянь-Шане, в пределах которых отмечаются интенсивнейшие землетрясения. В последние годы на Памире и Тянь-Шане проведены обширные геофизические исследования по программе Международного Памиро-Гималайского проекта и получен новый материал по глубинной структуре орогена [26].

В результате геофизических работ (под руковод. Е. М. Бутовской) намечены перспективные направления исследований.

По мнению Е. М. Бутовской [9], в основе сейсмогенных процессов лежат явления, обусловленные разрядкой потенциальной энергии земной коры, накопленной вследствие подъема горных массивов на высоту, что приводит к неравномерности давления отдельных блоков. Эти идеи совпадают с представлениями геологов о линейментах и сейсмогенных зонах и требуют дальнейшего развития. Однако такой подход объясняется доминирующей ролью вертикальных движений в этом процессе и альтернативными взглядами сейсмологов, рассматривающих сейсмогенные явления исходя из идей плейттектоники [23].

В связи с этим мы изучали природу новейшего горообразования с учетом эмпирических данных о горообразовании. При этом необходимо иметь в виду некоторую специфику геофизических материалов, хотя они основаны на отдельных гипотезах, тем не менее выступают как эмпирические.

Рассмотрим особенности глубинной структуры и геофизических полей Памира и Тянь-Шаня с точки зрения новых данных. Отмечается общее утолщение земной коры от Туранской плиты (от 37—42 до 75—80 км) к Памиру. Толщина коры дифференцирована: в депрессиях она сокращена по мощности, а горным областям отвечает ее утолщение («корни гор»). Рельеф поверхности мантии (нижний рельеф, по Н. А. Флоренсову) обращен по отношению к дневному. Перепад глубин 35—40 км, т. е. в 2—2,5 раза превышает наблюдаемый. Мощность коры изменяется главным образом за счет «базальтового» слоя. Депрессии и поднятия, как правило, сопрягаются вдоль глубинных разломов.

Гравиметрические материалы показывают, что на аномалии силы тяжести помимо структуры и плотностных неоднородностей в земной коре влияет составляющая, связанная с разуплотнением в верхней мантии.

Тепловое поле орогенической области достаточно интенсивно. Депрессии отмечаются минимумами теплового потока, поднятия — повышенными их значениями. Однако их максимумы тяготеют к глубинным разломам.

Данные электропроводности по МТЗ свидетельствуют о слож-

ном характере распределения. Земная кора Памира и Тянь-Шаня характеризуется пониженными значениями электрических сопротивлений. Максимумы приурочены к областям с широким развитием магматических и метаморфических пород (Курама, Гиссары). Выделяются зоны повышенной проводимости в мантии.

Орогеническая зона отмечается повышенным фоном сейсмической активности. Очаги землетрясений группируются в верхней части земной коры («гранитном слое»). Сильные сейсмические толчки приурочены, как правило, к зонам глубинных разломов.

Зоне глубокофокусных Памиро-Гиндукушских землетрясений свойственны пониженные значения скорости в мантии на глубинах 120—140 и 250—300 км. Геофизические материалы указывают на хорошо развитую астеносферу, состоящую, видимо, из нескольких слоев (полиастеносфера). Кроме субгоризонтальных зон, имеются субвертикальные (каналы), приуроченные к зонам глубинных разломов (фокальная зона Памиро-Гиндукушских землетрясений), и максимумы теплового потока. Таковы основные эмпирические закономерности, выявленные в результате проведенных исследований.

Рассмотрим горообразование в связи с возможными эндогенными причинами.

Новейшее горообразование проявилось в развитии весьма интенсивных дифференцированных, преимущественно вертикальных, движений крупных блоков земной коры — восходящих в горных массивах и нисходящих во впадинах. Несомненно, что эти вертикальные движения имеют глубинную природу, поскольку депрессионные зоны, заполненные рыхлыми осадками, недогружены по сравнению со смежными горами и оказывают меньшее давление на глубине, поэтому, казалось бы, должны вздыматься. Фактически же они непрерывно погружаются. И, наоборот, горные области, сложенные более плотными породами, должны были бы в этом случае погружаться, в то время как они на протяжении неоген-четвертичного времени испытывают подъем. В результате геофизических исследований выявлено, что горы имеют достаточно глубокие «корни», а во впадинах, наоборот, кора сокращена по мощности, находясь в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Это в совокупности свидетельствует о наличии эндогенных сил. Чтобы объяснить природу этого явления, надо рассмотреть процесс воздымания горных областей в тесной связи с сопряженным процессом нисходящих движений в депрессиях. До орогенических движений мы здесь имели типичную платформу и мощность коры вряд ли превышала 40 км. Увеличение толщины коры Памира и Тянь-Шаня на 15—20 км можно со значительной долей вероятности отнести за счет новейших процессов тектонической активизации [23]. Если это так, то возникает вопрос, каким образом произошло утолщение. Интенсивно протекающий процесс денудации и аккумуляции должен привести к обратному: в поднятиях толщина коры за счет срезания ее верхних частей дол-

жна была бы уменьшиться и, наоборот, в зонах накопления осадков — увеличиться. Наблюдаемый процесс противоречит этой схеме. Следовательно, экзогенными процессами нельзя объяснить наблюдаемой картины. Обратимся к эндогенным причинам.

Основной источник тектонической и вообще эндогенной активности Земли можно видеть в продолжающейся глубинной дифференциации вещества, происходящей скорее всего на границе ядро—мантия. Схему подъема ее продуктов в мантию и кору по-разному трактуют исследователи.

По мнению фиксистов, процесс ограничивается гравитационной адвекцией, и, в лучшем случае, некоторым латеральным растеканием вещества, вызывающим движения ограниченного масштаба. Мобилисты допускают большие горизонтальные движения крупных плит. Первая схема основана на предположении, что некоторый объем верхнемантийного вещества преобразуется в коровый материал. Это приводит к утолщению земной коры и поднятию земной поверхности. Депрессионные участки возникают вследствие преобразования части коры в вещество мантии (В. В. Белоусов, М. В. Гзовский, В. А. Магницкий, Е. Н. Лютих, С. И. Субботин и др.).

Согласно второй схеме, поднятия и опускания происходят в результате конвективных движений в мантии. Под областями, где имеется восходящий поток, создаются условия для растяжения из-за расхождения в стороны его ветвей. По этой причине земная кора уменьшается в мощности и происходит погружение поверхности Земли. Наоборот, в областях нисходящего потока условия сжатия приводят к утолщению коры и поднятию (Ф. А. Векинг-Мейнец, Х. Х. Хесс, П. Кюнен, Э. Краус, П. Н. Кропоткин, О. Г. Сорохтин и др.). С позиции плейттектоники правильное чередование поднятий и прогибов и особенно диагональных сдвигов указывает на образование Центрально-Азиатского пояса в обстановке регионального сжатия в меридиональном направлении, что согласуется с предположением о коллизии Индостана и Евроазиатской плиты. Первичным механизмом в горообразовании является утолщение и коробление коры (литосферы) в результате общего сжатия, коллизии литосферных плит, а вторичным — возрастание теплового потока в ходе процесса, ведущее к частичному плавлению верхов мантии и коры, к нарушению изостазии, движениям в вертикальном и горизонтальном направлениях [25, 13].

Полученный геолого-геофизический материал по Памиру и Тянь-Шаню, на наш взгляд, согласуется с первой схемой, с некоторыми уточнениями применительно к исследуемому району.

Если встать на точку зрения фазового взаимобратного превращения вещества мантии в материал коры, мы будем иметь четкую корреляцию теплового поля с положением депрессий и поднятий. Однако для орогенической области максимума теплового потока тяготеют к зонам глубинных разломов. Поэтому мож-

но предположить, что фазовое преобразование вещества вряд ли играет существенную роль в горообразовании.

Анализ геолого-геофизического материала показывает, что сопряженный процесс поднятия и прогибания на Памире и Тянь-Шане можно объяснить, исходя из представлений перетекания вещества «базальтового» слоя из-под депрессий в смежные поднятия. Рассмотрим возможность этого процесса с геологической и геофизической точек зрения.

Несомненно горизонтальное перераспределение вещества при соляной тектонике и глиняном диапиризме. Особенно наглядно оно наблюдается в шарьяжах («Разломы и горизонтальные движения...», А. И. Суворов считает, что наблюдаемая геологическая ситуация свидетельствует о реальности горизонтальных движений. Первопричину он видит в глубинном перераспределении материала земной коры, а именно — оттоке его из-под овальных депрессий и нагнетании в дугообразные поднятия. Этой точки зрения придерживается П. Н. Николаев [18], полагавший, что подъем отдельных, более легких блоков мантии приводит к горизонтальному растеканию вещества астеносферы по типу горизонтального расплющивания. В более мелком масштабе механизм, по мнению автора, повторяется при деформации земной коры. Для дисгармонических структур этот вопрос недавно достаточно детально рассмотрел В. И. Китык. Изложенное подтверждает, что по геологическим данным такой процесс возможен. М. М. Тетяев считал механизм горизонтального расплющивания основой при образовании складчатых зон [5].

С геофизической точки зрения этот вопрос также обсуждался в ряде работ. Вопрос о том, что лежит в основе движений при образовании основных тектонических процессов, расширение (сжатие) глубинного вещества или его перетекание, дебатировался на протяжении ряда лет. С позиции геотектонических процессов [22], возможные причины, приводящие к вертикальным движениям земной коры, — расширение и сжатие глубинного вещества, обусловленные полиморфной, фазовой и, возможно, химической перестройкой. Близкую позицию в этом вопросе занимает А. А. Борисов [8]: «Более вероятным нам представляется связь вертикальных движений с неодинаковым изменением объема вещества глубинных недр Земли в результате протекающих здесь и имеющих разную скорость и направление физико-химических процессов».

Иных взглядов придерживаются Е. Н. Люстих, В. А. Магницкий, М. Е. Артемьев [1]. Они придают большое значение в вертикальных движениях коры перетеканию вещества. Анализ материалов, полученных по Памиро-Тяньшаньскому региону, показывает, что, по-видимому, действуют оба механизма. Расширение и сжатие, т. е. изменение объема вещества, преобладают в процессах в астеносфере, тогда как в «базальтовом» слое доминируют явления, обусловленные перетеканием вещества. В связи с этим мы предприняли моделирование. За основу взята блоковая мо-

дель, разработанная В. Б. Занемонец, В. О. Михайловым, В. П. Мясниковым [11] и усовершенствованная для объяснения природы новейшего орогенеза. Земная кора моделировалась двухслойной вязкой несжимаемой жидкостью, покоящейся на жестком основании. Ставилась задача, зная закон движения основания, определить форму вышележащих границ. Модельные расчеты показали, что механизм дифференцированных вертикальных движений при горообразовании может быть объяснен процессами горизонтального перераспределения вещества «базальтового» слоя. Тектонические движения в верхней мантии мы предполагали как блоковые. Восходящие движения мантийных блоков приводили к отжиманию вещества «базальтового» слоя и благодаря изостатическим силам — к проседанию верхней «гранитной» части земной коры и образованию впадин. В областях нисходящих движений блоков мантии происходило нагнетание вещества «базальтового» слоя, его скучивание и утолщение коры. Под влиянием изостатических сил осуществлялось поднятие верхней части коры и образование горных областей. Таким образом, эндогенной причиной горообразования выступает горизонтальное перераспределение вещества «базальтового» слоя по типу «вертикального раздавливания».

В описанном механизме мы пытались дать ответ на процессы, происходящие главным образом в земной коре. Остаются неосвещенными процессы, происходящие в мантии, в особенности в астеносфере, с одной стороны, и влияние экзогенных факторов на горообразование — с другой. Эту связь мы понимаем не только как обусловленность поверхностных движений эндогенными причинами, но и как обратную связь — взаимодействие [24, 17]. Эрозионные процессы на дневной поверхности — снос материала с поднятий и его накопление во впадинах — приводят, по-видимому, к глубинной эрозии. Представляется, что обоснование данного положения — главное в «механизме» новейшего горообразования. Учитывая сложный характер этой связи, мы попытаемся рассмотреть систему с помощью весьма упрощенной модели.

Прежде всего необходимо отметить общее воздымание области новейшего горообразования, которому предшествовал переход от морских условий к континентальным. Этому воздыманию отвечает минимум силы тяжести, связанный с разуплотнением вещества в верхней мантии. Учитывая данные сейсмоки и ГМТЗ, с большей вероятностью мы предполагаем, что хорошо развитая астеносфера находится в активной, «возбужденной», фазе развития [8]. Поэтому есть основание полагать, что новейший орогенез обязан воздействием «возбужденной» астеносферы, которая, расширяясь, выталкивает вверх разбитую на блоки верхнюю мантию. Предполагается, что часть вещества астеносферы по каналам повышенной проницаемости проникла в земную кору. Без такого допущения мы вряд ли смогли бы наблюдать в настоящее время утолщение земной коры на Памире и Тянь-Шане. Мы рас-

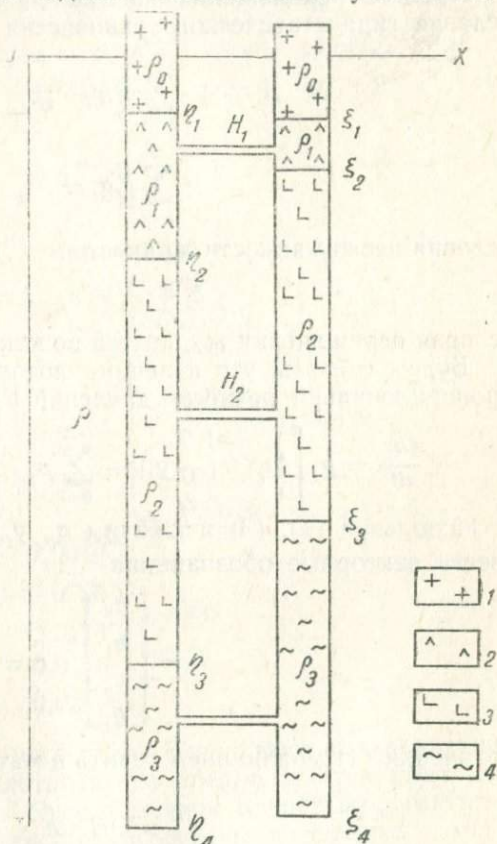
смотрели эндогенную составляющую процесса, теперь попытаемся обсудить влияние денудационных процессов на горообразование.

Известно, что влияние экзогенных факторов на тектонические процессы рассматривалось еще в конце прошлого века. Д. Холл, С. Э. Деттон предполагали, что прогибание впадин зависит от тяжести накапливаемых осадков. Особенно активно этот вопрос обсуждали в связи с теорией изостазии В. Боуи, А. Борн и др. По мнению этих авторов, воздымание горных областей обязано облегчению блока вследствие денудации, а погружение во впадинах — тяжести накапливаемых осадков. Этому был придан характер геотектонической теории. Однако высказывания ученых под-

верглись справедливой и суровой критике [4]. Не только изостатические движения, а также изостазия представлялась сомнительной. В последние годы к этой теме вновь возрос интерес. Был поднят вопрос о значительной роли изостатического механизма в тектонических процессах [1, 2, 3, 14, 16, 22]. Мы попытались рассмотреть вопросы по несколько усложненной модели Эри. Будем считать поднятия и впадины блоками земной коры и верхней мантии, плавающими в мантии. Допустим, что блоки состоят из «гранитного»,

Рис. 1. Изостатическая схема

1—«гранитный» слой, 2—«базальтовый» слой, 3—верхняя мантия, 4—астеносферный слой.



«базальтового» слоев коры, верхней мантии и астеносферы — т. е. охватывают по глубине внешнюю оболочку Земли (тектоносферу). Полагаем, что блоки в механическом отношении независимы, т. е. между ними нет трения. Далее предположим, что слои — жидкости, сообщающиеся в смежных блоках. Рассмотрим два смежных блока, моделирующих поднятие и смежную депрессию (рис. 1.). Плотность слоев обозначим ρ_0 , ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 . Границы раздела — η_0 , η_1 , η_2 , η_3 , η_4 , ξ_1 , ξ_2 , ξ_3 , ξ_4 . Пусть

изменения положений границ $\eta_i, \xi_i, i = \overline{1, 4}$ есть малые отклонения от некоторых средних положений $h_i, i = \overline{1, 4}$. Рассмотрим процесс в линейном приближении.

Блоки плавают в жидкости с плотностью ρ . Соответствующие слои соединяются между собой каналами.

Обозначим отклонения толщины слоев h_i и g_i :

$$\begin{aligned} h_i &= z_{i+1} - z_i \\ g_i &= y_{i+1} - y_i \end{aligned} \quad i = \overline{0, 3} \quad (1)$$

Процесс перемещения жидкостей в блоках описывается так: условия гидростатического равновесия

$$\begin{aligned} \sum_{i=0}^3 \rho_i h_i &= \rho z_4 \\ \sum_{i=0}^3 \rho_i g_i &= \rho y_4 \end{aligned} \quad (2)$$

условия несжимаемости жидкостей

$$h_i + g_i = c_i \quad i = \overline{0, 3} \quad (3)$$

условия перемещения жидкостей по каналам.

Будем считать, что величина потоков жидкостей по каналам пропорциональна разности давлений в блоках на их уровнях.

$$\frac{dh_i}{dt} = g_i \left[p_i (z_i - y_i) + \sum_{k=0}^{i-1} p_k (g_k - h_k) \right], \quad i = \overline{0, 3} \quad (4)$$

Используя (1), (3) исключим z_i, y_i, z_i из уравнений (4). Если ввести векторные обозначения

$$\vec{h} = \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ h_3 \end{bmatrix}, \quad \vec{c} = \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ c_3 \end{bmatrix}$$

уравнения (4) можно представить в матричной форме

$$\frac{d\vec{h}}{dt} = QB(2\vec{h} - \vec{c}), \quad (5)$$

где

$$Q = \begin{bmatrix} q_0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & q_1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & q_2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & q_3 \end{bmatrix}$$

$$B = \begin{bmatrix} \rho_0 b_0 & \rho_0 b_1 & \rho_0 b_2 & \rho_0 b_3 \\ \rho_0 b_1 & \rho_1 b_1 & \rho_1 b_2 & \rho_1 b_3 \\ \rho_0 b_2 & \rho_1 b_2 & \rho_2 b_2 & \rho_2 b_3 \\ \rho_0 b_3 & \rho_1 b_3 & \rho_2 b_3 & \rho_3 b_3 \end{bmatrix}$$

$$b_i = \frac{\rho_i t^{-\rho}}{\rho} \quad i = \overline{0, 3}.$$

Если $h_i = h_i(t)$, $i = \overline{0, 3}$ решение системы (5), то, используя (1—3), можно определить $z_i = z_i(t)$, $y_i = y_i(t)$ $i = \overline{0, 4}$.

Получено решение системы (5) при значениях параметров

$$\rho_0 = 2,7 \text{ г/см}^3, \quad \rho_1 = 2,6 \text{ г/см}^3, \quad \rho_2 = 3,3 \text{ г/см}^3, \quad \rho_3 = 3,2 \text{ г/см}^3, \\ \rho = 3,3 \text{ г/см}^3 \quad q_0 = 1, \quad q_1 = 9, \quad q_2 = 1, \quad q_3 = 9$$

и начальных условиях

$$\vec{z}(0) = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ -0,1430 \\ -0,1428 \\ 0,8591 \end{bmatrix}$$

$$\vec{z}(t) = \begin{bmatrix} 0,0003 \\ 0,0120 \\ -0,0147 \\ -0,1259 \\ -0,0193 \end{bmatrix} e^{0,0972t} + \begin{bmatrix} 0,0045 \\ -0,0095 \\ -0,1457 \\ -0,0345 \\ 0,0875 \end{bmatrix} e^{-0,8575t} + \\ + \begin{bmatrix} -0,0048 \\ -0,0025 \\ 0,0174 \\ 0,0176 \\ 0,0209 \end{bmatrix} e^{-5,6547t}.$$

Поясним полученные результаты. Вследствие выталкивающего действия астеносферы (плотность ее предполагается ниже окружающей мантии) один из блоков мантии начнет воздыматься за счет горизонтального подтока ее вещества из смежного блока. Избыточное давление, возникающее в результате утолщения астеносферного слоя в поднимающемся блоке, будет действовать на «базальтовый», в верхней части которого предполагается слой пониженной плотности. Под влиянием действия блока мантии и инверсии плотности в «базальтовом» слое произойдет отток вещества. Под влиянием изостатических сил «гранитный» слой про-

сядет и на поверхности возникнет депрессия. Обратная картина будет наблюдаться в смежном блоке, где мантийный блок погружается. Здесь «базальтовый» слой будет утолщаться и приведет к поднятию «гранитного» и возникновению на поверхности горного рельефа.

Расчеты показывают, что только под влиянием эндогенных сил высоких гор не образуется. Но как только включаются денудационные процессы, возникают движения большого размаха. Это свидетельствует о существенном влиянии на тектонические движения неравномерной нагрузки на поверхность Земли в результате эрозионно-аккумулятивной геологической деятельности.

Рассмотрим сейсмогенные явления. По мнению Е. М. Бутов-

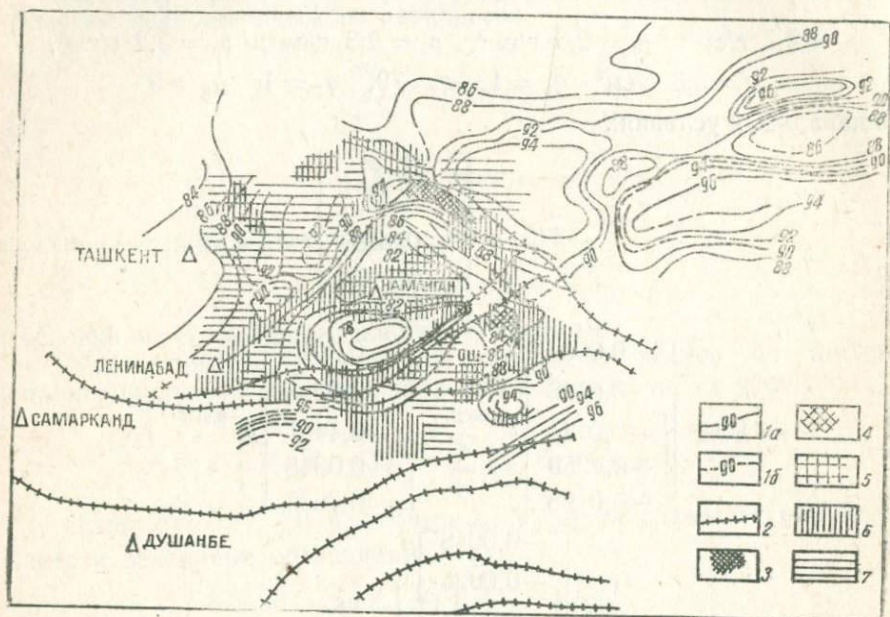


Рис. 2. Карта плотности сейсмической энергии и давления нагрузки P .

1—изолинии P , (усл. ед.): а—уверенные, б—неуверенные, 2—разломы (значение плотности) выделения сейсмической энергии (усл. ед.): 3—4,5—5,5; 4—3,5—4,5; 5—2,5—3,5; 6—1,5—2,5; 7—0,5—1,5

ской [9], неоднородности, существующие в коре, являются мерой запасенной в ней потенциальной энергии, которая, стремясь к минимуму, разряжается в форме тектонических, магматических, метаморфических и сейсмических движений. Для оценки этих явлений она рассчитала плотность сейсмической энергии σ , выделенной за год на площади 1000 км², и карты равных давлений P , обусловленных весом коры на 30 км (рис. 2). Корреляция, вычисленная Е. М. Бутовской, составила 0,57. Более тесная связь отмечена между K_{\max} и $\text{grad } P$. Сравним этот результат с изложенными выше. Исследования по сеймотектонике [10, 15 и др.] показали, что основными сейсмогенными структурами в сейсми-

1. Новейшие горообразовательные процессы вызваны деятельностью «возбужденной» астеносферы. Вызванные дифференцированные движения блоков мантии привели к перераспределению вещества «базальтового» слоя по типу вертикального раздавливания. Предполагается, что в утолщении коры значительную роль играл приток в кору верхнемантийных дифференциатов.

2. Отмечается существенное влияние на вертикальные движения поверхности Земли изостатического механизма. Процесс осуществлялся в тесном взаимодействии с эндогенными силами. Рассмотрена простейшая схема такого взаимодействия.

3. Основными сейсмогенными структурами являются глубинные разломы, разграничивающие депрессии, впадины, зоны их пересечений и структуры более высокого порядка.

4. Предполагается, что неравномерность нагрузок, обусловленных экзогенными процессами, имеет большое значение для определения сейсмичности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., 1966.
2. Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с сейсмичностью. В кн. «Экспериментальная сейсмология». М., 1971.
3. Артемьев М. Е., Белоусов Т. П. Неотектонические вертикальные движения и аномалии силы тяжести Памира и Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения. В кн. «Тектоносфера Украины и других районов СССР». Киев, 1980.
4. Архангельский А. Д., Федынский В. В., Михайлов А. А., Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести СССР. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1937, № 7.
5. Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л., 1948.
6. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975.
7. Белоусов В. В. Развитие геосинклинали и ее глубинные тепловые источники (на примере альпийского развития Средиземноморской подвижной зоны). В кн. «Тектон., геол. альпид «тетисного» происхождения». М., 1980.
8. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., 1967.
9. Бутовская Е. М., Соколова И. А., Павлов А. Б. О режиме выделения сейсмической энергии. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977.
10. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., 1960.
11. Занемонец В. Б., Михайлов В. О., Мясников В. П. Механическая модель глыбовой складчатости. «Изв. АН СССР», Физика Земли. 1976, № 10.
12. Захаров С. А. О природе Памиро-Пенджабского синтаксиса. В кн. «Тектоника, геология альпид «тетисного» происхождения». М., 1980.
13. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., 1979.
14. Зубков И. Ф. Проблемы геологич. формы движения материи. М., 1979.
15. Ибрагимов Р. Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент, 1978.
16. Кайе А. Компенсационные изостатические течения и орогенез. В кн. «Новые движения, вулканизм и землетр. материков и дна океанов», М., 1969.

17. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., 1969.
18. Николаев П. Н. К вопросу о механизме деформации земной коры и верхней мантии. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1976, № 1.
19. Николаевский В. Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород. ДАН СССР, т. 249, 1979, № 4.
20. Попов В. И., Таль-Вирский Б. В., Попов А. И. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент, 1978.
21. Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского неотектонического поднятия. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., 1964.
22. Субботин С. И. Вопросы теории тектогенеза. В кн. «Вопросы гравиметрии исследования земной коры, теория тектогенеза». Киев, 1979.
23. Уломов В. И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
24. Флоренсов Н. А. Тектоника и рельеф. В кн. «Проблемы эндогенного рельефообразования», М., 1976.
25. Хаин В. Е. Орогенез и тектоника плит. В кн. «Тектоника, геология альпид «тетисного» происхождения». М., 1980.
26. Хамрабаев И. Х., Бутовская Е. М., Пак В. А. [и др.]. Главнейшие особенности строения тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня в свете новых геофизических и геологических данных. В кн.: «Тектоносфера Украины и других регионов СССР». Киев, 1980.

УДК 550.343,4(235.216)

Д. Б. ДЖАМАЛОВ, В. Б. СИРАДЖИТДИНОВ

Опыт построения схемы объемной сейсмической активности по слоям земной коры (на примере Ферганской впадины и ее горного обрамления)

С переходом в 1957 г. к детальным наблюдениям сетью экспедиционных и стационарных сейсмических станций на территории Восточного Узбекистана накопилось большое количество информации о сейсмическом процессе. Статистическая обработка материала привела большинство исследователей к составлению различных карт сейсмической активности, сейсморайонирования, максимального ожидаемого землетрясения, сейсмической сотрясаемости и графика повторяемости. Во всех перечисленных построениях очаги землетрясений проектировались на поверхности земли в виде эпицентров. Не учитывалось их пространственное расположение. Такой подход затрудняет выявление общего динамического развития региона и изучение связи сейсмичности с особенностями геологической среды.

Предлагаемая методика — объемная сейсмичность, учитывает указанные выше замечания и рассматривает сейсмические явления как неотъемлемую часть эндогенного процесса, происходящего в континентальной коре.

При объемном сейсмическом исследовании первоочередное значение имеет поэтапное геологическое развитие тектонических блоков, физико-химическая среда, где возникают гипоцентры землетрясений, строение земной коры, тектонических блоков и их объемы.

Для осуществления этой методики необходимо провести следующие виды работ.

По принципу историко-генетического развития региона провести тектоническое районирование для четвертичного времени. Оконтурировать в молодых тектонических структурах блочно-складчатые зоны, ограниченные долгоживущими разрывными нарушениями, и выделить в них рекурентные, вовлеченные, новообразованные и унаследованные типы структур [1].

На основе модели строения земной коры, предложенной М. А. Ахмеджановым, Ф. Х. Зуннуновым, О. М. Борисовым, И. Х. Хамрабаевым и дополненной данными Е. М. Бутовской, расчленить в районе по скоростным характеристикам земную кору на осадочные, осадочно-метаморфические, гранито-гнейсовые и диоритовые подслои. Определить объем каждого подслоя в блочно-складчатых зонах.

С учетом ошибок определить гипоцентры, дифференциацию очагов представительных землетрясений и выявить в них статистическую плотность распределения гипоцентров для каждого подслоя в структурах.

При построении графика повторяемости необходимо учитывать количество очагов представительных землетрясений, объем исследуемого подслоя и время инструментальных наблюдений.

Периоды представительности землетрясений для отдельных блоков следующие: $K=8\div 9-6$ лет, $K=10\div 12-18$ лет и $K=13-45$ лет.

График повторяемости для объемов строится так же, как для площадей (Ю. В. Ризниченко), а угол наклона его определяется по графику методом наименьших квадратов и выражен уравнением

$$\gamma = \frac{\lg \sum N_k^1 \geq 10 \lg \sum N_k^2 \leq 10}{\sum K_k^2 \geq 10 - \sum K_k^1 \leq 10},$$

где $N_k^1 \geq 10$ — гипоцентры землетрясений энергетического класса $K \geq 10$,

$N_k^2 \leq 10$ — гипоцентры землетрясений энергетического класса $K \leq 10$;

$K^2 \geq 10, K^1 \leq 10$ — количество гипоцентров землетрясений $K \geq 10$ и $K \leq 10$, участвующих в блочно-тектоническом объеме.

В исследованиях по объемной сейсмоактивности значение угла наклона графика повторяемости ($\gamma=0,42 \pm 2$) варьирует в зависимости от конкретного геологического строения земной коры.

В частности, для осадочного подслоя земной коры среднее значение колеблется от 0,47 до 0,50, в осадочно-метаморфическом, гранито-гнейсовом подслое — 0,42—0,44 и диоритовом — 0,30—0,33. Последнее отличие лежит за пределами ошибок наблюдений.

При расчете схемы объемной сейсмической активности необходимо считать плотность землетрясений определенного класса за один год на нормированный объем. Это уравнение выглядит так:

$$A_k = \frac{\sum n_k \cdot 10000 C_k^{10}}{tV},$$

где A_k — количество землетрясений определенного класса;
 n_k — зафиксированные представительные землетрясения одного класса с $K \geq 8$ в исследуемом объеме;
 t — время стационарного наблюдения;
 V — объем подслоя в блочно-тектонической зоне.

Объемная сейсмоактивность исследуется двумя способами: методом суммирования (Ю. В. Ризниченко) и методом плотности активности (М. Г. Фленова). Оба способа дополняют друг друга.

Подслойные схемы сейсмической активности A_{10} методом суммирования выявляют общий фон сейсмоактивности блочно-складчатых структур. Эти схемы основаны на построении отношения количества числа землетрясений десятого энергетического класса к объему в 10000 км^3 . Активность оценивалась с помощью рассчитанной палетки по суммарному числу землетрясений с восьмого энергетического класса и выше. Форма объема палетки — параллелепипед. Оценка сейсмической активности осуществлялась для узлов координатной сетки через каждую десятую долю градуса по широте и долготе с последующим интерполированием между узлами и проведением изолиний.

Объемная сейсмоактивность методом суммирования находится по формуле:

$$A_{10} = \frac{(nC_8^{10} + nC_9^{10}) \frac{10000}{t_1V} + (nC_{10}^{10} + nC_{11}^{10} + \dots + nC_{k>n}^{10}) \frac{10000}{t_2V}}{\Sigma K},$$

где n — количество землетрясений определенного класса;

$C_{k>n}^{10}$ — переходной коэффициент от $K_n - K = 10$;

V — объем тектонического блока;

t_1 — время представительных землетрясений $K \leq 9$;

t_2 — время представительных землетрясений $K \geq 10$;

ΣK — сумма количества энергетических классов, участвующих в тектоническом блоке.

В уравнении переходной коэффициент C_{kn}^{10} тесно связан с наклоном угла графика повторяемости и в зависимости от тектонического блока имеет разное значение.

Картирование активности комплексом методов постоянной детальности и постоянной точности впервые применено М. Г. Фленовой для изучения сейсмоактивности Восточного Узбекистана. Сущность методики заключается в том, что при построении схе-

мы активности для высоких энергетических классов $K \geq 10$ учитывается не площадь зоны осреднения палетки, а круговая зона осреднения, переменная в зависимости от величины K . Для низких энергетических классов $K \leq 10$ в наших построениях круговая зона по площади совпадает с зоной осреднения палетки. Для $K \geq 11$ зона осреднения вычисляется по формуле:

$$R_{k > 11} = \sqrt{\frac{10000 \cdot C_k^{10}}{A \cdot t}},$$

где A — средняя активность в пределах зоны;
 t — время представительности землетрясений класса K ;
 C_k^{10} — коэффициент приведения класса K к землетрясениям 10 класса.

В нашем случае мы имеем дело с объемной зоной осреднения. При $K \leq 11$ мы брали объемную зону осреднения в виде параллелепипеда. Для $K \geq 11$ применялась цилиндрическая зона осреднения, радиус которой определяется формулой:

$$R_{k > 11} = \sqrt{\frac{10000 \cdot C_k^{10}}{A \cdot t \cdot H \cdot \pi}},$$

где A — объемная активность;
 H — средняя мощность подслоя, для которого вычисляется активность;
 $t C_k^{10}$ — те же значения, что и в предыдущей формуле.

Суммарная активность, обусловленная всеми представительными энергетическими классами, если учитывать данные $K \leq 13$, вычислялась следующим образом:

$$A_{k < n} = \frac{(m-1) A_{k < n-1} + A_n}{m},$$

где m — число представительных классов;
 n — самое высокое значение K , представительное в районе.

По нашей методике объемной сейсмоактивности с привлечением представительных землетрясений с $K \leq 13$ на территории Ферганской впадины и ее горного обрамления построены три схемы для различных подслоев земной коры — осадочно-метаморфической, гранито-гнейсовой и диоритовой.

В осадочно-метаморфическом подслое (рис. 1) при общем сейсмоактивном фоне $0,1 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ намечается три высокоаномальных $0,8-1,1 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ и два среднеаномальных $0,4-0,6 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ участка.

К высокоаномальным относятся Атойнак-Баубашатинская, Гузан-Аламышыкская блочно-складчатые зоны, восточная часть Восточно-Ферганской депрессии, западная часть Куршабской структуры и центральная часть Катранского блока.

На Атойнак-Баубашатинском участке изосейста с $1,1 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ имеет субмеридиональное направление и оконтурена более локальными $0,6-0,9 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ изосейстами. Радиус осреднения энергетических классов $K=12$ в этой зоне колеблется от 12 до 5 км, а средняя (А) сейсмоактивность $K \leq 10$ составляет $0,2 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$.

В Гузан-Аламышикском блоке высокоаномальная зона имеет северо-восточное простирание и состоит из обособленных ячеек со значениями 0,1 (восточный), 0,8 (центральный, западный).

Радиус сферы вовлечения объемной сейсмоактивности с энергетическим классом $K=13$ для Гузан-Аламышикской зоны колеблется от 50 до 115 км и средняя плотность (А) $K \leq 10$ составляет $0,05 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$.

В Куршабской блочно-складчатой структуре активная зона приурочена к западной части и имеет максимальную активность $1,0 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$. Форма изосейсты направлена на северо-запад и оконтурена

изолиниями со значениями $0,6 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$. Изолиния, имеющая сейсмоактивность $0,85 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$, располагается в восточной оконечности Ферганской депрессии и имеет субмеридиональное направление. Западная часть изолиний выклинивается быстро, а восточная постепенно и ограничивается изолинией со значениями $0,1 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$.

Радиус окружности распространения активности 150 км.

Весьма лаконичный и высокоактивный участок — центральный сектор Катранского блока. Изолинии приурочены к Исфайрамскому бассейну, имеют овальную форму изосейст и значение активности $0,95 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$. Ограничена зона с севера Ферганским глубинным разломом, с юга — Актау-Туркестанским нарушением.

К среднеактивным участкам в схеме плотностей активности осадочно-метаморфического подслоя отнесены центральная часть Пскем-Западно-Чаткальской зоны, восточные окраины Супетау-Акчагыльской, Куршабской структур и район бассейна реки Шахмардан в Катранском блоке. Большинство изолиний сейсмоактивности этих структур колеблется от 0,4 до $0,6 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ и имеет локальную форму с меридиональным простиранием в Куршабской, Пскем-Западно-Чаткальской зонах, с широтным — в Катранской, Супетау-Акчагыльской структурах. Радиус окружности плотностей активности для этих участков неравномерен — до 110 км.

В гранито-гнейсовом подслое (рис. 2) общий фон сейсмоак-

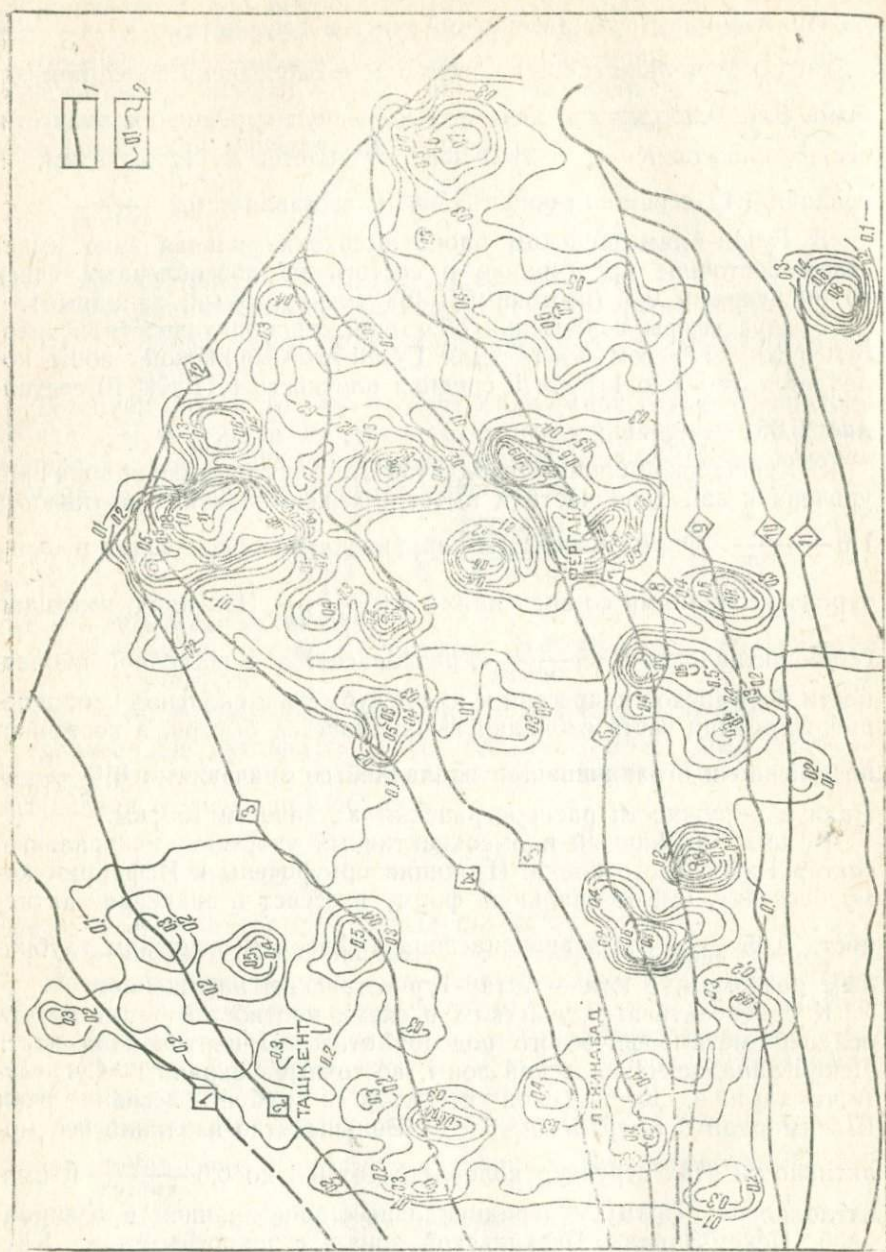


Рис. 1. „Осадочно-метаморфический“ подслой.

1—разрывные нарушения (цифры в квадрате разломы: 1—Приташкентский, 2—Каржангау-Южно-Угамский, 3—Чилтан-Чаткальский, 4—Северо-Ферганский, 5—Северо-Ферганская флексури-разрывная зона, 6—Южно-Ферганская флексури-разрывная зона, 7—Северо-Карачатырский, 8—Южно-Ферганский, 9—Сурметашский, 10—Туркестанский, 11—Зарафшанский, 12—Таласо-Ферганский), 2—изолинии объемной сейсмоактивности.

тивности относительно осадочно-метаморфического завышен и в основном высокоаномальные участки приурочены к восточной части горных обрамлений Ферганской депрессии. Сконцентрированы они в Куршабской блочно-складчатой зоне, в районе Намангана, Супетау-Акчагыльской структуры и северо-западной части Атойнакско-Баубашатинского блока. Интенсивность изолиний

сейсмической активности неравномерна и измеряется $1,7 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ для Куршабской зоны, $1,0 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ для Супетау-Акчагыльской и $1,1 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ для Атойнак-Баубашатинской. Все активные участки

окоптурены изолинией со значением $0,5 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$. Характерно, что сейсмоизолинии имеют овальную форму по конфигурации изосейст, не ограничиваются собственными структурами и распространяются за их пределы. Радиус окружности по распределениям энергии для землетрясений с $K=13$ составляет для Куршабской зоны 16—30 км, для Супетау-Акчагыльской — 30—60, Атойнак-Баубашатинской — 20—30 км.

Кроме перечисленных высокоаномальных сейсмических участков, в этом подслое фиксируются аномальные зоны со средними значениями. К ним относятся Гузан-Аламышикская, Катранская, Туркестано-Зарафшанская структуры и восточная часть Ферганской депрессии. Активность колеблется от 0,3 до $0,5 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$.

Диоритовый подслон (рис. 3) контрастно отличается сейсмичностью от вышележащих подслоев. Общий фон занижен и измеряется $0,03 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$. Изолиния $0,1 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ концентрируется главным образом в центральной части Катранской структуры, Куршабской и Восточно-Ферганской. В единичных случаях активность $0,2 \frac{1}{\text{км}^3/\text{год}}$ фиксируется в Куршабской, Катранской зонах, а также в восточной части Гузан-Аламышикской и Супетау-Акчагыльской структур. Формы изолиний сейсмоактивности овальные и в основном ограничены разрывными нарушениями. Радиус окружности сейсмической активности с энергетическим классом $K=13$ составляет от 20 до 70 км.

Сопоставляя схемы, построенные с помощью описанных методов, можно сделать следующие предварительные заключения.

Степень интенсивности сейсмоактивности, выявленная плотностным методом, возрастает как в глубину (диоритового подслоя) земной коры, так и в восточном направлении.

Мощность подслоев блочно-складчатых зон обратно пропорциональна сейсмической активности.

Большинство высокосейсмических участков выявленных подслоев с переходом в выше- или нижележащие подслои простран-

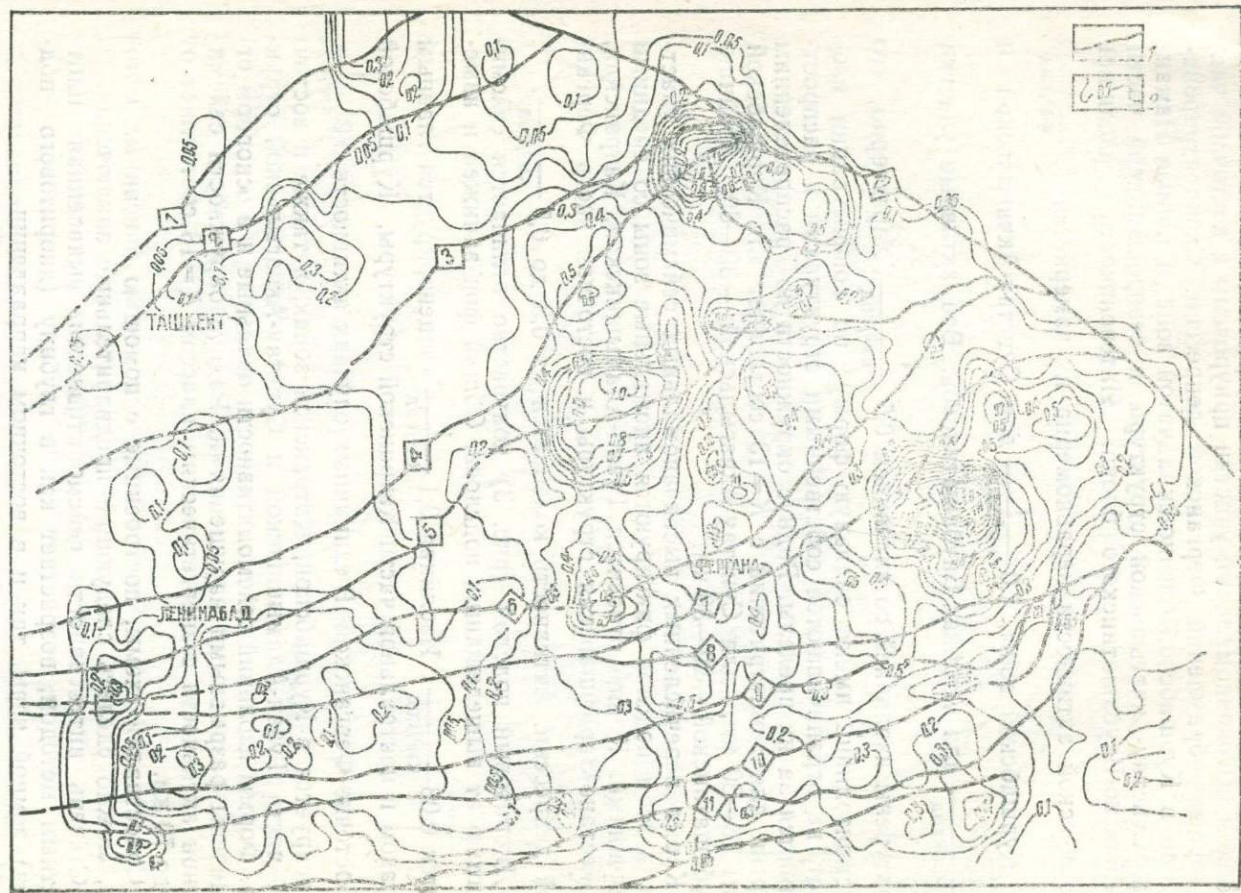


Рис. 2. „Гранито-гнейсовый“ подслей. Усл. обозн. см. на рис. 1.

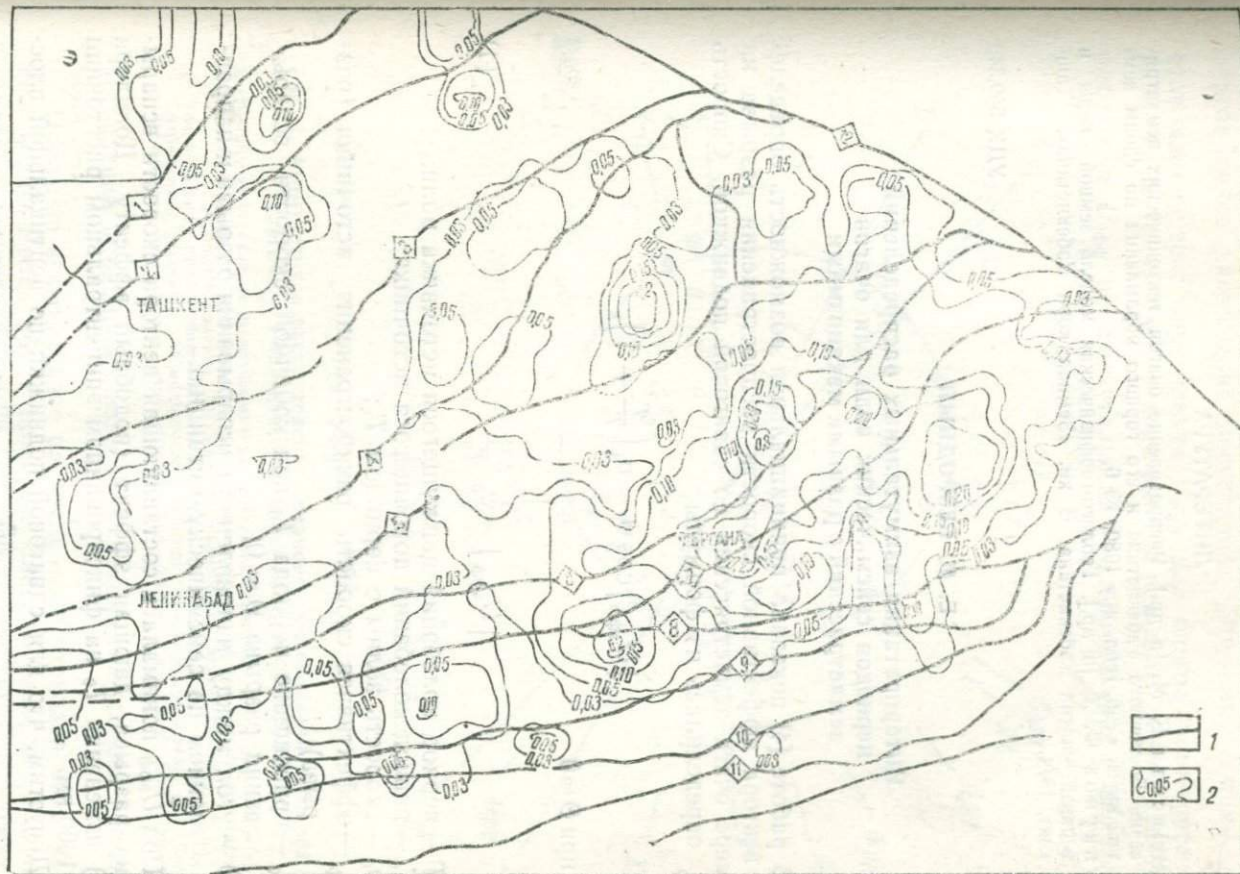


Рис. 3. „Диоритовый“ подслей. Усл. обозн. на см рис. 1.

ственно мигрирует, и, возможно, связано с коровыми субмеридиональными нарушениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б у т о в с к а я Е. М. [и др.]. Распределение очагов тектонических землетрясений Восточного Узбекистана и его горного обрамления по слоям земной коры. «Узб. геол. ж.» 1980, № 6.
2. З у н н у н о в Ф. Х. [и др.]. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, 1974.

УДК 550.348

Е. М. БЕЗРОДНЫЙ

Интерпретация азимутальных распределений периодов сейсмических волн для очагов землетрясений с разными механизмами

В работе [4] показана принципиальная возможность определения вектора эффективной скорости распространения разрыва на примере очага землетрясения со сдвиговой подвижкой. Скорость $U_{эфф}$ определялась из формулы

$$|U_{эфф}| \cos \Theta = v_0 \left(\frac{T}{T_0} - 1 \right),$$

где при $\Theta = 0$

$$|U_{эфф}| = v_0 \frac{\Delta T_0}{T_0} \quad (1)$$

T — период колебаний движущегося источника волн;

T_0 — период колебаний покоящегося источника;

v_0 — скорость волны с периодом T_0 ;

$U_{эфф}$ — эффективная скорость распространения источника (разрыва);

ΔT_0 — приращение периода T_0 при конечной скорости вспарывания разрыва $\Theta = 0$;

Θ — угол между направлением вспарывания разрыва и направлением на сейсмическую станцию.

Под $\vec{U}_{эфф}$ понималась составляющая вектора скорости вспарывания разрыва, дающая эффект (подобный эффекту Допплера [12]) изменения T_0 на фиксированном эпицентральной расстоянии $\Delta = 1000$ км.

Допустим, что для сдвиговой подвижки по вертикальной плоскости разрыва направление $\vec{U}_{эфф}$ мало отличается от направления разрыва. На этом предположении основан вывод об однозначном определении плоскости разрыва в сдвиговом очаге Бурчмуллин-

ского землетрясения 24. X. 1959 г. [4]. Однако для других очагов такое заключение неочевидно. Другими словами, представляло интерес определение $\bar{U}_{эфф}$ для очагов землетрясений с разными механизмами. В ходе работы решалась также задача определения $\bar{U}_{эфф}$ по азимутальным распределениям фаз первых

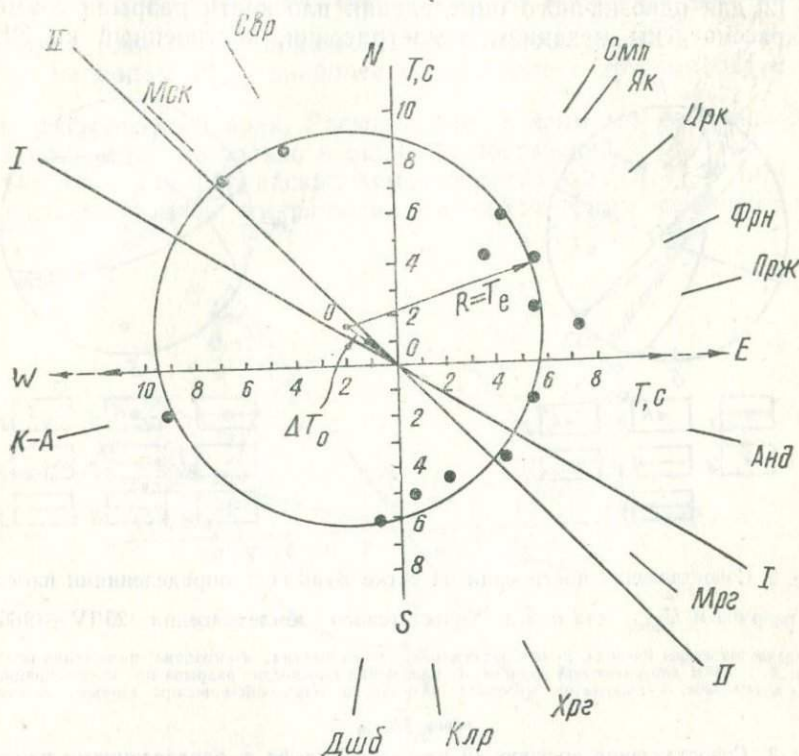


Рис. 1. Азимутальное распределение периодов максимальных фаз волн Релея для очага Ташкентского землетрясения 26/IV—1966 г.

$R=T_0$ —радиус осреднения азимутального распределения периодов; ΔT_0 —приращение начального периода T_0 , связанного с эффектом распространения разрыва от O_1 к O . I, II—простираение плоскости й разрыва согласно механизма очага землетрясения.

Точки на рис.—приведенные значения периодов к эпицентральному расстоянию $\Delta=1000$ км; Сокращенные названия сейсмологических станций: К-А—Кызыл-Арват, Свр—Свердловск, Як—Якутск, Фрн—Фрунзе, Мрг—Мургаб, Хрг.—Хорог, Клр—Калар, Дшб—Душанбе.

вступлений продольных волн P_z и максимальных фаз продольных волн P_{max} .

Показано азимутальное распределение периодов максимальных фаз волны Релея [6] в полярной системе координат для Ташкентского землетрясения 26. IV. 1966 г. (рис. 1). Отклонение точек от осредняющей окружности, полученной способом наименьших квадратов, невелико

$$(x + 1,9)^2 + (y + 1,6)^2 = 7,7^2. \quad (2)$$

Сопоставление вектора $\Delta \vec{T}$, пропорционального $\vec{U}_{эфф}$ с простираемостью нодальных плоскостей, согласно построениям механизма очага Ташкентского землетрясения [9, 5], дает удовлетворительный результат хотя и не позволяет однозначно выбрать плоскость разрыва.

При сопоставлении полученного результата с данными работы [2] для однозначного определения плоскости разрыва совместно рассмотрены механизм землетрясения, построенный на ЭВМ,

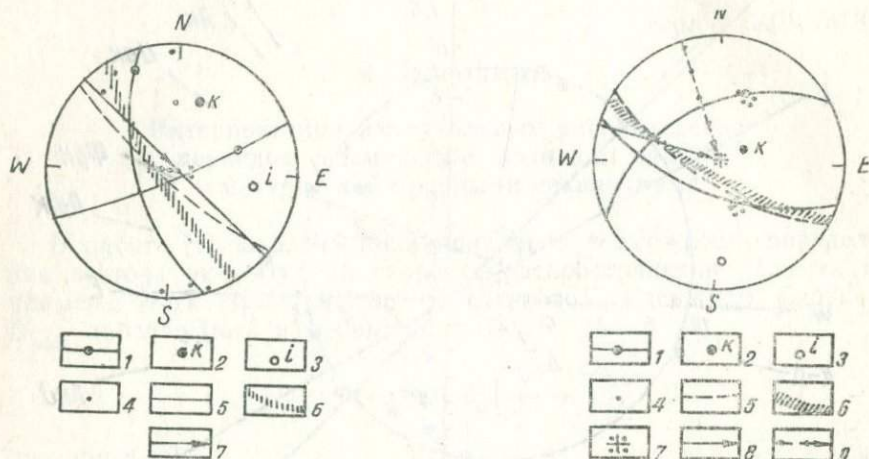


Рис. 2. Сопоставление построений на сетке Вульфа с определениями плоскости разрыва и $\vec{U}_{эфф}$ для очага Ташкентского землетрясения 26/IV—1966 г.

1—нодальные линии P-волн, 2—ось растяжения, 3—ось сжатия, 4—крайние положения бсей модели X, Y в 85% доверительной области, 5—положение плоскости разрыва по конфигурации облака афтершоков, 6—положение плоскости разрыва по макросейсмическим данным, 7—направление $\vec{U}_{эфф}$.

Рис. 3. Сопоставление построений на сетке Вульфа с определениями плоскости разрыва и $\vec{U}_{эфф}$ для очага Сарыкамьшского землетрясения 5/VI—1970 г.

1—6—см. рис. 2; 7—центр сетки Вульфа; 8—направление $\vec{U}_{эфф}$, определенное по азимутальному распределению периодов максимальной фазы P-волн $-T_{P_{max}}$; 9—направление $\vec{U}_{эфф}$, определенное по периодам максимальных фаз волн Релея.

конфигурация области афтершоков и макросейсмические данные (рис. 2). Данные о простираемости нодальных плоскостей и согласованность приведенных параметров позволяют уверенно определить плоскости разрыва в очаге землетрясения.

Для Сарыкамьшского землетрясения 5. VI. 1970 г. с периодами максимальных фаз поверхностных волн использованы данные о периодах максимальных амплитуд продольных волн P_{max} [7]. Исходные периоды к $\Delta=1000$ км приводились по статистической

зависимости $T_p(\Delta)$ из работы [1]. Осредняющие окружности построенные способом наименьших квадратов, имеют следующий вид:

$$(x + 0,52)^2 + (y - 1,30)^2 = 8,2^2 \quad (3)$$

$$(x + 1,15)^2 + (y - 0,57)^2 = 7,7^2 \quad (4)$$

Сопоставлены построенные векторы (рис. 3) с данными работы [2]. Оба построения находятся в одном квадранте с наиболее вероятной плоскостью подвижки, но направление $\vec{\Delta T}_0$, полученное по периодам P_{\max} , наиболее согласовано с другими параметрами сейсмического поля. Расхождение в азимутах $\vec{\Delta T}_0$, возможно, заключается не только в ошибках построений.

Для изучения Газлийских землетрясений 8/IV и 17/V 1976 г. мы воспользовались микрофильмами сейсмограмм сейсмических

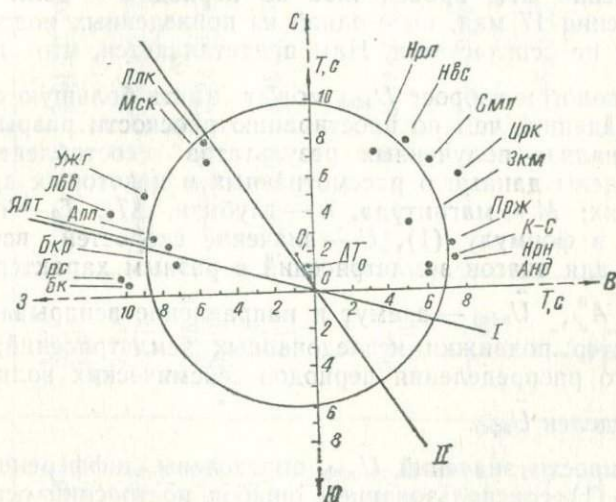


Рис. 4. Азимуальное распределение P_{\max} для очага Газлийского землетрясения 8/IV—1976 г. (усл. обозн. см. на рис. 1). Сокращенные названия сейсмологических станций: Бк—Баку, Грс—Горис, Бкр—Бакуриани, Ялт—Ялта, Алп—Апатиты, Лбв—Львов, Ужг—Ужгород, Мск—Москва, Плк—Пулково, Нрл—Норильск, Нвс—Новосибирск, Смп—Семипалатинск, Ирк—Иркутск, Зкм—Закаменск, Прж—Пржевальск, Нри—Нарын, Анд—Андижан, К—С—Каджи-Сай.

станций СССР, предоставленными В. И. Уломовым. Сделана попытка применить для построений, наряду с периодами P_{\max} , периоды первых вступлений P_z . Данные для землетрясения 8 апреля осредняются уравнениями

$$(x - 0,8)^2 + (y - 0,4)^2 = 4,7^2 \quad (5)$$

$$(x + 1,0)^2 + (y - 1,9)^2 = 9,1^2. \quad (6)$$

В первом случае для P_z не наблюдается согласованного направления ΔT_0 ни с одной из нодальных линий, проведенных по построению механизма очага [8]. Во втором для P_{\max} согласие очень хорошее (рис. 4). Вероятно, следует согласиться с гипотетической моделью [3], по которой первое движение — «вскрытие трещины и появление отрывной компоненты», произошло по северо-восточному направлению. По данным работ [3, 8], можно определить направление вспарывания разрыва, которое совпадает с полученным ΔT_0 и северо-западным простиранем нодальных линий.

Для землетрясения 17 мая азимутального распределения периодов первых вступлений продольных волн P_z построить не удалось, что не противоречит предположению [3] о первоначальном распространении разрыва снизу вверх.

Построение ΔT_0 , проведенное по периодам волн P_{\max} для землетрясения 17 мая, ни с одной из приведенных нодальных линий [3, 8] не согласуется. Нам представляется, что при надвиге или пологом взбросе $\vec{U}_{\text{эфф}}$ может иметь большую составляющую по падению, чем по простиранию плоскости разрыва.

Для анализа полученных результатов составлена таблица, где приведены данные о рассмотренных и некоторых других землетрясениях: M — магнитуда, h — глубина, ΔT_0 , T_0 — параметры, входящие в формулу (1), U — значение скоростей вспарывания разрывов для очагов землетрясений с разным характером подвижек [10]; A_z^0 , $\vec{U}_{\text{эфф}}$ — азимут и направление вспарывания разрыва; характер подвижки исследованных землетрясений; тип азимутального распределения периодов сейсмических волн, по которому определен $\vec{U}_{\text{эфф}}$.

Погрешности значений $\vec{U}_{\text{эфф}}$ определены дифференцированием формулы (1) с использованием ошибок построений осредняющих окружностей по уравнениям (2—6). Из таблицы видно, что погрешности не больше полученных при определениях [10].

Для выявления особенностей вспарывания разрывов в очагах землетрясений с разным характером подвижек необходимо исправить значения $\vec{U}_{\text{эфф}}$, вычисленные для $\Delta = 1000$ км. Другими словами требуется найти T_0 в формуле (1), которое соответствовало бы не условному расстоянию $\Delta = 1000$ км, а среднему периоду регулярной компоненты сейсмического излучения очага [11]. Такие определения необходимы для азимутальных распределений периодов P волн.

Трудности по исправлению $\vec{U}_{\text{эфф}}$, полученных из распределений периодов поверхностных волн, мы попытались преодолеть определением T'_0 путем формальной экстраполяции зависимости $T(\Delta)$ [1] к поверхности очага землетрясения, горизонтальные

Параметры очагов землетрясений с разными типами подвижек

Землетрясение, дата	$\frac{M}{h, \text{ км}}$	$\frac{\Delta T_0, \text{ с}}{T_0, \text{ с}}$	$\frac{T_0', \text{ с}}{U_{\text{эфф}}, \text{ км/с}}$	$\vec{U}', \text{ км/с}$	$\vec{L}, \text{ км/с}$	Характер подвижки	Az° и напр. вспар.	Волны, использов. при построен.
Бурчмуллинское, 24/X—59	$\frac{5.7}{15}$	$\frac{2.8}{5.9}$	$\frac{3.32}{1.50}$	2.53 ± 0.20	2.51 ± 0.20	Прав. сдвиг	120° на Ю—В	Поверхн.
Ташкентское, 26/IV—66	$\frac{5.3}{8}$	$\frac{2.5}{7.7}$	$\frac{3.10}{1.0}$	2.42 ± 0.20	3.45 ± 0.27	Взброс с лев. сдв.	130° на Ю—В	Поверхн.
Кызылкумское, 14/III—68	$\frac{5.1}{20}$	$\frac{0.5}{9.3}$	$\frac{2.75}{0.16}$	0.54 ± 0.25	2.21 ± 0.28	Сброс	170° на С—З	Поверхн.
Сарыкамышское, 5/VI—70	$\frac{6.8}{6}$	$\frac{1.40}{8.2}$	$\frac{3.5}{0.9}$	1.50 ± 0.02	3.45 ± 0.27	Взброс с пр. сдв.	160° на Ю—В	Поверхн.
		$\frac{1.30}{7.7}$	—	—	—		115° на Ю—В	
Джамбульское, 10/V—71	$\frac{5.7}{3/K}$	$\frac{2.3}{7.6}$	$\frac{3.24}{0.9}$	2.13 ± 0.25	3.45 ± 0.27	Взброс с пр. сдв.	140° на Ю—В	Поверхн.
Чаткальское, 1/I—74	$\frac{5.0}{3/K}$	$\frac{0.12}{0.4}$	—	—	2.51 ± 0.20	Пр. сдвиг с неб. взбр.	56° на Ю—З	P_z
Газлийское, 8/IV—76	$\frac{7.0}{20}$	$\frac{0.9}{4.7}$	—	—	3.45 ± 0.27	Пологий взброс с пр. сдв.	60° на С—В	P_z
		$\frac{2.1}{8.1}$	—	—			148° на Ю—В	
Газлийское, 17/V—76	$\frac{7.2}{25}$	$\frac{3.7}{7.5}$	—	—	3.45 ± 0.27	Пологий взброс	165° на Ю—В	P_{max}

размеры которого рассчитывались согласно [10]. В результате получились значения \vec{U}' , которые в первом приближении можно рассматривать как горизонтальные составляющие вектора скорости вспарывания разрыва \vec{U} . Сопоставление полученных величин показывает, что для сдвигового очага Бурчмуллинского землетрясения величины горизонтальной составляющей и полной скорости в пределах ошибок равны. Это значит, что при сдвиге вектор скорости вспарывания разрыва преимущественно горизонтален и направлен по простиранию одной из плоскостей разрыва.

Горизонтальная составляющая скорости вспарывания разрыва сбросового очага Кызылкумского землетрясения очень мала. В таких очагах, по-видимому, происходит вертикальное распространение разрыва по близвертикальной плоскости подвижки. Для сбросовых очагов характерны минимальные скорости вспарывания разрывов [10].

Далее в таблице следуют три землетрясения со взбросо-сдвиговой подвижкой в очаге, для которых горизонтальные составляющие скорости распространения разрыва малы по сравнению с [10], а значения различны. Учитывая данные по сдвиговому очагу землетрясения, можно заключить, что величина горизонтальной составляющей характеризует относительную величину сдвига во взбросо-сдвиговой подвижке. Впоследствии, при достаточной статистике можно, по-видимому, провести корреляцию между величиной горизонтальной составляющей скорости вспарывания разрыва и углом падения плоскости разрыва при взбросо-сдвиговой подвижке в очаге землетрясения.

Таким образом, изучение азимутальных распределений периодов разных типов сейсмических волн вместе со сведениями о механизме очага землетрясения позволяет при определенных условиях уточнять следующие характеристики очага землетрясения: ориентацию плоскости подвижки; направление вспарывания разрыва; характер движения в очаге; значение горизонтальной составляющей вектора скорости вспарывания разрыва.

Для получения интегральных характеристик очага землетрясения лучше использовать данные о периодах максимальных фаз поверхностных волн и P_{\max} .

Использование периодов первых вступлений продольных волн требует дополнительных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонова Л. В. [и др.]. Основные закономерности динамики сейсмических волн. М., 1968.
2. Аптекман Ж. Я., Желанкина Т. С., Шебакин Н. В. Положение плоскости разрыва в очагах некоторых сильных землетрясений. В сб. «Вопросы прогноза землетрясений и строения Земли». Вычислит. сейсмол., вып. 5. М., 1978.
3. Аптекман Ж. Я. [и др.]. Некоторые данные о процессах в эпицентральной зоне Газлийских землетрясений 1976 г. В сб. «Эпицентральные зоны землетрясений». Вопросы инж. сейсмол., вып. 19, 1978.

4. Безродный Е. М. Определение вектора эффективной скорости распространения разрыва в очаге тектонического землетрясения. «Узб. геол. ж.», 1979, № 2.
5. Безродный Е. М. Глубинное строение, особенности напряженного состояния и деформации земной коры Приташкентского района по сейсмологическим данным. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
6. Бюллетень сети сейсмических станций СССР № 2, апрель-июнь 1966. М., 1967.
7. Бюллетень сети сейсмических станций СССР № 2, апрель-июнь 1970. М., 1972.
8. Безродный Е. М. Механизм Газлийских землетрясений 1976 г. по сейсмологическим данным. В кн. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.
9. Захарова А. И. [и др.]. Механизм очага основного толчка по инструментальным данным. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года». Ташкент, 1971.
10. Копничев Ю. Ф., Шпилькер Г. Л. Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с различными типами подвижек. «Изв. АН СССР», Физика Земли, 1980, № 9.
11. Копничев Ю. Ф. Метод и результаты исследования структуры излучения очага сильного землетрясения по огибающим Р-волн. «Изв. АН СССР», Физика Земли, 1979, № 7.
12. Bollinger G. A. Determination of earthquake fault parameters from long-period Pwaves Journal of Geophysical research, vol. 73, No. 2, 1968.

УДК 550.348+539.375

А. С. БЫКОВЦЕВ

О волновых полях, создаваемых распространяющимися дислокационными разрывами

1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАЗРЫВОВ С ПОСТОЯННОЙ СКОРОСТЬЮ

Рассматривается однородная, изотропная, упругая среда с модулем сдвига μ , в которой в начальный момент времени $t=0$ появляется обобщенный дислокационный разрыв, описываемый однородной функцией нулевого измерения $f\left(\frac{r}{l}\right)$, и начинает распространяться с постоянной скоростью v_0 вдоль оси x . Начальные условия нулевые, т. е. при $t < 0$ среда покоилась.

Основные уравнения динамической теории упругости в данном случае имеют вид

$$u = u_1 + u_2, \quad v = v_1 + v_2$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial y} = \frac{\partial v_1}{\partial x}, \quad \frac{\partial u_2}{\partial x} = -\frac{\partial v_2}{\partial y},$$

$$\Delta u_k = \frac{1}{c_k^2} \frac{\partial^2 u_k}{\partial t^2}, \quad \Delta v_k = \frac{1}{c_k^2} \frac{\partial^2 v_k}{\partial t^2}, \quad (k = 1, 2) \quad (1.1)$$

$$\Delta w = \frac{1}{c_2^2} \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}, \quad \left(\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right). \quad (1.2)$$

Здесь $u(x, y, t)$ и $v(x, y, t)$ — составляющие вектора смещения по осям x и y декартовых координат, соответственно; c_1 и c_2 — скорости продольной и поперечной волн ($c_1 > c_2$).

Сформулированная задача относится к классу автомодельных задач теории упругости. Воспользуемся общим подходом [1], основанным на представлениях решений волнового уравнения через аналитические функции комплексного переменного и позволяющим формулировать автомодельные задачи как некоторые проблемы Римана—Гильберта для полуплоскости.

Если функции Lu, Lv, Lw однородны, то введем следующие обозначения:

$$\begin{aligned} u^0 &= Lu, \quad v^0 = Lv, \quad w^0 = Lw, \quad \sigma_{xx}^0 = L\sigma_{xx}, \quad \sigma_{yy}^0 = L\sigma_{yy}, \\ \sigma_{xy}^0 &= L\sigma_{xy}, \quad \sigma_{xz}^0 = L\sigma_{xz}, \quad \sigma_{yz}^0 = L\sigma_{yz}, \end{aligned} \quad (1.3)$$

где L линейный дифференциальный оператор вида $L = \frac{\partial^{m+n}}{\partial x^m \partial t^n}$.

Тогда общее представление решений через одну аналитическую функцию комплексных переменных

$$z_k = \frac{tx - iy \sqrt{t^2 - c_k^{-2}(x^2 + y^2)}}{x^2 + y^2}$$

для задач, симметричных относительно оси x , примет вид [1]

$$\begin{aligned} u^0 &= \operatorname{Re} [U_1(z_1) + U_2(z_2)], \quad v^0 = \operatorname{Re} [V_1(z_1) + V_2(z_2)], \quad w^0 = 0, \\ \sigma_{xx}^0 &= \frac{\mu}{c_2^{-2}} \operatorname{Re} \left\{ \frac{[c_2^{-2} - 2(c_1^{-2} - z_1^2)](c_2^{-2} - 2z_1^2)}{c_1^{-2} - z_1^2} W'(z_1) \frac{\partial z_1}{\partial y} - \right. \\ &\quad \left. - 4z_2^2 W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial y} \right\}, \end{aligned} \quad (1.4)$$

$$\sigma_{yy}^0 = \frac{\mu}{c_2^{-2}} \operatorname{Re} \left\{ \frac{(c_2^{-2} - 2z_1^2)^2}{c_1^{-2} - z_1^2} W'(z_1) \frac{\partial z_1}{\partial y} + 4z_2^2 W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial y} \right\},$$

$$\sigma_{xy}^0 = \frac{2\mu}{c_2^{-2}} \operatorname{Re} \left\{ (c_2^{-2} - 2z_1^2) W'(z_1) \frac{\partial z_1}{\partial x} - (c_2^{-2} - 2z_2^2) W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial x} \right\},$$

$$\sigma_{xz}^0 = \sigma_{yz}^0 = 0$$

где

$$\begin{aligned} U_1'(z) &= \frac{z(c_2^{-2} - 2z^2)}{c_2^{-2} \sqrt{c_1^{-2} - z^2}} W'(z), \quad V_1'(z) = \frac{c_2^{-2} - 2z^2}{c_2^{-2}} W'(z) \\ U_2'(z) &= -\frac{2z \sqrt{c_2^{-2} - z^2}}{c_2^{-2}} W'(z), \quad V_2'(z) = \frac{2z^2}{c_2^{-2}} W'(z). \end{aligned} \quad (1.5)$$

Для задач, кососимметричных относительно оси x , имеем [2], [6]:

$$\begin{aligned}
 u^0 &= \operatorname{Re} [U_1(z_1) + U_2(z_2)], \quad v^0 = \operatorname{Re} [V_1(z_1) + V_2(z_2)], \quad w^0 = 0 \\
 \sigma_{xx}^0 &= \frac{2\mu}{c_2^{-2}} \operatorname{Re} \left\{ \left[c_2^{-2} - 2(c_1^{-2} - z_1^2) \right] W'(z_1) \frac{\partial z_1}{\partial x} + \right. \\
 &\quad \left. + (c_2^{-2} - 2z_2^2) W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial x} \right\}, \\
 \sigma_{yy}^0 &= \frac{2\mu}{c_2^{-2}} \operatorname{Re} \left\{ (c_2^{-2} - 2z_1^2) W'(z_1) \frac{\partial z_1}{\partial x} - \right. \\
 &\quad \left. - (c_2^{-2} - 2z_2^2) W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial x} \right\}, \\
 \sigma_{xy}^0 &= \frac{\mu}{c_2^{-2}} \operatorname{Re} \left\{ 4z_1 \sqrt{c_1^{-2} - z_1^2} W'(z_1) \frac{\partial z_1}{\partial x} + \right. \\
 &\quad \left. + \frac{(c_2^{-2} - 2z_2^2)^2}{z_2 \sqrt{c_2^{-2} - z_2^2}} W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial x} \right\},
 \end{aligned} \tag{1.6}$$

где

$$\begin{aligned}
 U_1'(z) &= \frac{2z^2}{c_2^{-2}} W'(z), \quad V_1'(z) = \frac{2z \sqrt{c_1^{-2} - z^2}}{c_2^{-2}} W'(z) \\
 U_2'(z) &= \frac{c_2^{-2} - 2z^2}{c_2^{-2}} W'(z), \quad V_2'(z) = -\frac{z(c_2^{-2} - 2z^2)}{c_2^{-2} \sqrt{c_2^{-2} - z^2}} W'(z) \\
 \sigma_{xz}^0 &= \sigma_{yz}^0 = 0.
 \end{aligned} \tag{1.7}$$

В случае антиплоской деформации получаем

$$u^0 = 0, \quad v^0 = 0, \quad w^0 = \operatorname{Re} W(z) \tag{1.8}$$

$$\sigma_{xz}^0 = \mu \operatorname{Re} W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial x}, \quad \sigma_{yz}^0 = \mu \operatorname{Re} W'(z_2) \frac{\partial z_2}{\partial y} \tag{1.9}$$

$$\sigma_{xx}^0 = \sigma_{yy}^0 = \sigma_{xy}^0.$$

Рассмотрим случай, когда разрыв начинает распространяться из начала координат в обе стороны оси x . Так как в общем случае

$$\vec{f}\left(\frac{r}{t}\right) = f_1\left(\frac{r}{t}\right)\vec{i} + f_2\left(\frac{r}{t}\right)\vec{j} + f_3\left(\frac{r}{t}\right)\vec{k},$$

то, представив дислокационный разрыв в виде суммы нормального, поперечного и продольного разрывов, получим следующие граничные условия:

нормальный разрыв

$$\begin{aligned} v &= \frac{1}{2} f_2 \left(\frac{r}{t} \right), \quad \sigma_{xy} = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad |x| < v_0 t, \\ v &= 0, \quad \sigma_{xy} = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad |x| > v_0 t; \end{aligned} \quad (1.10)$$

поперечный разрыв

$$\begin{aligned} u &= \frac{1}{2} f_1 \left(\frac{r}{t} \right), \quad \sigma_{yy} = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad |x| < v_0 t \\ u &= 0, \quad \sigma_{yy} = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad |x| > v_0 t \end{aligned} \quad (1.11)$$

продольный разрыв

$$\begin{aligned} w &= \frac{1}{2} f_3 \left(\frac{r}{t} \right) \quad \text{при } y = 0, \quad |x| < v_0 t \\ w &= 0 \quad \text{при } y = 0, \quad |x| > v_0 t. \end{aligned} \quad (1.12)$$

Переходя в (I. 10) — (I. 12) к автомодельной переменной, получаем краевую задачу Дирихле

$$\begin{aligned} \operatorname{Re} W_j(z) &= \frac{1}{2} f_j \left(\frac{1}{z} \right) \quad \text{при } \operatorname{Im} z = 0, \quad |\operatorname{Re} z| > v_0^{-1} \\ \operatorname{Re} W_j(z) &= 0 \quad \text{при } \operatorname{Im} z = 0, \quad |\operatorname{Re} z| < v_0^{-1} \\ (j &= 1, 2, 3) \end{aligned} \quad (1.13)$$

Перепишем задачу (I. 13) в виде

$$\begin{aligned} \operatorname{Re} W_j \left(\frac{1}{z} \right) &= \frac{1}{2} f_j(z) \quad \text{при } \operatorname{Im} z = 0, \quad |\operatorname{Re} z| < v_0 \\ \operatorname{Re} W_j \left(\frac{1}{z} \right) &= 0 \quad \text{при } \operatorname{Im} z = 0, \quad |\operatorname{Re} z| > v_0. \end{aligned} \quad (1.14)$$

Решение краевой задачи (I. 14) представляется интегралом Шварца [9]

$$W_j \left(\frac{1}{z} \right) = \frac{1}{2\pi i} \int_{-v_0}^{v_0} \frac{f_j(t) dt}{t - z} + ic_0 \quad (1.15)$$

Зная функцию $W_j(z)$ по формулам (I. 4) — (I. 9), можно выписать компоненты напряжений и смещений, при этом необходимо учитывать, что $L=1$, так как смещения являются однородными функциями.

Рассмотрим случай, когда

$$f_1 = \sqrt{v_0 t^2 - r^2}, \quad f_2 = 0, \quad f_3 = 0 \quad (1.16)$$

продифференцировав (I. 16) по времени, получаем

$$f_1 = \frac{v_0^2 t}{V v_0^2 t^2 - r^2} = \frac{v_0^2}{V v_0^2 - \frac{r^2}{t^2}}. \quad (1.17)$$

В этом случае скорости являются однородными функциями и $L = \frac{\partial}{\partial t}$. Поэтому, решая задачу в скоростях, можно использовать интеграл Шварца (I. 15), который примет вид

$$W_1\left(\frac{1}{z}\right) = \frac{v_0^2}{2\pi i} \int_{-v_0}^{v_0} \frac{dt}{V v_0^2 - t^2(t-z)} + ic_0. \quad (1.18)$$

Вычисляя (I. 18), получаем

$$W_1(z) = \frac{v_0 z}{2V z^2 - v_0^2} \quad (1.19)$$

Следует отметить, что решение (I. 19) с точностью до постоянной совпадает с решением, полученным Б. В. Костровым [8] для задачи о распространении трещины касательного разрыва, при решении которой использовалось динамическое описание разрыва.

Подробнее рассмотрим случай, когда

$$f_1 = b_1, \quad f_2 = b_2, \quad f_3 = b_3, \quad b_j = \text{const.}$$

Тогда функцию $W_j(z)$ для нормального, поперечного и продольного разрыва получим в виде

$$W_j(z) = -\frac{ib_j}{2\pi} \ln \frac{v_0^{-1} - z}{v_0^{-1} + z} \quad (1.20)$$

Подставляя (I. 20) в (I. 4)–(I. 9), получаем точные выражения для смещений и напряжений. Для поперечного разрыва поле смещений выражается как

$$\begin{aligned} u &= u^p + u^s, \quad v = v^p + v^s, \quad w = 0 \\ u^p &= \frac{b_1 \beta^2}{\pi \gamma^2} \left[\text{arctg} \frac{2\gamma m_1 \sin \varphi}{1 - \gamma^2 (n_1^2 - \sin^2 \varphi)} - 2\gamma m_1 \sin \varphi \right], \\ v^p &= \frac{b_1 \beta^2}{\pi \gamma^2} \left[\frac{V \sqrt{1 - \gamma^2}}{2} \ln \frac{(V \sqrt{1 - \gamma^2} - \gamma m_1 \cos \varphi)^2 + \gamma^2 n_1^2 \sin^2 \varphi}{(V \sqrt{1 - \gamma^2} + \gamma m_1 \cos \varphi)^2 + \gamma^2 n_1^2 \sin^2 \varphi} + \right. \\ &\quad \left. + 2\gamma m_1 \cos \varphi \right], \end{aligned} \quad (1.21)$$

$$u^s = \frac{b_1}{2\pi} \left(1 - \frac{2\beta^2}{\gamma^2} \right) \text{arctg} \frac{2\beta \gamma m_2 \sin \varphi}{\beta^2 - \gamma^2 (n_2^2 - \sin^2 \varphi)} + \frac{2b_1 \beta m_2 \sin \varphi}{\pi \gamma}$$

$$v^s = - \frac{b_1 \beta^2}{2\pi\gamma^2} \left[\frac{2\beta^2 - \gamma^2}{2\beta \sqrt{\beta^2 - \gamma^2}} \ln \frac{(V \sqrt{\beta^2 - \gamma^2} - \gamma m_2 \cos \varphi)^2 + \gamma^2 n_2^2 \sin^2 \varphi}{(V \sqrt{\beta^2 - \gamma^2} + \gamma m_2 \cos \varphi)^2 + \gamma^2 n_2^2 \sin^2 \varphi} + \frac{4\gamma m_2 \cos \varphi}{\beta} \right]$$

Переходя в точных решениях к пределу при $n_k = \frac{tc_k}{r} \rightarrow 1$, получаем асимптотические выражения (прифронтную асимптотику) для первых вступлений P - и S -волн в точку наблюдения в следующем виде:

для нормального разрыва

$$U^p = \frac{2\gamma(1-2\beta^2 \cos^2 \varphi)}{1-\gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{2,1}; \quad U^s = \frac{2\beta\gamma \sin 2\varphi}{\beta^2 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{2,2} \quad (1.22)$$

для поперечного разрыва

$$U^p = \frac{2\beta^2\gamma \sin 2\varphi}{1-\gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{1,1}; \quad U^s = \frac{2\gamma\beta \cos 2\varphi}{\beta^2 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{1,2}; \quad (1.23)$$

для продольного разрыва

$$U^s = \frac{2\gamma\beta \sin \varphi}{\beta^2 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{3,2} \quad (1.24)$$

Так же можно рассмотреть задачи о распространении полубесконечного разрыва и о конечном распространяющемся разрыве с одним покоящимся, а другим движущимся концом.

При распространении полубесконечного разрыва граничные условия таковы

$$[\vec{u}] = f\left(\frac{r}{t}\right) \quad \text{при } y=0, \quad x < v_0 t \quad (1.25)$$

$$[\vec{u}] = 0 \quad \text{при } y=0, \quad x > v_0 t$$

При $f(f_1, f_2, f_3) = \text{const}$ функции $W_j(z)$ имеют вид

$$W_j(z) = - \frac{ib_k}{2\pi} \ln \frac{v_0^{-1} - z}{z} \quad (1.26)$$

В этом случае получаем прифронтную асимптотику для нормального разрыва

$$U^p = \frac{1-2\beta^2 \cos^2 \varphi}{\cos \varphi (1-\gamma \cos \varphi)} D_{2,1}; \quad U^s = \frac{2 \sin \varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{2,2} \quad (1.27)$$

для поперечного разрыва

$$U^p = \frac{2\beta^2 \sin \varphi}{1-\gamma \cos \varphi} D_{1,1}; \quad U^s = \frac{\cos 2\varphi}{\cos \varphi (\beta - \gamma \cos \varphi)} D_{1,2} \quad (1.28)$$

для продольного разрыва

$$U^s = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{3,2} \quad (1.29)$$

В случае разрыва с одним движущимся и одним покоящимся концом граничные условия будут выражены для разрыва с правым движущимся концом

$$\left[\vec{u} \right] = f \left(\frac{r}{t} \right) \quad \text{при } y = 0, \quad 0 < x < v_0 t \quad (1.30)$$

$$\left[\vec{u} \right] = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad x < 0, \quad x > v_0 t$$

для разрыва с левым движущимся концом

$$\left[\vec{u} \right] = f \left(\frac{r}{t} \right) \quad \text{при } y = 0, \quad -v_0 t < x < 0 \quad (1.31)$$

$$\left[\vec{u} \right] = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad x < -v_0 t, \quad x > 0$$

Разрешающие функции $W_j(z)$ при $f(f_1, f_2, f_3) = \text{const}$ будут иметь вид

для правого движущегося конца

$$W_j(z) = -\frac{ib_j}{2\pi} \ln \frac{v_0^{-1} - z}{v_0^{-1}} \quad (1.32)$$

для левого движущегося конца

$$W_j(z) = \frac{ib_j}{2\pi} \ln \frac{v_0^{-1} + z}{v_0^{-1}} \quad (1.33)$$

В данном случае получаем следующую прифронтную асимптотику: нормальный разрыв с правым движущимся концом

$$U^p = \frac{\gamma(1 - 2\beta^2 \cos^2 \varphi)}{1 - \gamma \cos \varphi} D_{2,1}; \quad U^s = \frac{\gamma \sin 2\varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{2,2} \quad (1.34)$$

нормальный разрыв с левым движущимся концом

$$U^p = \frac{\gamma(1 - 2\beta^2 \cos^2 \varphi)}{1 + \gamma \cos \varphi} D_{2,1}; \quad U^s = \frac{\gamma \sin 2\varphi}{\beta + \gamma \cos \varphi} D_{2,2} \quad (1.35)$$

поперечный разрыв с правым движущимся концом

$$U^p = \frac{\beta^2 \gamma \sin 2\varphi}{1 - \gamma \cos \varphi} D_{1,1}; \quad U^s = \frac{\gamma \cos 2\varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{1,2} \quad (1.36)$$

поперечный разрыв с левым движущимся концом

$$U^p = \frac{\beta^2 \gamma \sin 2\varphi}{1 + \gamma \cos \varphi} D_{1,1}; \quad U^s = \frac{\gamma \cos 2\varphi}{\beta + \gamma \cos \varphi} D_{1,2} \quad (1.37)$$

продольный разрыв с правым движущимся концом

$$U^s = \frac{\gamma \sin \varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{3,2}; \quad (1.38)$$

продольный разрыв с левым движущимся концом

$$U^s = \frac{\gamma \sin \varphi}{\beta + \gamma \cos \varphi} D_{3,2}; \quad (1.39)$$

$$D_{j,k} = \frac{b_j m_k}{2\pi}; \quad m_k = \sqrt{n_k^2 - 1}; \quad n_k = \frac{tc_k}{r} \quad (j=1, 2, 3) \\ (k=1, 2)$$

$$\beta = c_2/c_1; \quad \gamma = v_0/c_1$$

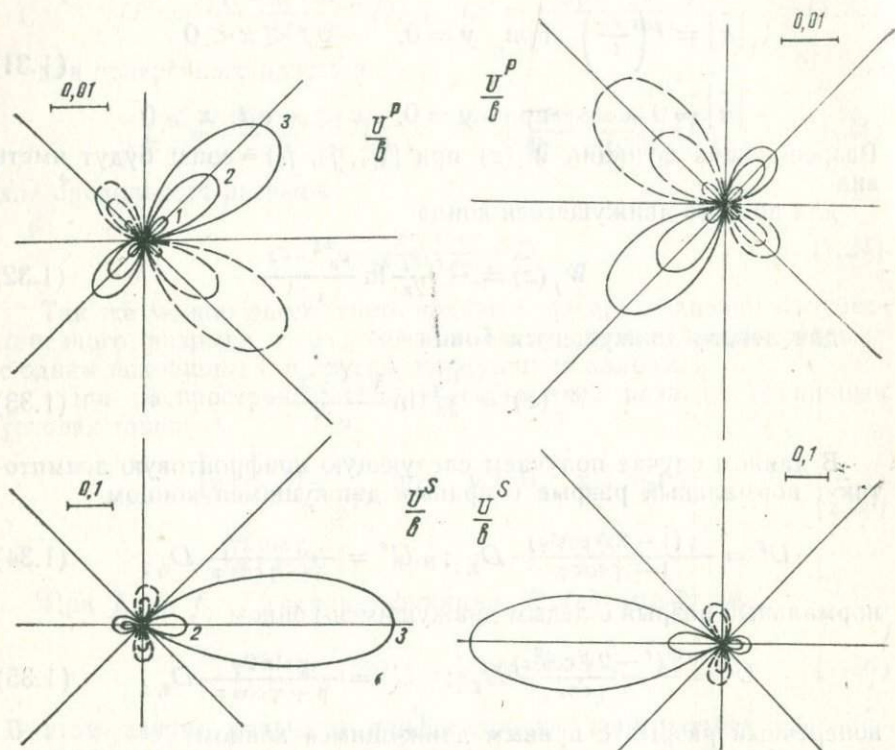


Рис. 1. Диаграммы направленности излучения P-и S-волн для разрыва с правым движущимся концом:

1 - $v_0 = 0,2c_2$; 2 - $v_0 = 0,6c_2$; 3 - $v_0 = 0,9c_2$.

Рис. 2. Диаграммы направленности излучения P-и S-волн для разрыва с левым движущимся концом:

1 - $v_0 = 0,2c_2$; 2 - $v_0 = 0,6c_2$; 3 - $v_0 = 0,9c_2$.

Из приведенных асимптотических решений (таблица) рассмотренных задач следует, что только для конечных кососимметричных разрывов в P - и S -волнах существует по две нодальные плоскости, в которых смещения отсутствуют и при переходе через них смещения изменяют знак. Для P -волн одна из плоскостей совпадает с направлением движения разрывов, а другая перпендикулярна ей и вектору скачка смещений. Для S -волн нодальные плоскости совпадают с биссекторными, расположенными под углом $\pm 45^\circ$ к вектору скачка смещений.

Диаграммы направленности излучения P - и S -волн для распространяющихся конечных кососимметричных разрывов (рис. 1—3) имеют вид четырех лепестков. Каждая точка определена радиус-вектором, модуль которого пропорционален величине смещений, а направление совпадает с направлением, соединяющим начало дислокационного разрыва с точкой наблюдения.

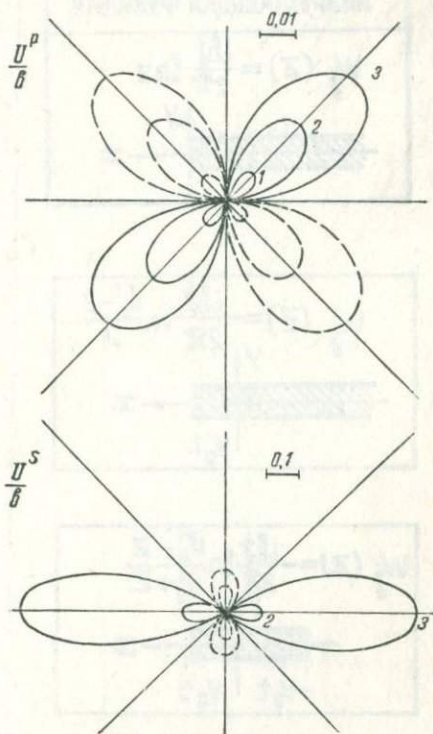


рис. 3. Диаграммы направленности излучения P - и S -волн для разрыва распространяющегося в двух направлениях:

$$1 - v_0 = 0,2c_2; \quad 2 - v_0 = 0,6c_2; \quad 3 - v_0 = 0,9c_2.$$

Максимумы излучения для малых скоростей распространения разрывов в P -волнах направлены вдоль биссекторных линий, а для S -волн вдоль направлений движений разрыва и по нормали к нему. Однако с увеличением скорости распространения разрыва знаменатели в прифронтных асимптотиках начинают играть существенную роль, и поэтому резко проявляется асимметрия направленности излучения относительно плоскости нормальной к разрыву и к вектору скачка смещений в P - и S -волнах, а также асимметрия направленности излучения относительно биссекторных плоскостей в P -волнах. Особенно четко она проявляется в случае разрывов, распространяющихся в одном направлении, когда при приближении скорости движения разрыва к $v_0 = 0,9 c_2$ происходит значительное отклонение максимумов излучения в P -волнах от биссекторного направления к плоскости разрыва. Так при $v_0 = 0,9 c_2$ два наибольших максимума наклонены к плоскости раз-

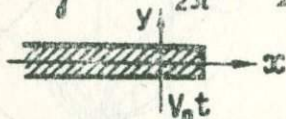
симметричный

РАЗРЕШАЮЩАЯ ФУНКЦИЯ

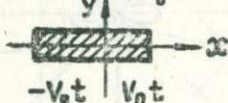
$$W_j(z) = \frac{i\beta_j}{2\pi} \ln z$$



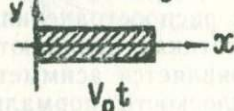
$$W_j(z) = \frac{i\beta_j}{2\pi} \ln \frac{U_0 - z}{z}$$



$$W_j(z) = -\frac{i\beta_j}{2\pi} \ln \frac{U_0^+ - z}{U_0^+ + z}$$



$$W_j(z) = -\frac{i\beta_j}{2\pi} \ln \frac{U_0^+ - z}{U_0^-}$$



$$U^p = \frac{1 - 2\beta^2 \cos^2 \varphi}{\cos \varphi} D_{2,1}$$

$$U^s = 2 \sin \varphi D_{2,2}$$

$$U^p = \frac{1 - 2\beta^2 \cos^2 \varphi}{\cos \varphi (1 - \gamma \cos \varphi)} D_{2,1}$$

$$U^s = \frac{2 \sin \varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{2,2}$$

$$U^p = \frac{2\gamma (1 - 2\beta^2 \cos^2 \varphi)}{1 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{2,1}$$

$$U^s = \frac{2\beta\gamma \sin 2\varphi}{\beta^2 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{2,2}$$

$$U^p = \frac{\gamma (1 - 2\beta^2 \cos^2 \varphi)}{1 - \gamma \cos \varphi} D_{2,1}$$

$$U^s = \frac{\gamma \sin 2\varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{2,2}$$

$$D_{j,k} = \frac{b_j \sqrt{n_k^2 - 1}}{2\pi}$$

кососимметричный

антиплоский

$$U^P = 2\beta^2 \sin \varphi D_{1,1}$$

$$U^S = \frac{\cos 2\varphi}{\cos \varphi} D_{1,2}$$

$$U^P = \frac{2\beta^2 \sin \varphi}{1 - \gamma \cos \varphi} D_{1,1}$$

$$U^S = \frac{\cos 2\varphi}{\cos \varphi (\beta - \gamma \cos \varphi)} D_{1,2}$$

$$U^P = \frac{2\beta^2 \gamma \sin 2\varphi}{1 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{1,1}$$

$$U^S = \frac{2\gamma \beta \cos 2\varphi}{\beta^2 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{1,2}$$

$$U^P = \frac{\beta^2 \gamma \sin 2\varphi}{1 - \gamma \cos \varphi} D_{1,1}$$

$$U^S = \frac{\gamma \cos 2\varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{1,2}$$

$$n_k = \frac{tc_k}{2}; j = 1, 2, 3$$

$$U^S = \operatorname{tg} \varphi D_{3,2}$$

$$U^S = -\frac{\operatorname{tg} \varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{3,2}$$

$$U^S = \frac{2\gamma \beta \sin \varphi}{\beta^2 - \gamma^2 \cos^2 \varphi} D_{3,2}$$

$$U^S = \frac{\gamma \sin \varphi}{\beta - \gamma \cos \varphi} D_{3,2}$$

$$k = 1, 2$$

рыва и направлены вдоль линии, составляющей с осью x угол, равный $\pm 36^\circ$ в случае правого движущегося конца и $\pm 144^\circ$ левого. Два наименьших максимума начинают отклоняться от плоскости разрыва и при $v_0 = 0,9 c_2$ направлены вдоль линий, составляющих с осью x угол $\pm 128^\circ$ для правого движущегося конца и $\pm 52^\circ$ для левого. В S -волнах с приближением скорости распространения разрыва к $v_0 = 0,9 c_2$ отмечается сильное увеличение максимума излучения вдоль направления движения соответствующего конца разрыва, а также смещение максимумов вдоль плоскости нормальной к разрыву в сторону движения соответствующего конца. При $v_0 = 0,9 c_2$ эти максимумы направлены вдоль линий, составляющих с осью x угол, равный $\pm 75^\circ$ для правого движущегося конца и $\pm 105^\circ$ для левого.

В случае разрыва, распространяющегося в двух направлениях, диаграммы направленности излучения в P - и S -волнах также имеют вид четырех лепестков. Все четыре максимума излучения в P -волнах по абсолютной величине равны и с увеличением скорости распространения разрыва смещаются к плоскости разрыва, и при $v_0 = 0,9 c_2$ направлены вдоль линий, составляющих с осью x угол равный $\pm 40^\circ$ и $\pm 140^\circ$. Максимумы излучения в S -волнах направлены вдоль плоскости разрыва и по нормали к нему, а с увеличением скорости движения разрыва резко увеличивается излучение вдоль направления движения разрыва.

Следует отметить, что рассмотренные задачи о распространении конечных поперечных разрывов с постоянной скоростью могут использоваться в качестве первого приближения для моделирования начальной стадии роста динамического разлома в очаговой зоне тектонического землетрясения, так как они обладают направленностью излучения, характерной для наблюдаемой на практике направленности излучения сейсмической энергии при глубоких тектонических землетрясениях. Как показывают расчеты, максимальные значения излучения в S -волнах на порядок больше, чем в P -волнах, поэтому основная часть энергии при больших скоростях будет излучаться вдоль плоскости разрыва, а указанная выше асимметрия направленности излучения дает возможность оценить скорость распространения разрыва, а также может использоваться для однозначного выбора плоскости разрыва.

2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАЗРЫВОВ С ПЕРЕМЕННОЙ СКОРОСТЬЮ

Для построения решений, учитывающих движение разрывов с переменной скоростью, используем решения задач о распространяющихся с постоянной скоростью дислокационных разрывов.

Первоначально построим решение задач, учитывающих остановку дислокационных разрывов в некоторый момент времени $t = t_0$ и выясним принципиальный вид импульсов в P - и S -волнах для распространяющегося и останавливающегося разрыва, а также исследуем его зависимость от скорости распространения разрыва.

Задача 2.1. Пусть в момент времени $t=0$ из начала координат в положительном направлении оси x начинает распространяться поперечный дислокационный разрыв с постоянным скачком смещений, направленным вдоль оси x . Пусть левый конец разрыва закреплен в начале координат, а правый движется с постоянной скоростью v_0 . В момент времени $t=t_0$ происходит остановка разрыва. Определим вид импульса, приносимого в P - и S -волнах на больших расстояниях от начала разрыва.

Поскольку качественный вид P - и S -импульсов будет одинаков, то огра-

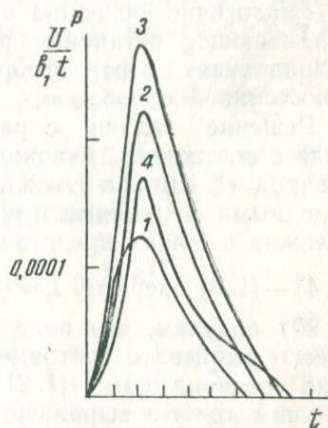
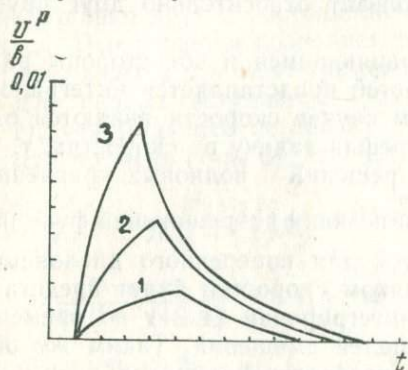


Рис. 4. Зависимость перемещений от времени для распространяющегося и останавливающегося разрыва:

$$1-v_0=0,2c_2; 2-v_0=0,6c_2; 3-v_0=0,9c_2$$

Рис. 5. Зависимость перемещений от времени t для распространяющегося и останавливающегося разрыва с постоянным скачком скоростей:

$$1-\varphi=15^\circ; 2-\varphi=30^\circ; 3-\varphi=45^\circ; 4-\varphi=75^\circ.$$

ничимся рассмотрением P -волн.

Обозначим через $U_1^p(x, y, t, \vec{v}_0, \vec{b}_1)$ решение задачи о разрыве, правый конец которого движется с постоянной скоростью v_0 вдоль оси x , а левый закреплен в начале координат. Это решение строится при помощи разрешающей функции (I.32), а прифронтовые асимптотики его описываются соотношениями (I.36.). Тогда решение $U^p(x, y, t, t_0, \vec{v}_0, \vec{b}_1)$, учитывающее остановку разрыва в момент времени $t=t_0$, примет вид

$$U^p(x, y, t, t_0, \vec{v}_0, \vec{b}_1) = U_1^p(x, y, t, \vec{v}_0, \vec{b}_1) - U_1^p(x - v_0 t_0, y, t - t_0, \vec{v}_0, \vec{b}_1). \quad (2.1)$$

На рис. 4 приведен вид импульсов, описываемых решениями (2.1). При этом скорости распространения продольных и поперечных волн предполагались равными, соответственно $c_1=7,5$ км/сек, $c_2=4,5$ км/сек. Точка наблюдения находилась на расстоянии $r=1000$ км от начала координат на линии, составляющей с осью x угол $\varphi=24^\circ$. Время движения разрыва предполагалось равным $t_0=5$ с. С увеличением скорости движения разрыва амплитуда импульса увеличивается, а длительность его уменьшается (рис. 4). Максимумы импульса соответствуют моменту прихода волн, возникающих при остановке разрыва.

Аналогично решению задачи 2.1, можно построить решение, учитывающее остановку разрыва, распространяющегося в двух направлениях, борта которого скользят относительно друг друга с постоянной скоростью.

Решение задачи о распространяющемся в обе стороны разрыве с постоянным скачком скоростей представляется интегралом Шварца (I.15) при $f_i=b_i t$. В этом случае скорости являются однородными функциями и поэтому решая задачу в скоростях, т. е. положив в общих представлениях решений волновых уравнений

(I.4) — (I.9) оператор $L = \frac{\partial}{\partial t}$, при помощи разрешающей функции

(I.20) получим, что поле скоростей для поперечного дислокационного разрыва с постоянным скачком скоростей будет представлено соотношениями (I.21). Проинтегрировав (I.21) по времени получим точные выражения для полей смещений. Таким же образом строятся решения задач о распространяющихся разрывах с одним покоящимся и одним движущимся концом разрыва, на которых задан постоянный скачок скоростей.

Задача 2.2. Пусть в момент времени $t=0$ в начале координат появляется поперечный дислокационный разрыв с постоянным скачком скоростей $\vec{b}(b_1, 0, 0)$ и начинает распространяться с постоянной скоростью \vec{v}_0 в обе стороны оси x . Пусть борта разрыва

скользят друг относительно друга с постоянной скоростью \vec{b}_1 , вдоль положительного направления оси x , а в момент времени $t=t_0$ происходит остановка бортов и обоих концов разрыва. Тогда решение, учитывающее остановку бортов и обоих концов разрыва, может быть построено так

$$U^{p,s} = U_3^{p,s}(x, y, t, \vec{v}_0, \vec{b}_1) - U_1^{p,s}(x - x_0, y, t - t_0, \vec{v}_0, \vec{b}_1) - \\ - U_2^{p,s}(x + x_0, y, t - t_0, \vec{v}_0, \vec{b}_1) - U_0^{p,s}(x, x_0, y, t - t_0, \vec{b}_1), \quad (2.2)$$

где $U_3^{p,s}$ — решение задачи о распространяющемся с постоянной скоростью \vec{v}_0 в двух направлениях разрыве, борта которого сколь-

зят друг относительно друга с постоянной скоростью \vec{b}_1 ;

$U_1^{p, s}$ — решение задачи о разрыве, правый конец которого движется вдоль оси x с постоянной скоростью v_0 , а борта разрыва скользят друг относительно друга с постоянной скоростью \vec{b}_1 ;

$U_2^{p, s}$ — решение аналогичной задачи, только с движущимся левым концом разрыва;

$U_0^{p, s}$ — решение задачи о мгновенно возникшем поперечном разрыве, симметричного относительно начала координат, и половина длины которого равна $x_0 = v_0 t_0$, а борта разрыва скользят друг относительно друга с постоянной скоростью \vec{b}_1 ; концы разрыва покоятся. Это решение позволяет учесть в решении (2.2) остановку бортов разрыва в момент времени $t = t_0$.

Для первых вступлений Р-волн в точку наблюдения решение (2.2), учитывающее остановку бортов и обоих концов разрыва в момент времени $t = t_0$, будет иметь следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{U^p c_1}{b_1 r} = & \frac{\beta^2 \gamma \sin 2\varphi}{2\pi (1 - \gamma^2 \cos^2 \varphi)} [n \sqrt{n^2 - 1} - \ln(n + \sqrt{n^2 - 1})] - \\ & - \frac{\beta^2 \gamma \sin 2\varphi_1}{4\pi (1 - \gamma \cos \varphi_1)} \frac{r_1}{r} [n_1 \sqrt{n_1^2 - 1} - \ln(n_1 + \sqrt{n_1^2 - 1})] - \\ & - \frac{\beta^2 \gamma \sin 2\varphi_1}{4\pi (1 + \gamma \cos \varphi_1)} \frac{r_2}{r} [n_2 \sqrt{n_2^2 - 1} - \ln(n_2 + \sqrt{n_2^2 - 1})] - \\ & - \sqrt{u_p^2 + v_p^2} \end{aligned} \quad (2.3)$$

где

$$\begin{aligned} u_p = & \frac{\beta^2}{6\pi} \left[\frac{r_1}{r} \sin 2\varphi_1 (n_1^2 - 1)^{3/2} - \frac{r_2}{r} \sin 2\varphi_2 (n_2^2 - 1)^{3/2} \right]; \\ v_p = & \frac{\beta^2}{2\pi} \left\{ \frac{r_1}{r} [n_1 \ln(n_1 + \sqrt{n_1^2 - 1}) - \sqrt{n_1^2 - 1}] - \right. \\ & - \frac{\cos 2\varphi_1}{3} (n_1^2 - 1)^{3/2} - \frac{r_2}{r} [n_2 \ln(n_2 + \sqrt{n_2^2 - 1}) - \sqrt{n_2^2 - 1}] - \\ & \left. - \frac{\cos 2\varphi_2}{3} (n_2^2 - 1)^{3/2} \right\} \end{aligned}$$

$$n = \frac{tc_1}{r}, \quad n_1 = \frac{(t-t_0)c_1}{r_1}, \quad n_2 = \frac{(t-t_0)c_2}{r_2},$$

$$r_1 = r^2 - 2x_0 r \cos \varphi + x_0^2,$$

$$r_2 = r^2 + 2x_0 r \cos \varphi + x_0^2,$$

$$\cos \varphi_1 = \frac{r}{r_1} \left(\cos \varphi - \frac{x_0}{r} \right), \quad \sin \varphi_1 = \frac{r}{r_1} \sin \varphi,$$

$$\cos \varphi_2 = \frac{r}{r_2} \left(\cos \varphi + \frac{x_0}{r} \right), \quad \sin \varphi_2 = \frac{r}{r_2} \sin \varphi.$$

На рис. 5 приведена зависимость перемещений от времени для задачи 2.2, учитывающей остановку бортов и обоих концов разрыва в момент времени $t=t_0$ (рис. 5). Сравнивая рис. 4 и 5 можно заметить, что, в случае задачи 2.1 и в случае задачи 2.2 зависимость перемещений от времени имеет форму, близкую к треугольной, так как существует характерный пикообразный максимум кривой, соответствующий моменту прихода волн, которые возникают при остановке разрыва и его бортов.

Таким образом получаем, что вид импульсов для распространяющихся и останавливающихся разрывов на достаточно больших расстояниях от разрыва имеет форму, близкую к треугольной, а вид функции, описывающий разрыв, несущественным образом влияет на изменение его конфигурации.

Аналогично тому, как при помощи принципа суперпозиции построены решения задачи 2.1 и задачи 2.2 построим решение задачи о многократно распространяющейся и останавливающейся площадке скольжения. Такие же задачи о скачкообразном распространении дислокационных разрывов круговой формы были рассмотрены ранее [2], [3].

Задача 2.3. Пусть в момент времени $t=0$ из начала координат в положительном направлении оси x начинает распространяться поперечный дислокационный разрыв с постоянным скачком смещений, правый конец которого движется с постоянной скоростью \vec{v}_0 вдоль оси x . В некоторый момент времени $t=t_0$ движущийся конец разрыва останавливается, а в момент времени $t=t_1$ движение конца возобновляется в том же направлении с некоторой постоянной скоростью \vec{v}_1 и продолжается до момента времени $t=t_2$. В момент времени $t=t_2$ происходит вторая остановка движущегося конца разрыва. Затем в каждый момент времени $t=t_{2k-3}$ движение конца разрыва будет возобновляться с некоторой постоянной скоростью \vec{v}_{k-1} , а в момент времени $t=t_{2k-2}$ движение будет прекращаться. Тогда решение, учитывающее n -кратное скачкообразное движение разрыва с некоторыми кусочно-постоянными скоростями, может быть построено следующим образом:

$$U^p = U_1^p(x, y, t, \vec{v}_0, \vec{b}_1) - \sum_{k=1}^n U_1^p(x - x_{k-1}, y, t - t_{2k-2}, \vec{b}_1, \vec{v}_{k-1}) + \sum_{k=2}^n U_1^p(x - x_{k-2}, y, t - t_{2k-3}, \vec{b}_1, \vec{v}_{k-1}), \quad (2.4)$$

где

$$x_k = v_0 t_0 + \sum_{l=1}^k v_l (t_{2l} - t_{2l-1}).$$

Для первых вступлений P -волн в точку наблюдения решение (2.4), учитывающее n -кратные остановки конца разрыва, примет вид

$$U^p = \frac{b_1 c_2^2 v_0 \sin 2\varphi}{2\pi c_1^2 (c_1 - v_0 \cos \varphi)} \sqrt{\frac{t c_1^2}{r^2} - 1} - \\ - \frac{b_1 c_2^2 r}{2\pi c_1^2} \sum_{k=0}^{n-1} \frac{v_k (r \sin 2\varphi - 2x_{k+1} \sin \varphi)}{r_{k+1} [c_1 r_{k+1} - v_k (r \cos \varphi - x_{k+1})]} \sqrt{\frac{(t - t_{2k})^2 c_1^2}{r_{k+1}^2} - 1} + \\ + \frac{b_1 c_2^2 r}{2\pi c_1^2} \sum_{k=1}^{n-1} \frac{v_k (r \sin 2\varphi - 2x_k \sin \varphi)}{r_k [c_1 r_k - v_k (r \cos \varphi - x_k)]} \sqrt{\frac{(t - t_{2k-1})^2 c_1^2}{r_k^2} - 1}, \quad (2.5)$$

где

$$r_k^2 = r^2 - 2rx_k \cos \varphi + x_k^2.$$

На рис. 6 приведена кривая, описывающая зависимость перемещений в P -волнах от времени t , для случая, когда при движении разрыва произошло шесть остановок движущегося конца разрыва. При этом значения физических параметров предполагались следующими: $c_1 = 7,5$ км/с, $c_2 = 4,5$ км/с, $r = 1000$ км, $v_0 = 0,9c_2$, $v_1 = 0,8c_2$, $v_2 = 0,7c_2$, $v_3 = 0,6c_2$, $v_4 = 0,5c_2$, $v_5 = 0,9c_2$, $t_0 = 3$ с, $t_1 = 4$ с, $t_2 = 7$ с, $t_3 = 8$ с, $t_4 = 10$ с, $t_5 = 11$ с, $t_6 = 12$ с, $t_7 = 12,5$ с, $t_8 = 13$ с, $t_9 = 13,5$ с, $t_{10} = 14$ с.

Максимумы кривой (рис. 6) соответствуют моментам приходов волн, возникающих при остановках движущегося конца разрыва, а минимумы — моментам приходов волн, возникающих при возобновлении движения конца дислокационного разрыва. Таким образом, прерывистое скачкообразное движение конца сдвигового разрыва, т. е. когда скорость распространения конца разрыва для некоторых интервалов времени обращается в нуль, дает характерную пикообразную теоретическую сейсмограмму постоянного знака.

Если в решение (2.4) положить интервалы времени, на которых скорость распространения конца разрыва равна нулю, т. е. $t_{2k-3} = t_{2k-2}$, то получится решение задачи о распространении разрыва с кусочно-постоянной скоростью и если в получившемся решении взять интервалы времени, на которых скорости постоянны, достаточно малыми, а число интервалов достаточно большим, то получится решение задачи о распространяющемся с переменной скоростью дислокационном разрыве. Таким образом, решение задачи о распространении дислокационного разрыва с переменной скоростью получается из выражения (2.4) путем предельного перехода при $n \rightarrow \infty$, $t_{k+1} - t_k \rightarrow 0$, $v_{k+1} - v_k \rightarrow 0$.

Построение решения, учитывающего остановку бортов разрыва для многократно распространяющейся площадки скольжения с постоянным скачком скоростей, не имеет принципиальных трудностей и может быть построено аналогично решениям задач 2.1, 2.2, 2.3. Так как принципиальный вид импульсов для задач 2.1 и 2.2 одинаков, можно сделать вывод о том, что теоретическая сейсмограмма для скачкообразно распространяющегося разрыва с постоянным скачком скоростей будет иметь форму ана-

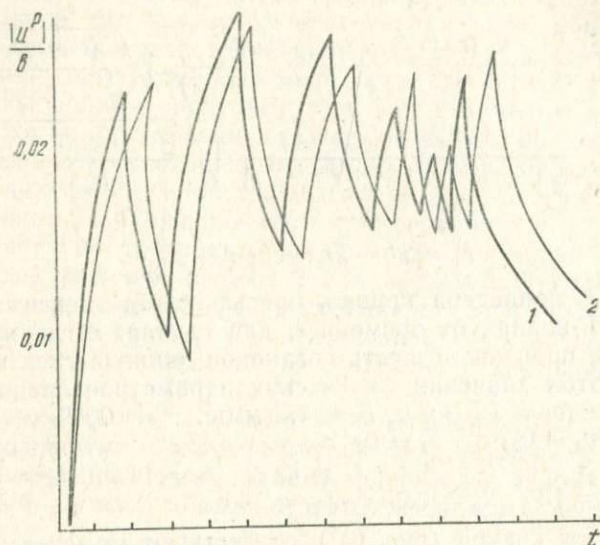


Рис. 6. Зависимость перемещений от времени в P -волнах для скачкообразно распространяющегося разрыва; случай, когда при движении произошло шесть остановок движущегося конца разрыва:

1— $\varphi=40^\circ$; 2— $\varphi=47^\circ$.

логичную теоретической сейсмограмме, изображенной на рис. 6.

Таким образом, вид теоретической сейсмограммы, т. е. кривая, описывающая зависимость перемещений от времени, определяется функцией скорости распространения концов дислокационных разрывов. Очевидно, в случае плавного изменения функции скорости зависимость перемещений в P - и S -волнах будет описываться плавно изменяющейся кривой и только при наличии промежутков времени, на которых скорость распространения разрыва равна нулю, возможен характерный пикообразный тип теоретических сейсмограмм постоянного знака (рис. 6).

Если моделировать процесс глубокого тектонического землетрясения в виде многократно распространяющейся и останавливающейся плоской площадки скольжения, то можно добиться определенного соответствия между теоретическими и наблюдаемыми сейсмограммами, которое заключается в том, что для

скачкообразного распространения разрыва скольжения вдоль одного направления можно получить теоретические сейсмограммы, подобные кривой, изображенной на рис. 6, однако невозможно будет получить теоретические сейсмограммы со знакопеременным цугом импульсов. Эти соображения ставят под сомнение правильность результатов, полученных в работе [7].

3. КРИВОЛИНЕЙНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДИСЛОКАЦИОННЫХ РАЗРЫВОВ

Скачкообразное движение поперечного дислокационного разрыва вдоль прямой линии дает характерную пикообразную кривую одного знака. Однако основная особенность большинства наблюдаемых сейсмограмм — знакопеременный цуг импульсов, который с позиций прямолинейного движения сдвиговых разрывов в однородной, изотропной, упругой среде объяснить невозможно (при отсутствии возвратных движений в очаговой зоне землетрясений). Поэтому, используя полученные выше решения, на примере дислокационного разрыва с постоянным скачком смещений в случае прерывного криволинейного движения конечного поперечного разрыва можно получить теоретические сейсмограммы со знакопеременным цугом импульсов. В работе [5] показана принципиальная возможность изменения направления движения дислокационного разрыва, при условии, что скорость движения разрыва будет превышать некоторую критическую скорость $v_{кр}$, значение которой для различных коэффициентов Пуассона ν лежит в пределах $0,4 \div 0,6 c_2$. Выясним принципиальный вид импульса, вызываемого на больших расстояниях от искривляющегося в процессе распространения разрыва.

Рассмотрим механизм движения, когда в результате распространения разрыва произошло одно изменение направления движения [4], [6].

Задача 3.1. Пусть в момент времени $t=0$ из начала координат вдоль положительного направления оси x начинает распространяться с постоянной скоростью v_0 конечный поперечный дислокационный разрыв. В момент времени $t=t_0$ изменяется направление разрыва, т. е. разрыв прекращает двигаться вдоль положительного направления оси x , а распространяется вдоль линии, составляющей с осью x угол α . Пусть в момент времени $t=t_1$ движение разрыва прекращается. Тогда решение, учитывающее искривление разрыва в момент времени $t=t_0$ можно записать в виде

$$U_{искр}^p = U^p(x, y, t, t_0, \vec{v}_0, \vec{b}_1) + U^p(x', y', t-t_0, t_1, \vec{v}_0, \vec{b}_1), \quad (3.1)$$

где

$$\begin{aligned} x' &= (x - x_0) \cos \alpha + y \sin \alpha, \\ y' &= -(x - x_0) \sin \alpha + y \cos \alpha, \quad x_0 = v_0 t_0 \end{aligned}$$

U^p — решение задачи о распространяющемся и останавливающемся разрыве, т. е. решение (2.1).

Предположим, что точка наблюдения A , в которой происходит регистрация P -импульса, находится на достаточно больших расстояниях от конца разрыва и расположена на линии, составляющей угол $\frac{\alpha}{2}$ с осью x , для определенности будем считать, что $0 < \alpha < \frac{\pi}{2}$. Тогда первоначально в точку A будет приходиться положительный импульс (рис. 1—3), обусловленный первым слагаемым в правой части (3.1), а после того, как произойдет искривление разрыва, в точку A начнут поступать импульсы, обусловленные вторым слагаемым, находящимся в правой части (3.1), которые будут противоположного знака, так как диаграмма направленности излучения повернется вместе с разрывом на угол α . Таким образом, в случае искривляющегося в процессе движения конечного поперечного разрыва получается характерный знакопеременный цуг импульсов.

Аналогично решению (3.1), можно построить решение, учитывающее многократные искривления разрыва в процессе движения [2], [6].

Задача 3.2. Пусть в момент времени $t=t_0$ из точки x_0, y_0 вдоль линии, составляющей с осью x угол α_0 , распространяется поперечный дислокационный разрыв с постоянным скачком смещений, правый конец которого движется с постоянной скоростью v_0 , а левый покоится. В некоторый момент времени $t=t_1$ движущийся конец разрыва останавливается, а в момент времени $t=t_2$ движение конца возобновляется вдоль линии, составляющей угол α_1 с осью x с некоторой постоянной скоростью v_1 и продолжается до момента времени $t=t_3$. В момент времени $t=t_3$ происходит вторая остановка конца разрыва. Затем в каждый момент времени $t=t_{2k}$ движение конца разрыва возобновляется вдоль линии, составляющей угол α_k с осью x , с некоторой постоянной скоростью v_k , а в момент времени $t=t_{2k+1}$ движение будет прекращаться. Тогда решение, учитывающее n -кратное искривление разрыва в процессе движения, для первых вступлений P -волн в точку наблюдения строится следующим образом:

$$U^p = \frac{b_k \beta^2}{\pi} \left\{ \sum_{k=0}^{n-1} \frac{\gamma_{k+1} \cos \varphi_{2k} \sin \varphi_{2k}}{1 - \gamma_{k+1} \cos \varphi_{2k}} \sqrt{\frac{(t-t_{2k})^2 c_1^2}{r_{2k}^2} - 1} - \sum_{k=0}^{n-1} \frac{\gamma_{k+1} \cos \varphi_{2k+1} \sin \varphi_{2k+1}}{1 - \gamma_{k+1} \cos \varphi_{2k+1}} \sqrt{\frac{(t-t_{2k+1})^2 c_1^2}{r_{2k+1}^2} - 1} \right\} \quad (3.2)$$

где

$$\begin{aligned} \cos \varphi_k &= \frac{\bar{x}_k}{r_k}, \quad \sin \varphi_k = \frac{\bar{y}_k}{r_k}, \quad r_k = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2} \\ \bar{x}_{2k} &= (x - x_k) \cos \alpha_k + (y - y_k) \sin \alpha_k \\ \bar{y}_{2k} &= -(x - x_k) \sin \alpha_k + (y - y_k) \cos \alpha_k \\ \bar{x}_{2k-1} &= (x - x_k) \cos \alpha_{k-1} + (y - y_k) \sin \alpha_{k-1} \\ \bar{y}_{2k-1} &= -(x - x_k) \sin \alpha_{k-1} + (y - y_k) \cos \alpha_{k-1} \\ x_k &= x_0 + \sum_{l=1}^k v_l (t_{2l-1} - t_{2l-2}) \cos \alpha_{l-1} \\ y_k &= y_0 + \sum_{l=1}^k v_l (t_{2l-1} - t_{2l-2}) \sin \alpha_{l-1}. \end{aligned}$$

Приведена зависимость перемещений от времени для случая, когда при движении произошло пять искривлений движущегося конца дислокационного разрыва (рис. 7). Значения физических параметров предполагались такими же, как в задаче 2.2, а направления движения конца следующими: $\alpha_0 = 10^\circ$, $\alpha_1 = 70^\circ$, $\alpha_2 = 20^\circ$, $\alpha_3 = 60^\circ$, $\alpha_4 = 15^\circ$, $\alpha_5 = 65^\circ$.

Из рис. 7 видно, что зависимость перемещений от времени имеет вид кривой, состоящей из нескольких знакопеременных цугов, причем каждому цугу на теоретической сейсмограмме отвечает один скачок во времени и один прямолинейный участок разрыва. Поэтому при моделировании динамического процесса вспарывания происходящего в очаговой зоне тектонического землетрясения естественнее всего предположить, что весь процесс вспарывания в очаге землетрясения происходит прерывистым образом вдоль некоторого магистрального направления, совпадающего по всей видимости с плоскостью действия максимальных касательных напряжений в среде, однако в процессе движения разрыв вдоль этого магистрального направления распространяется криволинейно, отклоняясь от него то в одну, то в другую стороны. Такое ступенькообразное движение разрыва вдоль основного магистрального направления дает характерные знакопеременные теоретические сейсмограммы, наиболее близко напоминающие наблюдаемые.

Следует заметить, что для случая произвольного распространения дислокационного разрыва с переменной скоростью вдоль криволинейной траектории решение задачи может быть получено из решения (3.2) путем предельного перехода при $n \rightarrow \infty$, $t_{k+1} - t_k \rightarrow 0$, $v_{k+1} - v_k \rightarrow 0$, $\alpha_{k+1} - \alpha_k \rightarrow 0$.

Аналогичные задачи при силовом рассмотрении, т. е. при задании законов взаимодействия противоположных берегов разры-

ва (при динамическом описании разрывов), недоступны для эффективного исследования.

В результате исследований прифронтных асимптотик для обобщенного дислокационного разрыва выявлено, что только в случае конечного поперечного разрыва направленность излучения сейсмической энергии в продольных и поперечных волнах совпадает с наблюдаемой.

Исследование зависимости перемещений от времени для распространяющегося и останавливающегося поперечного разрыва

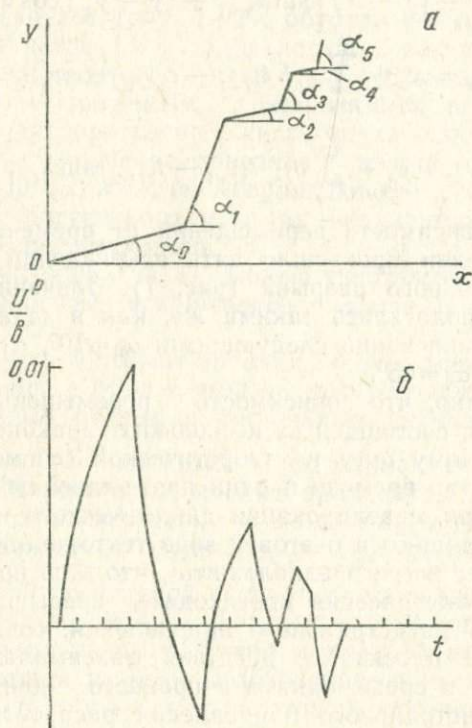


Рис. 7. Зависимость перемещений от времени для криволинейно распространяющегося разрыва; случай, когда при движении произошло шесть поворотов движущегося конца разрыва, $\varphi=40^\circ$.

показало, что вид функции, описывающий дислокационный разрыв, несущественным образом влияет на форму импульса, которая на больших расстояниях от разрыва имеет форму, близкую к треугольной.

Исследована зависимость формы теоретических сейсмограмм от скорости распространения разрыва, при этом получено; что в случае плавного изменения функции скорости распространения разрыва (непрерывное вспарывание) зависимость перемещений от времени будет описываться плавно изменяющейся кривой и толь-

ко в промежутках времени, на которых скорость движения разрыва равна нулю (прерывное вспарывание), возможен пикообразный вид импульсов, характерный для наблюдаемых сейсмограмм.

Показано, что с позиций прямолинейного распространения дислокационного разрыва невозможно объяснить знакопеременный цуг импульсов, характерный для наблюдаемых сейсмограмм, и что только в случае криволинейного движения конечного поперечного разрыва (в однородной изотропной упругой среде, без обратных движений по разрыву) вдоль некоторого магистрального направления удастся построить теоретические кривые, обладающие знакопеременным цугом импульсов, а тем самым добиться наиболее близкого соответствия между наблюдаемыми и теоретически вычисленными сейсмограммами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Е. Ф., Черепанов Г. П. Некоторые динамические проблемы теории упругости. Прикладная математика и механика, 1973, т. 37, вып. 4.
2. Быковцев А. С. Некоторые задачи динамической теории дислокационных разрывов и их сейсмологическое применение. Дис. кан. ф.-м. н., М., 1979.
3. Быковцев А. С. Поле перемещений, создаваемое многократно распространяющейся и останавливающейся площадкой скольжения. В сб. «Механика деформируемых сред», Куйбышев, вып. 3, 1978.
4. Быковцев А. С. О повторных толчках с обратными знаками первых вступлений сейсмических волн. ДАН УзССР, 1982, № 9.
5. Быковцев А. С., Черепанов Г. П. О предельной скорости прямолинейного распространения сдвигового дислокационного разрыва. ДАН УзССР, 1980, № 3.
6. Быковцев А. С., Черепанов Г. П. О моделировании очага землетрясения. Прикладная математика и механика, т. 44, вып. 3, 1980.
7. Введенская А. В. Скорость вспарывания в очаге землетрясения и форма сейсмограмм объемных волн. «Изв. АН СССР». Физика Земли, 1976, № 8.
8. Костров Б. В. Автомодельные задачи о распространении трещин касательного разрыва. Прикладная математика и механика, т. 28, вып. 5, 1964.
9. Лаврентьев М. А., Шабат Б. В. Методы теории функций комплексного переменного. М., 1958.

СОДЕРЖАНИЕ

В. И. Уломов. Тектоника литосферных плит и сейсмогеодинамика.	3
М. Г. Фленова. Пространственно-временная характеристика параметров сейсмического режима Средней Азии.	25
Л. М. Плотникова, В. И. Уломов, В. И. Махмудова. Влияние Чарвакского водохранилища на параметры сейсмического режима.	31
Е. М. Бутовская, Н. С. Меметова. Изучение сейсмического эффекта взрывов при строительстве гидротехнических сооружений (на примере основания Андijanской плотины).	43
Л. М. Плотникова, О. В. Карнаухова, Б. С. Нуртаев. Кинематические и динамические особенности колебаний Чарвакской плотины и ее амплитудно-частотная характеристика по записям промышленных взрывов.	54
Н. С. Меметова. Изменение динамических параметров пород под влиянием долговременно действующих нагрузок при строительстве гидротехнических сооружений.	66
Ю. К. Чернов. Характер записи смещений грунта при повторных толчках Газлийских землетрясений 1976 г.	70
Л. М. Плотникова, М. Г. Фленова. Особенности подготовки и проявления сильных землетрясений Узбекистана.	79
В. И. Уломов. Синтетические прогностические кривые для выявления предвестников землетрясений.	87
Т. У. Артиков, Л. А. Хамидов. Информативность и эффективность поиска предвестников землетрясений.	92
В. Н. Яковлев, И. Б. Яковлева. Аномалии наклонов земной поверхности перед некоторыми сильными землетрясениями.	97
Г. П. Барабохина. Количественные исследования параметров наклона в связи с выявлением предвестников землетрясений.	105
В. Г. Катренко. Статистические характеристики сейсмического шума на выносных пунктах Ташкентской автоматизированной группы.	113
Е. И. Соколова. Способ экспериментальной оценки эффективности телеметрических сейсмических станций.	119
М. В. Соколов, И. Х. Шаймарданов. Невязки продольных волн к Приташкентскому годографу по афтершокам Назарбекского землетрясения.	125
М. С. Якубов, Ю. А. Рассадин. Устройство автоматического отключения и подключения регистрирующего устройства к каналам сейсмотелеметрии.	131
В. Д. Овсянников, В. Н. Яковлев. Неисправность вида «несимметричные импульсы» в наклономерной станции конструкции А. Е. Островского.	134
И. Б. Яковлева, В. Р. Бейерле. Скоростной разрез земной коры в районе эпицентральной зоны Газлийских землетрясений 1976 г.	138

В. А. Пак, В. В. Пак. Сейсмогенные процессы новейшего горообразования.	144
Д. Б. Джамалов, В. Б. Сираджитдинов. Опыт построения схемы объемной сейсмической активности по слоям земной коры (на примере Ферганской впадины и ее горного обрамления)	155
Е. М. Безродный. Интерпретация азимутальных распределений периодов сейсмических волн для очагов землетрясений с разными механизмами.	164
А. С. Быковцев. О волновых полях, создаваемых распространяющимися дислокационными разрывами.	171

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ

*Утверждено к печати
Ученым советом Института сейсмологии
и Отделением наук о Земле АН УзССР*

Редактор *Л. М. Мазурина*
Технический редактор *Г. Ю. Чурина*
Корректор *Т. В. Кормушина*

ИБ № 2348

Сдано в набор 11.07.83. Подписано к печати 20.09.83. Ф05731. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 12,5. Уч. изд. л. 12,3. Тираж 1000. Заказ 163. Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Фан» УзССР, Ташкент, 700047, ул. Гоголя, 70.
Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

УДК 550.348.098.64+551.242.11

В. И. Уломов. Тектоника литосферных плит и сейсмогеодинамика. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Рис. — 5. Библ.—20 назв.

С позиций новой глобальной тектоники и новых представлений о единстве динамического развития разномасштабных сейсмогеодинамических процессов и явлений формируется системный подход к развитию нового научного направления в сейсмологии — сейсмогеодинамики. Обсуждаются проблемы создания сейсмогеодинамической кибернетической модели, способной функционировать в глобальном, региональном и локальном масштабах. Рассматривается глобальная геодинамическая модель, в которой пластические течения мантийного вещества и движения литосферных плит обусловлены различием в угловой скорости вращения ядра Земли и планеты в целом.

УДК 550.340.1

М. Г. Флёнова. Пространственно-временная характеристика параметров сейсмического режима Средней Азии. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983, Табл. — 1. Рис.—2. Библ.—5 назв.

Степень сейсмической опасности сейсмоактивной территории связана в основном с особенностями геодинамики. Приводятся некоторые результаты исследований особенностей сейсмического режима и его изменения в пространстве и во времени.

УДК 550.348.42

Л. М. Плотникова, В. И. Уломов, В. И. Махмудова. Влияние Чарвакского водохранилища на параметры сейсмического режима. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Рис. — 4. Библ.—6 назв.

Дается характеристика сейсмического режима района расположения Чарвакского водохранилища до заполнения и в период эксплуатаций водохранилища.

Исследуется влияние водохранилища на изменение сейсмической активности района. Полученные данные свидетельствуют об изменении свойств среды в связи с созданием в районе крупного водохранилища.

УДК 550.348.425

Е. М. Бутовская, Н. С. Меметова. Изучение сейсмического эффекта взрывов при строительстве гидротехнических сооружений (на примере основания Андijanской плотины). «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Табл.—1, Рис.—4. Библ. — 7 назв.

Рассматриваются вопросы зависимости динамических характеристик колебаний от параметров и условий взрывания на площадке строительства Андijanского водохранилища. Определены условия снижения сейсмического эффекта взрывов с целью обеспечения сохранности пород основания плотины и контроля над соблюдением условий взрывания на объекте.

УДК (550.34.05:550.348) 627.8

Л. М. Плотникова, О. В. Карнаухова, Б. С. Нуртаев. Кинема-

тические и динамические особенности колебания Чарвакской плотины и ее амплитудно-частотная характеристика по записям промышленных взрывов. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Табл. — 5. Рис. — 4, Библ. — 4 назв.

Автоматизированная система сейсмометрических наблюдений на плотине Чарвакской ГЭС позволила по записям промышленных взрывов исследовать особенности формирования волнового поля в теле сооружения и рассчитать значения собственных частот колебаний.

УДК 624.131.41:627.8

Н. С. Меметова. Изменение динамических параметров пород под влиянием долговременно действующих нагрузок при строительстве гидротехнических сооружений. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Рис.—2. Библ.—1 назв.

Показаны изменения зависимости динамических характеристик колебаний от параметров взрывов и частотных особенностей среды во времени под влиянием многократного взрывания.

УДК 550.344.094.2

Ю. К. Чернов. Характер записей смещений грунта при повторных толчках Газлийских землетрясений 1976 г. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Рис.—5. Библ.—15 назв.

Для объективного описания формы записи смещений предложено использовать количественный критерий — отношение относительной длительности записи к периоду максимального смещения (t/T).

Показана зависимость формы записи смещений от энергии (магнитуды) землетрясения, гипоцентрального расстояния и угла подхода сейсмических волн. Дано физическое объяснение зависимостей.

УДК 550.34.06

Л. М. Плотникова, М. Г. Фленова. Особенности подготовки и проявления сильных землетрясений Узбекистана. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Табл.—4. Библ.—15 назв.

Выбрана система параметров, характеризующая особенности подготовки и разрядки напряжений при сильных землетрясениях в условиях сейсмоактивных структур Приташкентского района, Западного Узбекистана, Ферганской долины и ее горного обрамления.

УДК 550.341

В. И. Уломов. Синтетические прогностические кривые для выявления предвестников землетрясений. «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Рис.—2. Библ.—6 назв.

Предлагается метод построения синтетических прогностических кривых (СПК), совместный анализ которых с экспериментально полученными кривыми позволяет повысить информативность и достоверность среднесрочного и краткосрочного прогнозирования времени, места и величины землетрясений.

Т. У. Артиков, Л. А. Хамидов. **Информативность и эффективность поиска предвестников землетрясений.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Табл.—2. Рис.—1. Библ.—2 назв.

Приведен анализ информативности ряда предвестников на основе результатов прогноза афтершоков Назарбекского землетрясения. Исследуются эффективность поиска предвестников и их устойчивость. Дана оценка полезности того или иного предвестника отдельно, что позволило выявить наиболее существенные предвестники. В основе исследований заложена методика, разработанная в ИФЗ АН СССР.

УДК 550.343

В. Н. Яковлев, И. Б. Яковлева. **Аномалии наклонов земной поверхности перед некоторыми сильными землетрясениями.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Рис. — 4 Библ. — 2 назв.

Характеризуются аномальные наклоны как предвестники сильных землетрясений. Рассматриваются долговременные и кратковременные предвестники-наклоны. Даны рекомендации относительно формирования сети наблюдений за предвестниками.

УДК 550.343.6. (575.1)

Г. П. Барабохина. **Количественные исследования параметров наклона в связи с выявлением предвестников землетрясений.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Табл. — 1. Рис. — 4. Библ. — 4 назв.

По материалам наблюдений наклономерной станции «Ташкент» за январь 1970 г. — сентябрь 1981 г. определены средне-долговременные значения параметров наклона: азимута, результирующего вектора скорости наклона и величин наклона по составляющим, т. е. количественно определен «нормальный» фон этих параметров.

Отклонения параметров от «нормального» фона в благоприятные весенне-зимние периоды наблюдений рассматриваются в сопоставлении с сейсмическими событиями, происшедшими в радиусе действия наклономера.

Приведена номограмма для определения азимута результирующего вектора скорости наклона.

УДК 550.340

В. Г. Катренко. **Статистические характеристики сейсмического шума на выносных пунктах Ташкентской автоматизированной группы.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. 1983. Рис. — 4. Библ. — 3 назв.

Описана методика цифровой обработки сейсмических сигналов. Приведены результаты эксперимента и статистические характеристики сейсмического шума.

УДК 550.34

Е. И. Соколова. **Способ экспериментальной оценки эффективности телеметрических сейсмических станций.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. 1983. Рис.—3. Библ.—3 назв.

Приводится методика оценки энергетической представительности группы телеметрических станций на основе определения энергетической чувствительности отдельной станции по параметрам R_{\max} и γ и построения семейства функций энергетической чувствительности.

УДК 550.341.4

М. В. Соколов, И. Х. Шаймарданов. **Невязки продольных волн к Приташкентскому годографу по афтершокам Назарбекского землетрясения.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Табл. — 1. Рис. 3. Библ. — 4 назв.

Приведены результаты исследования невязок продольных волн по данным сети сейсмотелеметрических станций Ташкентского геодинамического полигона. Даны оценка влияния систематических ошибок годографа на определение параметров гипоцентров афтершоков и результаты исследования временных вариаций невязок перед сильным афтершоком.

УДК 550.834;621.398

М. С. Якубов, Ю. А. Рассадин. **Устройство автоматического отключения и подключения регистрирующего устройства к каналам сейсмотелеметрии.** Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Рис. — 2. Библ. — 2 назв.

Описывается устройство, которое позволяет без потери полезной информации отключать и подключать сейсмотелеметрические регистрирующие устройства в период, когда на выносных станциях отсутствует электроэнергия, что позволяет регистрировать полезную информацию на чистом фоне, облегчая работу обработчика.

Приводится структурное описание датчика балльности, обеспечивающего измерение и автоматизированную экспресс-обработку сейсмической информации с выдачей результатов на цифровое табло.

УДК 525.622

В. Д. Овсянников, В. Н. Яковлев. **Неисправность вида «несимметричные импульсы» в наклономерной станции конструкции А. Е. Островского.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. 1983. Библ.— 1 назв. Рис.— 2.

При длительной эксплуатации наклономерной станции конструкции А. Е. Островского появляется искажение формы контрольных импульсов. Причина неисправности, как оказалось, ухудшение качества изоляторов в электрических цепях регистрира в результате длительного воздействия влажной атмосферы. Нормальная работоспособность станций восстанавливается после устранения утечек тока через изоляторы.

УДК 550.34(575.1)

И. Б. Яковлева, В. Р. Бейерле. **Скоростной разрез земной коры в районе эпицентральной зоны Газлийских землетрясений 1976 г.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Табл. — 1. Рис. — 3.

На основе данных о координатах и глубинах очагов афтершоков Газлийского землетрясения, определенных по способу Вадати, уточнен скоростной разрез земной коры эпицентральной зоны Газлийских землетрясений 1976 г.

УДК 550.34:551.248.1 (235.211+235.216)

В. А. Пак, В. В. Пак. **Сейсмогенные процессы новейшего горообразования.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Рис. — 3, Библ.— 26 назв.

Разработана схема процесса новейшего горообразования Памира и Тянь-Шаня. Высказаны некоторые представления о связи сейсмических явлений с горообразовательными процессами. Основными сейсмогенными структурами выступают зоны молодых глубинных разломов и их пересечений. Отмечается большое влияние на сейсмичность экзогенных факторов и связанного с ними нарушений изостатического состояния.

УДК 550.343.4 (235.216)

Д. Б. Джамалов, В. Б. Оираджитдинов. **Опыт построения схем объемной сейсмической активности по слоям земной коры (на примере Ферганской впадины и ее горного обрамления).** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Рис. 3. Библ.—2 назв.

Распределение сейсмоактивности по слоям земной коры позволяет сделать некоторые предварительные выводы о степени интенсивности сейсмоактивности разных подслоев и блоков, о миграции высокосейсмичных участков.

Для построения схемы использовались данные землетрясений с энергетическим классом $K \leq 13$.

УДК 550.348.

Е. М. Безродный. **Интерпретация азимутальных распределений периодов сейсмических волн для очагов землетрясений с разными механизмами.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Табл.—1, Рис.—4, Библ. — 12 назв.

Рассмотрены азимутальные распределения периодов максимальных фаз волн Релея, продольных волн и первых вступлений продольных волн для 8 землетрясений Средней Азии с $M=5,0-7,2$. Сопоставление с другими определениями показало, что для сдвиговой подвижки азимут горизонтальной составляющей вектора скорости вспарывания разрыва согласуется с простиранием одной из нодальных плоскостей, а величина совпадает со скоростью вспарывания. Обсуждаются возможности разных типов волн для анализа процесса вспарывания разрыва в очаге землетрясения.

УДК 550.348+539.375

А. С. Быковцев. **О волновых полях, создаваемых распространяющимися дислокационными разрывами.** «Экспериментальная сейсмология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983. Табл. — 1. Рис. — 7, Библ.— 9 назв.

Получены точные решения плоских задач о распространяющихся с переменной скоростью вдоль криволинейной траектории дислокационных разрывах, исследована зависимость формы теоретических сейсмограмм от скорости движения разрывов, от вида функции, описывающей разрыв, и от траектории движения. Использован метод функционально-инвариантных решений Смирнова-Соболева и принцип суперпозиции.

4000