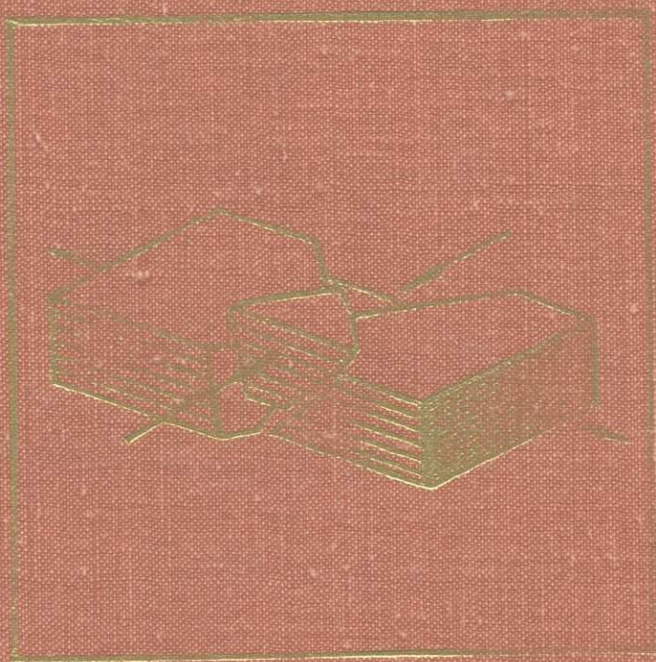


СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ

3072

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ-1979



Сборник посвящен вопросам методики и техники сейсмологических наблюдений и экспериментальным сейсмологическим исследованиям в Узбекистане. Рассматриваются проблемы автоматизации систем сейсмометрических и других геофизических наблюдений. Описываются новые вспомогательные сейсмометрические устройства. Приводятся результаты экспериментальных исследований кинематических и динамических параметров очагов землетрясений, сейсмического режима, сейсотектоники и сейсмической опасности территории Узбекистана. В отдельных статьях затрагивается проблема поисков предвестников землетрясений.

Книга представляет интерес для работников сейсмических служб и геофизического приборостроения, специалистов в области сейсмологии, сейсмогеологии и геофизики.

Ответственные редакторы
кандидаты физ.-мат. наук
В. Г. КАТРЕНКО, И. Б. ЯКОВЛЕВА

В. И. Уломов

**ДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА****Газлийские землетрясения и сейсмическое районирование**

Существующая карта сейсмического районирования территории Западного Узбекистана не соответствует реальным природным условиям, на что неоднократно указывалось автором [1—4]. В 1966 г. на основании анализа сейсмичности и современных движений земной коры было впервые сообщено о ближайшей сейсмической активизации Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоны. Она проявилась двумя 7—8-балльными землетрясениями ($M=5,5$) 13—14 марта 1968 г., происшедшими северо-восточнее пос. Тамдыбулак, и двумя 9—10-балльными ($M=7,0$ и $M=7,3$) — 8 апреля и 17 мая 1976 г. севернее пос. Газли. Эта территория на карте сейсморайонирования ранее была отнесена к области возможных 5-балльных сотрясений.

В результате изучения динамики земной коры Западного Узбекистана [2] сделан вывод о необходимости перевода в 7-балльную зону всей якобы асейсмичной территории Центрально-Кызылкумских поднятий с охватом городов Зеравшана, Навои и др., при строительстве которых сейсмические воздействия не учитывались. В 1970 г. Институт сейсмологии АН УзССР внес соответствующее предложение в Госстрой УзССР.

Спустя шесть лет сильнее Газлийские землетрясения явились неопровержимым доказательством справедливости наших выводов. После первого же разрушительного толчка 8 апреля 1976 г. Госстрой СССР принял решение внести изменения в действующую карту сейсмического районирования территории Западного Узбекистана. При составлении нового фрагмента карты в основу был положен предложенный автором в 1972 г. [2] вариант начертания 6- и 7-балльной границ сейсмических зон на территории Западного Узбекистана.

После второго более сильного землетрясения 17 мая 1976 г. ($M=7,3$) в районе пересечения систем разрывных нарушений земной коры выделена небольшая по площади 8-балльная зона [6]. В этом варианте фрагмент карты сейсмического районирования территории Западного Узбекистана был утвержден 3 июня 1976 г. Однако по предложению Академии наук Туркменской ССР он был

вновь пересмотрен и 24 августа 1976 г. утвержден окончательный вариант, который предусматривает расширение 6- и 7-балльной зон вдоль русла р. Амударья на территории Туркмении и Узбекистана. Таким образом, несмотря на научный подход к оценке степени сейсмической опасности Туранской платформы, существующая карта сейсморайонирования этой территории все же остается схематичной.

Для составления надежной карты необходимы не только накопление дополнительных знаний о динамике земной коры и сейсмогенности разрывных нарушений Туранской платформы, но и разработка новых комплексных и физически обоснованных методов количественной оценки степени сейсмической опасности активизированных участков платформенной территории.

Несмотря на бурное промышленное развитие и рост гражданского строительства в этом районе республики, вопросы его глубинной сеймотектоники и динамики земной коры, знания которых необходимы для решения задач сейсмического районирования, до 1966 г. не разрабатывались. Из-за отсутствия здесь сейсмических станций большое количество слабых землетрясений было пропущено, а сравнительно крупным не уделялось достаточного внимания. Пустынный, малозаселенный в прошлые годы район, к сожалению, мало интересовал сейсмологов, хотя возможность возникновения здесь крупных землетрясений стала очевидной с 1929 г., когда в Центральных Кызылкумах произошло 8—9-балльное землетрясение ($M=6-7$).

Толчком к целенаправленному изучению сейсмичности, глубинного строения и динамики земной коры Западного Узбекистана послужило интенсивное трещинообразование на земной поверхности в поселке Тамдыбулак и его окрестностях. В 1965 г. мы обнаружили зависимость между появлением трещин и возникновением вслед за этим крупных землетрясений в Центральных Кызылкумах. В связи с этим в 1966—1967 гг. построены и введены в действие первые стационарные сейсмические станции в пунктах Кулкудук, Тамдыбулак, Нурата и Джизак вдоль профиля, пересекавшего выявленную нами Центрально-Кызылкумскую сейсмогенную зону северо-восточного простираения [1]. С этого момента появилась возможность систематически проводить сейсмологические исследования в этом районе республики [2].

Глубинная структура и сейсмика земной коры

На основе анализа существующих схем рельефа подошвы земной коры, результатов глубинного сейсмического зондирования, данных по сейсмологии, гравиметрии и магнитометрии, а также сведений по тектонике возникли представления о глубинной структуре и сейсмике земной коры территории Западного Узбекистана [1, 2]. Нами [2, 4] сделан обзор всех известных публикаций по

данной тематике, поэтому при дальнейшем изложении материала ограничимся лишь отдельными ссылками на других авторов.

Большинство исследователей Кызылкумов признают продольные глубинные разломы северо-западного простирания — Каратауский, Амударьинский, Бухарский и др. Что касается поперечных разломов северо-восточного простирания, то здесь единого мнения пока не сложилось. Они изображаются на картах и схемах весьма условно.

Представления о сетке глубинных разломов и структуре земной коры возникли в результате геофизических съемок, сейсмологических исследований, геодезических и морфометрических наблюдений современных движений земной коры, а также при интерпретации космических снимков. Продольные глубинные разломы отражены в протяженных гравитационных ступенях и узких полосах интенсивных положительных магнитных аномалий северо-западного простирания, что указывает на древность их заложения. Системы этих разломов, на наш взгляд, состоят из более коротких (до 200—300 км) почти прямолинейных, кулисообразно следующих друг за другом разрывов сплошности земной коры. Это особенно отчетливо видно по горизонтальным сдвигам полос магнитных аномалий, обусловленным поперечными трансформными разрывами. Амплитуда многих сдвигов в Центральных Кызылкумах достигает 60—70 км, что соответствует средней скорости горизонтальных перемещений за новейшее время порядка 2 мм/год.

Поперечные глубинные структуры земной коры наиболее отчетливо выявляются в гравитационном поле рассматриваемой территории. Так, полоса больших градиентов гравитационного поля тянется вдоль западных отрогов Гиссарского хребта, пересекает вкрест простирания систему палеозойских восточно-кызылкумских массивов и через Приташкентский район уходит на восток, обрамляя северные предгорья Тянь-Шаня. Область относительных интенсивных отрицательных аномалий охватывает значительную часть платформенной территории. Ее западная граница проходит с юго-запада на северо-восток через зону центрально-кызылкумских поднятий. На относительную молодость поперечных разрывных нарушений северо-восточного простирания указывает то, что они в отличие от продольных не являются магнитоактивными структурами земной коры. Об их активности свидетельствуют также подвижки пород в очагах сильных землетрясений Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоны, которая характеризуется и самыми значительными по амплитуде горизонтальными сдвигами магнитных аномалий. По сдвиговым перемещениям линейных магнитных аномалий выделяются поперечные разломы и в других зонах.

Таким образом, в нашем представлении, земная кора восточной части Туранской плиты в пределах рассматриваемой территории состоит из четырех сложных блоков — Сырдарьинского, Курамино-Кызылкумского, Нуратау-Тамдынского и Амударьин-

ского (рис. 1). Блоки граничат друг с другом вдоль систем протяженных глубинных разломов северо-западного простирания: Чардарьинской — между первым и вторым блоками. Джизакской — между вторым и третьим и Бухарской — между третьим и четвертым.

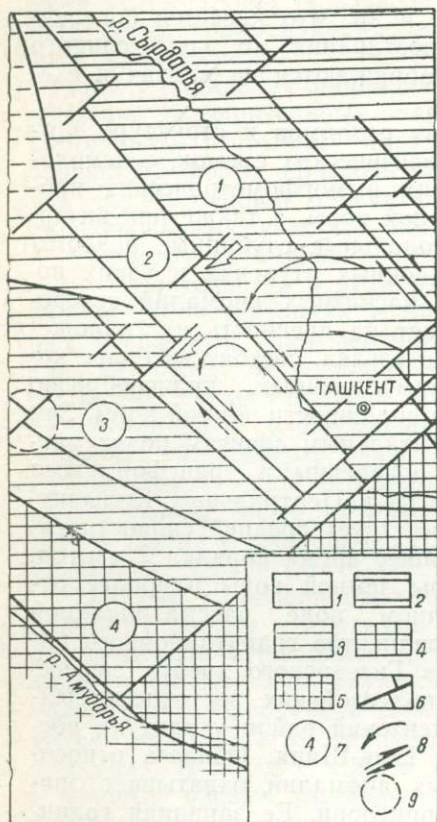


Рис. 1. Структура земной коры восточной части Туранской платформы (Уломов, 1972):

1 — глубина залегания границы $M=35$ км, границы $K=15-20$ км, 2 — $M=35-40$, $K=15-20$; 3 — $M=40-45$ км, $K=20-25$ км; 4 — $M=45-50$ км, $K=25-30$ км; 5 — M более 50 км; 6 — глубинные разломы; 7 — блоки земной коры (названия в тексте); 8 — направление перемещения блоков; 9 — местоположение очаговой области Газлийских землетрясений.

изошли Чилийское землетрясение 1929 г. ($M=6,5$) в районе пересечения ее с Чардарьинской системой продольных разломов и шесть землетрясений с магнитудой 5,5—5,8, а также значительное число более слабых подземных толчков. Эпицентры укладываются здесь

Границы крайних блоков проходят по Каратауской системе продольных глубинных разломов на северо-востоке и по Амударьинской — на юго-западе района.

Выделенные блоки земной коры осложняются зонами поперечных глубинных разломов, которые из-за относительной молодости, по-видимому, еще не везде замыкаются на соседние системы продольных разломных нарушений. Таких зон три: Западно-Тяньшаньская — на юго-востоке, Центрально-Кызылкумская и Восточно-Аральская — на северо-западе.

Первая и вторая зоны поперечных разрывных нарушений — наиболее активные в сейсмическом отношении (рис. 2). В первой за последнее столетие произошло два крупнейших землетрясения (с $M=7,5$) — Каратагское 1907 г. в южной части зоны и Чаткальское 1946 г. на северном окончании, в районе пересечения ее Таласо-Ферганским глубинным разломом. В Западно-Тяньшаньской зоне отмечено множество более слабых толчков. Ее западная граница четко выражена на картах эпицентров и сейсмической активности. В северо-восточной части Центрально-Кызылкумской зоны поперечных разломов за этот же период произошли Чилийское землетрясение 1929 г. ($M=6,5$) в районе пересечения ее с Чардарьинской системой продольных разломов и шесть землетрясений с магнитудой 5,5—5,8, а также значительное число более слабых подземных толчков. Эпицентры укладываются здесь

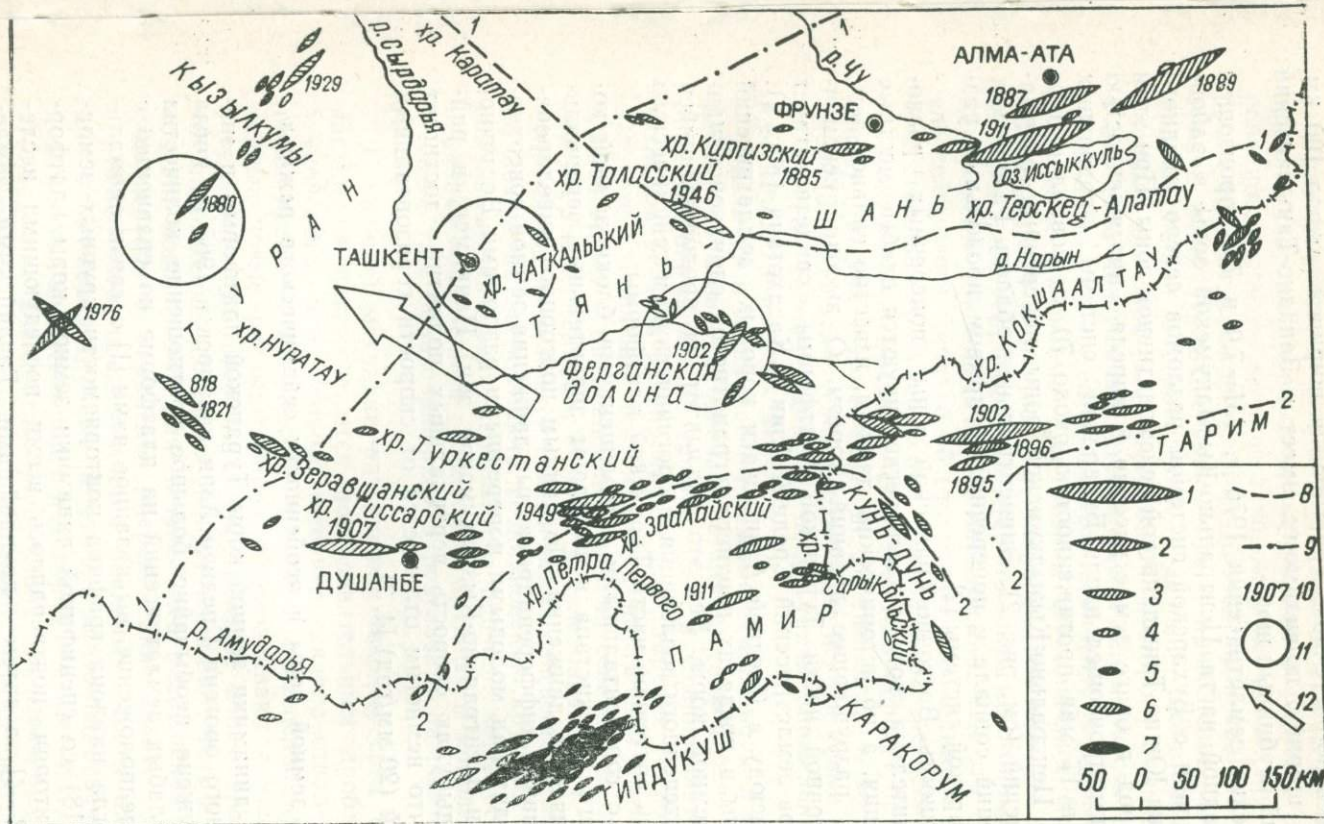


Рис. 2. Карта очагов крупных землетрясений Среднеазиатского сейсмоактивного региона (Уломов, 1974):

Проекция очагов на земную поверхность: 1— $M > 8$; 2— $7\frac{1}{2} < M < 8$; 3— $6\frac{1}{2} < M < 7\frac{1}{4}$; 4— $5\frac{1}{2} < M < 6\frac{1}{4}$; 5— $5\frac{1}{4} < M < 5\frac{1}{2}$.
 Глубина залегания очагов: 6—в земной коре; 7—под корой до 300 км.
 Главные структурные границы: 8—между каледонским и герцинским Тянь-Шанем (1-1) и альпийским Памиром (2-2);
 9—условно между областью тектонической активизации Тянь-Шаня, Туранской (1-1) и Таримской (2-2) плитами; 10—даты наиболее крупных землетрясений; 11—геодинамические прогностические полигоны Института сейсмологии АН УзССР; 12—направление разупрочения земной коры (накопление тектонических нарушений).

в полосу северо-восточного простиранния шириной около 100 км. Такую же ширину, по-видимому, имеет и Западно-Тяньшаньский поперечный глубинный шов.

Газлийские землетрясения 1976 г. ($M=7,0$ и $7,3$) произошли в юго-западной части Центрально-Кызылкумской зоны в районе ее пересечения с Бухарской системой разломов северо-западного простиранния Южно-Тяньшаньской сейсмоактивной зоны. При этом разрыв пород в очаге землетрясения 8 апреля протяженностью около 50 км произошел вдоль Бухарской системы продольных разломов, а 17 мая протяженностью около 70 км совпал с простираннием Центрально-Кызылкумской зоны поперечных разрывных нарушений (см. рис. 2). Эпицентральная область Газлийских землетрясений совпала с поперечным разрывом продольных разломов Бухарской системы [2].

Сейсмичность Восточно-Аральской зоны поперечных разломов незначительна, хотя и здесь регистрируются слабые местные землетрясения, а по историческим данным, известно сильное землетрясение, разрушившее древний Хорезм. О высокой сейсмичности восточной части Туранской платформы свидетельствует карта очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана (рис. 2).

Как и всюду в Средней Азии, очаги коровых землетрясений расположены в пределах верхнего, «гранитного» слоя консолидированной земной коры. Все это указывает на продолжающийся процесс постепенного вовлечения в орогеническую и сейсмическую деятельность восточной части Туранской платформы.

Наряду с горизонтальными перемещениями блоки земной коры Западного Узбекистана испытывают значительные вертикальные тектонические движения. По данным повторного нивелирования, интенсивные дифференцированные движения земной поверхности происходят над молодыми поперечными разломами Восточно-Аральской и Центрально-Кызылкумской зон. Например, в районе п. Тамдыбулак скорость вертикальных поднятий достигает 10 мм/год, что немногим отличается от скорости горизонтальных перемещений (20 мм/год) [4, 7].

Динамика земной коры и особенности сейсмического режима

Изучение динамики земной коры Туранской платформы и эпиплатформенного орогена Средней Азии началось в 1965 г., когда было обнаружено необычайно большое соотношение количества крупных и слабых землетрясений на платформе по сравнению с орогеном. Предположение, высказанное нами [1] о связи аномально малого угла наклона графика повторяемости крупных землетрясений (0,18) со спецификой динамики земной коры платформенной территории, подтвердилось всеми последующими исследованиями [2—4], а затем — крупнейшими Газлийскими землетрясениями.

Криволинейность графиков повторяемости [3, 4] и выполаживание в сторону крупных землетрясений в районах с консолидированной корой — явление закономерное, поскольку их конфигурация зависит прежде всего от прочностных свойств и динамики земной коры. Пренебрежение этим и применение «классической» прямолинейной экстраполяции графиков повторяемости, построенных для слабых землетрясений, в сторону больших приводят к заведомо ложным представлениям о сейсмичности территории и занижению степени ее сейсмической опасности. Примером служит Туранская платформа с ее низким сейсмическим фоном слабых землетрясений и обилием крупнейших. При анализе сейсмичности той или иной территории следует говорить не столько о недостатке времени сейсмологических наблюдений, как это считают многие сейсмологи, сколько об отсутствии необходимого времени для существенного разупрочнения земной коры региона, после чего графики повторяемости действительно приобретут прямолинейную форму. Но для этого нужны не десятки лет, а десятки и сотни тысяч [3, 4]. Поэтому уже сегодня надо искать новые методы оценки степени сейсмической опасности таких аномальных регионов, как Западный Узбекистан.

Различия в сейсмическом режиме земной коры в том или ином районе обусловлены разными стадиями накопления в этих районах тектонических нарушений. Так, в Среднеазиатском сейсмоактивном регионе разупрочнение или старение земной коры в результате накопления тектонических нарушений происходит в новейшее время в направлении с юга на север, т. е. 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 подвижек, поскольку переработка прочной коры осуществляется поначалу вовлечением в движение крупных и монолитных блоков, а затем уже образовавшихся в результате разрывов их частей [2—4].

С позиций механики разрушения твердых сред 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 в геологическом времени и пространстве полем градиента упругих напряжений, изменение конфигурации которого в свою очередь создает предпосылки для дальнейшего разрушения среды и предельного снятия градиента (выравнивание поля).

Более того, представляется реальным, что в начальную стадию разрушения крупные разрывы в консолидированной коре возникают одновременно или с некоторой задержкой во времени сразу по обеим плоскостям наибольших скалывающих напряжений, действующих в условиях одноосного сжатия очаговой области. Этим можно объяснить природу «двойных» крупных и крупней-

ших землетрясений мира, очаги, которых, как правило, приурочены к платформенным и консолидированным территориям (Средняя Азия, Иран, Монголия, Северная и Южная Америка, Китай и др.). В районах же с раздробленной и разупрочненной корой ориентация сейсмических подвижек диктуется главным образом уже созданной ранее системой разломов.

Восточная часть Туранской платформы, деформирование которой находится в полном соответствии с динамикой литосферы всего Памиро-Алая, переживает в современную эпоху наиболее молодую стадию деформирования и поэтому ей свойственны крупные землетрясения и низкая сейсмическая активность слабых [4]. В то же время, например, раздробленная разломами и подверженная интенсивным деформациям разупрочненная земная кора Южного Тянь-Шаня не способна накопить в больших объемах пород упругие напряжения, достаточные для провоцирования очень крупных событий. Известные Каратагское (1907) и Кашгарское (1902 г.) сильные землетрясения произошли на границе орогена с Туранской и Таримской плитами, т. е. опять-таки в районах с достаточно консолидированной корой и низкой сейсмической активностью слабых землетрясений. В таких же условиях возникли крупнейшие землетрясения в консолидированной земной коре каледонского Северного Тянь-Шаня и т. д. [4].

Таким образом, поле упругих напряжений и деформаций — важнейшая характеристика динамики земной коры и прежде всего — ее сейсмичности.

Упругие напряжения, приводящие к сейсмическим толчкам, связаны с деформациями земной коры и всей литосферы, движение вещества в которых происходит в трех измерениях. В зависимости от условий геодинамического напряженного состояния в одних районах преобладают вертикальные перемещения, а в других — горизонтальные. Однако до недавнего времени при изучении сейсмичности той или иной территории использовались сведения лишь о вертикальной составляющей новейших тектонических движений земной коры. Такой односторонний подход объясняется, с одной стороны, тем, что большинство отечественных геологов и сейсмологов отрицали существенную роль горизонтальных тектонических движений, а с другой, — отсутствием соответствующих методов исследований таких перемещений. Это привело к утрате значительной доли информации о сеймотектонической природе целых районов и прежде всего Туранской платформы [3, 4].

Другой серьезный недостаток прежних исследований по сейсмическому районированию — использование сведений о перемещениях только внешней, «геологической», оболочки земной коры, а не всей ее толщи. Между тем выяснилось, что глубинный рельеф подошвы земной коры, как и ее поверхностная структура, — один из основных показателей истории деформирования и

сейсмичности земной коры в новейшее время и современную эпоху [3, 4].

С помощью разработанного автором метода редуцирования динамики земной коры в 1972 г. впервые составлены схемы векторного поля и градиентов средней скорости горизонтальных движе-

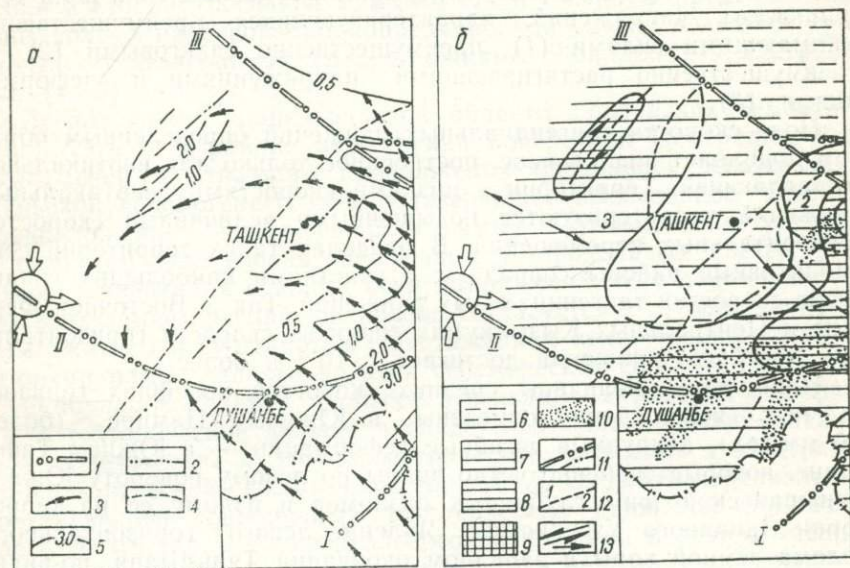


Рис. 3. Векторное поле (а) и схема градиентов средней скорости (б) горизонтальных перемещений земной коры за новейшее время (Уловов, 1973):

I—оси простирания крупных сейсмогенных зон глубинных разломов (I—Центрально-Памирская, II—Южно-Тянь-Шаньская, III—Таласо-Ферганская);

2—оси простирания второстепенных сейсмогенных разломов и флексурно-разрывных зон; 3—векторные линии и векторы смещения в масштабе шкалы, приведенной ниже; 4—то же, что и на рис. 3, 9; 5—изолинии скорости горизонтальных движений земной коры.

Величина градиента: 6—менее $1 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$; 7—от $1 \cdot 10^{-8}$ до $2 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$; 8—от $2 \cdot 10^{-8}$ до $5 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$; 9—от $5 \cdot 10^{-8}$ до $1 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$ и больше; 10—участки больших ($5 \cdot 10^{-9}$ — $1 \cdot 10^{-8}$) градиентов средних скоростей вертикальных новейших движений; 11—то же, что и на рис. 3 а (пп. 1, 2); 12—границы областей с различными типами поля горизонтальной составляющей тектонических напряжений преимущественно: сжимающих (1), сдвиговых (2) и растягивающих (3); 13—направление действия напряжений.

ний всей толщи земной коры Средней Азии за неоген — четвертичное время, существенно дополнившие аналогичные схемы для вертикальной составляющей тектонических перемещений [3]. Фрагменты этих схем Западного Узбекистана приведены на рис. 3. В отличие от скалярного поля одномерных вертикальных движений поле двумерных горизонтальных перемещений описывается векторами, что существенно повышает информативность получаемой картины. В результате обнаружено, что поле горизонтальных

перемещений и напряжений в земной коре Средней Азии неоднородно и неоднотипно по структуре. Ему свойственны отрицательная дивергенция, указывающая на уменьшение объема земной коры по направлению к платформе, а также значительная пологительная ротация, характеризующая вращательные и изгибные перемещения земной коры. Выделено три основных типа тектонических напряжений, характеризующихся преимущественно сжимающими силами (1), преимущественно сдвиговыми (2) и преимущественно растягивающими напряжениями и деформациями (3).

Поле скорости тангенциальных движений определенным образом дополняет аналогичное, построенное только для вертикальной составляющей. Территории с низкими скоростями вертикальных движений характеризуются повышенными величинами скоростей горизонтальных перемещений. В пределах таких территорий сейсмоактивные районы совпадают с участками наибольших градиентов скоростей тангенциальных движений. Так, в Восточной Фергане и Центральных Кызылкумах градиент скорости горизонтальных новейших движений достигает $1 \cdot 10^{-7}$ и более.

Наибольшие величины средних скоростей новейших горизонтальных перемещений отмечены в Южном Памире (более 6,0 мм/год), а крупные изгибные деформации — в Южном Тянь-Шане, которые особенно четко видны по левому повороту Южно-Тяньшаньской зоны глубинных разломов и излому ее на территории Западного Узбекистана. Явление левого горизонтального излома земной коры в западном окончании Тянь-Шаня, по-видимому, и послужило причиной образования здесь ортогональных к общему структурному плану горных сооружений Чаткало-Курамы и Байсунтау [4]. В современную геологическую эпоху излом тяньшаньских дуг происходит и в Центральных Кызылкумах, где по-видимому, зарождается новая горная система антитяньшаньского прогибания, совпадающая с поперечной Центрально-Кызылкумской зоной сейсмогенных разломов. Интенсивные вращательные движения, охватывающие Центральный Тянь-Шань и восточную часть Туранской платформы, создают здесь вертикальное всхолмление и растягивающие напряжения в верхней части земной коры. Этим, в свою очередь, объясняется специфический для Средней Азии механизм очагов кызылкумских землетрясений, характеризующийся горизонтальными растягивающими и вертикальными сжимающими усилиями, а также наблюдаемый здесь в последнее десятилетие процесс интенсивного трещинообразования на земной поверхности [1—4].

Наибольшая величина градиента средней скорости горизонтальных движений отмечена в высоко сейсмичной Восточной Фергане с 9—10-балльными землетрясениями. Коэффициент корреляции между величиной поля градиентов и балльностью на карте сейсмического районирования этой территории оказался равным 0,8, что еще раз указало на необходимость использования дан-

ных о горизонтальных движениях земной коры для сейсмораионирования [5].

В Центральных Кызылкумах отчетливо выделяется эллипсоидная зона повышенных градиентов, совпадающая с Центрально-Кызылкумской зоной сейсмогенных разломов северо-восточного простирания и распространяющаяся в юго-западном направлении в сторону поселков Тамдыбулак и Газли. В пределах этой зоны только на основании корреляционной связи величины градиента с сейсмичностью следует ожидать 9-балльные землетрясения [4, 7].

Расположение эпицентральной области Газлийских землетрясений 1976 г. в районе пересечения поперечной Центрально-Кызылкумской и западного продолжения продольной Южно-Тяньшаньской сейсмогенных зон подтверждает высказанное нами [1] предположение приуроченности самых крупных землетрясений к областям пересечения поперечных и продольных систем разломов. Ориентация главных осей напряжений, сброшенных в очагах этих землетрясений, прекрасно согласуется с субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением земной коры, установленными нами задолго до этих сейсмических событий [3, 4].

О продолжающемся процессе втягивания Туранской платформы в тектонические движения свидетельствуют и инструментальные геодезические и деформометрические измерения в Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоне [4, 7]. Скорость вертикальной составляющей современных тектонических движений достигает здесь 10 мм/год, а горизонтального расширения и сдвига трещин на земной поверхности — 20 мм/год. Эти величины примерно в 10 раз превышают средние скорости перемещений земной коры за неоген-четвертичное время. Такое «нормальное» соотношение величин скоростей новейших и современных движений земной коры наряду с согласованностью их направленности с механизмом очагов местных землетрясений может служить еще одним доказательством тектонического, а не просадочного происхождения региональных кызылкумских трещин, как утверждают некоторые исследователи [8]. С другой стороны, однозначное соответствие деформаций земной коры, средних за новейшее время, сейсмическим полям свидетельствует об унаследовании их современными деформациями. Поэтому поле градиентов средней скорости горизонтальных и вертикальных новейших тектонических движений в значительной мере определяет степень сейсмической опасности на изучаемой территории.

Особенности деформирования земной коры Центральных Кызылкумов, обусловленные динамикой литосферы Памиро-Тянь-Шаня, проявляются также в миграции очагов землетрясений по краям достаточно консолидированных крупных блоков земной коры, в 40—50-летней периодичности сейсмической активизации и в заметном ее синхронизме с сейсмическим режимом орогена Центрального Тянь-Шаня [1, 2, 4].

Процесс втягивания Туранской платформы в тектоническую активизацию происходит не монотонно, и проявляется как в виде криповых (трещинообразование), так и разрывных (землетрясения) движений, которые обусловлены взаимодействием деформирующихся блоков земной коры Центрального Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов. При этом сейсотектонические движения в Западном Тянь-Шане примерно на 10 лет опережают сейсмическую активизацию в Кызылкумах. Аналогичная периодичность свойственна и процессу трещинообразования в Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоне, который на несколько лет

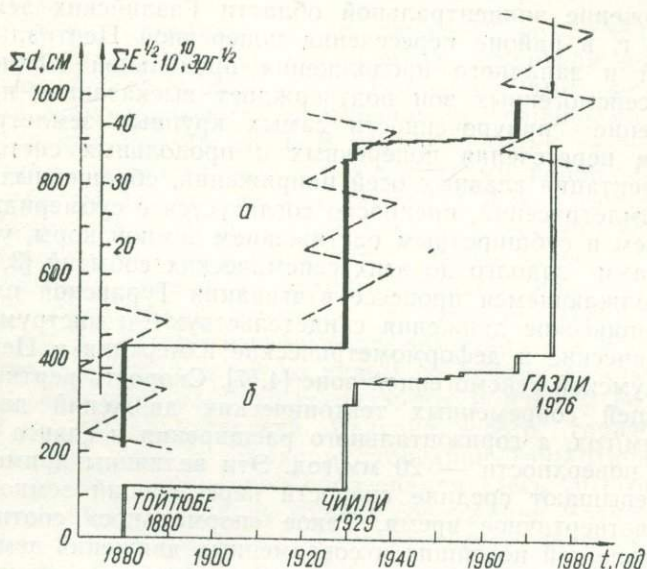


Рис. 4. График Бенъофа для Центральных Кызылкумов, построенный в 1970 г. (а), и график накопления амплитуд подвижек в сейсмических очагах (б). Зигзагообразные пунктирные линии—периоды активизации процессов трещинообразования (Уломов, 1974).

опережает сейсмические движения и поэтому рассматривается нами как прогностический [1—4].

Задолго до Газлийских землетрясений нами построен прогностический график (рис. 4), характеризующий периодичность выделения сейсмической энергии и процесса трещинообразования в Центральных Кызылкумах [1, 4]. В том же масштабе времени приведен график накопления амплитуд сейсмических подвижек в очагах центрально-кызылкумских землетрясений. Газлийские землетрясения с высокой точностью уложились в интервал времени ожидания этой очередной сейсмической активизации (стрелка на рис. 4а). Это еще раз подтверждает криповую природу процесса

трещинообразования в Центральных Кызылкумах и, следовательно, позволяет применять в других сейсмоактивных районах страны разработанную нами методику долгосрочного прогнозирования сильных землетрясений.

Однако следует иметь в виду, что в природе возможны, по крайней мере, два типа пространственного сочетания криповых и сейсмических явлений. Один из них мы наблюдаем в Центрально-Кызылкумской зоне, где эти движения разобщены в пространстве, но приурочены к разным участкам одной и той же сейсмогенной зоны. Это последовательный тип непрерывно-прерывных движений: крип-землетрясение-крип-землетрясение и т. д. В данном случае криповые движения, наблюдаемые в окрестностях хр. Тамдытау, медленно, квазипластически перемещая борта разломов, способствовали быстрому накоплению упругих напряжений в периферийных частях зоны и вызвали крупные сейсмические подвижки в виде двух Кызылкумских землетрясений 1968 г. на севере, а в 1976 г. — двух Газлийских на юге. Сами же криповые движения в районе развития существенными землетрясениями не сопровождаются, хотя взаимосвязь их с сейсмичностью всей сейсмогенной зоны очевидна [4].

Другой тип — параллельный: крип/землетрясение — крип/землетрясение и т. д., когда предшествующие землетрясению медленные квазипластические деформации происходят в том же месте сейсмогенной зоны, где и возникает затем быстрый сейсмический разрыв. Не исключено, что подобный тип тектонических движений мы наблюдаем в настоящее время над структурой Южный Аламышик в пределах Ферганского прогностического полигона [9].

Таким образом, Газлийские землетрясения не только не оказались неожиданными, но были с высокой точностью предсказаны нами. Их эпицентры точно «попали» в узкую полосу северо-восточного простираения, впервые оконтуренную [1] в качестве сейсмоопасной, совпали с областью пересечения продольной и поперечной структур и прекрасно «уложились» в намеченный десятилетний интервал времени ожидаемой сейсмической активизации [2, 4]. Они еще раз подтвердили и другие ранее высказанные положения о специфике деформирования земной коры, характеризующейся разной степенью консолидации; существенном различии в сейсмическом режиме таких территорий; необходимости принципиально иного подхода к оценке степени сейсмической опасности сейсмогенных зон и активизированных территорий с относительно высокими прочностными свойствами слагающих их пород [1, 4].

Для изучения сейсмотектоники и при сейсмическом районировании наибольшее значение имеет знание особенностей деформирования земной коры и прежде всего градиента, характеризующего скорость этих деформаций. Изучение напряженно-деформированного состояния, распределения в пространстве и времени геодинамических напряжений и характера их влияния на конкрет-

ную тектоническую обстановку важно для предсказания времени возникновения сейсмических катастроф.

Исследования последнего десятилетия, предпринятые в глобальном масштабе, в том числе нами для территории Средней Азии, неопровержимо указывают на главенствующую роль горизонтальных движений в тектоническом развитии всей литосферы. И желаем мы или нет признавать «новую глобальную тектонику», пренебрегать горизонтальной составляющей тектонических дви-

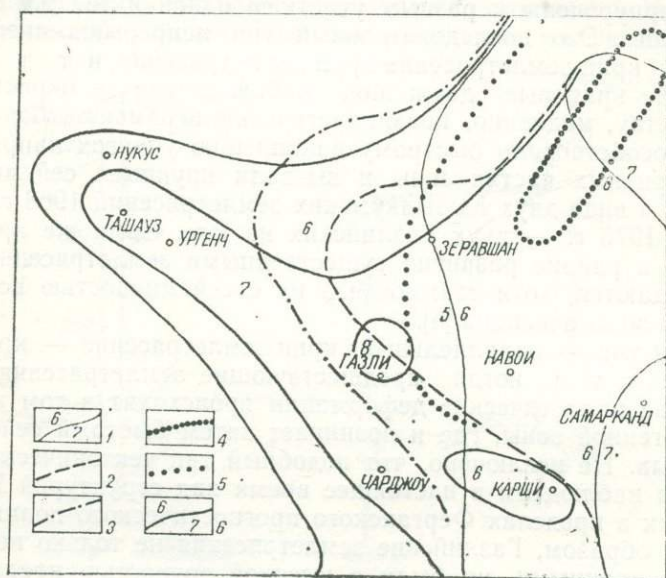


Рис. 5. Схемы сейсмического районирования территории Западного Узбекистана:

1—границы зон балльности по действующей карте сейсмрайонирования 1969 г.; 2, 3—начертание границ 7 и 6-балльной изосейст, предложенное автором в 1970 г. (Уломов, 1972); 4—начертание границы 8-балльной зоны по данным о величине градиента скоростей горизонтальных движений земной коры (Уломов, 1973) в северном окончании Центрально-Кызылкумской зоны (Уломов, 1975); 5—то же, для 7-балльной; 6—границы зон балльности, составленные после Газлийских землетрясений 1976 г. и официально утвержденные ГОССТРОЕМ СССР.

жений в своих исследованиях мы не имеем права, поскольку очевидно, что этот вопрос не только научного, но и огромного социального значения. Доказательством служит неупорядоченное еще сейсмостойкое строительство в некоторых высокосейсмических районах страны. Схемы сейсмического районирования восточной части Туранской платформы, предложенные нами задолго до Газлийских землетрясений, а также официально утвержденную после этих землетрясений карту следует рассматривать лишь в качестве первого приближения к реальным природным условиям (рис. 5). Только комплексные сейсмологические и геолого-геофи-

зические исследования на новой методической основе позволят составить более объективную карту районирования сейсмической опасности. Но уже сейчас важным событием явилось то, что в этом сейсмоактивном районе Средней Азии, наконец, стало осуществляться сейсмостойкое строительство.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каржаув Т. К., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
2. Уломов В. И. Глубинная структура земной коры сейсмоактивной территории Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмичность Западного Узбекистана». Ташкент, 1972.
3. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений. «Информационное сообщение АН УзССР», № 81, Ташкент, 1973.
4. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
5. Уломов В. И. О районировании сейсмической опасности территории Центральных Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1976, № 3.
6. Уломов В. И. Газлийские землетрясения 1976 года и районирование сейсмической опасности территории Западного Узбекистана. «Строительство и архитектура Узбекистана», 1976, № 8.
7. Уломов В. И., Вишняцкий Г. Б., Жумабеков У. Инструментальные наблюдения за развитием трещиноватости в зоне Центрально-Кызылкумских поднятий. «Узб. геол. ж.», 1976, № 6.
8. Петрушевский Б. А. Некоторые уроки Кызылкумских землетрясений «Бюлл. Московск. общества испытателей природы», отдел геол., 1977, № 1.
9. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. «Информационное сообщение АН УзССР», № 186, Ташкент, 1976.

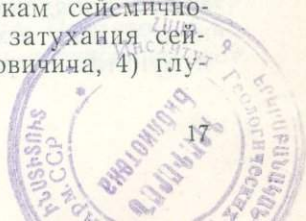
УДК 550.341.5

Ю. В. Хоменюк, Г. П. Филиппова, Д. Б. Фирсова,
Ю. К. Щукин, Р. Н. Ибрагимов, Ф. Ф. Зияутдинов

ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Всесоюзным научно-исследовательским институтом геофизических методов разведки (ВНИИГеофизика) МГ СССР совместно с Институтом сейсмологии АН Узбекской ССР с помощью программы распознавания образов «Поиск» и методики, аналогичной построению прогнозных карт месторождений полезных ископаемых по комплексу геолого-геофизических и других данных (1), получены оценки вероятности возникновения землетрясений наивысшего класса ($K_{\text{макс}}$) и сотрясений различного балла (I) для территории Северного Тянь-Шаня и Восточного Узбекистана.

Для Северного Тянь-Шаня использованы сейсмологические (инструментальные и макросейсмические), геофизические и геологические параметры, релевантные характеристикам сейсмичности: 1) сейсмическая активность, 2) коэффициент затухания сейсмической энергии, 3) глубина поверхности Мохоровичича, 4) глу-



бина поверхности Конрада, 5) глубина поверхности кристаллического фундамента, 6) изостатические аномалии силы тяжести, 7) глубинные аномалии силы тяжести, 8) глубинные разломы различных рангов, 9) отметки рельефа дневной поверхности,

Таблица оценок значимостей, средних значений, изменчивости и коэффициентов Восточного

Определяющие параметры	Индекс параметра	Оценка значимости	Среднее	Изменчивость	H_M	Δg	H_K
Глубина поверхности Мохоровичича	H_M	1,39	52,0	5,6	1		
Глубинные аномалии силы тяжести	Δg	1,26	-47,4	19,5	0,259	1	
Глубина поверхности Конрада	H_K	1,26	36,2	7,0	0,891	0,117	1
Градиент поверхности дневного рельефа	grad $h_{пов}$	1,09	344,4	145,2	0,325	-0,005	0,422
Глубина поверхности фундамента	$h_{ф}$	1,08	16,2	4,6	0,606	-0,049	0,645
Градиент неотектонических движений	grad N	1,07	13,6	7,8	0,122	-0,003	0,224
Глубинные разломы различных рангов	Тект.	0,94	3,4	2,6	-0,200	-0,031	-0,100
Сейсмическая активность	A_{10}	0,86	0,27	0,26	0,401	0,124	0,407
Коэффициент затухания сейсмической энергии	S	0,64	4,2	1,8	0,287	-0,076	0,253
Градиент аномалий Буге	grad Δg_B	0,51	14,1	8,9	0,059	-0,333	0,085
Градиент аномалий наблюдаемого магнитного поля	grad ΔT_A	0,45	132,6	93,6	-0,068	-0,237	0,068
Изостатические аномалии силы тяжести	Δg изменч.	0,1	3,4	36,4	0,166	-0,105	0,292

10) аномалии силы тяжести в редукции Буге, 11) аномалии постоянного магнитного поля и 12) амплитуды неотектонических движений. Для Восточного Узбекистана четыре последних параметра заменены градиентами. Их значения снимались с соответствующих карт в узлах равномерной координатной сетки 15×15 и для каждого вычислялись чебышевские оценки вероятности. Для обучения ЭВМ параметры в первой задаче использовались в узлах, попадающих в зоны ответственности сильнейших для данного района землетрясений, во второй задаче — непосредственно в пунктах сотрясения соответствующего балла. Результативные

карты строились в изолиниях чебышевских оценок вероятностей прогнозируемых явлений по оценкам программы «Поиск» в указанных выше узлах.

коэффициентов парной корреляции параметров в зонах сильных землетрясений Узбекистана

$h_{\text{пов}}^{\text{grad}}$	h_{Φ}	$\text{grad } N$	Тект.	A_{10}	S	$\text{grad } \Delta g$	$\text{grad } \Delta T_A$	Δg изменч.
1								
0,069	1							
0,214	0,138	1						
0,125	-0,045	0,219	1					
0,240	0,253	0,008	-0,075	1				
-0,027	0,273	0,067	-0,282	0,097	1			
0,247	-0,010	0,145	-0,074	0,031	0,144	1		
0,121	0,006	0,104	0,344	0,149	-0,086	0,040	1	
0,826	-0,003	0,148	0,080	0,299	-0,031	0,399	0,229	1

На рис. 1 приведена карта оценок вероятностей возникновения землетрясений максимальных энергетических классов Северного Тянь-Шаня с использованием в качестве эталона точек, попадающих в круговые зоны ответственности, которые вычислялись по формуле Ю. В. Ризниченко (2). Аналогичная карта для территории Восточного Узбекистана приведена на рис. 2 (см. стр. 21).

Оценки вероятности сотрясений получены только для Северного Тянь-Шаня отдельно для 7-, 8- и 9-го балла. При этом в качестве эталонных точек использовались пункты сотрясения соот-

ветвящегося балла, в число которых для 9-го были включены также эпицентры сильнейших землетрясений (рис. 3, см. стр. 22).

Помимо приведенных выше карт, применявшаяся методика и аппаратура позволили получить для всех параметров оценки их

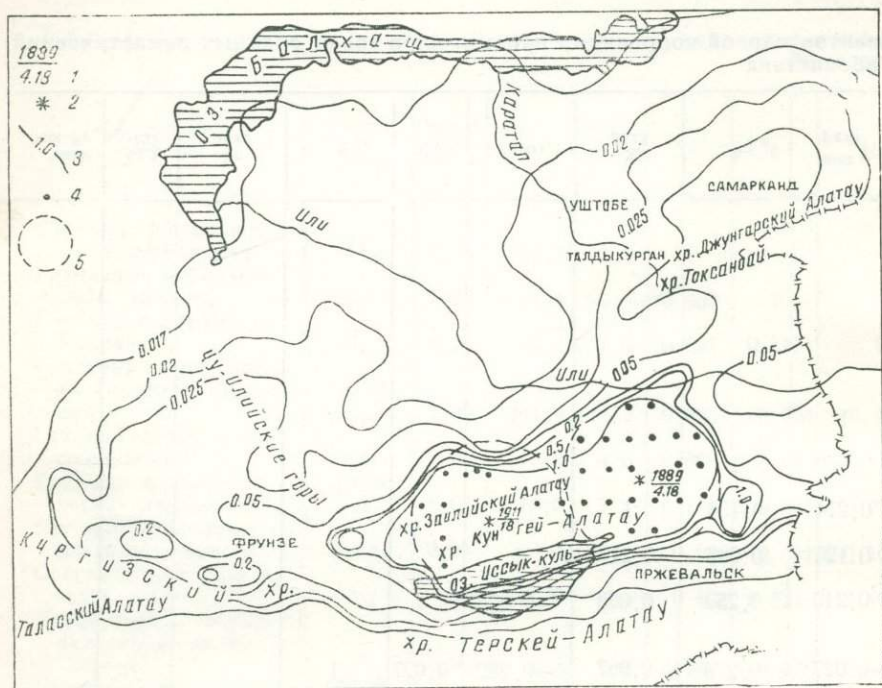


Рис. 1. Карта оценки вероятности возникновения максимальных землетрясений с К-18 для территории Северного Тянь-Шаня:

1—год возникновения, условное название, энергетический класс землетрясения; 2—эпицентр; 3—изолинии оценки вероятности; 4—эталонные точки; 5—зоны ответственности за возникновение землетрясений.

средних значений изменчивости, значимости и обобщенных парных коэффициентов корреляции между ними (таблица). Аналогичные оценки получены и для Северного Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хоменюк Ю. В. Методика поэтапного построения прогнозных карт нефтегазоносности в изолиниях адекватности. «Советская геология», 1974, № 5.
2. Ризниченко Ю. В. Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности. В сб. «Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана». Баку, 1974.

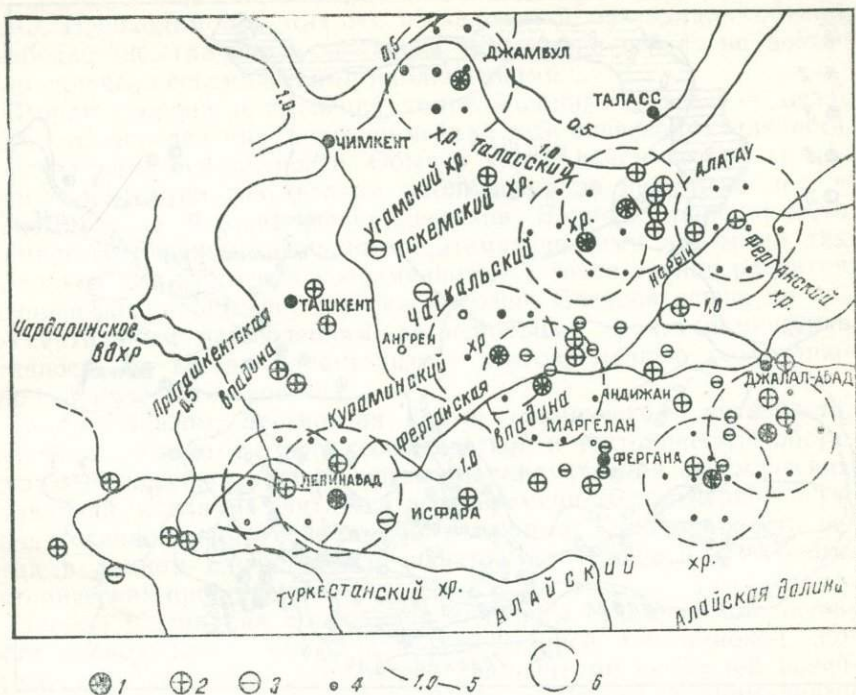


Рис. 2 (к ст. Ю. В. Хоменюк и др.). Карта оценки вероятности возникновения максимальных землетрясений с $M=6.1$ для Восточного Узбекистана:

Эпицентры землетрясений: 1— $M>6.1$; 2— $5.1<M<6.1$; 3— $M<5.1$; 4—эталонные точки; 5—линии оценки вероятности; 6—зоны ответственности за возникновение землетрясений.

УДК 550.343.4

И. Б. Яковлева

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Интерес к связи сейсмических явлений с геолого-тектоническими процессами возник одновременно с изучением землетрясений. В начальный период выяснились причины землетрясений; позднее, особенно в последние годы, установление зависимостей геологических характеристик и сейсмичности позволило использовать их не только для объяснения физики землетрясений, но и для практической цели — уточнения, а иногда и прогнозирования пространственного распределения сейсмичности. Наряду с геологической широко привлекается в виде различных геофизических полей — гравитационного, магнитного, электрического, термического и др., и геофизическая информация, имеющая количественное выражение.



Рис. 3 (к ст. Ю. В. Хоменюк и др.). Карта оценки вероятности сотрясений различного сейсмического балла для Северного Тянь-Шаня

1—год возникновения, условное название и энергетический класс землетрясения; 2—эпицентры землетрясений; эталонные точки и изосейсты; 3—9-го балла, 4—8-го; 5—7-го.

Сначала поиски связей имели только визуальный характер, однако качественное сопоставление вносило много неопределенностей при оценке степени сейсмичности. Поэтому была необходима выработка четких количественных критериев. Так, характеристиками геологического строения были выбраны скорости и градиенты скоростей тектонических движений, размеры разрывов, величины амплитуд смещений и скорость их роста, плотность разломов и т. д.

Сейсмологические и геолого-геофизические данные сопоставлялись в двух основных направлениях: с энергетическим классом землетрясений K или величиной магнитуды M для построения прогнозных карт максимальных возможных землетрясений или с величиной сейсмической активности A . Поиск корреляционных связей между геолого-геофизическими параметрами и сейсмической активностью важен, так как позволяет в случае хорошей корреляции решать прогнозные вопросы. Это, в первую очередь, прогнозирование сейсмической активности в районах, где отсутствуют сейсмические наблюдения за землетрясениями. Опыт подоб-

ных исследований уже имеется в некоторых районах Советского Союза. Необходимость этих же исследований очевидна, особенно в Узбекистане, где около половины территории сейчас не достаточно охвачено сейсмическими наблюдениями.

Вторая сторона применения корреляционных связей — независимость определения долговременной сейсмической активности от флуктуаций сейсмичности. Обычно карты сейсмической активности строятся по результатам наблюдений за несколько лет, в лучшем случае — одного-двух десятков. Вопрос стационарности сейсмического режима решается математическими приемами так же, только для этого кратковременного, с точки зрения развития тектонических процессов, отрезка времени. Следовательно, по инструментальным наблюдениям, за небольшой срок сейсмическая активность не всегда характеризует долговременную составляющую сейсмического процесса.

Таким образом, прогнозная карта сейсмической активности, зависящая лишь от геолого-геофизической и тектонической обстановки и не несущая на себе временных флуктуаций сейсмических проявлений, могла бы считаться долговременной, полученной в условиях стационарного сейсмического режима. Стационарность режима в данном случае обеспечивается длительностью геолого-тектонических процессов.

Парная площадная корреляция величины сейсмической активности проводилась с суммарной деформацией донеогеновой поверхности и вычисленными по ней градиентами скоростей новейших вертикальных движений $\text{grad } V_B$, магнитными аномалиями ΔT_a , рельефом поверхности складчатого фундамента H_{Pz} и других границ раздела земной коры, максимальными глубинами очагов землетрясений H_{\max} , градиентами средней скорости горизонтальных тектонических движений за новейшее время $\text{grad } V_T$. Для корреляции перечисленных параметров использовались их дискретные значения, снятые с соответствующих карт. Парные коэффициенты корреляции рассчитывались на ЭВМ «Минск-22» с помощью программы расчета коэффициентов корреляции [3] по формуле:

$$r = \frac{\sum f(\bar{x}) \cdot y - \sum \frac{f(\bar{x}) \sum y}{n}}{(n-1) S_x \cdot S_y}, \quad (1)$$

где

$$f(\bar{x}) = \frac{\sum f(x_i)^2}{n}.$$

Опыт изучения корреляционных зависимостей между H_{\max} и A_{10} [2] показал, что величина коэффициента корреляции существенно меняется в зависимости от степени изученности и детальности сопоставляемых карт. В Узбекистане инструментально наиболее изучены Ферганская долина и Приташкентский район (Восточный

Узбекистан). В настоящее время наиболее полные данные по строению земной коры имеются также для этой территории. Поэтому вычисление коэффициентов корреляции и все последующие расчеты базировались на материалах этого района. Результаты вычислений корреляционных связей приведены ниже:

	A_{10}	$\ln A_{10}$
$\text{grad } V_B$	0,267	0,364
$\ln \text{grad } V_B$		0,446
$\text{grad } V_r$	0,521	0,552
$\ln \text{grad } V_r$		0,625
H_{\max}		0,620
$\ln H_{\max}$		0,539
ΔT_a	-0,044	
$ \Delta T_a $		0,094
$\ln \Delta T_a $		0,094
H_{pz}		-0,027
H_{pg}		0,024
$H_{гр-гн}$	0,508	0,590
$\ln H_{гр-гн}$		0,610
$H_{баз}$	0,339	0,560
$\ln H_{баз}$		0,575
$H_{мохо}$	0,136	0,148
$\Delta H_{гр-гн}$	0,500	0,451
$\ln \Delta H_{гр-гн}$		0,440

Анализ полученных значений коэффициентов корреляции показал, что:

а) сейсмическая активность связана с исследуемыми параметрами нелинейной зависимостью, при этом величина r возрастает, если логарифмируются оба сравниваемых параметра;

б) наиболее высокие коэффициенты корреляции получены между сейсмической активностью и градиентами скоростей вертикальных и горизонтальных движений, максимальными глубинами очагов землетрясений и глубинным рельефом границ «гранито-гнейсов» и «базальта».

Полученные взаимосвязи закономерны и имеют вполне определенное физическое объяснение. Контрастность движений, выражаемая градиентами скоростей тектонических движений, согласно тектонофизическим представлениям, пропорциональна скорости деформации земной коры, следовательно, обуславливает распределение и разрядку напряжений, отражаемую сейсмической активностью. Очаги землетрясений Узбекистана в основном расположены в пределах земной коры, в частности, в «гранитном» слое. Следовательно, толщина «гранита» определяет толщину сейсмоактивного слоя, генерирующего землетрясения, и в какой-то мере ограничивает степень проявления сейсмичности, в

частности, величину землетрясения (Шебалин, 1971). Карты максимальных глубин землетрясений также дают нам представление о толщине сейсмоактивного слоя. Глубина границ разделов земной коры позволяет более детально проследить это распределение по площади. Заметим, что низкий коэффициент корреляции между A_{10} и $H_{\text{Мохо}}$ с рассмотренных позиций можно объяснить тем, что земная кора определяет сейсмичность в более общем, региональном, плане. Детальное же распределение сейсмичности определяется более конкретными данными — поведением отдельных границ раздела.

Отсутствие связи с магнитным полем ΔT_a также подтверждает мнение о том, что связь между сейсмичностью и геофизическими параметрами, наблюдающаяся в региональном масштабе, может не проявляться на ограниченных территориях (Борисов, Шенкарева, 1972). По-видимому, до корреляции поле ΔT_a следует «очистить» от аномалий, вызываемых причинами, не имеющими генетической связи с сейсмическим процессом.

Значения коэффициентов корреляции r между всеми сопоставляемыми величинами колеблются от 0,015 до 0,625. Так как в большинстве случаев величина коэффициента корреляции оказалась менее 0,5, проверялась гипотеза некоррелированности рассматриваемых величин. Если предположить, что совместное распределение величин x и y — нормальное двухмерное (случай нормальной корреляции) при условии $r_{x,y}=0$, то распределение эмпирического коэффициента корреляции зависит только от числа n результатов эксперимента. Это позволяет установить критическую область для эмпирического r в зависимости от заданной надежности P и числа n . Если для полученного r_n произведение $|r_n| \sqrt{n-1}$ окажется больше критического, то с надежностью P мы можем утверждать, что истинный коэффициент $r_{x,y}$ отличен от нуля [4].

При определении r участвовало от 250 до 336 пар коррелируемых величин. В результате соответствующих расчетов оказалось, что значимыми являются коэффициенты корреляции, начиная со значения 0,196 при надежности $P=0,999$. Исходя из этого, следует считать, что между сейсмической активностью A_{10} и магнитным полем, рельефом кровли палеозоя, суммарной деформацией донеогеновой поверхности и глубинным рельефом поверхности Мохо нет значимой корреляционной зависимости.

Многомерная корреляция. Проведенная парная корреляция показала, что сейсмическая активность связана с рядом геологических и тектонических параметров. Интересно рассматривать связь между всеми исследуемыми характеристиками. Для нахождения множественного коэффициента корреляции использованы те параметры, с которыми парная корреляция оказалась значимой.

Расчет R проводился по той же методической схеме, что и парная корреляция, — с помощью программы на ЭВМ [3] с логарифмированием исходных величин. Коэффициент R при двухмер-

ной связи (использовались $\text{grad } V_B$ и H_{\max}) оказался равным 0,647. Эмпирическое уравнение множественной корреляции имеет вид:

$$\ln A_{10} = 4,411 + 0,295 \ln \text{grad } V_B + 0,0625 H_{\max}. \quad (2)$$

При трехмерной связи, когда коэффициент R находился между A_{10} , $\text{grad } V_B$, H_{\max} и $\text{grad } V_r$, он оказался равным 0,735. Уравнение множественной корреляции в случае трехмерной связи для Восточного Узбекистана следующее:

$$\ln A_{10} = -4,316 + 0,2305 \ln \text{grad } V_B + 0,6322 \ln \text{grad } V_r + 0,0415 H_{\max}. \quad (3)$$

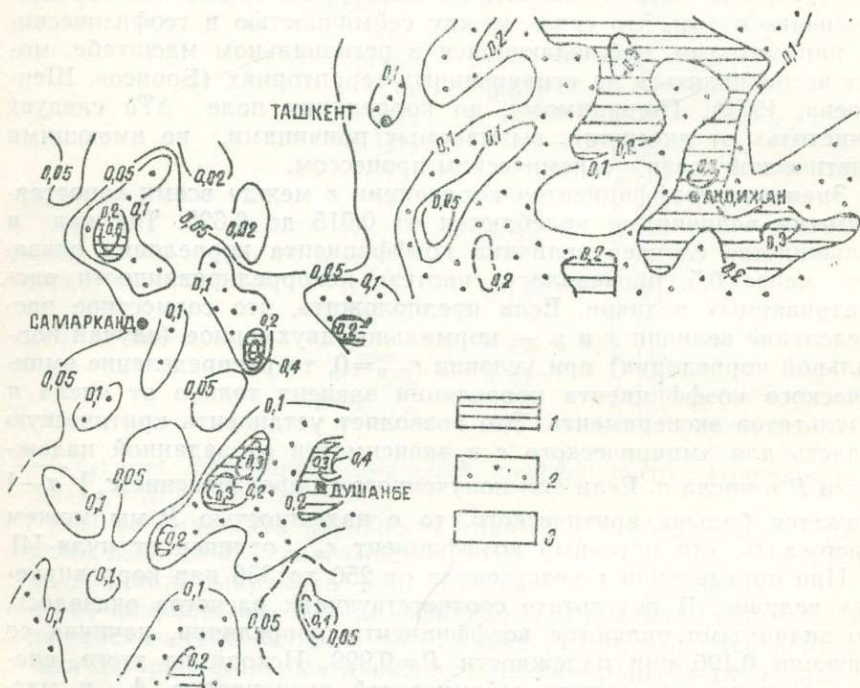


Рис. 1. Прогнозная карта сейсмической активности Узбекистана по комплексу данных (составила И. Б. Яковлева):

1— $A_{10} > 0,2$; 2— $0,1 < A_{10} < 0,2$; 3— $A_{10} < 0,1$.

Здесь коэффициенты уравнения при $\ln \text{grad } V_B$, $\ln \text{grad } V_r$ и H_{\max} характеризуют сравнительную силу влияния этих значений на изменение величины сейсмической активности. Свободный член уравнения ($-4,136$) указывает на неполноту учета признаков или факторов, определяющих A_{10} . Свободный член невелик и изменяет величину A_{10} не более чем на 0,005 ед.

Прогнозная карта A_{10} по многомерной корреляции. Уравнения множественной корреляции позволяют решить обратную задачу— найти величину одного признака, исходя из величин других. В на-

шем случае представляет интерес определить A_{10} по тем геолого-тектоническим характеристикам, с которыми проведена множественная корреляция. Для этого использовались уравнения (2) и (3), в которые подставлялись дискретные значения, снимаемые с соответствующих карт.

На территории Восточного Узбекистана для определения A_{10} использовалось уравнение трехмерной связи (3), Центрального и Южного Узбекистана из-за отсутствия данных о градиентах ско-

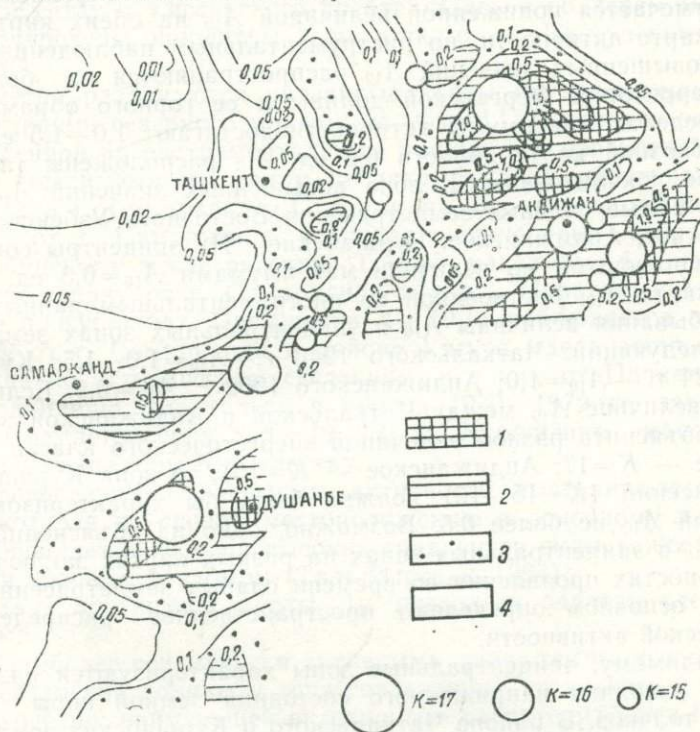


Рис. 2. Карта сейсмической активности Узбекистана по инструментальным данным:

1— $A_{10} > 0,5$; 2— $0,2 < A_{10} < 0,5$; 3— $0,1 < A_{10} < 0,2$; 4— $A_{10} < 0,1$.

ростей горизонтальных тектонических движений — уравнение (2). Прогнозная карта A_{10} для Восточного, Центрального и Южного Узбекистана представлена на рис. 1.

Сравним полученную прогнозную карту A_{10} территории Узбекистана с картой, построенной по инструментальным данным (Таль-Вирский и др., 1971; Яковлева, 1976) (рис. 2). По фону сейсмической активности на обеих картах Восточный Узбекистан делится на Приташкентский район и Ферганскую впадину с обрамляющими ее горными сооружениями. На карте Приташкентский

район имеет пониженный фон A_{10} 0,02—0,1 по инструментальным данным и 0,005—0,1 по прогнозным. На остальной территории Восточного Узбекистана фон активности на обеих картах составляет 0,1—0,2 ед. A_{10} .

На общем фоне активности выделяются области повышенных значений A_{10} : в Приташкентском районе до 0,2 на инструментальной и 0,1 на прогнозной картах, на остальной территории до 0,2—0,5 и 0,2—0,3 соответственно. Центральная часть Ферганской долины отмечается пониженной величиной A_{10} на обеих картах.

На карте активности, по инструментальным наблюдениям, области повышенных значений A_{10} распространяются на большую часть территории Ферганской долины и ее горного обрамления. В ее пределах максимумы активности достигают 1,0—1,5 ед. A_{10} . На прогнозной карте области 0,2 ед. A_{10} расположены там же, но более локализованы. К зоне повышенных значений A_{10} приурочены самые сильные землетрясения Восточного Узбекистана—Чаткальское, Андижанское, Куршабские. Их эпицентры совпадают с одинаковыми по величине максимумами $A_{10}=0,3$ ед.

На карте A_{10} , построенной по инструментальным данным, порядок убывания величины A_{10} в эпицентральных зонах землетрясений следующий: Чаткальского 1946 г.— $A_{10}=1,0—1,5$; Куршабских 1924 г.— $A_{10}=1,0$; Андижанского 1902 г. $A_{10}=0,5$. Если разницу в величине A_{10} между Чаткальской и Андижанской зонами можно объяснить разной величиной энергетического класса (Чаткальское — $K=17$; Андижанское — $K=16$), то зона Куршабских землетрясений ($K=15—16$) должна была бы характеризоваться величиной A_{10} не более 0,5. Возможно, одно из объяснений различия A_{10} в эпицентральных зонах на разных картах заключается в особенностях проявления во времени слабых землетрясений, которые в основном определяют пространственное распределение сейсмической активности.

По-видимому, эпицентральные зоны характеризуются разными этапами разрядки напряженного состояния земной коры после сильных толчков. В районе Чаткальского и Куршабских землетрясений процесс разрядки еще не закончился, чем и объясняется большое количество слабых землетрясений и, следовательно, повышенная сейсмическая активность. В районах Каратагского, Андижанского и Уратюбинского землетрясений, происшедших 70—80 лет назад, этот процесс завершен или близок к завершению, и величина сейсмической активности A_{10} , по инструментальным данным, (0,5) близка к прогнозным значениям (0,3). Следовательно, при определении сейсмической активности по наблюдениям за слабыми землетрясениями дополнительно должен быть учтен фактор времени.

Карту же сейсмической активности, построенную по корреляционным зависимостям с различными геолого-тектоническими параметрами, можно рассматривать как прогнозную карту средних долговременных значений сейсмической активности. Особый ин-

терес представляет сравнение прогнозной карты с инструментальной на территории Центрального и Южного Узбекистана, где инструментальные наблюдения начались сравнительно недавно и, следовательно, ее нельзя считать полностью изученной. На фоне прогнозных значений активности 0,05—0,1 максимумы достигают 0,3—0,4 ед. Протяженность областей повышенных A_{10} (0,2) значительно меньше, чем в Восточном Узбекистане. Наиболее протяженная — зона повышенных значений A_{10} в районе сочленения гор Байсунтау и Гиссарского хребта. Здесь к областям максимумов приурочены эпицентры Каратагского и Байсуинского землетрясений.

Заметно различаются указанные карты по протяженности и конфигурации северного максимума $A_{10}=0,1$. В отличие от карты, составленной по инструментальным данным, на прогнозной вместо одного максимума мы видим цепочку $A_{10} \geq 0,1$, простирающуюся на широте г. Самарканда. С двумя из них, расположенными к востоку от г. Самарканда, совпадают эпицентры Санзарского и Уратюбинского землетрясений. Третий максимум A_{10} находился к северо-западу от г. Самарканда в горах Нуратау и Актау, в районе п. Кушрабат. Повышение A_{10} (0,1) наблюдается и к юго-востоку от г. Самарканда в районе Ургута, где известны землетрясения по историческим сведениям, и к югу от Пачкамарского водохранилища, где только в период 1970—1972 гг. зарегистрированы землетрясения с $K=12, 13, 14$. Небольшим максимумом (0,1) отмечены горы Кугитангтау.

Перечисленные максимумы активности выстраиваются в полосу, которая по своему местоположению и основному направлению совпадает с полосой высоких градиентов силы тяжести и Северным краевым разломом (Таль-Вирский, 1964).

Анализ прогнозной карты A_{10} позволяет сделать следующие выводы:

1. Наиболее сейсмически активными являются горное обрамление Ферганской долины и зона сочленения Гиссарского и Байсуинского хребтов; наименьшей активностью характеризуются Приташкентский район и собственно Ферганская впадина.

2. Области максимумов сейсмической активности совпадают с эпицентрными зонами сильных землетрясений, но различаются по величине A_{10} .

3. Так как прогнозная карта A_{10} не зависит от флуктуаций сейсмических явлений, ее можно рассматривать в качестве долговременной карты активности, полученной в условиях стационарного сейсмического режима, обеспеченного длительностью геолого-тектонических процессов.

4. Карты сейсмической активности, рассчитанные по корреляционным зависимостям с различными геолого-геофизическими параметрами, позволяют прогнозировать сейсмическую активность в районах, где отсутствуют инструментальные данные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., 1967.
2. Захарова А. И., Яковлева И. Б. Распределение глубин очагов землетрясений. В кн. «Параметры землетрясений и очаговых зон Узбекистана», Ташкент, 1973.
3. Рагоза О. И., Юдина Г. Е. Статистическое прогнозирование скоростей по данным промыслово-геофизических исследований. Краснодар, 1969.
4. Румшиский Л. З. Элементы теории вероятности. М., 1970.
5. Таль-Вирский Б. Б., Захарова А. И., Яковлева И. Б. О связи сейсмической активности территории Узбекистана с некоторыми элементами геологического строения и геофизических полей. «Узб. геол. ж.», 1971, № 1.
6. Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня. В кн. «Акт. зоны...». М., 1964.
7. Шебалин Н. В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясения. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1971, № 6.
8. Яковлева И. Б. Определение параметров сейсмичности Узбекистана по комплексу геолого-геофизических параметров. Автореферат канд. дисс. М., 1976.

УДК 550.343.4

В. И. Уломов

МЕТОДИКА ПОИСКА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Исследования по прогнозированию землетрясений привлекли геофизиков, геодезистов и гидрогеологов, не обладающих достаточными знаниями сейсмологии. В связи с этим поиск предвестников землетрясений зачастую осуществляется без всякой системы и, как правило, не имеет никакой физической и, тем более, сейсмологической основы. Пренебрежение элементарными основами теории вероятностей и математической статистики нередко приводит к необоснованным выводам, бессмысленному накоплению огромного материала, а в конечном итоге к бесполезной трате духовных сил и материальных средств.

Мы предлагаем методику, позволяющую выполнять научные исследования по проблеме прогнозирования землетрясений в следующие логически последовательные этапы:

I. Отбор представительного материала для поиска предвестников землетрясений и его математическая обработка.

II. Отбор представительного сейсмологического материала, пригодного для поиска корреляционной связи между землетрясениями различной величины и аномальными изменениями геофизических, гидрогеохимических и других естественных полей Земли.

III. Поиск корреляции между факториальными и результативными признаками с целью разработки действенных способов и методов прогнозирования землетрясений.

Прежде чем приступить к изложению предлагаемой методики, рассмотрим современные представления о процессах, протекающих в очаговых областях землетрясений, и некоторые из рабочих моделей сейсмических очагов.

Физическая модель очага землетрясения

Несмотря на то, что до сих пор не существует общепризнанной модели сейсмического очага, а выдвинутые гипотезы еще не подтверждены строгим количественным анализом, исследования в этой области уже сегодня дают физическую основу для выявления и интерпретации многих предвестников землетрясений. С другой стороны, продолжающееся систематическое накопление прогностического материала способствует дальнейшему совершенствованию представлений о физических процессах в очагах землетрясений.

Первая попытка создать физическую модель очага тектонического землетрясения предпринята нами в конце 50-х годов. Она состояла в разработке действующей ультразвуковой модели, имитирующей разрывы сплошности упругой среды, сопровождающиеся скольжением, отрывом и поворотом их крыльев [1]. Широко используемые в последнее время представления о процессе трещинообразования, предшествующем землетрясениям, впервые опубликованы в 1966 г. [2] и впоследствии подтверждены крупными землетрясениями в Центральных Кызылкумах в 1968 и 1976 гг. (магнитуды $M=5,5; 7,0; 7,3$) [6, 7]. И, наконец, в 1966 г. на основании изучения вариаций радона впервые предложено выделять четыре этапа деформирования пород в процессе подготовки и развития области очага тектонического землетрясения [3, 4]. Эти четыре стадии, обозначенные нами римскими цифрами I—IV, признаются сейчас большинством отечественных и зарубежных сейсмологов [8, 9], однако (особенно стадия III), трактуются несколько по-разному. На локальный характер большинства известных предвестников землетрясений, обусловленный передачей деформаций в земной коре на значительные расстояния, указано нами в работе [5].

Многолетние поиски и изучение предвестников землетрясений, предпринятые главным образом в СССР, США и Японии, выявили «бухтообразный» характер большинства прогностических аномалий, свидетельствующий о том, что землетрясения возникают в основном не с появлением и ростом аномалии, а вслед за ее уменьшением или полным исчезновением. Это явление, весьма благоприятное для однозначности предсказания времени возникновения землетрясений, и послужило началом разработки количественных теорий сейсмического прогноза. В основу многих из них положен процесс накопления тектонических деформаций (стадия I) и трещинообразования (стадия II) в горных породах, испытывающих увеличение объема, т. е. дилатансию. Стадия III включает раз-

рыв пород — землетрясение, а стадия IV — всю серию афтершоков [3, 8].

В настоящее время широко распространены три физические модели сейсмического очага. Американские геофизики Шольц, Сайкс и Аггарвал [8] в 1973 г. предложили гипотезу, основанную на дилатансии в водонасыщенных породах, и попытались объяснить природу целого ряда предвестников: уменьшение отношения скоростей продольных и поперечных упругих волн, уменьшение электросопротивления, увеличение эмиссии радона и др. Эта модель получила название дилатантно-диффузионной или «мокрой» модели, поскольку постепенное восстановление нормального поля (стадия III) после появления аномалии (стадия II) она объясняет диффузией воды в микротрещины и поры, возникающие во время второй стадии деформирования.

В. И. Мячкин, Б. В. Костров и др. [9] предложили одну из разновидностей «сухих» моделей — лавинное нарастание количества и размеров трещин (стадия III), приводящее к их концентрации в узкой зоне, в которой и возникает затем хрупкий магистральный разрыв — землетрясение. Многочисленные, но небольшие, трещины на периферии очаговой области в связи с падением напряжений из-за слияния микротрещин закрываются и тем самым как бы восстанавливают первоначальное состояние среды.

Вслед за нами [2, 3] Моги, Стьюарт и Брэди [8] считают возможным существование другой разновидности «сухой» модели. В этом случае на стадии II допускается расширение пород и трещинообразование, но на стадии III в ограниченной зоне возникает неупругая деформация, завершающаяся пластическим разрывом — землетрясением. До возникновения землетрясения благодаря ползучести пород в будущем очаге вокруг последнего в большом регионе снимаются упругие напряжения и закрываются созданные обширной дилатансией поры и трещины. В результате даже на умеренно удаленных от очага наблюдательных пунктах перед землетрясением регистрируются бухтообразные прогностические аномалии.

Подтверждением последней гипотезы служит трещинообразование, наблюдаемое нами в течение многих лет на земной поверхности в Центральных Кызылкумах [2, 5, 7, 10]. Первоначально трещинообразование было обнаружено в 1965 г. на плотном песчаном грунте пос. Тамдыбулак. Затем оно распространилось на значительное расстояние вдоль Северо-Тамдынского разлома — составной части крупной Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоны юго-западного простирания [2]. Комплексные исследования обнаруженного явления привели нас к выводу о связи процесса трещинообразования с подготовкой сильного землетрясения в этом районе [2]. В 1966—1967 гг. в Центральных Кызылкумах организован прогностический полигон, оснащенный сейсмическими стан-

циями, деформометрическими пунктами и системой геодезических измерений [2, 6, 10].

За 1966—1971 гг. средняя скорость расширения и левых сдвигов перемещений бортов 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 сдвигом [10]. Смена знаков тектонических движений произошла примерно за 10 месяцев до двух крупнейших Газлийских землетрясений, происшедших 8 апреля ($M=7,0$) и 17 мая ($M=7,3$) 1976 г. в пределах выделенной нами в 1966 г. Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоны [2], в 160 км юго-западнее деформометрических пунктов. После этих землетрясений процесс трещинообразования практически прекратился.

Светодальномерные наблюдения и повторное нивелирование на территории Центрально-Кызылкумского полигона, предпринятые в период активизации трещинообразования, также указали на высокую динамическую активность Северо-Тамдынского разлома и сложное напряженно-деформированное состояние территории всего полигона (площадь 10000 км²). Величина наибольшей относительной деформации горизонтального растяжения земной поверхности составила около $3 \cdot 10^{-5}$ (Вишняцкий, 1975), а амплитуда относительных вертикальных перемещений бортов Северо-Тамдынского разлома достигала 0,8 см/год (по данным В. А. Пискулина).

Таким образом, комплексное изучение в реальных природных условиях развития процесса трещинообразования позволило нам в 1965 г. [2] впервые предположить, а в 1973 г. [6] с точностью до года предсказать возникновение крупных землетрясений в Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоне в 1976 г.

Одиннадцатилетний интервал времени (1965—1976 гг.), соответствующий появлению первых прогностических признаков (стадия II) Газлийских землетрясений с $M=7,0$ и 7,3 прекрасно вписывается в соотношение $\lg T=0,685 M-1,57$, полученное Шольцем и др. [8] на основании зарубежных и наших данных [3, 4].

По этому уравнению, землетрясение с таким продолжительным предвестником (стадия II) должно иметь магнитуду $M=7,5$, что весьма близко к реальному, если учесть почти одновременное возникновение двух крупных разрывов в одной и той же очаговой области [7].

Стадия III, обусловленная ползучестью пород и пластической деформацией внутриочаговой области и сопровождающаяся постепенным предварительным снятием упругих напряжений и деформаций с окружающей территории, как уже отмечалось, началась примерно за 10 месяцев до землетрясений и также наблюдалась на больших эпицентральных расстояниях. Более краткосрочный предвестник, обусловленный очередным изменением скорости деформирования, наблюдался лишь в непосредственной бли-

зости от очаговой области и проявился за один-два дня до землетрясения изливом подземной воды из заброшенной скважины в западных отрогах хребта Кульджуктау.

В отличие от стадии II, которую мы относим к первому, долгосрочному, прогностическому этапу, стадию III, или второй прогностический этап [3, 4], следует именовать среднесрочной. В зависимости от величины ожидаемого сильного землетрясения ($M \geq 5$) заблаговременность долгосрочного прогноза измеряется месяцами и годами, среднесрочного — неделями и месяцами, а краткосрочного — днями и даже часами.

Предложенный нами в 1966 г. радоновый метод прогнозирования землетрясений [3, 4], как и метод изучения трещинообразования [2], также базируется на упруго-пластической модели сейсмического очага, характеризующейся ползучестью и пластической деформацией пород в области готовящегося магистрального разрыва, упругой деформацией и трещинообразованием пород внешней части земной коры [3, 4]. Оба метода широко распространены в нашей стране и за рубежом [8, 9].

В заключение следует подчеркнуть, что создание физической модели очага землетрясений необходимо не только для понимания сущности сейсмических явлений, но и для разработки методов надежного предсказания. Прогнозирование землетрясений, основанное только на статистике «удач и неудач» не приведет к желаемым результатам. Однако и без такой статистики не обойтись. Именно этим вопросам посвящена остальная часть этой статьи, уже прошедшая некоторую апробацию в Институте сейсмологии Академии наук УзССР и в отдельных сейсмологических учреждениях других союзных республик [11].

Отбор «прогностического» материала и его математическая обработка

Указывая на возможную связь тех или иных «прогностических» аномалий с землетрясениями, мы прежде всего должны иметь в виду не только физическую зависимость этих событий друг от друга, но и тех и других от явлений, о которых мы пока лишь догадываемся. Это, например, упруго-пластическая деформация горных пород, предшествующая землетрясению и рассматриваемая в качестве положительного фактора. К отрицательным можно отнести влияние атмосферного давления, температуры, лунно-солнечных приливов, физико-химических и других процессов в различных геосферах планеты на вариации геополей. К ним необходимо прежде всего причислить и погрешности измерений.

Поскольку не всегда удается изолировать результаты измерений от влияния посторонних факторов, следует пользоваться методом корреляции. Он позволяет выяснить вероятную зависимость между результатом и положительным фактором, как если бы посторонние факторы не изменялись и тем самым не исказили основную зависимость. Однако прежде чем приступить к поиску корреля-

ции, необходимо осуществить отбор и предварительную математическую обработку полученного материала. При этом следует иметь в виду, что небольшое число наблюдений не даст возможности обнаружить полноценной зависимости.

В сейсмологии результаты наблюдений обычно представлены графиками, таблицами или уравнениями. Каждый из них имеет свои преимущества и недостатки. Однако при поиске предвестников землетрясений сначала целесообразнее пользоваться графиками, получаемыми либо из таблиц дискретных измерений, либо путем непрерывной регистрации вариаций во времени какого-либо параметра (например, радона). По сравнению с таблицами они более наглядны и существенно облегчают анализ получаемых величин. В частности, если график представляет собой достаточно плавную кривую, то возможно дифференцирование и интегрирование без знания математического описания формы представленной зависимости и т. д.

Отбирать материал для анализа следует однородный и представительный. Например, в случае дискретных измерений частота замеров не должна меняться в течение довольно продолжительных интервалов времени (месяцы, годы). Периодичность же замеров должна быть существенно меньше величины преобладающего периода изменения положительного фактора. В противном случае графическое изображение процесса вариаций параметра не будет отвечать реальной действительности и, естественно, без предварительной математической обработки окажется непригодным для сейсмологического анализа. Осциллограммы, полученные путем непрерывной регистрации процесса, этим недостатком обычно не обладают. Однако в том и другом случае прежде всего необходимо оценить и учесть погрешности измерений.

Прогностические признаки землетрясений, если таковые имеют место на полученных графиках, могут быть выражены либо изменением амплитуды вариационной кривой, либо периодом осцилляций, либо тем и другим одновременно. Амплитудно-частотный фактор, обнаруживаемый время от времени на вариационной кривой, может считаться прогностическим признаком лишь в том случае, если он коррелируется с происходящими землетрясениями, сведения о которых отобраны в соответствии с рекомендациями следующего раздела статьи.

Поскольку землетрясения происходят не непрерывно и неравномерно во времени, логично полагать, что и прогностические признаки их, выраженные в осциллограммах, подчиняются тому же закону. Следовательно, любые периодически повторяющиеся осцилляции на «прогностических» графиках к землетрясениям не имеют отношения, являются посторонними и подлежат исключению. Они могут иметь суточный, сезонный и какой-либо иной характер, изучение которого имеет самостоятельное значение для понимания физики процесса. В некоторых случаях, как напри-

мер для лунно-солнечных приливов, большинство периодов осцилляции может быть довольно точно предсказано заранее, так как причины их появления известны.

Выявить периодические составляющие, отыскать их периоды и определить амплитуды можно путем механического сглаживания, применяя, например, метод взвешенной скользящей средней. В данном случае этот процесс осуществляется последовательно с трех-, четырех-, пятисуточным и т. д. периодом и односуточным скольжением. Веса сглаживаемых величин берутся соответственно равными 1, 2, 1 при трехсуточном; 1, 3, 3, 1 — при четырехсуточном; 1, 4, 6, 4, 1 — при пятисуточном периоде и т. д. Далее по результатам периодического анализа целесообразно построить спектральную характеристику вариационного процесса, откладывая вдоль оси абсцисс величины обнаруженных периодов осцилляции T ; а вдоль оси ординат — средние амплитуды A для каждого периода T . Функция $A=A(T)$ дает возможность оценить нормальные (фоновые) вариации измеряемого параметра, а следовательно, позволяет дать определение аномальным (прогностическим) признакам.

Другим способом исключения посторонних факторов может быть математический прием накопления полезной информации. Например, располагая некоторым количеством осциллограмм вариаций какого-либо гидрогеохимического элемента, наблюдаемого в ряде пунктов в пределах одного и того же артезианского бассейна, легко уменьшить или исключить искажающее влияние местных факторов (изменение дебита, температуры и т. п.). Осуществляется это алгебраическим суммированием всех осциллограмм или их цифровых величин в одни и те же моменты или интервалы времени. В результате сглаживаются случайные (локальные) величины, но становятся более выраженными аномалии, свойственные всем пунктам наблюдений (например, тектонические движения).

Несомненно, существует множество других приемов математической обработки динамических рядов, сведения о которых можно почерпнуть в специальной литературе.

Отбор сейсмологического материала

Предпосылкой к отбору должно служить физическое толкование природы сейсмического очага. Очаг землетрясения не точка, а целая область, от размеров которой зависит величина землетрясения. Возникновение тектонических землетрясений связано с быстрым образованием разрыва пород и снятием деформаций и упругих напряжений, накопленных в определенном объеме пород до землетрясения. Как показали исследования, очаговая область, представляющая собой объем среды, испытавшей необратимую деформацию, соответствует сдвиговым деформациям величиной 10^{-4} и больше. С удалением от нее величина деформации быстро

убывает и уже на расстоянии, равном примерно двадцатикратно-му размеру очага, достигает значений, соизмеримых с деформациями при лунно-солнечных приливах, т. е. 10^{-8} . По-видимому, аналогично затухает и величина деформации пород, подготавливающая землетрясение.

Полагая, что величина и скорость деформаций, предшествующих землетрясению, обуславливает все геофизические, гидрогеохимические и, тем более, геодезические аномалии, в дальнейшем за исходный параметр будем принимать характеристику деформаций в объеме пород, окружающих очаг предстоящего землетрясения. Далее, имея в виду, что величины сброшенных упругих напряжений и деформаций в очаговой области землетрясений разной величины примерно одного порядка, а именно — около

Т а б л и ц а 1

<i>K</i>	<i>M</i>	<i>P</i> ₁	<i>P</i> ₁₀	<i>P</i> ₂₀	<i>P</i> ₃₀
9	2,8	0,3	3	6	8
10	3,3	0,5	6	11	16
11	3,9	1,1	11	22	33
12	4,4	2,2	22	44	66
13	5,0	4,4	44	88	131
14	5,6	8,8	88	175	262
15	6,1	17,5	175	350	525
16	6,7	35	350	700	1050
17	7,2	70	700	1400	2100
18	7,8	140	1400	2800	4200
19	8,4	280	2800	5600	8400
20	8,9	560	5600	11200	16800

100 бар и 10^{-4} , а спад этих величин с расстоянием пропорционален размеру очага землетрясений, можно рассчитать размеры областей представительных эквивалентных деформаций, предшествующих землетрясениям различного энергетического класса (*K*). Тогда радиусы концентрических зон, эквивалентных по величине деформаций, и определяют порядок выборок землетрясений из их генеральной совокупности.

В табл. 1 приведены энергетические классы *K*, магнитуда *M*, размеры очага соответствующих землетрясений *P*₁, радиусы зон выборок *P*₁₀, *P*₂₀ и *P*₃₀ соответственно для 10-, 20- и 30-кратного расстояний, км.

Эта таблица способствует отбору однородного сейсмологического материала, пригодного для поиска корреляционной связи между сейсмическими событиями различной величины и аномальными изменениями естественных полей Земли, предшествующими землетрясениям. Например, принимая величину прогностических деформаций соизмеримой с деформациями земной коры при лунно-солнечных приливах, следует выбирать представительные землетрясения из всей генеральной их совокупности, пользуясь

величинами P_{20} , соответствующими максимальным эпицентральному расстояниям от пункта прогностических наблюдений, в пределах которых деформации пород не менее 10^{-8} . Иными словами, из сейсмологического каталога (генеральная совокупность) необходимо отбирать только те землетрясения энергетического класса K , эпицентры которых удалены от пункта прогностических наблюдений на расстояния, не превышающие критические, указанные в столбце P_{20} для различных по величине землетрясений. Аналогично этому можно пользоваться другими столбцами таблицы (P_{10} и P_{30}), либо составить самостоятельно соотношения представительных эпицентральных расстояний для выборок из зон иной кратности (например, 5-; 15-; 25- и т. д.). Однако всегда следует учитывать, что та или иная представительная выборка должна осуществляться только в соответствии с величинами эпицентральных расстояний, указанных в одном и том же выбранном столбце таблицы. Например, в вариациях инертного газа радона в термоминеральной воде глубинного происхождения [4] возможно обнаружение прогностических аномалий на расстояниях, не превышающих 10-кратного размера сейсмического очага предстоящего землетрясения. При поиске корреляционной связи между предшествующими медленными наклонами земной поверхности и землетрясениями, по-видимому, следует пользоваться таблицей 5-кратных эпицентральных расстояний и т. д. Поиск корреляции тех или иных еще не установленных аномалий с происшедшими землетрясениями можно осуществлять, поочередно пользуясь каждым из столбцов таблицы до тех пор, пока такая связь не будет обнаружена. Если этого добиться не удастся, значит такой связи нет. В случае наилучшей корреляции по какому-либо из столбцов таблицы значения эпицентральных расстояний из него можно использовать в дальнейшем для прогнозирования землетрясений, а также определения необходимой плотности системы наблюдательских прогностических пунктов. Так, изучая вариации радона, 7-балльные землетрясения (примерно $K=13$) можно предсказывать лишь в радиусе 50 км от пункта наблюдений за радоном, 8-балльные — в радиусе около 100 км, 9-балльные — 350 км, 10-балльные — около 1000 км и т. д. Если же говорить о возможности прогноза как минимум 6-балльных землетрясений, то необходимо располагать пункты наблюдений не далее 20—30 км друг от друга. Здесь уместно сказать, что в реальных условиях горизонтальной анизотропии земной коры фактическая конфигурация зон может отличаться от концентрической и, следовательно, критические расстояния могут быть несколько иными.

Изометрия в расположении наблюдательских пунктов также может быть нарушена, поскольку их размещение определяется не только требуемой плотностью сети, но и ее конфигурацией по отношению к простиранью конкретной сейсмогенной зоны. Так, на территории Ферганской долины комплекс исследований должен быть сконцентрирован на Южно-Аламышикском участке Южно-

Ферганской флексурно-разрывной зоны, где в последнее время проявляются интенсивные движения земной коры с активным трещинообразованием на земной поверхности. Потенциальная сейсмическая опасность этого участка сейсмогенной зоны подтверждается еще и тем, что он является «сейсмическим окном» между эпицентрными зонами сильных землетрясений — Андижанского 1902 г. и Аимского 1903 г.

Кроме того, на характер и величину прогностических аномалий может существенно повлиять перераспределение поля упругих напряжений и деформаций, обуславливающих механизм подвижки пород в очаге предстоящего землетрясения. Эти представления подтвердились наблюдениями за вариациями радона перед

Таблица 2

Предельные расстояния, км

К	М	Э, балл	Ощутимость, балл							
			2	3	4	5	6	7	8	9
9	2,8	3	20	0	—	—	—	—	—	—
10	3,3	4	50	20	0	—	—	—	—	—
11	3,9	5	120	50	20	0	—	—	—	—
12	4,4	6	250	120	50	20	1	—	—	—
13	5,0	7	400	250	120	50	20	2	—	—
14	5,6	8	600	400	250	120	50	20	4	—
15	6,1	8—9	720	500	330	180	80	30	10	—
16	6,7	9	900	600	400	250	120	50	20	10
17	7,2	9—10	1100	720	500	330	180	80	30	10
18	7,8	10	1250	900	600	400	250	120	50	20

двумя крупными Газлийскими землетрясениями 8 апреля и 17 мая 1976 года соответственно с $M=7,0$ и $M=7,3$. Оба землетрясения произошли в одной очаговой области, но имели различный механизм очага. Соответственно различными оказались и предвестники: за несколько дней перед первым землетрясением интенсивная аномалия радона наблюдалась в Гарме и незначительная — в районе Ташкента; перед вторым землетрясением интенсивная аномалия была в Ташкенте и слабая — в районе Гарма.

До сих пор речь шла о выборке землетрясений для поиска их корреляционной связи с аномальными признаками в пространственно-временных изменениях естественных геофизических, гидрогеологических и других полей Земли в изучаемом сейсмоактивном регионе. Эти аномалии характеризуют процесс подготовки землетрясения и обусловлены медленными деформациями земной коры, предшествующими землетрясению. Вместе с тем на характере вариаций тех или иных геофизических или гидрогеохимических величин существеннее сказываются динамические деформации, обусловленные прохождением под пунктом наблюдений сейсмических волн от уже случившихся землетрясений. Величина этих

деформаций также связана с размером очага и эпицентральной расстоянием.

В табл. 2 для различных по величине (K , M) событий приведены средние значения сейсмического эффекта (Θ) в эпицентре и максимальные значения эпицентральных расстояний (столбцы 2, 3... 8, 9), за пределом которых сотрясения почвы не превышают соответственно 2, 3, 4... или 9 баллов.

Параметры землетрясений выбираются аналогично предыдущим выборкам. Разница лишь в том, что в данном случае корреляционная связь землетрясений с аномалиями ищется в интервалы времени, сопутствующие землетрясениям или следующие за ними. Этой же таблицей можно пользоваться для определения зависимости величины аномалий от размера землетрясений и эпицентрального расстояния.

Поиск корреляции

При изучении влияния одних признаков на другие или их зависимости от третьих обычно выделяются два — факториальный и результативный. В условиях сейсмичности первый — это деформации земной коры, обуславливающие прогностические аномалии, а в итоге — само землетрясение. Следовательно, факториальным признаком можно считать прогностические аномалии, а результативным — землетрясения. При изучении же последствий землетрясений факториальным признаком будут сами землетрясения, а результативным — вызванные ими динамические деформации и аномальные вариации геофизических и других геополей. С другой стороны, и в первом случае землетрясение можно рассматривать в качестве факториального признака, поскольку цель наших исследований пока — не предсказание землетрясений, а апостериорный поиск и изучение особенностей их прогностических признаков.

Задача корреляции заключается в том, чтобы на основе большого исследовательского материала выявить, как варьирует в среднем результативный признак в связи с изменением данного фактора. Графическое изображение факториального и результативного признаков позволяет не только установить наличие или отсутствие связи между ними, но и изучить характер этой связи и ее тесноту. Например, откладывая вдоль оси абсцисс значения энергетического класса или магнитуды землетрясения, а вдоль оси ординат — амплитуды или периоды аномалий, обнаруженных перед каждым конкретным землетрясением, можно оценить связь этих величин. Обработав соответствующим образом совокупность точек на координатном поле, можно вычислить коэффициент корреляции, который определит тесноту этой связи или укажет на ее отсутствие.

Важно также обнаружить зависимость величины интервалов времени, за которые начинают появляться прогностические признаки, от размеров землетрясения и эпицентрального расстояния.

Интересно построить и такой график: по обеим координатным осям отложить в одинаковом масштабе время, затем какими-нибудь значками по оси абсцисс отметить моменты землетрясений, а по оси ординат — появление наиболее отчетливого прогностического признака. После этого, идентифицируя соответствующие пары значений, нужно нанести на координатную плоскость соответствующие результирующие точки. Очевидно, все они расположатся ниже отрезка прямой линии, проведенной из начала координат под углом в 45° . Оставшиеся, т. е. не нашедшие себе пару, точки на обеих осях следует выделить особым значком. Подсчитав все значки по оси абсцисс, мы получим количество всех землетрясений, отобранных заранее по нашей методике. Число значков по оси ординат за тот же интервал времени укажет на все количество удачных и неудачных прогнозов. Число первых определит количество точек на координатной плоскости. Выделенные особым значком точки на обеих осях координат — неудачи. В итоге, принимая за 100% все количество землетрясений за рассматриваемый интервал времени, следует определить процент «предсказанных» событий и числа всех прогнозов. Затем, принимая за 100% количество всех прогнозов, следует вычислить процент удачных «предсказаний». Проявляя вдумчивость и изобретательность, можно отыскать и другие полезные и интересные приемы поиска корреляции. Не следует, например, забывать, что в зависимости от величины землетрясения и его эпицентрального расстояния опережение прогностического признака может быть различным. Поэтому не исключена необходимость привлечения методов автокорреляции и, наконец, — электронно-вычислительной техники.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что только серьезный подход и строгий физико-математический анализ позволит исключить авантюристическое начало, еще не изжитое среди «искателей» предвестников землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В. И. О моделировании очагов тектонических землетрясений при помощи ультразвуковых излучателей. «Изв. АН СССР», сер. геофиз. 1961, № 2.
2. Каржаув Т. Г., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
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. Прогноз землетрясений. «Строительство и архитектура Узбекистана», 1974, № 8.
6. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
7. Уломов В. И. Газлийские землетрясения 1976 года и районирование сейсмической опасности на территории Западного Узбекистана. «Строительство и архитектура Узбекистана», 1976, № 8.

8. Scholz C. H., Sykes L. R. and Aggarwal Y. L. 1973. Earthquake prediction: a physical basis. Science. 181: 803—810.
9. Саваренский Е. Ф. (ред.). Поиски предвестников землетрясений, Международный симпозиум. Ташкент, 1974.
10. Уломов В. И., Вишняцкий Г. Б., Жумабеков У. Инструментальные наблюдения за развитием трещиноватости в зоне Центрально-Кызылкумских поднятий, «Узб. геол. ж.». 1976, № 6.
11. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. Информационное сообщение № 186 АН УзССР, Ташкент, 1977.

УДК 550.341

Е. М. Безродный

МЕХАНИЗМ ГАЗЛИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Количественные параметры, характеризующие механизм очага землетрясения, могут быть получены методом А. В. Введенской [1]. Ориентация в пространстве осей главных напряжений и двух возможных плоскостей разрыва, а также характер подвижек по ним сопоставляются с геолого-тектоническими условиями возникновения землетрясения. Благодаря этому появляется возможность исследования причинно-следственных связей в тектоносфере и, следовательно, решения многих практических задач сейсмологии и геофизики в целом.

Цель проведенной работы — определение параметров Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. и рассмотрение некоторых особенностей полученных результатов.

Для построения механизма очагов рассматриваемых землетрясений использованы знаки первых вступлений продольных сейсмических волн, которые снимались с сейсмограмм сейсмических станций Узбекистана и других республик Средней Азии. Данные удаленных станций СССР взяты из «Оперативных сейсмологических бюллетеней» [2]. Для обработки привлечены также знаки первых вступлений мировой сети сейсмических наблюдений, любезно предоставленные американским сейсмологом П. Молнаром (табл. 1, 2). Для землетрясений 8 апреля собраны данные с 86 станций, а для 17 мая — с 75.

В табл. 1 и 2 отражены все необходимые исходные данные построений на сетке Вульфа: название станций, эпицентральные расстояния — Δ , град; азимуты от эпицентра на станции — A_z^0 ; углы выхода сейсмического луча из очага — i_h^0 . Следует отметить, что i_h для расстояний $\Delta < 10^\circ$ рассчитывались, исходя из следующей однородно-слоистой модели, схематически отражающей строение земной коры района происшедших землетрясений [3, 4, 5]: 1) слой толщиной $H \sim 25$ км, скорость продольных волн $V_p = 5,7$ км/сек; 2) слой $H \sim 20$ км; $V_p = 6,7$ км/сек; 3) подкорковый слой $V_p = 8,2$ км/сек.

Исходные данные для построения механизма очага Газлийского землетрясения 8 апреля 1976 г.

Станция	Фаза и знак	Δ^0	Λ^0_z	l^0_h	Источник
Нурата	+ip	1,69	253	43	Сейсмограмма
Аяккудук	+ip	1,58	234	43	То же
Тамдыбулак	-ip	1,71	209	43	"
Кериз	+ip	2,07	216	43	"
Агалык	+ip	2,70	295	43	"
Самарканд	+ip	2,76	282	43	"
Кулкудук	+ip	2,25	187	43	"
Пачкамар	+ip	2,88	306	43	"
Джизак	+ip	3,31	271	43	"
Душанбе	+ip	4,43	291	43	"
Ташкент	+ip	4,53	255	43	"
Каахка	-ip	4,59	45	43	"
Ашхабад	+ip	4,64	61	43	Опер. бюллет.
Куляо	+ip	5,44	294	43	То же
Нурек	+ip	4,80	291	43	"
Новониколаевка	+ip	5,72	246	43	Сейсмограмма
Четсу	+ip	5,20	259	43	То же
Джиргиталь	+ip	5,96	278	43	Сейсмол. бюллет.
Фергана	+ip	6,24	267	43	Сейсмограмма
Кызыларват	-ip	5,73	82	43	Опер. сейсм. бюллет.
Наманган	+ip	6,26	261	43	Сейсмограмма
Джамбул	+ip	6,33	244	43	"
Чимкент	+ip	5,08	244	43	Сейсмограмма
Андижан	+ip	6,80	263	43	То же
Небитдаг	-ip	7,62	83	43	"
Кызылатрек	-ip	7,90	70	43	"
Красноводск	+ip	8,70	88	43	"
Фрунзе	+ip	8,80	250	43	Опер. сейсм. бюллет.
Нарын	+ip	9,90	260	43	То же
Алма-Ата	+ip	10,5°	247	43	"
Талгар	+ip	10,6°	250	43	"
Фабричная	+ip	10,1	250	43	"
Баку	+ip	11,0°	95	42	"
Пржевальск	+ip	11,0°	252	42	"
Шемаха	+ip	11,5°	97	42	"
Махачкала	+ip	12,4°	108	40	"
Горис	+ip	13,1°	93	40	"
Кировобад	-ip	13,3	97	40,0	"
Ереван	+ip	15,0	96	40,0	"
Пятигорск	+ip	15,7	112	38	"
Ленинканан	+ip	16,0	99	37,0	"
Бакуриани	+ip	16,0	102	37,0	"
Свердловск	-ip	17,0	173	37,0	"
Сочи	+ip	18,1	109	36,0	"
Ейск	+ip	20,0	118	30,0	"
Ельцовка	+ip	21,0	220	30,0	"
Новосибирск	+ip	22,0	213	28,0	"
Симферополь	-ip	22,2	112	28,0	"
Москва	-ip	22,9	141	28,0	"
Обелиск	-ip	23,2	140	28,0	"

Станция	Фаза и знак	Δ^0	A_z^0	I_n^0	Источник
Кишинев	-p	26,0	116	25,5	О пер. сейсм. бюллет
Петрозаводск	+ip	28,0	150	25,0	То же
Львов	-p	29,0	122	25,0	"
Пулково	+p	29,0	144	25,0	"
Закаменск	+ip	29,1	236	25,0	"
Иркутск	+ep	30,0	232	25,0	"
Апатиты	+ip	32,0	160	14,0	"
Якутск	+ip	44,2	218	22,0	"
Тикси	+ip	44,3	205	22,0	"
Северо-Курильский	+ip	61,3	228	20,0	"
Иультин	+ip	62,2	203	19,0	"
Н.-Лазаревская	+ipkipr	117,1		5,0	"

Данные зарубежных станций

QUE (Пакистан)	+	12,8	346,4	40	По П. Молнару
TAB (Иран)	+	13,8	276,3	40	То же
SHI	+	15,7	137,7	38	"
TST (Турция)	+	25,6	108,1	27	"
NUR (Финляндия)	+	29,4	140,8	25	"
Зофия (Болгария)	+ip	30,1	109,0	25	Опер. сейсм. бюллет.
Гудапешт (Венгрия)	+ip	32,5	119,0	24	То же
KEV (Скандинавия)	+	32,9	157,6	24	По П. Молнару
Скопле (Югославия)	-ip	34,1	105	23	Опер. сейсм. бюллет.
СОР (Дания)	+	35,0	129,8	23	По П. Молнару
KON (Швеция)	+	36,6	136,5	23	То же
STU (ГДР)	+	37,7	118,5	23	"
AAR (Эфиопия)	+	39,9	40,1	23	"
KBS (Швеция)	+	41,3	166,7	23	"
HKC (Гонконг)	+	46,6	279,4	22	"
VAL (Ирландия)	+	48,8	127,8	22	По П. Молнару
KTG (Гренландия)	+	49,0	158,6	22	"
ANP (Тайвань)	+	50,2	270,9	22	"
BAG (Филиппины)	+	58,0	280,2	21	"
LEM (Индонезия)	+	63,5	309,4	21	"
COL (Аляска)	+	70	193,6	18	"
BUL (Родезия)	+	70,3	34,0	18	"
RAV (Н. Британские остр. ва)	+	91,83	274	12	"
СТА (Австралия)	+	98,2	289,6	10	"

Средняя скорость продольных волн в земной коре $\bar{V}_p = 6,2$ км/сек. Для $\Delta > 10^\circ$ углы выхода снимались по графикам С. Д. Коган, представляющим зависимость $i_n(\Delta)$ для различных глубин очагов [6].

Механизм землетрясений 8 апреля 1976 г. построен на сетке Вульфа на основе данных табл. 1. Цифры возле условных точек — номера станций. Подавляющее большинство знаков — плюсы, группирующиеся в центральной части проекции. Проведение nodальной линии 1 диктуется знаками минус, снятыми с сейсмо-

Исходные данные для построения механизма очага Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г.

Станция	Фаза и знак	Δ^0	A_z^0	i_h^0	Источник
Газли (водозабор)	$-ip$	0,24	186	45	Сейсмограмма
Джингильды	$-ip$	0,57	348	72	То же
Тамдыбулак	$-ip$	1,71	209	43	"
Нурата	$+ep$	1,69	259	43	"
Кериз	$+ip$	2,07	216	43	"
Кулкудук	$+ip$	2,25	187	43	"
Агалык	$+ep$	2,70	295	43	"
Ченгельды	$-ip$	4,41	251	43	"
Самарканд	$-ip$	2,74	282	43	"
Джизак	$-ep$	3,31	271	43	"
Янгйбазар	$-ip$	4,71	256	43	"
Душанбе	$-ip$	4,43	291	43	Опер. сейсм. бюллет.
Ташкент	$-ip$	4,53	255	43	Сейсмограмма
Ашх абад	$+ip$	4,64	61	43	Опер. сейсм. бюллет.
Гарм	$-ip$	5,41	281	43	"
Куляб	$-ip$	5,44	294	43	Сейсмограмма
Кызыларват	$-ip$	5,73	82	43	Опер. сейсм. бюллет.
Новониколаевка	$-ip$	5,72	246	43	Сейсмограмма
Наманган	$-ip$	6,76	261	43	То же
Андижан	$-ip$	0,80	263	43	"
Чимкент	$+ip$	5,08	244	43	"
Хорог	$-ip$	6,86	291	43	Станц. бюллет.
Баку	$-ip$	10,3	95	42	Опер. сейсм. бюллет
Талгар	$+ip$	10,6	250	42	Опер. сейсм. бюллет
Шемаха	$+ip$	11,2	97	42	То же
Пржевальск	$-ip$	11,4	253	42	Станц. бюллет.
Махачкала	$+ip$	12,1	108	40	Опер. сейсм. бюллет
Кировобад	$+ip$	13,0	97	40	То же
Горис	$+ip$	13,1	98	40,0	"
Ленин акан	$+ip$	14,8	99	40,0	"
Пятигорск	$-ip$	15,4	110	38,0	"
Свердловск	$+ep$	16,4	173	38,0	"
Сочи	$+ip$	17,8	109	36,8	"
Ельцовка	$+ip$	20,0	220	30,0	"
Симферополь	$+ip$	21,9	112	28,0	"
Москва	$+ip$	22,7	141	28,0	"
Обнинск	$+ip$	23,0	140	28,0	"
Кишинев	$+ip$	25,6	116	25,5	"
Монды	$+ip$	28,0	233	25,0	"
Пулково	$+ip$	28,1	144	25,0	"
Львов	$-ip$	28,9	122	25,0	"
Закаменск	$+ip$	29,3	236	25,0	"
Ужгород	$+ip$	30,0	120	25,0	"
Иркутск	$+ip$	30,1	232	25,0	"
Апатиты	$+ip$	31,6	160	25,0	"
Бодайбо	$+ip$	36,3	224	23,0	"
Тупик	$+p$	39,5	223	23,0	"
Якутск	$+ip$	44,3	218	22	"
Тинск	$+ip$	44,4	205	22,0	"
Магадан	$+ip$	54,6	219	21,0	"
Южно-Сахалинск	$-ip$	55,3	237	21,0	"

С/станция	Фаза и знак	Δ^0	A_z^0	h^0	Источник
Северо-Курильск	+ip	61,5	228	20,5	Опер. сейсм. бюллет.
Петропавловск	+ip	61,7	218	20,0	То же
Иультин	+ip	62,3	208	20,0	"
Новолазаревка	-ipkip	117,0		5,0	"
Данные зарубежных станций					
QUE (Пакистан)	—	12,8	346,4	40	По П. Молнару
IER (Израиль)	+	24,9	73,4	26	То же
EIL (-,-)	+	26,4	68,5	26	"
София (Болгария)	+	29,8	109	25,0	Опер. сейсм. бюллет.
Будапешт (Венгрия)	+	32,3	109	24,0	"
СГА (Австралия)	+	35,0	129,8	24,0	По П. Молнару
КОН (Швеция)	+	36,6	136,5	24,0	То же
AAE (Эфиопия)	+	89,9	40,1	23,0	"
KBS (Скандинавия)	+	41,3	166,7	23,0	"
ESK (Англия)	+	48,9	120,7	22,0	"
VAL (Ирландия)	+	48,8	127,8	22,0	"
АНР (Тайвань)	+	50,2	270,9	21,0	"
ВАГ (Филиппины)	+	55,0	280,2	21,0	"
LEM (Индонезия)	+	63,5	309,4	18,0	"
COL (Аляска)	+	70,0	193,6	18,0	"
РАВ (о-ва п. Брит.)	+	91,8	274,0	12,0	"
НКС (Гонконг)	+	91,83	279,4	12,0	"
COR (США)	+	32,9	184,9	12,0	"
СТА (Австралия)	+	98,2	289,6	11,0	"
BKS (Калифорния)	+	99,6	184,6	10,0	"

грамм вертикальных составляющих станций Туркменской ССР № 12, 26, 20, 25. Следует заметить, что совместная обработка знаков на трех составляющих этих станций не дает направления на эпицентр. Это замечание относится и к станции № 3 в Узбекистане, которая контролирует проведение нодальной линии II. Станция № 43 «Свердловск» дает знак минус и, на наш взгляд, с потерей первого вступления, так как в этом азимуте станция № 7 уверенно регистрирует знак плюс. В целом обе нодальные линии довольно жестко закрепляются имеющимися данными (рис. 1).

Механизм землетрясения 17 мая 1976 г. построен на сетке Вульфа по данным табл. 2 (рис. 2). Нодальная линия I может варьировать в пределах $\pm 8^\circ$, в то же время II уверенно закрепляется станциями № 5 и 1, знаки которых сняты с сейсмограмм и согласуются с определением азимута на эпицентр, т. е. по трем составляющим. Количественные характеристики динамических параметров обоих толчков приведены в табл. 3.

На рис. 3 сопоставлены механизмы рассмотренных землетрясений и характер движений по найденным поверхностям разрыва. Несмотря на азимутальную разобщенность осей главных напряжений, оси сжатия (i) тяготеют к субмеридиональному направле-

нию и горизонтальны. Оси напряжения-растяжения (K) близвертикальны, а оси промежуточного напряжения (X) близгоризонтальны. Что касается характера движения, то для землетрясения

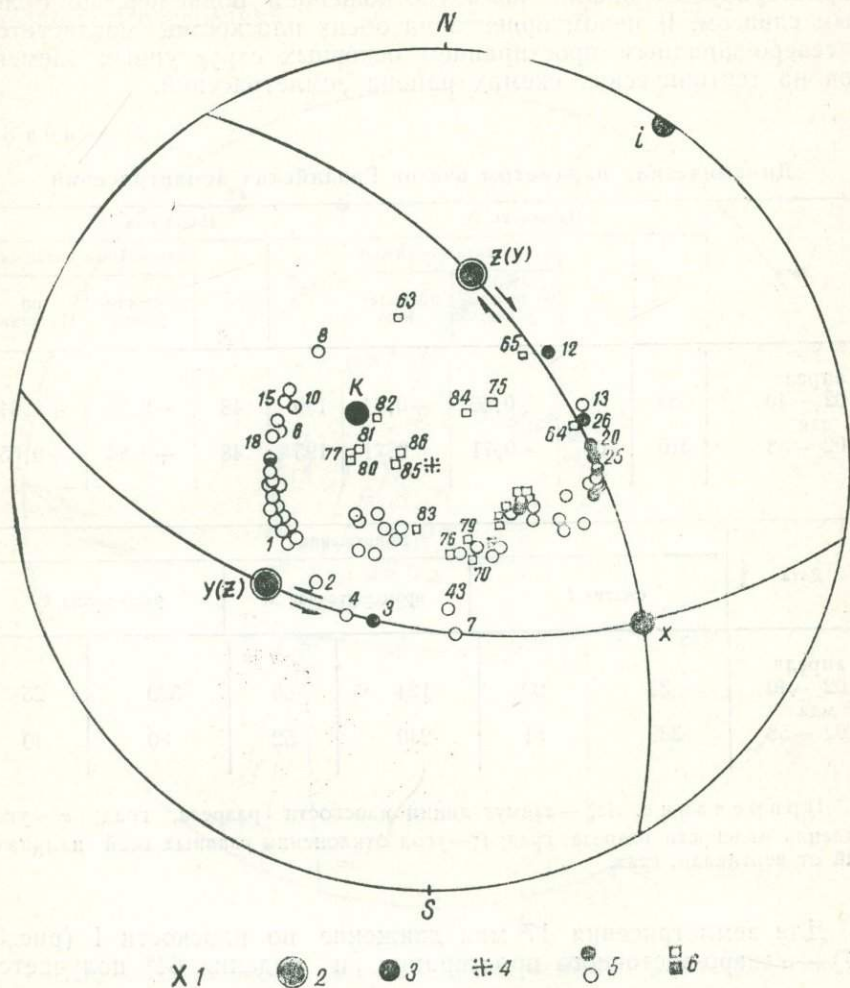


Рис. 1. Механизм очага Газлийского землетрясения 8 апреля 1976 г.:

1—положение нодальной линии; 2—ориентация осей подвижек; 3—ориентация осей главных напряжений сжатия (i), растяжения (K) и промежуточного (X); 4—центр сетки Вульфа; 5—положение сейсмических станций СССР со знаками первых вступлений соответственно + и -; 6—знаки зарубежных станций мировой сети сейсмических наблюдений соответственно + и -. Порядковые номера—согласно табл. 1.

8 апреля по нодальной плоскости I северо-западного простирания с углом падения 48° получается взброс, либо сброс с правым сдвигом (d — вектор движения висячего блока). При этом верти-

кальная компонента подвижки (d_z) в 1,5 раза превышает компоненту подвижки по простиранию (d_H). Движение по субширотной (запад — север — запад) нодальной плоскости II (рис. 3, IIa) характеризуется аналогичным соотношением подвижек, но с левым сдвигом. В целом ориентация обеих плоскостей согласуется с северо-западным простиранием основных структурных элементов на тектонических схемах района землетрясений.

Т а б л и ц а 3

Динамические параметры очагов Газлийских землетрясений

Дата	Плоскость I				Плоскость II			
	Az_n^o	e^o	компонента подвижки		Az_n^o	e^o	компонента подвижки	
			по простиранию	по падению			по простиранию	по падению
8 апреля 02 —40	55	48	+0,56	+0,84	190	48	-0,55	+0,84
17 мая 02 —58	310	64	-0,71	+0,71	195	48	+0,84	+0,55

Дата	Напряжение					
	сжатия i		промежуточное x		растяжения k	
8 апреля 02 —40	33	90	124	66	320	25
17 мая 02 —58	339	81	240	52	80	40

Примечание. Az_n^o —азимут линии плоскости разреза, град; e^o —угол падения плоскости разреза, град; i^o —угол отклонения главных осей напряжений от вертикали, град.

Для землетрясения 17 мая движение по плоскости I (рис. 3, Iб) — северо-восточного простирания и падения 64^o получается типа взброса, или сброса с левым сдвигом. При этом $\frac{d_z}{d_H} = 1,0$.

Нодальная плоскость II субширотного простирания (запад—север—запад), имеет падение 48^o , а движение по ней — правый сдвиг со сбросом, либо взбросом. Здесь горизонтальная подвижка превалирует над вертикальной компонентой $d_H/d_z = 1,5$.

Таким образом, приведенные здесь данные о механизме Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. дают представление о пространственном положении и характере деформации по

найденным поверхностям разрыва в рамках методики А. В. Введенской.

Далее коснемся некоторых особенностей Газлийских землетрясений и отдельных вопросов, требующих, на наш взгляд, дальнейших исследований.

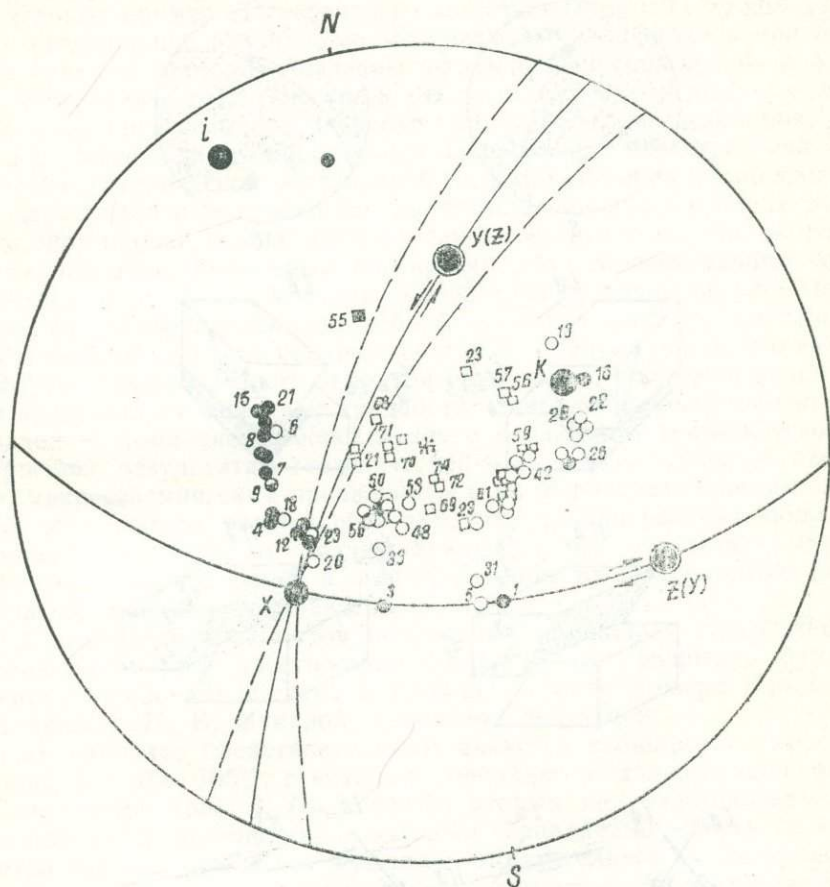


Рис. 2. Механизм очага Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. Порядковые номера—согласно табл. 2. См. усл. обозн. на рис. 1.

Прежде всего следует указать, что Газлийские землетрясения проявились в неожиданном месте — это вопрос спорный [7], и что произошло не одно, а два с 40-дневным интервалом, почти одинаковой силы и в одном очаге. При этом механизм очагов у них имеет существенные различия. Возникает вопрос, являются ли эти землетрясения как бы независимыми событиями, т. е. процесс разрядки накопившихся напряжений произошёл двумя мощными порциями, или эти события взаимообусловлены? Он не снимается и

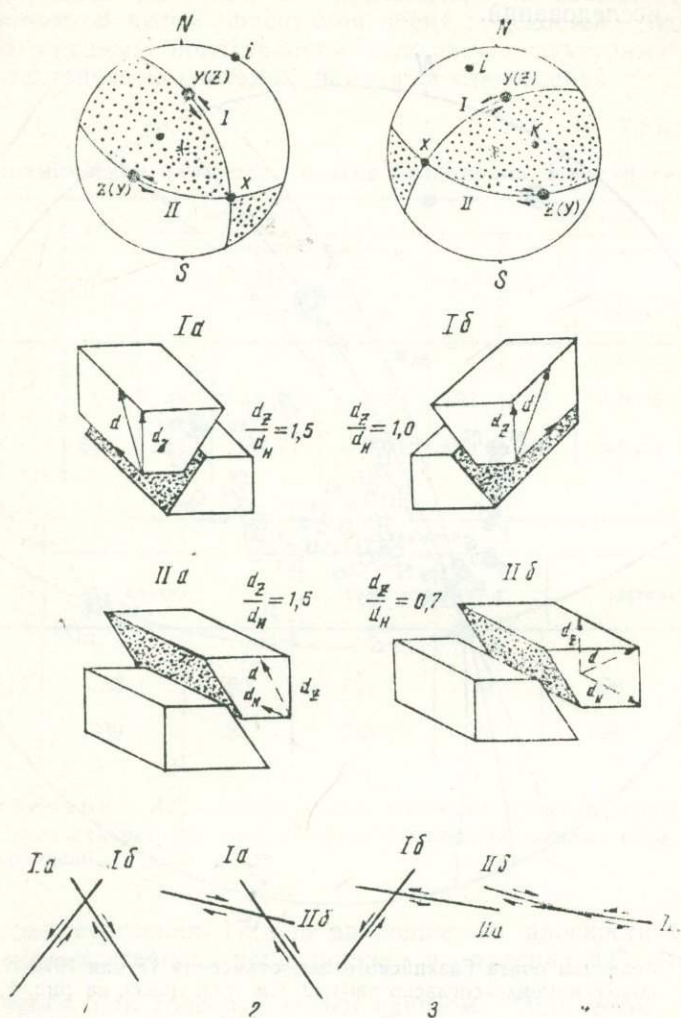


Рис. 3. Сопоставление механизма очагов Газлийских землетрясений 8 апреля (а) и 17 мая (б)

Ia, IIa — характер подвижек по двум возможным плоскостям разрыва в очаге землетрясения 8 апреля; *Ib, IIb* — то же, в очаге землетрясения 17 мая; *d* — полный вектор подвижек; *d_z d_H* — вертикальная и горизонтальная составляющие вектора; *v* — четыре сочетания горизонтальных подвижек по возможным плоскостям разрыва в очагах обоих землетрясений.

анализом механизмов афтершоков¹, среди которых после первого толчка возникли афтершоки с механизмом 17 мая. Если их рассматривать как форшоки, то они могут быть предвестниками землетрясения 17 мая. Следовательно, в этом случае оба толчка взаимообусловлены.

Однако пример Дагестанского землетрясения 1971 г. показал, что афтершоки с различными механизмами наблюдались при одном сильном толчке [8], названы афтершоками «разгрузки» и были обоснованы теоретически [9]. В этом случае предыдущее заключение дискуссионное и требует дальнейшего исследования.

Не менее важен вопрос связи Газлийских землетрясений с геолого-тектонической обстановкой их возникновения — по каким из двух нодальных плоскостей произошла подвижка в обоих очагах. Формально можно проанализировать четыре сочетания подвижек по двум возможным плоскостям. Для горизонтальных составляющих движений эти четыре сочетания показаны на рис. 3(в). Если взаимообусловленность обоих землетрясений не доказана, то возможно любое из четырех сочетаний. Следует учесть, что даже в случае одного сильного землетрясения, выбор плоскости подвижки представляет известные трудности. Наиболее распространенный подход — комплексное сопоставление данных по тектоническому строению, результатам геодезической и геоморфологической съемки, макросейсмическим проявлениям и др. В рассматриваемом случае этот подход осложняется тем, что эпицентральная область подверглась двойному воздействию. Поэтому результаты перечисленных других работ в эпицентральной зоне необходимо различать по времени их проведения.

Сопоставление азимутов полученных нодальных плоскостей с розой-диаграммой простираения тектонических разрывов фундамента газлийского выступа и трещин в грунте у озера Каракыр, по данным Н. В. Лукиной, показало следующее:

а) наиболее представительным является субширотное простираение $A_2 = (95-105^\circ)$, с которым совпадают нодальные плоскости обоих очагов (рис. 3, *IIa*, *IIб*); б) вторым по представительству является С-З простираение, с которым совпадает плоскость *1a* землетрясения 8 апреля; г) наименее выразительное — северо-восточное простираение, совпадающее с плоскостью *1б* землетрясения 17 мая. Таким образом, формальное сопоставление не дает возможности выбора, если не принимать во внимание представительности трещин, которая может быть эффектом методического характера. В то же время азимутальное совпадение отражает все полученные направления нодальных плоскостей. В дополнение следует указать на азимутальную сопоставимость наших данных с простираениями трещин, закартированных В. И. Макаровым, Н. В. Лукиной, Ю. К. Щукиным в эпицентральной области. Но

¹ Совместно с А. А. Абдукадыровым рассмотрено более 70 механизмов афтершоков с $K \geq 11$.

здесь генеральное направление — северо-западное, а потом уже северо-восточное и субширотное. Несмотря на некоторую неопределенность количественного распределения, необходимо отметить общую согласованность в выделении трех направлений: северо-восточного, северо-западного и субширотного. Не исключено, что все они проявились при Газлийских землетрясениях.

Дополнительное подтверждение взаимной согласованности инструментальных сейсмологических и геолого-тектонических данных — сопоставимость характера движений. Так, анализ неотектонической обстановки Центрально-Кызылкумских поднятий и смежной территории, включающих зону Газлийских землетрясений, позволил В. И. Макарову сделать заключение о характере движений по разломам северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания. При этом разломы северо-восточного простирания представляются как левые взбросо-сдвиги, северо-западного — как правые. Такой вывод удовлетворительно согласуется со схемой рис. 3, в (I), хотя субмеридиональное направление в очагах не проявилось.

Северо-западное и северо-восточное направления также довольно четко проявились в структурно-тектоническом плане рассматриваемой территории в форме двух систем ступеней погружения фундамента [11].

Отвечая на вопрос о связи Газлийских землетрясений с условиями их возникновения, следует отметить характерную особенность обоих очагов, заключающуюся в субмеридиональной близгоризонтальной ориентации главной оси напряжения сжатия (i) и близвертикальном положении оси напряжения растяжения (K), которая согласуется с геолого-тектонической реконструкцией поля напряжений [10]. Это говорит, по-видимому, об общем характере тектонического поля напряжений, в условиях которого произошли оба землетрясения. Полученный результат не противоречит взглядам многих геологов на характер тектонической активизации юго-восточной части Туранской плиты. Если продолжающийся рост Южно-Тяньшаньского горного сооружения сопровождается «внедрением» его по наиболее благоприятным направлениям в смежные платформенные области, то при этом вместе с генеральной северо-западной структурной направленностью активизации накапливаются горизонтальные сжимающие напряжения во фронтальных пограничных поясах. Эти напряжения могут быть обусловлены «наполнением» мобильной системы на относительно стабильные территории.

Примером аналогичной ситуации может служить Приташкентский район, где реализуются горизонтальные тектонические сжимающие напряжения, создаваемые надвигающейся на восточные участки Туранской плиты Чаткало-Кураминской областью новейшей тектонической активизации. При этом механизмы очагов землетрясений Приташкентского района идентичны механизмам Газлийских землетрясений [11].

Таким образом, по сейсмологическим данным выявлены три возможные плоскости разрыва в очагах Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая, согласующиеся по простиранию с геолого-тектоническими данными: северо-западная, северо-восточная и субширотная.

Единым для обоих толчков является поле напряжений, снятое при землетрясениях и характеризующееся общим субмеридиональным горизонтальным сжатием и субвертикальным растяжением.

Различие в механизмах основных толчков проявилось в азимутах двух нодальных плоскостей северо-западного и северо-восточного простирания и характере подвижек по ним.

ЛИТЕРАТУРА

1. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., 1969.
2. Оперативный сейсмологический бюллетень. ЦСО. Обнинск, 1976, № 10, 14.
3. Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б., Шрайбман В. И. Строение земной коры и верхней мантии геоструктурных зон запада Средней Азии. В кн. «Строение и развитие земной коры». М., 1964.
4. Уломов В. И., Безродный Е. М. Некоторые особенности строения земной коры в Приташкентском районе по сейсмологическим данным. В кн. «Ташкентское землетрясение...». Ташкент, 1971.
5. Яковлева И. Б. О скоростном разрезе земной коры района Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1969, № 5.
6. Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И. [и др.]. Исследование механизма землетрясения. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 40, 1957.
7. Петрушевский Б. А. Некоторые уроки Кызылкумских землетрясений. «Бюлл. Московск. общества испытателей природы», отд. геол., 1977, № 1.
8. Кузнецова К. И., Антекман Ж. Я., Шебалин Н. В., Штейнберг В. В. Афтершоки последствия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения. В кн. «Исследования по физике землетрясений». М., 1976.
9. Костров Б. В., Шебалин Н. В. Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения. В кн. «Исследования по физике землетрясений». М., 1976.
10. Лукина Н. В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М., 1977.
11. Безродный Е. М. Характеристика напряженного состояния земной коры области перехода от орогена к платформе. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1971.

УДК 550.348.433

В. И. Уломов

ФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ ГАЗЛИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 8 АПРЕЛЯ И 17 МАЯ 1976 ГОДА

Интерес к изучению физики сейсмического очага в последние годы значительно возрос благодаря широкому развитию в нашей

стране и за рубежом комплексных исследований по прогнозированию землетрясений. В результате достигнуты определенные успехи как в области полевого изучения очаговых зон, так и теории лабораторных экспериментов.

Проблема изучения физических процессов в очаге землетрясения объединяет исследования практически по всем основным разделам классической и современной физики — механике и гидроаэромеханике, термодинамике и молекулярной физике, электричеству и магнетизму, атомной и ядерной физике. Сюда же следует отнести геофизические, геохимические, геодезические и другие геологические методы изучения, включая космические и астрономические. В сейсмологии нет ни одного научного направления, которое прямо или косвенно не имело бы отношения к исследованиям физики очага землетрясения. В этой статье речь идет о «механических» аспектах проблемы, поскольку комплексные исследования Газлийских землетрясений пока не завершены, но данные о механизме их очагов уже можно считать в значительной мере представительными.

Механизм очагов по методике А. В. Введенской изучался Е. М. Безродным путем использования сведений о знаках первых вступлений продольных волн, зарегистрированных сетью отечественных и зарубежных сейсмических станций. При этом для землетрясения 8. IV с $M=7,0$ собраны данные 86 сейсмических станций, а для землетрясения 17. V с $M=7,3-75$ станций. Географические координаты эпицентров обоих землетрясений $\varphi=40,3 N$ и $\lambda=63,5 E$ определены Н. В. Уломовой и Р. П. Фадиной по центру зоны афтершоков, построенной с большей точностью, чем сами эпицентры. Глубина гипоцентра землетрясения 8. IV около 20 км, а 17. V — 25 км от земной поверхности. Данные по зарубежным станциям получены и любезно представлены в наше распоряжение П. Молнаром.

Механизмы очагов землетрясений 8 апреля и 17 мая, построенные на сетке Вульфа (рис. 1), существенно отличаются друг от друга как по ориентации плоскостей разрыва, так и по направлению подвижки вдоль них. Характер перемещения бортов разрыва в том и другом случаях — взбросо-сдвиги.

Близкими по ориентации оказались оси главных сжимающих и растягивающих напряжений: оси сжатия субмеридиональны и близки к горизонту, оси растяжения ориентированы в субширотном направлении под острым углом к вертикали. Такое расположение осей главных напряжений не противоречит существующим представлениям о сжатии, направленном вкост простирания горных сооружений (в данном случае хр. Кульджуктау и др.). Однако этим еще не определяется возможность выбора одной из двух плоскостей разрыва при каждом землетрясении (соответственно сплошные и пунктирные линии на рис. 1). Не способствуют этому и геолого-геофизические данные об ориентации тектони-

ческих нарушений в палеозойском фундаменте, расположение которых в эпицентральной области самое разнообразное.

Имея в виду, что при каждом землетрясении действовала лишь одна из двух возможных плоскостей разрыва, формально можно рассмотреть четыре варианта различных сочетаний пар плоскостей, которые могли «сработать» последовательно при каждом землетрясении. Обозначив субширотные плоскости возможного разрыва индексами СШ₈ и СШ₁₇ соответственно для каждого землетрясения, а две другие — северо-западного и северо-восточного простирания — СЗ₈ и СВ₁₇, запишем эти сочетания: СШ₈—СШ₁₇, СШ₈—СВ₁₇, СЗ₈—СШ₁₇, СЗ₈—СВ₁₇.

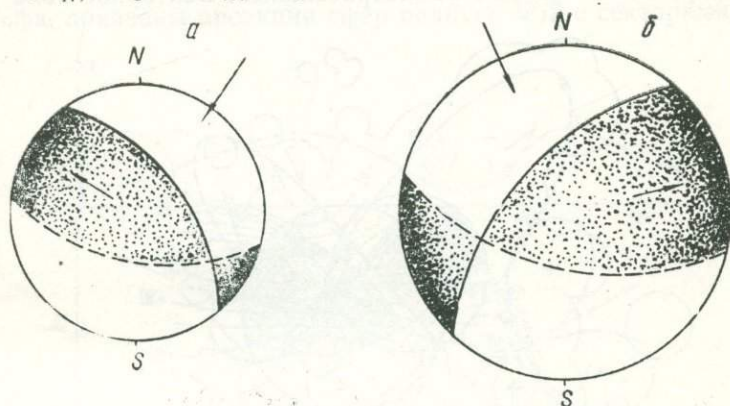


Рис. 1. Механизм очагов Газлийских землетрясений 8 апреля (а) и 17 мая (б) 1976 г. (по данным Е. М. Безродного).

Первый вариант, по-видимому, можно отбросить, так как в противном случае следовало бы предположить маловероятную с позиций тектонофизики возможность подвижки крыльев разлома сначала в одну сторону, а спустя 40 дней с не меньшей энергией — в другую. Сомнительны и два следующих варианта, поскольку они также предполагают отчасти встречное перемещение. Наиболее приемлем последний вариант, который предполагает движение по плоскости северо-западного простирания в момент землетрясения 8 апреля и вдоль плоскости северо-восточного простирания при землетрясении 17 мая.

Геодезические измерения в эпицентральной области подтверждают вероятность именно таких подвижек в очагах Газлийских землетрясений. Поскольку геодезическая съемка проводилась после второго землетрясения, разделить эффект каждого в отдельности не представляется возможным.

По данным Н. А. Корешкова, В. А. Пискулина и А. П. Райзмана, мы (рис. 2) построили изогипсы деформирования земной поверхности и показали векторы горизонтальных перемещений почвы, обнаруженные после главных землетрясений в июне —

сентябре 1976 г. Здесь же, по данным Р. П. Фадиной и Н. В. Уломовой, околонуена эпицентральная область афтершоков землетрясений, построенная по наблюдениям телеметрических станций, организованных нами в июне 1976 г.

На площади, покрытой повторными геодезическими съемками, выделяются два ярко выраженных всхолмления земной поверхности с амплитудой более 70 см и седловиной между ними с отметкой 40 см. В юго-восточной части территории наблюдается опускание земной поверхности, возможно, частично обусловленное откачкой природного газа и в какой-то мере эффектом остаточных деформаций в связи с землетрясениями. Векторное поле горн-

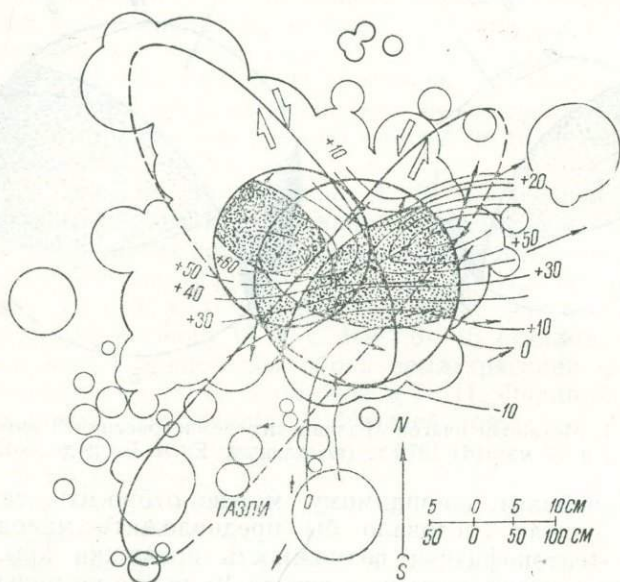


Рис. 2. Положение плоскостей разрыва в очаговой области и деформация земной поверхности.

зонтальных перемещений наиболее отчетливо выражено в северо-восточной части территории, где величина отдельных векторов достигает одного метра. Их направление преимущественно северо-восточное.

Размеры и положение очагов землетрясений показаны на рисунке в виде проекций на земную поверхность эллипсовидных плоскостей, ориентированных в пространстве в соответствии с механизмом очагов. Протяженность очагов обоих землетрясений — соответственно 50 и 70 км, вычислена по полученной нами ранее [1] зависимости

$$\lg L, \text{ км} = 0,301K - 3,272 = 0,528M - 2,010, \quad (1)$$

где L — длина очаговой области землетрясения;

K — энергетический класс $K = \lg E$;

M — магнитуда землетрясения.

Размеры по глубине (ширина W плоскостей разрыва) соответствуют глубинам залегания гипоцентров каждого из землетрясений и составляют $W_8 = 20$ км и $W_{17} = 25$ км. Поскольку плоскость падения разрыва при первом землетрясении более пологая, чем при втором, в плане этот эллипс выглядит шире. Характер перемещения крыльев разрыва во время взбросо-сдвигов условно показан белыми стрелками в верхней части эллипсов (сплошные линии). На этом же рисунке в виде кругов, снятых с сетки Вульфа, показаны проекции сфер радиуса $W/2$ с секторами сжатия

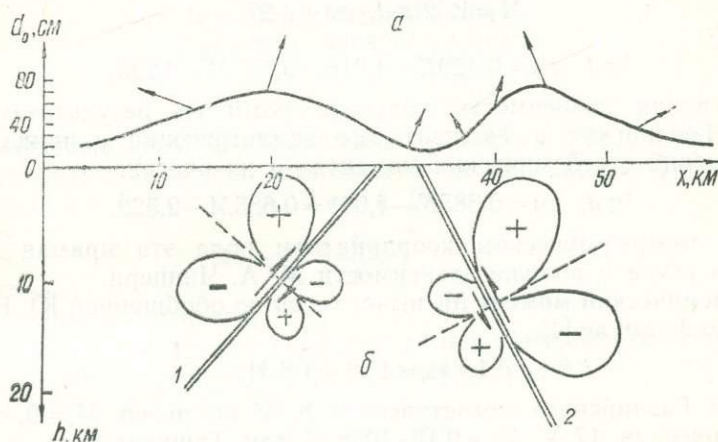


Рис. 3. Вертикальный разрез очаговой области:

a — рельеф, появившийся после землетрясения, и проекции полных векторов (стрелки) пространственных перемещений земной поверхности; b — диаграммы вероятного распределения вокруг очагов полей сжимающих и растягивающих деформаций. Стрелки — направление и условная величина перемещения крыльев разрыва.

1 — поперечные сечения плоскостей разрыва при землетрясениях 8.IV—1976 г.; 2 — 17.V—1976 г.

(белые) и растяжения (красные), разграниченными нодальными плоскостями. Сплошными дугами показаны следы действительных плоскостей разрыва, пунктиром — следы мнимых. Как видно, векторное поле горизонтальных перемещений земной поверхности согласуется с характером движения верхних крыльев разрыва, а всхолмления соответствуют приподнятым шаровым секторам (красные).

Как и при Ташкентском землетрясении 1966 г. [2], «вспучивание» земной поверхности в эпицентральной области Газлийских землетрясений (рис. 3) также приурочено к приподнятым крыльям разрыва, а области максимального поднятия расположены на прямой, идущей из центра очага под углом 45° к плоскости сдвига и соответствующей направлению с максимальными деформациями сжатия (+). Это позволяет предположить, что западное

всхолмление возникло после первого землетрясения, а восточное— главным образом после второго. Тогда землетрясению 8. IV с $M=7,0$ будет соответствовать модуль полного вектора смещения земной поверхности $d_0=75$ см, а землетрясению 17. V с $M=7,3$ — $d_0=110$ см. С учетом результатов геодезических измерений при Ташкентском землетрясении ($M=5,3$, $d_0=3,5$ см) связь между d_0 и величиной, землетрясения будет следующей:

$$\lg d_0, \text{ см} = 0,434K - 5,335 = 0,767M - 3,534. \quad (2)$$

Эта логлинейная зависимость близка к описанной М. А. Чиннери [3, 4] для смещений d внутри очага, но, естественно, по абсолютным значениям d_0 меньше d :

$$M = 1,32 \lg d, \text{ см} + 4,27 \quad (3)$$

или [4]:

$$\lg d, \text{ см} = 0,420K - 4,915 = 0,757M - 3,235. \quad (4)$$

Аналогичная зависимость получена нами по результатам изучения Газлийских и Ташкентского землетрясений с привлечением сведений о сейсмических моментах в их очагах:

$$\lg d, \text{ см} = 0,385K - 4,091 = 0,685M - 2,522. \quad (5)$$

На логарифмическом координатном поле эта прямая расположена выше и положе зависимости М. А. Чиннери.

Сейсмический момент M_0 вычислялся по обобщенной Ю. В. Ризниченко формуле [4]:

$$\lg M_0 = 15,4 + 1,6M.$$

Для Газлийского землетрясения 8. IV он равен $M_0 = 0,40 \cdot 10^{27}$, землетрясения 17. V $M_0 = 0,12 \cdot 10^{28}$, а для Ташкентского — $M_0 = 0,76 \cdot 10^{24}$. Воспользовавшись классической формулой сейсмического момента, предложенной К. Аки [5], можно вычислить амплитуду подвижки внутри сейсмического очага:

$$M_0 = \mu S d, \quad (7)$$

где μ — модуль сдвига;

S — площадь поверхности разрыва;

d — амплитуда смещения пород в очаге.

Откуда

$$d = \frac{M_0}{\mu S}. \quad (8)$$

Подставив значения $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см², что соответствует скорости поперечных волн 3,5 км/сек и плотности пород 2,6 г/см³, а также значения M_0 и величины $S_8 = 0,78 \cdot 10^{13}$ см² и $S_{17} = 1,37 \cdot 10^{13}$ см², вычисленные по формуле $S = \frac{\pi L W}{4}$, определим ам-

плитуды смещения крыльев разлома при каждом из землетрясений: $d_8 = 2 \cdot 10^2$ см = 2 м и $d_{17} = 3 \cdot 10^2$ см = 3 м. Вычисленная та-

ким же образом амплитуда подвижки пород в очаге Ташкентского землетрясения равна 13 см, что в 3,8 раза меньше величины, полученной без учета геодезических данных [2]. В то же время объем грунта, дополнительно появившегося над ташкентским сейсмическим очагом, оказался примерно в 3 раза меньше объема пород, перемещенных внутри очага, как мы полагали, на $d=50$ см [1, 2]. Приравняв эти объемы, можно внести коррективы и получить новую оценку $d=17$ см, весьма близкую к полученной с учетом сейсмического момента ($d=13$ см).

Все значения d описываются формулой (5). Из формул (2) и (5) легко получить связь между величиной d и d_0 в зависимости от размеров землетрясения:

$$\begin{aligned} \lg d &= \lg d_0 - 1,244K + 0,049 \\ \lg d &= \lg d_0 - 0,082M + 1,012. \end{aligned} \quad (9)$$

Сброшенные упругие напряжения $\Delta\sigma$ (stress drop), средние по площади разрыва, обычно оцениваются по нескольким формулам: Формула Кинга-Кнопофа [6]

$$\Delta\sigma = C \left(\frac{M_0}{S^{3/2}} \right), \quad (10)$$

где S — площадь разрыва;

C — коэффициент, значения которого в зависимости от формы площадки изменяются в пределах 1,6 до 2,4.

Формула Бруна [7]

$$\Delta\sigma = 7/18 (M_0/R^3), \quad (11)$$

где R — средний радиус эквивалентной по площади круговой дислокации в очаге, вычисляется по формуле

$$R = \frac{2,34V}{2\pi f_0}, \quad (12)$$

где V — скорость изучаемых сейсмических волн;

$f_0 = 1/T_0 = \omega_0/2\pi$ — частота угловой точки амплитудного спектра Фурье.

Формула Б. В. Кострова [8]

$$\Delta\sigma = \frac{2\mu E_q}{M_0}, \quad (13)$$

которая выводится из его же формулы для оценки энергии землетрясения

$$E_q = \frac{1}{\mu} \left(\frac{1}{2} \Delta\sigma - \sigma_r \right) M_0, \quad (14)$$

если в ней пренебречь величиной напряжения радиационного трения σ_r .

Формула Ю. В. Ризниченко [9]

$$\Delta\sigma = M_0 \left(\frac{4}{3} \pi R^3 \right), \quad (15)$$

полученная путем интегрирования объемной плотности сейсмического момента по объему сферы радиуса R , моделирующей очаг землетрясения.

Аналогичную формулу, но исключаящую малообоснованные для реальных условий величины R и μ , можно получить по методике, примененной нами в работе [2]. Полагая, что упругая энергия излучается из объема очаговой области еще до того, как она разрушается, можно воспользоваться законом Гука для определения величины падения напряжений в зависимости от величины сброшенных в очаге упругих деформаций:

$$\Delta\sigma = \mu \cdot \Delta\varepsilon. \quad (16)$$

Среднее значение упругой деформации пород в момент землетрясения описывается формулой:

$$\Delta\varepsilon = \left(\frac{2E_0}{\mu V} \right)^{1/2}, \quad (17)$$

которая легко выводится, если упругую энергию E_0 , затраченную на деформирование объема V , численно приравнять полной работе A упругой деформации [2]:

$$E_0 = A = \frac{1}{2} \mu V \Delta\varepsilon. \quad (18)$$

Тогда из (16) и (17) следует:

$$\Delta\sigma = \left(\frac{2\mu E_0}{V} \right)^{1/2}. \quad (19)$$

Полагая величины E_g и E_0 из формул (13) и (17) эквивалентными и решая совместно эти уравнения, получим самое простое выражение для величины сброшенных в очаге напряжений:

$$\Delta\sigma = \frac{M_0}{V}, \quad (20)$$

где V — объем очаговой области.

Представляя очаг в виде трехосного эллипсоида длиной L , шириной W , толщиной $W/2$, т. е. объемом $V = \frac{\pi L W^2}{8}$, получим нашу окончательную формулу для оценки сброшенных напряжений (бар или кг/см²):

$$\Delta\sigma, \text{ бар} = \frac{2,55 M_0 \text{ дин} \cdot \text{см}}{L W^2 10^{21} \text{ км}^3}. \quad (21)$$

где M_0 — сейсмический момент (дин. см), определяемый по сейсмограммам или корреляционной формуле;

L — протяженность, W — ширина очага (глубина гипоцентра), км, определяемые либо по области очагов афтершоков, либо по соответствующим формулам, либо иным способом.

Расчеты по формулам (10), (11), (13), (15) и (21) дают соответственно следующие оценки величины падения напряжений в очаге Газлийского землетрясения 8 апреля: 37; 46; 7; 28; 51 кг/см² и 17 мая: 47; 58; 3; 36; 70 кг/см².

Величины сброшенного напряжения в очаге Ташкентского землетрясения 1966 г., полученные по этим же формулам, равны 18; 19; 50; 12; 26 кг/см², что несколько ниже полученных ранее [2] — 60 кг/см².

Все значения, за исключением вычисленных по формуле Б. В. Кострова, одного порядка и незначительно возрастают с величиной землетрясения. Скачок напряжения $\Delta\sigma$, рассчитанный по формуле (13), убывает с увеличением магнитуды землетрясения.

Зависимость величины $\Delta\sigma$, вычисляемой по формуле (21), от энергетического класса или магнитуды землетрясения запишется так:

$$\lg \Delta\sigma, \text{ бар} = 0,111K - 0,088 = 0,198M + 0,360. \quad (22)$$

Она существенно отличается от полученных другими авторами, поскольку предполагает изменение величины $\Delta\sigma$ лишь в пределах от 2 до 110 бар в диапазоне магнитуд от $M=0$ до $M=8,5$, в то время как аналогичная зависимость, по мировым данным [4], допускает в этом же диапазоне магнитуд изменение в 10^5 раз. Зависимость (22) близка к полученной Ю. В. Ризниченко по крайним точкам всего диапазона величины очагов, т. е. по материалам непосредственных измерений разрывов в лабораторных условиях и наблюдений над разломами при крупнейших землетрясениях мира.

Блок-диаграммы вероятных этапов развития разрывов приведены на рис. 4 в очаговой области Газлийских землетрясений, иллюстрирующие подготовку землетрясений: сжимающие усилия совпадают с субмеридиональным направлением, растягивающие близки к субширотному. Пунктиром показаны следы плоскостей предстоящих разрывов северо-западного (8 апреля) и северо-восточного (17 мая) простираения. Характер взбросо-сдвига, вызвавшего первое землетрясение, показан на рис. 4, б. Второй разрыв в виде взбросо-сдвига, ориентированный вкрест простираения к первому, мог произойти так, как показано на трех остальных рисунках (в, г, д).

По варианту в разрыв не пересекает и практически не нарушает целостности приподнятого крыла первого разрыва, а, изламываясь, перемещает вверх и на северо-восток часть его нижнего крыла. Реальность такой модели очаговой области может быть

подтверждена слишком редкими афтершоками на юго-западном окончании второго разрыва (см. рис. 2).

Вариант *г*, предполагающий пересечение и нарушение целостности обоих крыльев первого разрыва, должен был бы подтвердиться геодезическими измерениями, создав третье, более крупное, всхолмление земной поверхности к югу от зоны пересечения разрывов. Пожалуй, все имеющиеся данные может удовлетворить модель (рис. 4*д*), гарантирующая некоторое опускание земной поверхности, наблюдаемое в южной части очаговой области. Од-

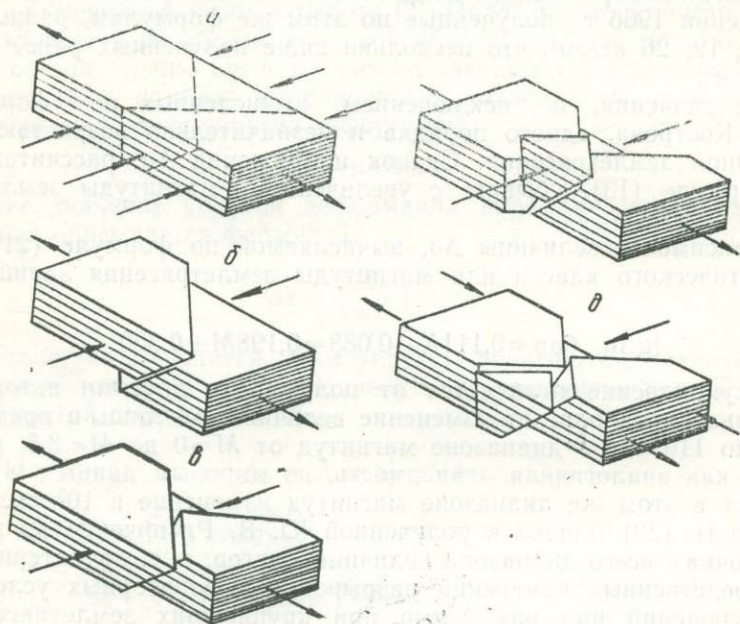


Рис. 4. Блок-диаграмма развития разрывов в очаговой области Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая.

нако для осуществления такой картины необходимо не только меридиональное сжатие земной коры, но и ее изгиб, аналогичный конфигурации структурных дуг Южного Тянь-Шаня и их западного продолжения в пределы Туранской активизированной платформы. В исследованиях динамики земной коры, проведенных задолго до Газлийских землетрясений [1], была показана реальность изгибающей составляющей горизонтальных тектонических движений в этом районе.

Дальнейшие исследования природы Газлийских землетрясений, очаговая область которых еще далеко не затихла, позволят более однозначно ответить на многие стоящие перед сейсмологами вопросы, связанные с кажущейся необычностью этих землетрясений. Не исключено, например, что в условиях достаточно консолиди-

рованной земной коры, каковой является кора Туранской платформы, в большинстве очагов крупных землетрясений должны неизбежно возникать не одна, а две плоскости разрыва, как это наблюдается при разрушении под прессом образцов горных пород в лабораторных условиях.

О том, что плоскость второго разрыва была «запрограммирована» заранее, свидетельствует, например, механизм некоторых афтершоков, происшедших до землетрясения 17 мая, но характеризующихся подвижками в очаге, сходными с механизмом этого землетрясения, а также относительно низкая активность афтершоков после второго землетрясения.

Таким образом, плоскости разрывов в очагах Газлийских землетрясений 8 апреля ($M=7,0$) и 17 мая ($M=7,3$) 1976 г. ориентированы соответственно в северо-западном и северо-восточном направлениях и пересекают друг друга почти под прямым углом. Протяженность очагов в плане соответственно 50 и 70 км, по глубине — 20 и 25 км. Тип подвижки — взбросо-сдвиг. В обоих случаях надвиги произошли в направлении с юга на север, причем очагу первого землетрясения свойствен правый сдвиг, а очагу второго — левый, что полностью соответствует субмеридиональной ориентации сжимающих напряжений.

Сопоставление наиболее вероятных кинематических моделей очагов Газлийских землетрясений с результатами геодезических измерений деформации земной поверхности указывает на возможное влияние на механизм очагов деформации горизонтального изгиба, свойственного напряженно-деформированному состоянию земной коры исследуемого региона (I).

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
2. Уломов В. И. Деформация горных пород в области очага Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1970, № 9.
3. Chinnery M. A. Earthquake magnitude and source parameters «Bull. seismol. Soc. America», v. 59, No. 5, 1969.
4. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. В сб. «Исследования по физике землетрясений». М., 1976.
5. Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Pt. 2. Estimation of earthquake moment, etc. from G-wave spectrum. «Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ», v. 41, 1966.
6. King C., Knopoff L. Stressdrop in earthquakes. «Bull. Seismol. Soc. America», v. 58, 1968.
7. Brune J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes «J. Geophys. Res.», v. 75, 1970.
8. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М., 1975.
9. Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1976, № 1.

Н. В. Уломова, Р. П. Фади́на, Т. П. Меркулова

ОПЕРАТИВНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА
АФТЕРШОКОВ ГАЗЛИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ИХ
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Непосредственно в эпицентральной области Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. были организованы оперативные сейсмологические наблюдения. Первостепенная задача после второго наиболее сильного землетрясения 17 мая с $M=7,3$ состояла в организации надежного определения основных параметров афтершоков — времени возникновения, координат гипоцентров, энергетических характеристик.

Исследования базировались главным образом на записях повторных толчков Газлийских землетрясений сейсмотелеметрической системой [4], организованной сотрудниками Ташкентской сейсмологической обсерватории ИС АН УзССР 1—8 июня 1976 г. и непрерывно регистрирующей афтершоки до 5 июля 1977 г. С 17 мая 1976 г. и до начала работы сейсмотелеметрической системы использованы данные близких станций Водозабор, Джингельды (ИС АН УзССР), Газли, Кара-Кыр (ИФЗ СССР), расположенных с одной стороны очаговой области на эпицентральной расстоянии порядка 1—70 км, а также частично стационарных станций Средней Азии.

Телеметрическая сеть состояла из четырех автоматических выносных сеймопунктов: Север, Восток, Запад, Эпицентр Кара-Кыр, оснащенных вертикальными сеймоприемниками СМ-3 (с соответствующими увеличениями каналов 6000, 8000, 5000, 500) и опорного пункта База. Пункт был оборудован трехкомпонентной регистрационной установкой СМ-3 ($Z=200$, $EW=1500$, $NS=1800$) и являлся центром непрерывного сбора по радиорелейным каналам сейсмотрической информации с вышеуказанных сеймопунктов. Частотная характеристика позволяла регистрировать смещение почвы на столбобразном участке в диапазоне от 0,15 до 2 сек. Запись — непрерывная, видимая (чернильная) на диаграммной бумаге, скорость развертки — 120 мм/мин. Регистрация сейсмического процесса с различных удаленных точек в одном пункте с единой маркировкой времени позволяла оперативно и с достаточно высокой точностью обрабатывать сейсмограммы землетрясений. Конфигурация сети, состоящей из четырех выносных пунктов и одной базовой точки регистрации, обеспечила расположение практически всей эпицентральной области внутри сейсмотелеметрической сети (рис. 1,а).

Благодаря регулярной телефонной связи сейсмотелеметрической системы с Центральной сейсмической станцией Ташкент систематическая оперативная обработка записей афтершоков осу-

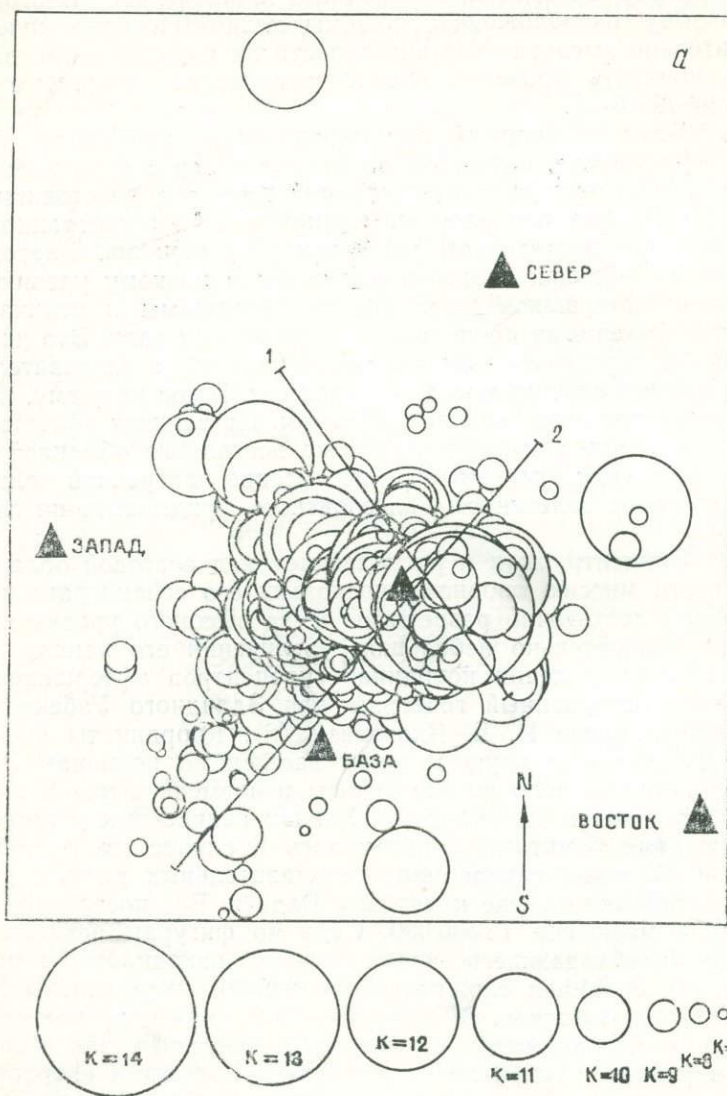
ществлялась день в день. Это давало возможность с целью выявления прогностических признаков оперативно следить за сейсмическим режимом афтершоков.

Оперативное определение координат эпицентров. Благодаря оптимальному расположению системы телеметрических пунктов и относительно высокой чувствительности их каналов регистрации удалось понизить уровень представительности энергетических классов до $K=6-7$.

Пункт База — опорный при определении координат гипоцентров афтершоков, поскольку он располагался в непосредственной близости от центра эпицентральной зоны (на расстоянии порядка 15 км), был оснащен трехкомпонентной регистрационной установкой при достаточном увеличении ее каналов. Благодаря относительно большой скорости развертки и низкому уровню помех записи афтершоков были вполне разрешимы и отличались четкими вступлениями продольных и поперечных волн. Это давало возможность определять времена их вступлений, а следовательно, и время в очаге с точностью до 0,1—0,2 сек. Плюс ко всему, пункт отличался стабильным рабочим режимом. На записях афтершоков этим пунктом четко выделялось также вступление обменной волны SP , на секунду опережающее вступление поперечной волны S и обусловленное залеганием палеозойского фундамента на глубине 1,5 км.

Пункт Эпицентр, хотя и располагался над очаговой областью, не мог нести миссию опорного, поскольку его сейсмограммы не всегда были достаточно разрешимы из-за высокого уровня помех даже при относительно небольшом увеличении его канала ($V=500$). При вычислении координат гипоцентров афтершоков использовался осредненный годограф для Западного Узбекистана, рассчитанный ранее И. Б. Яковлевой (6). Координаты эпицентров определялись вручную методом засечек по временам вступлений продольных волн на все пункты и времени в очаге, вычисленному по данным пункта База. Записи поперечных волн однокомпонентными пунктами привлекались в случае их четкой регистрации. В таком случае при представительных данных время в очаге определялось еще и методом Вадати. Все построения проводились в масштабе 1:500 000. Судя по фигурам невязок точность для преобладающего числа случаев находилась в пределах ± 3 км. В общей сложности определены координаты гипоцентров 357 афтершоков. В процессе вычисления сложилось представление о необходимости локального годографа для эпицентрального района ($\Delta \leq 70$ км) с несколько большими скоростями, чем в используемом нами (осадочный чехол здесь не более 1—1,5 км). Основанием этому явился недолет засечек даже при уверенных четких вступлениях продольных и поперечных волн и представительном количестве данных, а также отклонение от нормального закона распределения афтершоков по глубине в сторону меньших значений глубин.

Энергия афтершоков. Энергетические классы вычислялись по сумме максимальных амплитуд продольных и поперечных волн



по номограмме Т. Г. Раутиан с учетом поправок, полученных нами корреляционным путем (1, 5). Были привлечены данные из бюллетеней стационарной сейсмической станции Тамдыбулак, распо-

ложенной на коренных породах на эпицентральной расстоянии 160 км. Станция оснащена аппаратурой регионального типа с увеличением каналов $V=30\,000$ и регистрирует повторные толчки с энергетического класса $K=6-7$. Использовались также данные станции общего типа Самарканд, расположенной на расстоянии 300 км от эпицентральной зоны и представительно регистрирующей афтершоки с $K \geq 9$. (Привлечение станции Самарканд диктовалось наличием оперативной телефонной связи с ней). Значения энергетических классов, вычисленных по номограмме Т. Г. Раутиан, и данные этих станций различаются на величину 0,2 (завышает с/ст Тамдыбулак), что находится в пределах погрешностей определений и указывает на равнозначность использования результатов наблюдений обеих станций.

В результате построения указанной выше корреляционной зависимости обнаружено, что сейсмотелеметрическая система постоянно занижает энергетические классы на величину 0,9. При

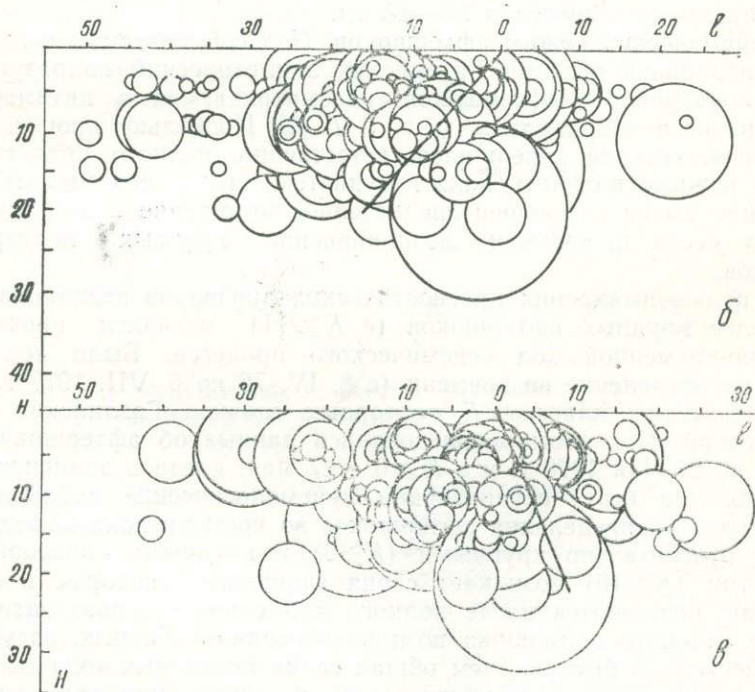


Рис. 1. Карта эпицентров повторных толчков Газлийских землетрясений с 17 мая 1976 г. по 5 июля 1977 г. (а) и вертикальные разрезы вкост очаговых зон землетрясений 8 апреля (б) и 17 мая (в).

этом полученную корреляционную зависимость правомочно использовать для афтершоков с $K < 10$. Для более крупных повторных толчков с $K \geq 10$ энергия определялась по данным только

стационарных станций главным образом Тамдыбулак и Самарканд, поскольку из-за отсутствия канала пониженной чувствительности в этом случае искажалась запись афтершоков.

В итоге получены энергетические классы более чем для тысячи афтершоков, зарегистрированных сейсмотелеметрической системой.

Результаты определений координат эпицентров афтершоков Газлийских землетрясений представлены на рис. 1а в виде сводной карты эпицентров с $K=6-14$ за период наблюдений с 17 мая 1976 г. по 5 июля 1977 г. Прямыми линиями (1 и 2) показаны следы пересечения плоскостей разрывов в очаговых зонах землетрясений 8 апреля и 17 мая с дневной поверхностью (по данным В. И. Уломова, Е. М. Безродного). Эпицентры облака афтершоков приурочены к зоне пересечения очаговых областей двух землетрясений. На рис. 1б, в показаны разрезы вкост простирания очаговых зон землетрясений 8 апреля и 17 мая и проекции соответствующих плоскостей разрыва на них. Глубины очагов афтершоков варьируют в пределах 2,5—25 км.

Сейсмический режим афтершоков. Под сейсмическим режимом эпицентральной области Газлийских землетрясений подразумевается совокупность афтершоков, рассматриваемая в пятимерном пространстве координат x, y, z, t, E [2]. Поскольку процесс афтершоков еще не завершился, естественно, полного представления о режиме получить пока не удастся, однако его оперативное изучение имеет самое непосредственное отношение к прогнозированию места и времени возникновения крупных повторных толчков.

С целью выявления прогностических признаков возникновения наиболее крупных афтершоков ($K \geq 11$) изучался пространственно-временной ход сейсмического процесса. Было исследовано распределение во времени (с 8. IV. 76 по 5. VII. 1977 г.) по энергетическим классам K повторных толчков Газлийских землетрясений. При этом использовались данные об афтершоках с $K \geq 9$ до 27 мая 1976 г. и с $K \geq 6$ с 27 мая, когда в эпицентральной области были организованы сейсмологические наблюдения.

Анализ распределения афтершоков во времени показывает, что перед относительно крупными ($K > 9$) и крупными повторными толчками ($K > 10$) возникает серия форшоков, которые в свою очередь, появляются после полного или относительного затишья. После сильного афтершока возникает серия вторичных, затухающих несколько быстрее, чем общая серия повторных толчков. Наблюдаются также роеобразные группы толчков примерно одинаковой силы. Частота их повторяемости увеличивается в периоды усиления сейсмической активности. Особенно ярко это проявилось с 8 по 18 апреля, с 21 по 28 апреля, с 18 по 21 мая и с 26 по 28 мая 1976 г.

Распределение количества толчков во времени представлено на рис. 2. Подсчет толчков осуществлялся ежедневно (черные

точки), а последние сто суток — каждые 10 суток (белые точки). В двойном логарифмическом масштабе ($\lg N$, $\lg t$) можно выделить три примерно логарифмически равных интервала времени, в течение которых точки аппроксимируются тремя прямолинейными зависимостями $\lg N = \lg N(t)$, а серии афтершоков затухают с разной скоростью.

Сразу же после землетрясения 8 апреля в течение первых пяти суток ежедневное количество повторных толчков монотонно

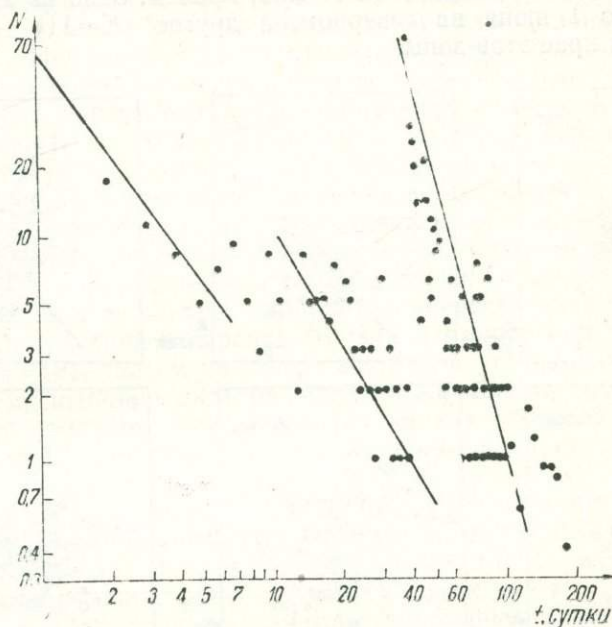


Рис. 2. Изменения количества повторных толчков во времени после землетрясения 8 апреля 1976 г.

уменьшалось. Афтершоки вновь активизировались (вторая ветвь), достигнув кульминации 19—20 апреля, затухая несколько быстрее, чем в первом случае. И наконец после землетрясения 17 мая последовала новая активизация повторных толчков, затухающих еще быстрее. Примечательно, что три аналогичных этапа прослеживались и при Ташкентском землетрясении [3].

Для изучения пространственно-временного распределения эпицентров повторных толчков по площади были построены поэтапные карты эпицентров за логарифмически равные интервалы времени: 18—31 мая, 1—17 июня, 18 июня — 2 июля, 3 июля — 14 августа, 15 августа — 4 ноября, 5 ноября 1976 г. — 5 июля 1977 г. (последний этап логарифмически больше всех предыдущих).

На рис. 3,а показана карта эпицентров повторных толчков, происшедших 18—31 мая. Основная масса афтершоков приурочена к зоне пересечения очаговых областей главных землетрясений. На рис. 3,б представлены эпицентры повторных толчков за период 1—17 июня. Здесь заметна некоторая вытянутость облака афтершоков вдоль очаговой зоны землетрясения 8 апреля. Самый сильный из афтершоков — с $K=12$ — произошел 11 июня в центре зоны. Отмечено также несколько толчков в новых местах — в очаговой зоне землетрясения 17 мая, причем, одно из них ($K=12$) произошло 1 июня на северном, а другое ($K=11$) — 13 июня на южном крае этой зоны.

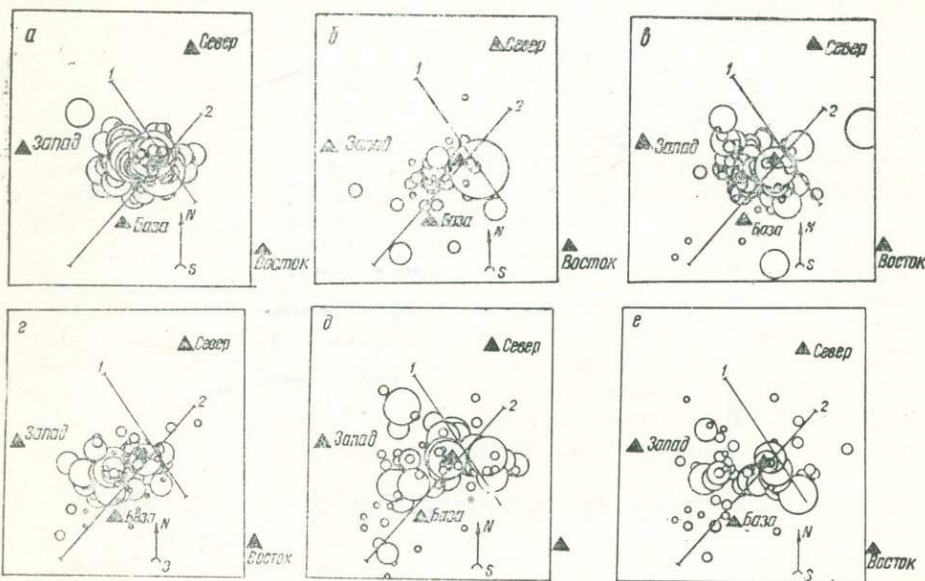


Рис. 3. Поэтапные карты эпицентров повторных толчков Газлийских землетрясений за периоды наблюдений:

а — с 17 по 31 мая 1976 г.; б — с 18 июня по 2 июля 1976 г.; в — с 3 июля по 14 августа 1976 г.; д — с 15 августа по 4 ноября 1976 г.; е — с 5 ноября по 5 июля 1977 г.

Следующий этап (18 июня — 2 июля, рис. 3,в) характеризуется некоторым затишьем активности слабых афтершоков, происходящих в основном 18—25 июня, но самым сильным из всех повторных толчков землетрясением 20 июня с $K=14$, отмеченное выделившейся сейсмической энергии за этот период на порядок по сравнению с предыдущим связано, по-видимому, этому землетрясению. Процесс слабых повторных толчков развивается в основном в очаговой области землетрясения 17 мая к юго-западу от пересечения плоскостей разрывов. Эпицентры афтершоков приурочены к «плоскости» разрыва землетрясения 17 мая. В даль-

нейшем (26 июня — 2 июля) отмечается некоторое расползание облака афтершоков.

За период с 3 июля по 14 августа (рис. 3,г) более высокая афтершоковая активность наблюдается в очаговой области землетрясения 17 мая. Наиболее крупные афтершоки ($K=11$) отмечены с 22 июля по 9 августа. Обнаружено некоторое «всплывание» с юго-востока на северо-запад. Периферийные участки зоны прослеживаются очень слабыми толчками в течение всего периода.

С 15 августа по 14 ноября (рис. 3,д) произошло 5 землетрясений с $K=12$ и более 200 толчков меньшей силы. Эпицентры более крупных афтершоков вытянуты вдоль обеих очаговых зон, располагаясь в основном в западном и восточном секторах, образуемых пересечением нодальных плоскостей с дневной поверхностью. Северный и южный секторы — слабосейсмичны. Здесь облако афтершоков занимает уже большую площадь. Однако наибольшее число афтершоков по-прежнему отмечается в центральной части. С 17 августа до 2 сентября основная масса толчков наблюдается вдоль южной окраины очаговой области землетрясения 17 мая. Затем, начиная с землетрясения 16 сентября ($K=12$), отмеченного в центре, начинается «перестрелка» в очаговой зоне землетрясения 8 апреля — сначала на юго-западной части (22. IX, $K=12$), затем на северо-восточной (17. X, $K=12$) и в дальнейшем, до конца октября, вдоль всей области между эпицентрами этих толчков. Слабые толчки на юге очаговой области землетрясения 17 мая отмечаются в основном в конце августа и в сентябре.

Эпицентры землетрясений с 5 ноября 1976 г. и до момента закрытия сейсмолеметрической системы 5 июля 1977 г. представлены на рис. 3,е. За этот период произошло три наиболее крупных землетрясения: одно с $K=13$ и два с $K=12$. Здесь облако эпицентров афтершоков занимает примерно такую же, как на предыдущей карте, площадь, но к очаговым зонам основных землетрясений они не приурочены. Эпицентры наиболее крупных афтершоков располагаются в субширотном направлении и заканчиваются на востоке самым крупным афтершоком (с $K=13$), происшедшим 28 ноября. В феврале 1977 г. на западе этой области активность несколько повышается.

Таким образом, на поэтапных картах эпицентров можно проследить развитие афтершоковой активности сначала в зоне пересечения плоскостей разрывов основных толчков. Затем афтершоки главным образом происходят в очаговой области землетрясения 8 апреля и после самого сильного повторного толчка 20 июня (с $K=14$) в течение двух месяцев их основная масса концентрируется в очаговой области землетрясения 17 мая. В следующие два месяца (сентябрь, октябрь) активность наблюдается в обеих очаговых областях, а затем происходят толчки по всему перебитому основным и множеством более слабых подвижек блоку.

График повторяемости афтершоков, построенный за период на-

блюдений с 8. IV. 1976 г. по 5. VII. 1977 г., для диапазона энергетических классов $K=9-14$ имеет прямолинейный вид и угловой коэффициент $\gamma = -0,47$.

Полученное значение углового коэффициента γ выше величин γ , характерных для этого района (по данным И. Б. Яковлевой, $\gamma = 0,43$), но согласуется с величинами угловых коэффициентов для серии афтершоков других землетрясений.

Прогностические признаки. С целью выявления корреляционной связи форшоковой активности с относительно крупными ($K \geq 11$) повторными толчками исследовалось распределение количества повторных толчков энергетического класса $K \geq 7$ во времени. При этом крупные афтершоки с $K \geq 11$ не суммировались. Суммирование произведено по двухсуточным интервалам со скользящим суточным перекрытием по оси времени. За исследуемый промежуток времени с 27 мая 1976 г. по 5 июля 1977 г. кривая зависимости N от t имеет существенно дифференцированный характер, за исключением почти месячного интервала в начальной ее части, характеризующейся относительно высоким количеством роеобразных толчков. На этом участке трудно выявить корреляционную связь крупных толчков с конфигурацией кривой. Однако остальная, преобладающая, часть графика обнаруживает корреляцию между крупными афтершоками и максимальными значениями кривой. При этом появлению сильных афтершоков предшествует возрастающая форшоковая активность, появляющаяся после абсолютного или относительно ярко выраженного затишья. Количество вторичных афтершоков после крупного повторного толчка начинает убывать. Следует отметить, что около 70% всех максимальных значений исследуемой кривой совпадает с появлением крупных афтершоков. Это свидетельствует о 70% вероятности предсказания крупных толчков по ходу сейсмической активности.

На рис. 4 изображены графики Беньоффа (Беньофф, 1951) для серии афтершоков Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая. При построении этих графиков предполагалось, что изменение деформации при возникновении каждого афтершока пропорционально корню квадратному из его энергии. По оси ординат откладывались суммарные значения величины $E^{1/2}$ для афтершоков, происшедших в течение суток, по оси абсцисс — соответствующее время в сутках. При этом использованы данные об афтершоках с $K \geq 9$. Основные события, т. е. главные землетрясения, при построении графиков Беньоффа не учитывались. Графики Беньоффа, построенные для афтершоков Газлийских землетрясений, напоминают аналогичные зависимости для повторных толчков других сильных землетрясений. Периоды затишья чередуются с периодами повышения афтершоковой активизации.

Нижняя пунктирная кривая (рис. 4,а) как бы ограничивает периоды затишья и может служить для прогноза времени возникновения более значительного сейсмического события. График ограничивается пунктирной кривой сверху, которая дает возмож-

ность предполагать силу очередного значительного афтершока. Наиболее крупные афтершоки ($K \geq 13$) на графике помечены

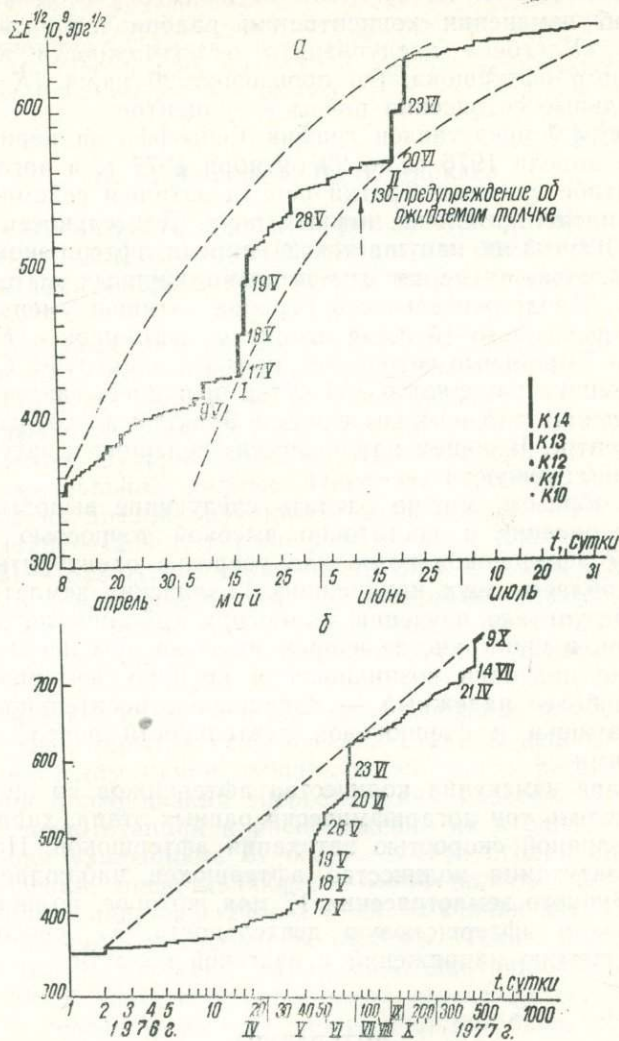


Рис. 4. Графики Бенюффа накопления условных деформаций (указаны даты наиболее сильных афтершоков с $K \geq 13$):

а — с 8 апреля по 30 сентября 1976 г.; б — с 8 апреля 1976 г. по 29 октября 1971 г.

датами. По графикам можно обнаружить закономерности в изменении сейсмической активности. Так, сначала активизация оча-

говой области проявлялась периодически, через 40 суток (рис. 4,а, I и II). Аналогия в конфигурации графика в первый и второй этапы позволила В. И. Уломову 13 июня с учетом аномальных данных об изменении концентрации радона в приташкентской скважине «Улугбек» предупредить о возможности возникновения сильного афтершока. Он произошел 20 июня ($K=14$), вызвав 7-балльные сотрясения почвы в эпицентре.

На рис. 4,б представлен график Бенъоффа за период наблюдений с 8 апреля 1976 г. по 29 сентября 1977 г. в логарифмическом масштабе времени. Третий период затишья сейсмической активности продолжительнее первых двух. Длительность его измеряется 290 сутками, нарушается 21 апреля афтершоком с $K=13$. Затем наблюдается серия относительно крупных афтершоков с $K=10-11$. Продолжительность периода затишья уменьшается до 94 суток, после чего 14 июля возникает афтершок с $K=14$, вызвавший 6—7-балльные сотрясения почвы в эпицентре. Следующий период затишья измеряется 104 сутками и прерывается 29 октября афтершоком с $K=14$, вызвавшим 6-балльные сотрясения почвы в эпицентре. В общем наблюдается тенденция к затуханию афтершоковой активности.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Определение с достаточно высокой точностью координат очагов 357 афтершоков позволило уверенно оконтурить сложную очаговую область двух крупнейших Газлийских землетрясений.

2. В результате изучения изменения сейсмического режима афтершоков в пространстве и времени выявлены некоторые прогностические признаки возникновения крупных афтершоков. Среди них наиболее надежный — появление относительного сейсмического затишья и форшоковой деятельности перед крупными афтершоками.

3. Анализ изменения количества афтершоков во времени позволил выделить три логарифмически равных этапа, характеризующихся различной скоростью затухания афтершоков. Наибольшая скорость затухания количества афтершоков наблюдается после второго крупного землетрясения 17 мая, которое, по-видимому, не стимулировало афтершоковую деятельность, а способствовало быстрому снятию напряжений в очаговой области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Раутиан Т. Г. Затухание сейсмических волн и энергии землетрясений. Труды Тадж. ин-та сейсмостойкости строительства и сейсмологии. Душанбе, 1960.
2. Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима, «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1958, № 9.
3. Уломов В. И., Уломова Н. В. Формирование гипоцентральной области и сейсмический режим повторных толчков. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года», Ташкент, 1971.

4. Уломов В. И., Катренко В. Г., Квашин К. В. и [др.]. Автоматизация сбора и обработки сейсмологической информации. Ташкент, 1976.
5. Уорсинг А., Геффнер Дж. Методы обработки экспериментальных данных. М., 1953.
6. Яковлева И. Б., Годографы Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана», Ташкент, 1971.
7. Venioff H. Global strain accumulation and release revealed by great earthquakes. Bull. Geol. Sol. Am., 62, 1951.

УДК 550.343.4

И. Б. Яковлева, В. Н. Яковлев

**СЕЙСМИЧНОСТЬ КЫЗЫЛКУМОВ И НЕКОТОРЫЕ
ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ОЧАГОВОЙ
ОБЛАСТИ ГАЗЛИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1976 г.**

Анализ архивных материалов и различных разрозненных публикаций показал, что эпицентральные зоны сильных землетрясений 1929, 1932 и 1976 гг. — не единственные в Кызылкумах. Ощутимые землетрясения ($K \geq 12$, $M \geq 4,5$) происходили в районах Джетымтау, Бухары, Хорезма. Для некоторых из них имеются инструментальные данные. Наиболее сильные землетрясения известны из древних рукописей: в начале IX (818—819 гг.) и XIII вв. (1208—1209 гг.) разрушен древний Хорезм, в начале XIX в. (1821—1822 гг.) пострадали Бухара и даже Самарканд. Подробно эти землетрясения уже неоднократно описывались, мы ограничимся лишь упоминанием о них как о фактах, свидетельствующих о значительной сейсмичности рассматриваемой территории.

Систематические инструментальные наблюдения начались лишь с 1967 г., после открытия сейсмических станций непосредственно на территории Кызылкумов, давших возможность регистрировать землетрясения более низких энергетических классов. Однако недостаточное число станций и расположение их в одну линию, а также большая удаленность от основной сети ограничивали площадь наблюдений, представляющую собой полосу северо-западного простирания шириной 200—250 км, совпадающую с направлением, по которому установлены станции. Таким образом, наблюдениями была охвачена лишь зона Центрально-Кызылкумских поднятий. В эпицентральных зонах известных сильных землетрясений к северу и югу от линии станций была обеспечена представительность землетрясений не ниже $K=10$, а для районов вдоль Амударьи — лишь с $K=11-12$.

Существенное изменение в сети наблюдений произошло в 1974—1975 гг. в связи с открытием временных станций в Зеравшане, Керизе, Аяккудүке, Мурунтау, Кокпатасе, на разъезде 141. В результате понизился уровень представительности землетрясений в пределах зоны Центрально-Кызылкумских поднятий до $K=8$ и расширилась площадь представительной регистрации с $K=9-10$ к северу и югу. Однако эпицентральные зоны сильных

землетрясений (Чнили, 1929; Газли, 1976) и на этот раз не были обеспечены регистрацией представительных землетрясений с $K \leq 8$. Одностороннее расположение сейсмических станций не позволяло

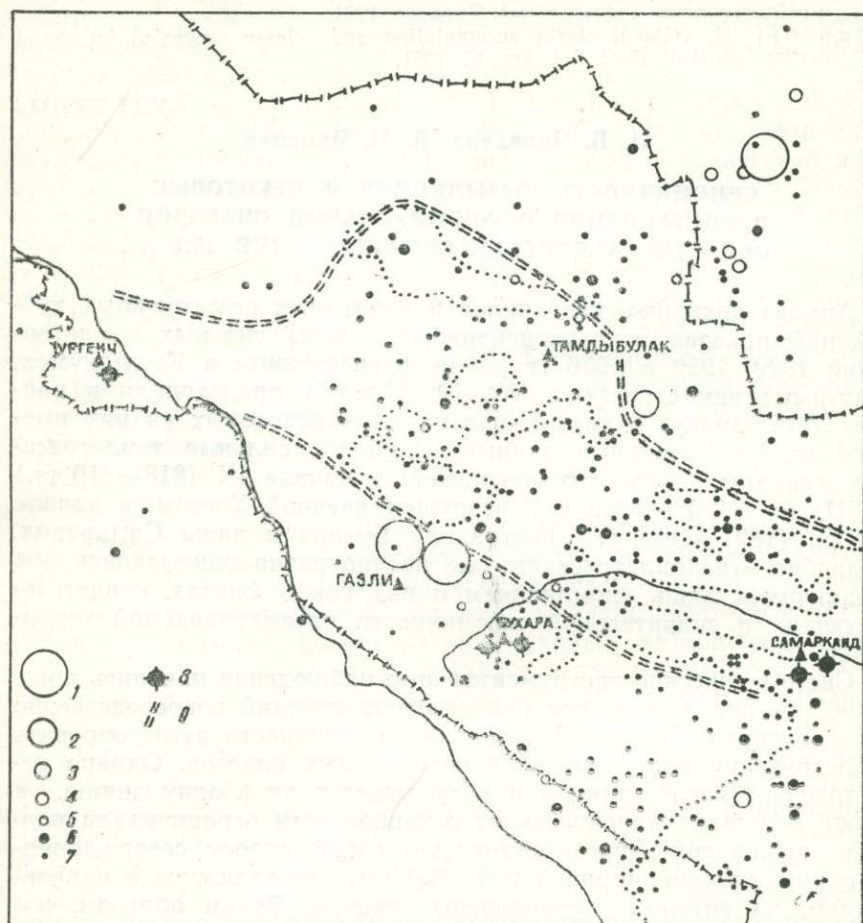


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Западного Узбекистана:

1— $6,5 < M < 7,25$; 2— $5,75 < M < 6,25$; 3— $5,25 < M < 5,5$; 4— $4,75 < M < 5,0$; 5— $4,25 < M > 4,5$; 6— $3,75 < M > 4,0$; 7— $3,25 > M > 3,5$; 8—эпицентры землетрясений по историческим данным; 9—границы тектонических зон.

с необходимой точностью определять координаты эпицентров землетрясений.

На рис. 1 приведены эпицентры землетрясений на территории Кызылкумов, определенные инструментальными методами и известные по историческим данным. Намечается две группы эпи-

центров сильных землетрясений, вытянутых в северо-западном направлении. Одна из них протягивается от Самарканда через Бухару и далее на северо-запад до Ургенча, проходит в непосредственной близости от места возникновения Газлийских землетрясений 1976 г. Другая полоса северо-западного направления намечается севернее Тамдыбулака и совпадает с простираем возвышенностей Букантау и Джетымтау. В то же время эпицентры сильных (1929, 1932, 1968 гг.) землетрясений как бы выстраиваются в полосу северо-восточного направления. На ее продолжение попадают Газлийские землетрясения 1976 г.

Таким образом, для Кызылкумов характерны сейсмически активные полосы как северо-западного, так и северо-восточного простираения, при этом первое направление совпадает с общим геоструктурным планом и определяется активными тектоническими новейшими и современными движениями, а второе связывается с зоной поперечных глубинных разломов [1], выделяемой в основном по данным геофизических съемок.

В эпицентральных зонах Чилийского, Газлийских и Тамдыбулакского землетрясений скопления эпицентров слабых толчков не наблюдаются. Если для двух первых это можно было бы объяснить удаленностью от основной сети станций, то в районе Тамдыбулакского землетрясения 1935 г. ведутся наблюдения с 1967 г. Такой факт послужил основанием для того, чтобы считать, что на территории Кызылкумов наблюдается дефицит слабых землетрясений по сравнению с сильными, поэтому данный район имеет особенный сейсмический режим, выражающийся малым углом наклона γ графика повторяемости землетрясений [1].

Действительно, исследования на моделях [2] показали, что наклоны графиков $N(E)$ изменяются в зависимости от размеров неоднородностей. Аналогичную картину, видимо, можно ожидать для различных тектонических зон — платформ (однородных и моноклитных) и орогенных территорий (раздробленных и неоднородных). Попытки сравнения графиков повторяемости разных тектонических зон предпринимались неоднократно [3—9], однако объем фактического материала и точность определения не позволили авторам сделать достаточно определенных выводов. График повторяемости для Кызылкумов, построенный В. И. Уломовым ($\gamma=0,18$), — не исключение, так как использовались, во-первых, землетрясения 10-го энергетического класса (не представительные до 1967 г.), во-вторых, — единичные сильные землетрясения ($K=15, 16$), для которых период наблюдений явно меньше периода повторения, что, по нашему мнению, и обусловило пологость графика повторяемости.

Обобщение представительных данных о землетрясениях Кызылкумов за период 1929—1974 гг. позволило авторам [17] построить график повторяемости землетрясений в диапазоне энергетических классов $K=10-13$, который характеризовался угловым коэффициентом $\gamma=0,43 \pm 0,06$ (рис. 2, 1). Этот результат по-

лучил подтверждение после привлечения данных о слабых землетрясениях с $K=7-9$, полученных в зоне Центрально-Кызылкумских поднятий. Сводный график повторяемости землетрясений в диапазоне энергетических классов $K=7-13$ представляет собой прямую линию с угловым коэффициентом $\gamma=0,44 \pm 0,057$ (рис. 2, 3). Таким образом, этот район по соотношению чисел слабых и сильных землетрясений в диапазоне энергий 10^7-10^{13} дж не отличается от других сейсмоактивных районов. Во всех случаях уровень графиков повторяемости остался чрезвычайно низким и характеризовался величиной $A_{10}=0,01-0,015$, на порядок ниже, чем

средняя активность для Средней Азии в целом [8]. Таким образом, предположение [1], что Кызылкумам свойствен своеобразный сейсмический режим с повышенной долей сильных землетрясений, экспериментальными данными подтвердить пока не удается.

Сочетание низкого уровня графика повторяемости для территории Кызылкумов и проявление здесь землетрясений с $K \geq 16$, включая Газлийское 1976 г., на наш взгляд, можно объяснить двояко.

1. График повторяемости отражает общий уровень активности однородной в сейсмическом отношении территории. В этом случае при низкой сейсмической активности

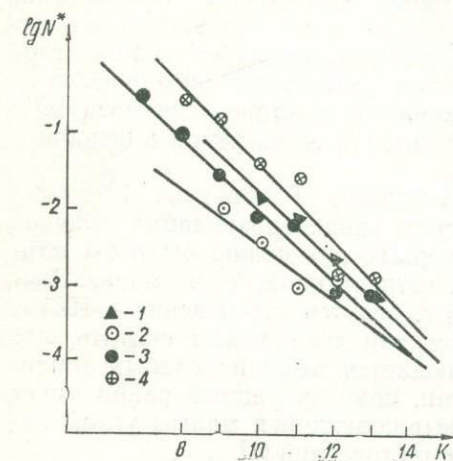


Рис. 2. Графики повторяемости:

1—Кызылкумы в целом; 2—Сырдарьинская синеклиза; 3—Центрально-Кызылкумские поднятия; 4—Амударьинская геосинеклиза.

период повторения сильных землетрясений в Кызылкумах должен быть очень большим. Факт, что мы оказались свидетелями таких редких событий, как сильные землетрясения в Кызылкумах, — чисто случайный. Повторное проявление сильных землетрясений там, где они уже имели место, согласно выявленному закону повторяемости, возможно не ранее, чем через несколько сот лет. Это объяснение, логично, но несколько абстрактно, так как исходит из предположения об однородности в сейсмическом отношении такой большой территории, как Кызылкумы.

2. Сейсмичность Кызылкумов в разных частях неодинакова. Для того, чтобы сравнить параметры сейсмического режима разных зон, потребовалось хотя бы ориентировочно определить их границы. С этой целью мы обратились к истории геологического развития региона и его тектоническому районированию.

Мы нанесли усредненные границы основных геотектонических зон [10—14] на карту эпицентров землетрясений (рис. 1). Оказа-

лось, что все сильные землетрясения ($K > 13$) приурочиваются к контактам региональных тектонических зон, характеризующихся контрастными движениями. Эпицентры землетрясений внутри тектонических зон распределены следующим образом. Наиболее сильные произошли в Северной (Сырдарьинская синеклиза; 1929 г., 1932 г., 1968 г.) и Южной (Амударьинская гемисинеклиза) зонах (1976 г. и исторические данные 942, 1208, 1822 гг.).

В этом столетии в зоне Центрально-Кызылкумских поднятий землетрясения с $K > 13$ не наблюдались. Сравнение по количеству слабых землетрясений здесь не показательно, так как зоны находятся в разных условиях с точки зрения их представительности. Сопоставление структурно-тектонических районов с проявлением сейсмичности позволяет предположить, что сейсмический режим здесь проявляется различно.

Сравним графики повторяемости выделенных зон. Для Сырдарьинской зоны, точнее для ее восточной части, ограниченной с запада Карамурунским разломом, мы использовали землетрясения с $K = 10-13$ (землетрясения с $K = 15-16$ единичны, вследствие чего неизвестен их период представительности).

Величина γ при общем числе землетрясений $N = 12$ получена равной $0,35 \pm 0,09$ (рис. 2, 2). Большая величина ошибки и пологость графика обусловлены, видимо, неравномерностью хода сейсмического процесса, что особенно отчетливо проявляется при малой статистике данных. A_{10} при этом оказалось равным $0,007$ (рис. 2, 2).

Зона Центрально-Кызылкумских поднятий более изучена, так как именно в ее пределах начались регулярные инструментальные наблюдения. Это обеспечило представительность землетрясений с $K = 8-9$ (рис. 2, 3). График повторяемости этой зоны в диапазоне $K = 8-13$ характеризуется $\gamma = 0,44 + 0,06$ при $A_{10} = 0,008$.

Южно-Амударьинская зона менее остальных охвачена инструментальными наблюдениями, но она была наиболее обжита в древние времена и до нас дошли сведения о том, что в прошлом здесь происходили сильные землетрясения. Имеющиеся инструментальные данные в области контакта Амударьинской зоны прогибания с Центрально-Кызылкумскими поднятиями характеризуют график повторяемости величиной $\gamma = 0,50 \pm 0,07$ при $A_{10} = 0,03$. Даже по тем ограниченным данным, имеющимся для этой области, величина A_{10} в три раза больше, чем для зоны Центрально-Кызылкумских поднятий. Это свидетельствует о наиболее частой повторяемости здесь землетрясений и, следовательно, наиболее высокой сейсмичности (рис. 2, 4).

Приведенные графики повторяемости землетрясений для разных тектонических зон, выделенных в некоторой мере условно, хотя и позволили в первом приближении разделить территорию по разному уровню сейсмичности, но еще не объяснили его низкого значения по сравнению с другими сеймоактивными районами.

Сейсмический процесс в сейсмоактивных районах протекает неравномерно, т. е. в проявлении сейсмических событий наблюдается цикличность. Как показали исследования, в наиболее сейсмоактивном районе Курило-Камчатской зоны [15] сейсмический цикл состоит из трех основных этапов — затухания, стабилизации и активизации. Возникновение нескольких больших землетрясений в пределах Кызылкумов в течение последних 50 лет может быть объяснено цикличностью сейсмических событий (подобно цикличности в Северном Тянь-Шане и Сан-Андреасе). При этом, если в Северном Тянь-Шане процесс активизации протекал в течение 25 лет, то для территории Кызылкумов этот цикл разрядки напряжений может быть длиннее, т. е. составлять более 50 лет. Поэтому промежуток времени между крупными сейсмическими событиями в Кызылкумах скорее нужно рассматривать не как период повторения сейсмических катастроф, а как длительность сейсмической активизации. Такой подход подтверждается историческими сведениями о крупных землетрясениях прошлого в Амударьинской зоне (942, 1208—1209, 1821—1822 г.). Если предположить, что энергия, выделявшаяся при этих землетрясениях была большой (порядка $K=16-17$), то период повторяемости землетрясений с $M=7$ будет не менее 200 лет.

Представление о распределении сейсмической активности по площади дает серия карт, построенных для Западного Узбекистана с охватом территории Кызылкумов [16, 17] разными методами за различные периоды наблюдений. При сравнении карт обращает на себя внимание несовпадение в конфигурации изолиний, количестве и местоположении максимумов сейсмической активности. На первой карте отмечены два локальных максимума активности — к востоку от возвышенности Джетымтау и к югу от Тамдыбулака. На последней выделяются три зоны повышенных значений A_{10} . Одна из них приурочена к западным окончаниям гор Нуратау, вторая располагается западнее Тамдыбулака и третья протягивается в меридиональном направлении на территорию Казахстана. При сопоставлении максимумов сейсмической активности с местом проявления сильных толчков можно отметить, что на первой карте зона крупнейших Чилийских землетрясений 1929 г. повышенными значениями не выделялась. На последней карте эту зону захватывает максимум активности меридионального простирания. К нему же приурочены Кызылкумские землетрясения 1968 г. с $K=13$. Максимум субширотного простирания ($A_{10}=0,02$) на первой карте протягивается к эпицентрам землетрясений 1968 г., однако сечет изолинии активности на последней.

Карта A_{10} (рис. 3) включает материалы наблюдений вплоть до апреля 1976 г., построена способом подклассового распределения с постоянной детальностью. Выбор его диктовался необходимостью учета всей информации при очень ограниченном объеме. В частности, принималось во внимание, что при коротких сроках

наблюдений нарушается статистическое несоответствие количества слабых и сильных землетрясений, т. е. не «успевают» проявиться по площади относительно сильные землетрясения, тем более, что сейсмический процесс стационарен лишь условно. На наш взгляд, этот способ по сравнению с суммированием в данном случае лучше отразит реальную картину распределения сейсмической активности по площади.

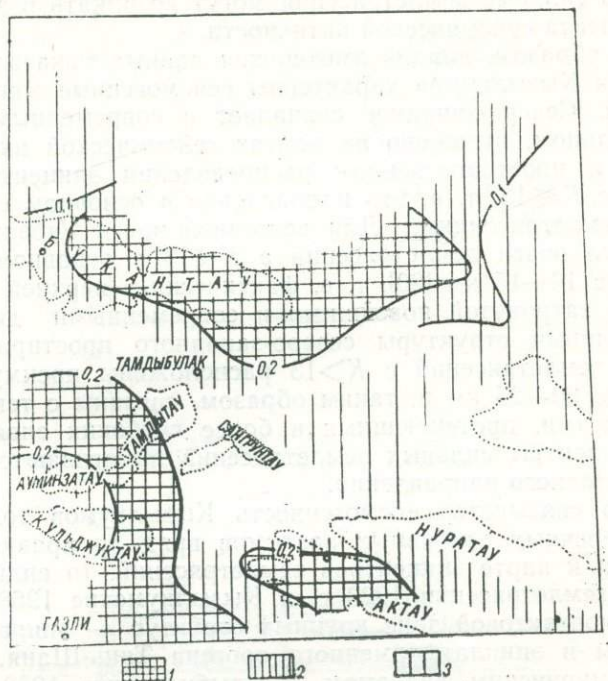


Рис. 3. Карта сейсмической активности:

1 — $A_{10} > 0,2$; 2 — $A_{10} = 0,1-0,2$; 3 — $A_{10} < 0,1$.

Нам удалось получить схематическое изображение уровня сейсмической активности, так как из-за малого числа представительных землетрясений мы вынуждены были определять A_{10} по зоне осреднения $0,4 \times 0,4^\circ$. Но даже в этом случае избежать нулевых значений A_{10} не удалось. Тем не менее, отчетливо намечается северо-западное простираание зоны повышенной сейсмической активности в отрогах возвышенностей Кульджуктау и Ауминзатау. В районе эпицентров землетрясений 1976 г. определить величину A_{10} не удалось, так как здесь практически отсутствуют эпицентры, хотя уже с 1967 г. землетрясения с $K=11-12$ представительны здесь вне всякого сомнения. Отсутствие эпицентров землетрясений с $K \leq 9$ можно объяснить удаленностью района Газли от существующей сети наблюдений по сравнению с другими районами Запад-

ного Узбекистана. Не исключено также, что по сравнению с остальной частью Кызылкумов эта территория именно в период накопления инструментальных данных о землетрясениях (1967—1975 гг.) находилась в состоянии сейсмического затишья по отношению к землетрясениям с $K \geq 10$. В то же время эпицентральная зона Газлийских землетрясений находится близко к зоне повышенных значений A_{10} . Это подтверждает высказывания [18, 19] о том, что сильные землетрясения могут возникать в зонах высокого градиента сейсмической активности.

Таким образом, анализ имеющихся данных показал, что для территории Кызылкумов характерны сейсмогенные зоны двух направлений. Северо-западное совпадает с современным геоструктурным планом, отражено на картах сейсмической активности и частично в пространственном распределении эпицентров землетрясений с $K \leq 13$, т. е. это направление в основном свойственно слабым землетрясениям. Для восточной части Узбекистана выявлено, что очаги землетрясений с $K < 13$ в основном отмечены на глубине 10—15 км [20], т. е. фактически в верхней части земной коры, затронутой новейшими и современными движениями, формирующими структуры северо-западного простирания.

Очаги землетрясений с $K > 13$ расположены преимущественно на глубине 20—25 км и, таким образом, связаны с тектоническими процессами, протекающими в более глубоких слоях земной коры. Эпицентры сильных землетрясений вытягиваются в линию северо-восточного направления.

Однако связывать сейсмогенность Кызылкумов только с зонами поперечных глубинных разломов вряд ли правильно. Если обратиться к карте эпицентров землетрясений, то видно, что Чилийские землетрясения 1929 г. и Кызылкумские 1968 г. тяготеют к приконтактной зоне крупных структур — эпипалеозойской платформы и эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня, разделенной Карамурунским разломом. Тамдыбулакское 1932 г. и Газлийское 1976 г. землетрясения произошли вблизи контактов зоны Центрально-Кызылкумских поднятий соответственно с Сырдарьинским и Амударьинским прогибами. Следовательно, наиболее вероятными местами возникновения сильных землетрясений могут быть пересечения зон сочленения крупных геоструктурных областей северо-западного направления поперечными глубинными разломами северо-восточного простирания. При более детальном рассмотрении видно, что Газлийские землетрясения произошли в районе, который в геолого-тектоническом отношении представляет собой полосу сочленения двух крупных тектонических зон по Предкульджуктаускому глубинному разлому.

Сильному землетрясению предшествует период подготовки, когда в окрестности будущего эпицентра изменяется напряженное состояние среды, которое может проявляться в изменении сейсмических и других геофизических параметров во времени — наклонов земной поверхности, сейсмического фона (сейсмическое

затишье и, напротив, активизация), соотношений между энергиями землетрясений, скоростными и динамическими параметрами сейсмических волн и т. д. Мы попытались рассмотреть поведение некоторых из этих параметров во времени в предполагаемой зоне подготовки землетрясений с целью обнаружения прогностических признаков.

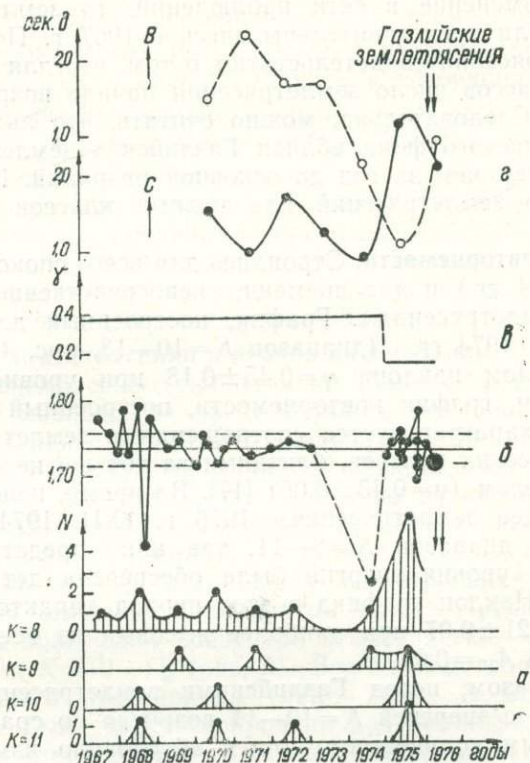


Рис. 4. Сводный график изменения отдельных сейсмических параметров перед Газлийскими землетрясениями:

a — количество землетрясений; *б* — отношение V_p/V_s ; *в* — наклон графика повторяемости; *г* — годовые скорости наклонов.

Изменение сейсмического фона. Прослеживалось в период наблюдений с 1967 по 1976 г. За характеристику сейсмической активности принимали не A_{10} , а непосредственно число землетрясений с $K=8-11$. Так как землетрясения с $K=8-11$ для этой площади были представительны не за весь период наблюдений, мы рассматривали не суммарные числа событий, а поклассовые. Тем самым исключалась возможная ошибка, связанная с изменением

количества землетрясений, обусловленных не сейсмической активностью, а изменением в сети наблюдений. Хотя общее число землетрясений и их годовое количество представлено очень малой статистикой, по графику (рис. 4,а) видно, что изменение числа землетрясений к 1975 г. произошло для трех энергетических классов: $K=8, 10$ и 11 .

Если на количестве землетрясений с $K=8-9$ в это же время отразилось изменение в сети наблюдений, то землетрясения с $K=10-11$ были представительны здесь с 1967 г. Поквартальные числа землетрясений свидетельствуют о том, что для тех же энергетических классов число землетрясений начало возрастать с апреля 1975 г. Следовательно, можно считать, что активные изменения сейсмического фона вблизи Газлийских землетрясений начались не ранее, чем за год до основной разрядки. При этом годовое число землетрясений для разных классов возросло в 2—3 раза.

Графики повторяемости. Строились для всего спокойного периода (1929—1974 гг.) и для времени, непосредственно предшествовавшего землетрясениям. График, построенный для интервала времени 1929—1974 гг. (диапазон $K=10-13$, рис. 4, в), характеризуется углом наклона $\gamma=0,45\pm 0,18$ при уровне $A_{10}=0,025$. Таким образом, график повторяемости, построенный для локального района, характеризуется соотношениями землетрясений разных энергетических классов, близкими за тот же период для Кызылкумов в целом ($\gamma=0,43\pm 0,06$) [17]. Во время, непосредственно предшествующее землетрясениям 1976 г. (XII. 1974—III. 1976), использовался диапазон $K=8-11$, так как представительность более низкого уровня энергий была обеспечена детальными наблюдениями. Наклон графика в этот период характеризуется величиной $\gamma=0,21\pm 0,07$ при наиболее высоком из всех наблюдавшихся уровней $A_{10}=0,09$.

Таким образом, перед Газлийскими землетрясениями число землетрясений с энергией $K=10-11$ возросло по сравнению с их долговременным количеством, что и обусловило изменение угла наклона графика повторяемости землетрясений и повышение сейсмической активности A_{10} .

Флуктуации V_0/V_S во времени. Несмотря на то, что эпицентральная зона была удалена от сейсмических станций, мы все же попытались изучить отношение V_P/V_S перед возникновением землетрясений и в первый месяц активной разрядки напряжений (период афтершоков). Отношение V_P/V_S , осредненное по всем станциям, оказалось равным $1,74\pm 0,02$. По данным взрывов, проведенных несколько севернее участка исследований для «гранитного» слоя ранее получены значения $V_P/V_S=1,74\pm 0,12$ [21], т. е. практически такие же, как и для землетрясений, хотя последние исследовались на значительно больших эпицентральных расстоя-

ниях и, следовательно, характеризовали более глубокие слои земной коры.

Изменение V_p/V_s во времени представлено на рис. 4, б. Аномальные значения, выходящие за пределы полосы $1,74 \pm 0,02$, наблюдались в течение 1967—1968 гг. Затем отношение V_p/V_s оставалось в пределах среднего квадратического отклонения, за исключением аномального «выброса» по данным одного землетрясения в 1974 г. Хотя это изменение V_p/V_s всеми станциями отмечалось как аномальное, тем не менее интерпретировать резкое уменьшение V_p/V_s в качестве признака готовящегося землетрясения, видимо, необоснованно. Большим кружком нанесено среднее значение V_p/V_s , полученное непосредственно для эпицентральной области Газлийских землетрясений по афтершокам первых дней наблюдений. Оно оказалось равным 1,72, т. е. несколько ниже среднего уровня для предшествующего периода, но не выходящим за пределы ошибок определения. Таким образом, на основании имеющихся материалов говорить о наличии продолжительной во времени аномалии V_p/V_s затруднительно.

Миграция землетрясений в период активизации. До 1975 г. сравнивать ход сейсмического процесса по обеим сторонам Предкульджуктауского разлома не представлялось возможным, так как для землетрясения с $K > 10$ отсутствовала какая-либо статистика, а землетрясения с $K < 10$ не являлись представительными на южном крыле. Как уже отмечалось, заметная активизация началась за год до сильных землетрясений. Этот период можно подразделить на три этапа. В первый, 13 апреля 1975 г., был зарегистрирован толчок с $K = 7$ в эпицентре землетрясения 17 мая. Через 4 часа на северном приподнятом крыле Предкульджуктауского разлома произошло сразу три землетрясения с энергетическими классами $K = 10—11$ (рис. 5). Все они выстроились в линию северо-восточного простирания (линия АВ). В мае 1975 г. в том же месте было зарегистрировано два землетрясения с $K = 8$. Следующее землетрясение с $K = 8$ произошло в августе непосредственно вблизи Предкульджуктауского разлома, в пределах наметившейся полосы северо-восточного направления. Таким образом, в апреле — августе 1975 г. основная масса эпицентров сконцентрировалась на северном крыле разлома. В октябре землетрясения переместились в северо-западном направлении — эпицентры в течение октября продвинулись от юго-восточных отрогов Кульджуктау через Ауминзатау и далее на запад более чем на 150 км.

Заключительным моментом активной фазы периода подготовки было землетрясение в декабре 1975 г. с $K = 11$, которое возникло к юго-западу от Газлийских на продолжении линии АВ северо-восточного направления. В последующие месяцы ни одного землетрясения не зарегистрировано. Таким образом, после актив-

ной фазы наступило полное затишье, длившееся около четырех месяцев.

8 апреля произошло первое землетрясение. По нашим данным, параметры очага при использовании годографов Западного Узбекистана следующие: $t_0=02-40-24,6$; $\varphi=40,3^\circ$; $\lambda=63,8^\circ$; $H=$

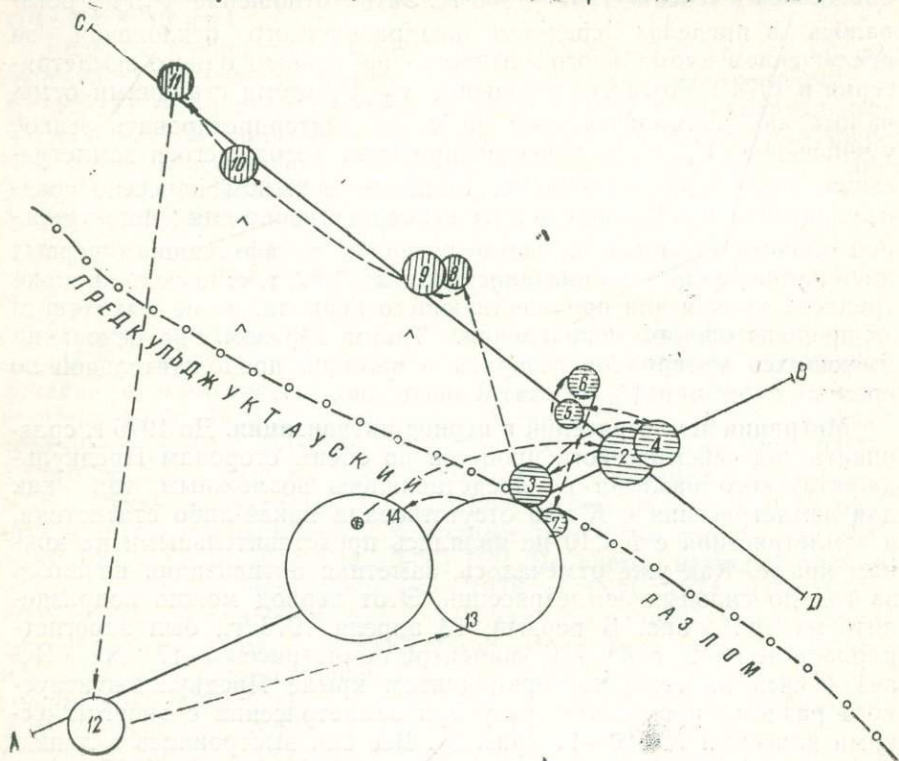


Рис. 5. Миграции землетрясений. Цифры внутри кружков соответствуют порядку возникновения землетрясений во времени.

$=20$ км. 17 мая случилось второе с параметрами: $t_0=02-58-41,7$; $\varphi=40,3^\circ$; $\lambda=63,4^\circ$; $H=30$ км. Оба землетрясения произошли в пределах полосы северо-восточного направления на южном крыле Предкульджуктауского разлома.

Таким образом, процесс накопления и высвобождения упругих напряжений происходил следующим образом. За год до главных толчков произошла частичная разрядка напряжений на северном (приподнятом) крыле разлома в месте сочленения полос эпицентров северо-восточного и северо-западного направлений. Второе простираение на северном крыле разлома продолжало быть активным и в последующие месяцы, в то время как на опущенном крыле разлома разрядки не происходило. Продолжали накапливаться напряжения и все более нарушалось равновесие блоков, контактирующих по разлому.

Аналогичная картина наблюдалась в пространственном распределении афтершоков землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. — области афтершоков располагались также в двух почти взаимно-перпендикулярных направлениях: после 8 апреля — в северо-западном, после 17 мая — в северо-восточном. Последнее выражено менее отчетливо. Таким образом, как бы повторилась картина сбрасывания упругих напряжений, но в обратном порядке — сначала появилось северо-западное направление, а затем — северо-восточное.

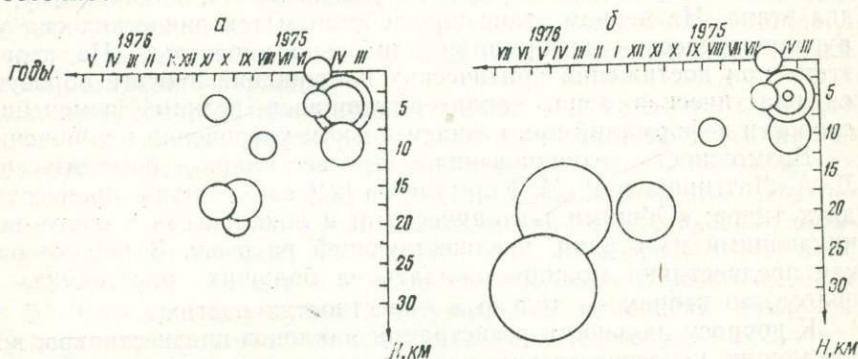


Рис. 6. Развитие сейсмического процесса по глубине вдоль линий CD (а) и АВ (б), указанных на рис. 5.

Следует отметить еще одну особенность периода активизации — заглупление очагов землетрясений по мере развития сейсмического процесса во времени (рис. 6). Если по линии АВ, секущей разлом, это в какой-то мере может быть связано с тем, что южное крыло разлома по поверхности фундамента опущено более чем на 1,5 км по сравнению с северным и, следовательно, можно ожидать еще большего сдвига сейсмоактивных слоев по обеим сторонам разлома, то углубление очагов на северном крыле свидетельствует о том, что в процессе активизации область подготовки землетрясений расширилась не только по площади, но и на глубину, т. е. во всем своем объеме.

Примерно можно оценить размеры области подготовки землетрясений. Судя по рис. 5, ширина зоны подготовки составляла не более 180 км при длине до 200 км. В этом случае площадь области подготовки землетрясений с $M \approx 7,0-7,5$ составит примерно $3,6 \times 10^4$ км², что согласуется с оценками для данных магнитуд [22].

Изменение наклонов земной поверхности. Механизм подготовки тектонического землетрясения в общих чертах представляют в следующем виде [23]. В результате физико-механических процессов, происходящих в недрах Земли, отдельные блоки земной коры испытывают относительные перемещения. При достаточно

больших скоростях этих перемещений напряжения, возникающие в земной коре, не успевают рассасываться за счет пластических деформаций. Постепенно накапливаясь, они достигают такой величины, при которой сплошность среды нарушается — возникает очаг землетрясения. Разрушению хрупких тел, происходящему в виде разрывов, обычно предшествует стадия пластического течения.

Деформации в эпицентральной области будущего землетрясения и ее окрестностях во времени развиваются, по-видимому, в два этапа. На первом этапе под действием тектонических сил упруго-пластические деформации длительно нарастают. На втором этапе при достижении критических напряжений в очаге образуется пластическая зона, характеризующаяся резким изменением скорости деформаций при незначительном увеличении напряжений.

Возможность возникновения предвестников землетрясений Л. А. Латынина и Р. М. Кармалева [24] связывают с процессами двух типов: «Общими тектоническими и локальными в очаге, возникающими на стадии, предшествующей разрыву. В первом случае предвестники можно ожидать на больших расстояниях от очагов, во втором — только в окрестностях очага».

К вопросу дальности регистрации наклонов-предвестников, возникающих непосредственно перед землетрясениями, мы обращались ранее [25]. Согласно выполненным нами расчетам, предвестник предвещающий землетрясение 17-го энергетического класса, может быть отмечен наклономерами с эффективной чувствительностью 5×10^{-8} рад на эпицентральной дистанции, не превышающей 250 км.

Ближайшей к эпицентру Газлийского землетрясения 8 апреля 1976 г. ($\Delta = 480$ км) являлась наклономерная станция «Ташкент». Результаты почасовой обработки записей наклонов предварительно были исключены, приливные колебания наклонов свидетельствуют о большой «чистоте» записей и почти полном отсутствии вариаций наклонов неприливного происхождения, главным образом температурных. Тем не менее даже при самом пристальном рассмотрении невозможно заметить какого-либо нарушения хода наклонов, предвещающего землетрясение. Можно с большой уверенностью говорить, что в пределах точности измерений наклоны, вызванные процессами в очаге будущего землетрясения, не наблюдались. Иными словами, сделанная нами оценка предельной дальности регистрации кратковременного предвестника землетрясения в зависимости от его энергии не противоречит реально существующему затуханию деформаций — предвестников с расстоянием.

Непрерывные наклономерные исследования в Ташкенте в рассматриваемой точке были начаты в середине 1969 г. В первые месяцы наблюдений запись наклонов была осложнена установочными процессами, обязанными стабилизации температурного режима в камере, затвердеванию и усадке бетонного постаментa,

снятию напряжений в различных узлах наклономеров и т. д. Начиная с 1970 г. ход наклона приобрел направленный характер, свидетельствуя о завершении установочных процессов. Таким образом, к моменту возникновения землетрясения в районе пос. Газли время регистрации наклонов в Ташкенте превысило 6 лет. Этот срок уже позволяет подметить закономерности долгопериодных изменений наклонов, связанные со всей областью подготовки землетрясения.

В 1970—1975 гг. развивался наклон в северо-восточном направлении и составил $12,0''$, т. е. среднегодовая скорость наклона исчислялась $2,0''$. Направленный ход наклона осложнялся вариациями различного периода.

Прямое сопоставление кривых наклона с моментом первого толчка Газлийских землетрясений не позволяет выявить какой-либо особенности в долговременном ходе наклона, которая могла бы интерпретироваться как предвестник землетрясения. Это побудило нас сопоставить время возникновения землетрясения с наклоном, нормированным по времени, т. е. со скоростью наклона. Оказалось, что скорости наклонов за небольшие отрезки времени имеют большие флуктуации, затушевывая изменения наклонов, обусловленные подготовкой землетрясений. Не говоря о месячных, даже полугодовые скорости наклонов не позволяют подметить тенденций в их долговременных изменениях. Лишь годовые скорости имеют определенные особенности в своем временном ходе.

В первые годы наблюдений величины годовых скоростей составляют $1,0—1,75''$ на север и $1,5—2,25''$ на восток (рис. 4, г). Начиная с 1974 г. скорость наклонов в обоих азимутах стала изменяться. Наклон на восток, постепенно уменьшаясь по величине, в начале 1975 г. изменил направление на западное. Одновременно начали проявляться изменения наклона и по меридиональной компоненте. В 1975 г. годовая скорость наклона увеличилась почти вдвое по сравнению с предшествующими.

Совместное представление временного хода наклонов по двум составляющим в виде векторной диаграммы позволило более наглядно проследить последовательность изменения положения поверхности земли в точке наблюдения (рис. 7). До 1975 г. наклон, несколько изменяясь по величине и направлению, в целом происходил к северо-востоку. Со второй половины 1974 г. он изменил направление на север-северо-западное и придерживался его в течение 1975 г. С 1976 г. началось восстановление первоначального направления наклона. Момент возникновения землетрясения 8 апреля 1976 г. пришелся на начальную фазу возвращения наклона к прежнему направлению. Отмеченное нарушение систематического хода наклона мы связываем с подготовкой Газлийского землетрясения.

Таким образом, пространственно-временное развитие сейсмического процесса в области подготовки землетрясений представляется в следующей последовательности.

1. Сейсмическая активизация отмечена за год до основных толчков, проявилась в увеличении числа землетрясений с $K > 10$.

2. Разрядка напряжений началась со слабого толчка в месте будущего землетрясения 17 мая и развивалась далее в северо-восточном направлении, а затем продолжалась вдоль Предкульджуктауского разлома в северо-западном направлении.

3. Заглубление очагов землетрясений по мере развития сейсмического процесса в эпицентральной области основных землетрясений позволяет предположить, что сейсмогенная зона северо-восточного простирания имеет более глубокое заложение, чем северо-западного.

В связи с этим становится понятным изменение ориентации зон сейсмической активности на картах A_{10} , построенных за разные периоды наблюдений [17]. Противоположное простирание областей повышения A_{10} можно объяснить последовательной активизацией пересекающихся сейсмогенных зон, имеющих различную глубину залегания. Здесь

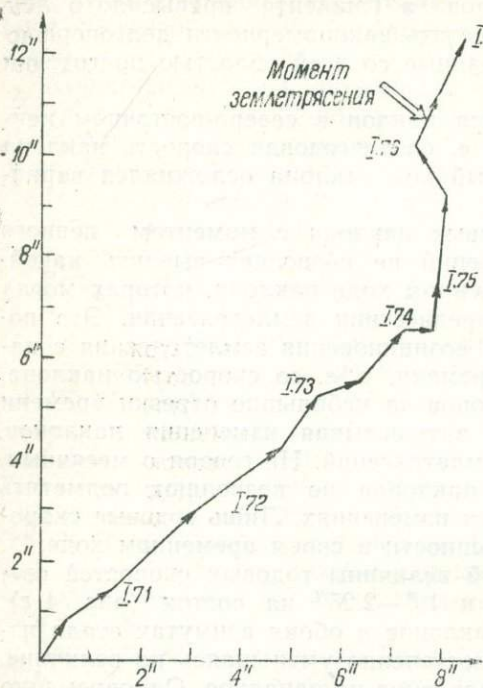


Рис. 7. Векторная диаграмма наклонов.

могла сказаться (при недостаточной к тому же статистике), кроме периодичности сейсмоявлений, приуроченность землетрясений разных энергетических уровней к различным глубинам и тем самым к тому или иному направлению.

4. За 1,5 года до землетрясения началось изменение регулярного хода наклона, происходившего до этого в течение 4, 5 лет в северо-восточном направлении. Это изменение выразилось в смене знака наклона по компоненте восток — запад и увеличении скорости наклона по компоненте север — юг. После происшедшего сильного землетрясения наклон начал возвращаться к прежнему направлению.

5. Отмеченные изменения числа слабых землетрясений и наклонов земной поверхности можно считать связанными с одной из фаз подготовки Газлийских землетрясений и рассматривать их в качестве долговременных предвестников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В. И. Глубинная структура земной коры сейсмоактивной территории Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмичность Западного Узбекистана». Ташкент, 1972.
2. Виноградов С. Д., Мирзоев К. М. О влиянии формы и размеров включения на распределение числа разрывов по энергии при разрушении неоднородного материала. В кн. «Сейсмический режим Таджикистана». Душанбе, 1970.
3. Соловьев С. Л. Некоторые статистические распределения землетрясений и тектоническое строение сейсмических зон. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1961, № 1.
4. Введенская Н. А. Обобщенные сейсмостатистических данных при сейсмоайонировании территории Средней Азии. Труды ИФЗ АН СССР, № 22, 1962.
5. Цубои Ч. Соотношение между амплитудой и повторяемостью землетрясений в Японии и вблизи нее. В сб. «Слабые землетрясения». М., 1961.
6. Карник В. Сопоставление сейсмической активности сейсмичных зон Европы. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1969, № 7.
7. Бунэ В. И., Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И. [и др.]. О сейсмическом риске на территории Кавказа. В сб. «Вычислительная сейсмология», вып. 8, М., 1975.
8. Бунэ В. И., Введенская Н. А., Гзовский М. В. Методические основы обл. сейсмологического районирования. В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., 1968.
9. Мирзоев К. М. Основные характеристики сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана. В кн. «Сеймотектоника некоторых районов юга СССР». М., 1976.
10. Бабаев А. Г., Надыршин Р. И. Мезозойско-кайнозойский этап. Кн. 2, т. 23, Геология СССР. М., 1972.
11. Давлятов Ш. Д., Ибрагимов Р. И., Хаджибеков М. Тектоническое строение мезо-кайнозойских структур Западного Узбекистана. В кн. «Сейсмичность Западного Узбекистана». Ташкент, 1972.
12. Пятков К. К., Пяновская И. А. [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, 1967.
13. Рыжков О. А. Альпийские блоковые поля Узбекистана. В сб. «Активизированные зоны земной коры». М., 1964.
14. Абдуллин Н. В., Быкадоров В. И., Цирельсон Б. С., Юрычев Б. А. Особенности структуры и глубинного строения северо-западных предгорий Тянь-Шаня и прилегающих территорий в связи с сейсмичностью. В кн. «Сеймотектоника некоторых районов юга СССР». М., 1976.
15. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., 1968.
16. Захарова А. И., Яковлева И. Б. Изучение глубины очагов землетрясений Узбекистана и их связи с энергией землетрясений. В сб. «Вопросы количественной оценки сейсмической опасности». М., 1976.
17. Яковлева И. Б., Яковлев В. Н. Оценка сейсмической опасности зоны Центрально-Кызылкумских полей по сейсмологическим данным. «Информационное сообщение», № 189. Ташкент, 1978.
18. Нерсесов И. Л., Пономарев В. С., Тейтельбаум Ю. М. Эффект сейсмического затихия при больших землетрясениях. В сб. «Исследования по физике землетрясений». М., 1976.
19. Пономарев В. С., Тейтельбаум Ю. М., Третьякова Н. В. Особенности пространственного распределения сейсмичности в местах возникновения больших землетрясений. В сб. «Исследования по физике землетрясений». М., 1976.
20. Захарова А. И., Яковлева И. Б. Распределение глубины очагов землетрясений Узбекистана. В кн. «Параметры землетрясений и очаговых зон Узбекистана». Ташкент, 1975.

21. Яковлева И. Б. Годографы Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1971.
22. Бунэ В. И. Проблема прогноза места и времени сильного землетрясения в Южно-Тяньшаньской зоне. В сб. «Физические основания поисков методов прогноза землетрясений». М., 1970.
23. Белоусов В. В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений. Труды Геофиз. ин-та, № 25/152. М., 1954.
24. Латынина Л. А., Кармалеева Р. М. Измерение медленных движений в земной коре как метод поиска предвестников землетрясений. В сб. «Физические основания поисков методов прогноза землетрясений». М., 1970.
25. Яковлев В. Н. Основные положения методики наклономерных исследований в Ферганской впадине с целью поиска предвестников землетрясений. В кн. «Сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1975.

УДК. 550.34+550.349

**Л. М. Плотникова, Л. М. Матасова, В. П. Суров,
В. И. Махмудова**

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ В РАЙОНЕ ЧАРВАКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД МАКСИМАЛЬНОГО ЗАПОЛНЕНИЯ

13 февраля 1977 г. в 15 часов 33 мин. по Гринвичу в районе Чарвакского водохранилища произошло землетрясение $M=3,6$, $I=5$ баллов. 15 марта в 14 часов 07 мин. отмечен второй, более сильный толчок $M=3,9$, $I=6$ баллов.

Детальное изучение особенностей проявления этих землетрясений связано с решением вопроса о влиянии водохранилища на сейсмический режим района и сейсмостойкость Чарвакской плотины.

Решение проблемы влияния инженерной деятельности человека на сейсмичность района позволит более однозначно подойти к пониманию физики очага землетрясений и к оценке сейсмического риска участка строительства гидросооружения. Накопление данных о проявлении наведенных землетрясений в различных регионах дает возможность получить ряд информационных признаков по предвестникам сейсмических событий.

Изучение сейсмостойкости гидротехнических сооружений основано на использовании расчетных сейсмограмм (акселелограмм) максимально возможного для данного района землетрясения. При этом выбор определяется не только величиной магнитуды землетрясения, но и условиями распространения сейсмических волн на пути от очага землетрясения до сооружения. Поэтому возникает необходимость оценки параметров, обуславливающих затухание интенсивности сейсмических сотрясений с расстоянием.

Параметры гипоцентров. Для определения параметров гипоцентров применялись методы, учитывающие скоростной разрез региона (годографы, метод засечек), и не зависящие от него (метод Вадати). Способы определения — ручной и машинный по програм-

ме, разработанной в ИГиГ АН УзССР для ЭВМ Минск-22 (табл. 1). Наблюдается хорошая сходимость результатов, полученных разными методами, что свидетельствует о достаточно хорошем приближении скоростного разреза и соответствии годографа Приташкентского района для рассматриваемой локальной зоны. За параметры гипоцентров приняты средние значения, полученные из всех определений:

13. II. 1977 г. 15^h 33^m 15,9^s $\varphi = 41^{\circ}43,8$, $\lambda = 70^{\circ}07,4$ $H = 5$ км

15. III. 1977 г. 14^h 07^m 13,2 $\varphi = 41^{\circ}41,6$ $\lambda = 70^{\circ}03,5$ $H = 5$ км

Оценка параметров затухания по макросейсмическим данным.
Ю. В. Ризниченко [3] показал возможность физической интерпре-

Таблица 1

Результаты определения параметров землетрясений 13. II. 1977 г. 15^h 33^m и 15. III. 1977 г. 14^h 07^m

Способ определения	13. II. 77 г. 15 ^h 33 ^m				15. III 77 г. 14 ^h 07 ^m			
	φ	λ	t_0^g	H , км	φ	λ	t_0^g	H , км
Годографы засечки	41°44'	70°08'	15,7	5	41°42'	70°04'	13,3	5
ЭВМ	41°43',8	70°07'	15,9	5	41°41',4	70°07'	13,1	5
Вадати	—	—	—	—	41°40',5	70°03',5	—	5
Шебалина [1]	—	—	—	—	—	—	—	7

тации результатов макросейсмических наблюдений при представлении макросейсмического поля в форме Kőveslegethy [5]:

$$I = C_{k_1} + C_{k_2} K - C_n \lg \left(\frac{R}{r_0} \right) - C_\alpha (R - r_0). \quad (1)$$

Уравнение макросейсмического поля (1) получено на основании совместного решения двух равенств:

$$\varepsilon = \frac{E_0}{4\pi r_0^2} \left(\frac{r_0}{R} \right)^n e^{-\alpha(R-r_0)} \quad (2)$$

$$I = k_1 + k_2 \lg \varepsilon, \quad (3)$$

где R — гипоцентральное расстояние;

r_0 — размер радиуса референц-сферы, на которой подсчитывается величина сейсмической энергии землетрясения;

n — показатель расхождения;

α — коэффициент поглощения и рассеяния сейсмической энергии для монохроматической волны. Коэффициент α отражает свойства среды лишь при определении его в зависимости от частоты f .

При наличии карты изосейст единичного землетрясения для получения параметров, характеризующих свойства среды района, рассмотрим несколько иную постановку задачи.

В нашей модели за исходные уравнения приняты зависимости (2) и (3). Уравнение (2) для двух изосейст со значениями интенсивности I_{i+1} и I_i , $i = 1, 2, \dots, n$ запишем в форме:

$$\lg \varepsilon_{i+1} = \lg E_0 - \lg 4\pi r_0^2 + n \lg \left(\frac{r_0}{R_{i+1}} \right) - \alpha (R_{i+1} - r_0) \lg e$$

$$\lg \varepsilon_i = \lg E_0 - \lg 4\pi r_0^2 + n \lg \left(\frac{r_0}{R_i} \right) - \alpha (R_i - r_0) \lg e. \quad (4)$$

Отсюда

$$\lg \varepsilon_{i+1} - \lg \varepsilon_i = n (\lg R_i - \lg R_{i+1}) + \Delta \alpha (R_i - R_{i+1}) \lg e. \quad (5)$$

На основании (3)

$$\lg \varepsilon_{i+1} - \lg \varepsilon_i = k_2 (I_{i+1} - I_i). \quad (6)$$

Приравняв (5) и (6), получим:

$$k_2 (I_{i+1} - I_i) = n (\lg R_i - \lg R_{i+1}) + \Delta \alpha (R_i - R_{i+1}) \lg e. \quad (7)$$

Здесь $\Delta \alpha$ — разность поглощения на длине пути $(R_{i+1} - R_i)$. Выражение (7) можно записать в общем виде в форме уравнения прямой

$$C_1 \frac{\Delta I}{\Delta R} = n C_2 \frac{\Delta \lg R}{\Delta R} + \Delta \alpha, \quad (8)$$

где

$$C_1 = \frac{k_2}{\lg e} \text{ и } C_2 = \frac{1}{\lg e}. \quad (9)$$

Тангенс угла наклона прямой (8), построенной в координатах

$$y = C_1 \frac{\Delta I}{\Delta R} \text{ и } x = C_2 \frac{\Delta \lg R}{\Delta R},$$

дает значение параметра n геометрического расхождения, а значение ординаты, отсекаемой прямой, соответствует $\Delta \alpha$ разности коэффициентов поглощения и рассеивания в интервале расстояний $\Delta R (I_{i+1}, I_i)$. При слабой зависимости видимых частот от расстояния, значение ординаты можно принять за величину коэффициента поглощения и рассеяния для данной среды.

Некоторые исследователи используют иной подход к определению параметров закона затухания сейсмической интенсивности по макросейсмическим данным, основанный на расчете так называемого эффективного коэффициента затухания n_a (в форме Блейка—Шебалина) [1]. Этот параметр качественно характеризует макросейсмическое поле, так как определяется не только свойствами среды, но и расстоянием [7]. В этом случае уравнение (2) запишется в виде:

$$\varepsilon = \frac{E_0}{4\pi r_0^2} \left(\frac{r_0}{R} \right)^{n_\varepsilon} \quad (10)$$

Эффективное затухание будет выражаться соотношением:

$$n_\varepsilon = \frac{(I_{l+1} - I_l)}{k_2 (\lg R_l - \lg R_{l+1})} \quad (11)$$

Коэффициент n_ε определялся, с целью качественного сопоставления с характером затухания сейсмической интенсивности в других сейсмоактивных районах.

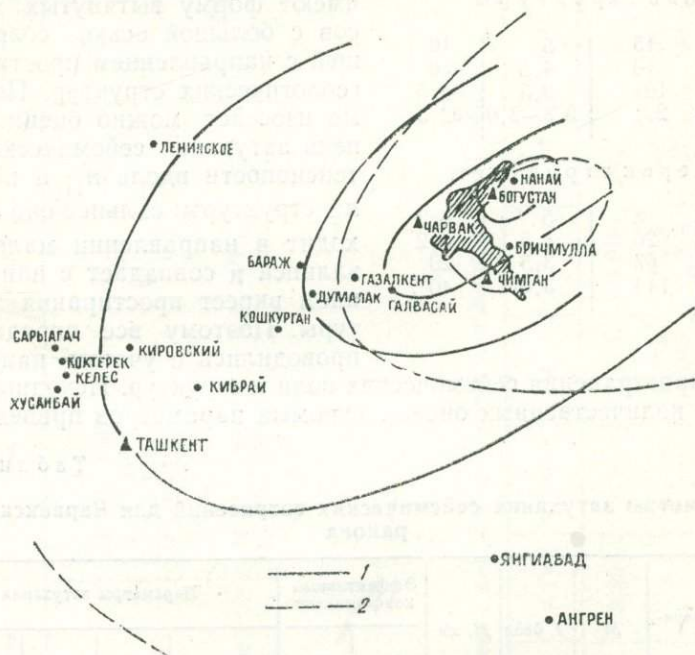


Рис. 1. Карта изосейт землетрясений:

1 — Динашанского, 15.III. 1977 г. $M=3,9$; 2 — Бричмуллинского, 24.X. 1959 г., $M=5,8$.

Использованный материал. Для территории Средней Азии, зависимость $I(\lg \varepsilon)$ изучена С. Л. Соловьевым и В. М. Мирзаевым [6]:

$$\lg \varepsilon = 0,5I + 3,2 \quad (12)$$

$$I = 2 \lg \varepsilon - 6,4 \quad (13)$$

Следовательно, коэффициенты C_1 и C_2 в (9) для рассматриваемого региона будут равны $C_1=4,64$ и $C_2=2,32$.

Для оценки коэффициентов n и a использованы карты изосейст двух сильных землетрясений Чарвакского района: Бричмуллин-

ского 24. IX 1959 г. ($M=5,8$; $I=7-8$ б, $H=15$ км); Динапского 15. III 1977 г. ($M=3,9$; $I=6$ б; $H=5$ км) (рис. 1).

Т а б л и ц а 2

Значение расстояний R от очага землетрясения до изосейст I_i

24.IX. 1959 г.		15.III 1977 г.	
I , балл	R , км	I , балл	R , км
Вдоль структуры			
7	15	5	10
6	43	4,5	30
5	104	3,5	42,5
4	221	3,5-3,0	82,5
Поперек структуры			
7	8	5	4,2
6	26	4,5	6,2
5	67	3,5	20
4	144	3,0	40

Оба землетрясения приурочены к Бричмуллинскому разлому. Первое расположено в районе чаши Чарвакского водохранилища. Второе проявилось в зоне северного языка водохранилища вблизи поселка Динап.

Изосейсты этих землетрясений имеют форму вытянутых эллипсов с большой осью, совпадающей с направлением простирания геологических структур. По форме изосейст можно оценить степень затухания сейсмической интенсивности вдоль $n_{||}$ и поперек n_{\perp} структуры: сильнее оно происходит в направлении малой оси эллипса и совпадает с направлением вкrest простирания структуры. Поэтому все определения проводились с учетом направлений

распространения сейсмических волн и структур. Исходные данные для количественных оценок искомых параметров приведены в

Т а б л и ц а 3

Параметры затухания сейсмических сотрясений для Чарвакского района

Дата землетрясения	M	I , балл	H , км	Эффективный коэффициент		Параметры затухания			
				n_{\parallel}	n_{\perp}	n_{\parallel}	α_{\parallel}	n_{\perp}	α_{\perp}
24.IX 1959 г.	5,7	7-8	15	2,5	2,8	1,15	0,023	1,80	0,031
5.III 1977 г.	3,9	6,0	5	3,5	5,8	2,50	0,035	3,80	0,060
Среднее по направлению				3,0	4,3	1,82	0,029	2,8	0,045
Среднее по структуре				3,9		$\bar{n}=2,3$		$\bar{\alpha}=0,037$	

табл. 2. Параметры уравнений регрессии $I(R)$ в форме зависимости (11), полученные по картам изосейст землетрясений Бричмуллинской очаговой зоны, приведены в табл. 3.

Значение эффективных параметров затухания $n_{\text{э}}$ для различных структурных зон

Зона	Землетрясение	Дата	I, балл	M	Коэффициент затухания		Примечание
					$n_{\text{э} \parallel}$	$n_{\text{э} \perp}$	
Копетдагская	Ашхабадское	5. X. 1948	IX	7,0	2,5	3,1	[4]
	Геоктепинское	29. XII. 1952	VIII	5,0	4,0	5,0	
Красноводская	Казанджикское	7. V. 1914	VI	4,5	4,0	5,6	[4]
	Казанджикское	4. XI 1946	VIII	6,5	2,5	3,2	
	Ягманское	18. III 1952	V	4,5	2,5	3,5	
Фергано-Чаткальская	Чаткальское	1946	IX	7,7	2,2	3,2	[15]
					2,4 \pm 0,4	3,1 \pm 0,5	
Средняя Азия	Бричмуллинское	24. IX. 1959	VII—VIII	5,7	2,5	2,8	[2]
Чарвакская		15. III. 1977	VI	3,9	3,5	5,8	

Таблица 5

Значения добротности коры для Чарвакского района

Дата землетрясения	M	H, км	f, Гц	V, км/сек	v_{\parallel}	v_{\perp}	Q_{\parallel}	Q_{\perp}	\bar{Q}	Среднее по выборке
24. IX. 1959 г.	7,0	15	3,80	2,2	0,013	0,018	483	350	390	
13. II. 1977 г.	3,6	5	2,2	·	0,035	0,059	180	106	142	$f=1,7-2,2$ Гц $\bar{Q}=125$
			1,67	·	0,016	0,079	137	80	108	
15. III. 1977 г.	3,9	5	3,30	·	0,023	0,040	273	160	216	$f=2,5-3,3$ Гц $\bar{Q}=190$
			2,50	·	0,031	0,052	203	121	162	

Интересно сопоставить эффект затухания сейсмической интенсивности для ряда землетрясений, соизмеримых по силе и расстоянию, но приуроченных к различным очаговым зонам и тектоническим структурам (табл. 4) [2, 4, 15]. На рис. 2 нанесены значения

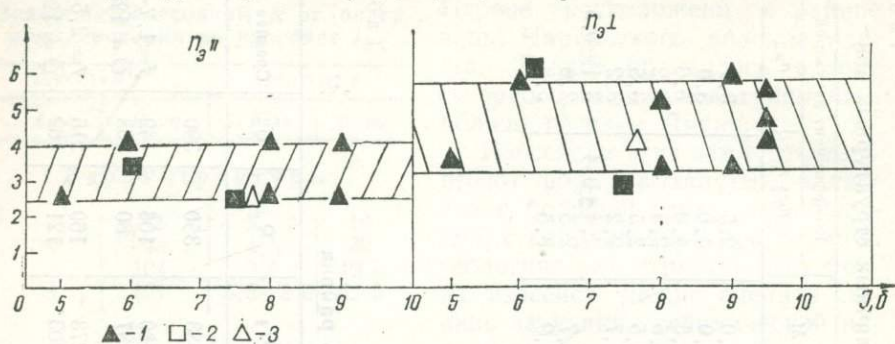


Рис 2. Сводный график $n_s(I)$ для различных тектонических зон:
1—Красноводская, Копетдагская; 2—Фергано-Чаткальская; 3—Чарвакская.

параметров $n_{s||}$ и $n_{s\perp}$ землетрясений с близкими расстояниями интенсивностью $5 \leq I \leq 9$ ($4,0 \leq M \leq 7,0$) для различных структур.

Диапазон изменения коэффициентов $n_{s||}$ и $n_{s\perp}$ для рассматриваемых зон равен $2,2 \leq n_{s||} \leq 4,0$ и $3,1 \leq n_{s\perp} \leq 5,8$. Значения $n_{s||}$ и $n_{s\perp}$ для Чарвакского района укладываются в пределы изменения параметров, относящихся к рассматриваемым зонам. Среднестатистические значения параметров $n_{s||}$ и $n_{s\perp}$ для Копетдагской и Красноводской зон равны соответственно $n_{s||} = 3,5 \pm 0,2$, $n_{s\perp} = 4,2 \pm 0,2$ и $n_{s||} = 3,18 \pm 0,15$ и $n_{s\perp} = 4,4 \pm 0,2$ [4]. Отсутствие значимой статистики по Чарвакскому району не позволяет приводить аналогичные оценки. Но из полученных данных следует, что значения коэффициентов n_s обусловлены не только структурными особенностями отдельных тектонических зон, но и энергией источника, глубиной гипоцентра и направлением распространения волны.

Следовательно, для задач сейсмостойкости гидросооружений необходимо изучение параметров затухания для каждого района с учетом исходного расчетного балла.

Данные табл. 2 использованы для оценки затухания сейсмической интенсивности с расстоянием, с разделением эффекта затухания на расхождение n , поглощение и рассеяние α (в форме Ковеслигети (1)). Полученные результаты (табл. 3) показывают, что затухание интенсивности сейсмических сотрясений из одной и той же очаговой зоны (т. е. для закрепленных расстояний) зависит от энергии источника, глубины очага и направления распространения волны. Эта зависимость более четко проявляется

для землетрясений меньших энергий. Для условий Чарвакского района сейсмическая энергия вдоль Пскемской структуры затухает в среднем в 1,5 раза слабее, чем поперек. Значения коэффициента α использовались для оценки добротности коры Q в области очагов землетрясений (табл. 5). Последняя определяется выражением:

$$Q = \frac{2\pi}{\nu},$$

где $\alpha = \nu/\lambda$; ν — декремент поглощения; λ — длина волны.

Добротность коры в области очага Бричмуллинского землетрясения выше, чем Динапских. Это может быть связано или с большей глубиной очага Бричмуллинского землетрясения, или является показателем более ослабленной северной части водохранилища, испытывающей подъем в последнее время (за 1968—1974 гг. эта часть района поднялась на 2 см) по сравнению с центральной и южной.

Механизм очагов. Механизм очагов землетрясений 13. II 77 г. ($M=3,6$) и 15. III 77 г. ($M=3,9$) установлен по наблюдениям за знаками первых смещений Р-волн на сейсмических станциях институтов Сейсмологии и Геологии и Геофизики АН УзССР по методу А. В. Введенской [10, 11]. Хорошее окружение очагов достаточно большим количеством станций позволило провести нодальные линии с минимальной погрешностью, не превышающей $\pm 5^\circ$.

При анализе полученных данных обращает на себя внимание противоположная ориентация всех элементов механизма очагов рассматриваемых землетрясений, за исключением оси растяжения. В обоих случаях она крутая, северо-восточной ориентации (табл. 6). При землетрясении 13. II 1977 г. смещение носило характер взброса по одной из равновероятных плоскостей разрыва, имеющих равные азимуты простирания северо-западного направления, т. е. вкрест простирания основной геологической структуры.

При землетрясении 15. III. 1977 г. смещение характеризуется подвижкой типа взбросо-сдвиг. Обе возможные плоскости разрыва здесь ориентированы на северо-восток и совпадают с простиранием основной геологической структуры.

Ось промежуточного напряжения при землетрясении 13. II. 1977 г. горизонтальная и ориентирована на северо-запад; при землетрясении 15. III. 1977 г. — пологая, юго-западной ориентации.

Ось сжатия у обоих землетрясений близгоризонтальная, но существенно различной ориентации. При землетрясении 13. II. 1977 г. она направлена вдоль простирания геологической структуры, а 15. III. 1977 г. — вкрест простирания.

Элементы механизма очага землетрясения 15. III 1977 г. (сдвиговая компонента и направление плоскости разрыва, совпадающее с направлением тектонической структуры) позволяют

предположить, что образование магистрального разрыва связано с этим землетрясением [8].

Представляет интерес сопоставление механизма очагов рассмотренных землетрясений с аналогичными оценками за период, предшествующий созданию в районе водохранилища. На рис. 3 показан механизм очагов землетрясений района $K \geq 10$. Номера очагов на рисунке соответствуют номерам в табл. 6.

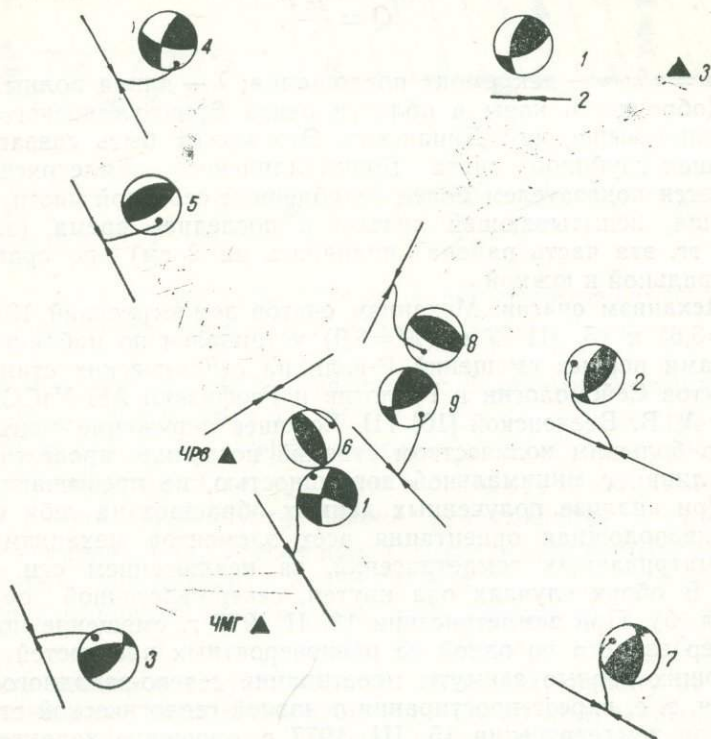


Рис. 3. Механизм очагов землетрясений и схема напряжений сжатия Чарвакской орогенической зоны:

1—механизм очага землетрясения (заштрихована область растяжения в очаге); 2—ориентация оси сжатия (величина стрелки соответствует синусу угла оси с вертикалью); 3—сейсмостанции

Результаты предыдущих исследований (1959—1969 гг.) свидетельствуют о том, что механизм очагов землетрясений [14] Чарвакской зоны, составляющей северную часть Приташкентского района, подчиняется общим закономерностям, характерным для всей орогенической части района.

Анализ данных (табл. 6) показал, что все элементы механизма очага землетрясения 15. III. 1977 г. ориентированы так же, как при землетрясениях района за предыдущий период (1959—1969 гг.).

Исключение из общей закономерности составляет механизм очагов лишь двух землетрясений: 27. XI. 1968 г. (№6) и 13. II 1977 г. (№ 8). Первое землетрясение (№ 6) относится к периоду очистных работ на участке основания плотины (снято около 40 м четвертичных и скальных пород) и буро-взрывных работ в карьере добычи строительного камня. Землетрясение произошло на расстоянии

Т а б л и ц а 6

Динамические параметры землетрясений $K \geq 10$ Чарвакского района

Дата	M	Поверхность разрыва				Подвижки			
		I		II		I		II	
		A_z	e	A_z	e	A_z	e	A_z	e
24. X. 1959 (1)	5,8	10	80	100	80	10	10	100	10
21. IV. 1963 (2)	3,3	12	64	36	28	308	62	103	26
30. XII. 1963 (3)	3,3	78	65	40	32	310	58	169	25
2. VI. 1965 (4)	4,4	15	70	105	90	15	5	105	20
26. VII. 1965 (5)	4,4	55	70	65	20	155	70	325	20
27. XI. 1968 (6)	3,3	146	48	144	42	238	48	58	42
29. III. 1969 (7)	2,8	48	76	165	28	258	62	138	14
13. II. 1977 (8)	3,6	116	70	114	20	206	70	27	20
15. III. 1977 (9)	3,9	71	62	10	48	99	42	342	28

Дата	M	Главные напряжения				Ось промежуточного	
		ось сжатия		ось растяжения		напряжения	
		A_z	i	A_z	i	A_z	i
24. X. 1959	5,8	145	92	55	75	55	170
21. IV. 1963	3,3	111	108	78	21	18	100
30. XII. 1963	3,3	155	108	21	156	70	73
2. VI. 1965	4,4	150	75	60	75	100	160
26. VII. 1965	4,4	150	65	140	155	60	85
27. XI. 1968	3,3	55	87	90	176	145	89
29. III. 1969	2,8	119	117	167	37	43	67
13. II. 1977	3,6	26	115	27	25	117	91
15. III. 1977	3,9	133	82	33	36	49	125

Примечание: e — угол с горизонталью; i — с вертикалью.

5 км от этих участков. Можно ли говорить о деформации основания или района в результате этих работ как о причине, вызвавшей перераспределение компонент поля напряжений при землетрясении? Такое предположение может подтвердить подъем северного участка водохранилища на 2 см за период 1969—1974 гг. (землетрясение № 6 произошло в 4,5 км от него).

П. Ж. Евдокимов [12] приводит данные К. С. Лейна о деформации района и основания плотины Гаррисон (США). При снятии природной нагрузки (выемки грунта 52,5 м) наблюдалось

поднятие основания на 60 см (на плотине Гаррисон проводились специальные исследования этого явления).

Второе землетрясение (№ 8) с аномальным для района механизмом относится к периоду после интенсивного сброса при достижении максимального уровня воды в водохранилище ($H_{в} = 125$ м).

Определенные закономерности в перераспределении компонент поля напряжений в очагах землетрясений выявлены и для района Нурекского водохранилища [13]. Однако появление здесь землетрясений с аномальным механизмом очага относится к периоду интенсивного заполнения водохранилища. Вообще следует отметить, что для района Чарвака наблюдается совершенно иная сейсмическая реакция земной коры на заполнение водохранилища и режим его эксплуатации, чем для Нурекского района.

Представляла интерес оценка прогностических свойств сейсмических параметров, апробированных в сейсмологической практике в условиях района, подверженного влиянию водохранилища. Были изучены вариации величин V_p/V_s их пространственно-временные распределения, изменения угла наклона γ графика повторяемости, скорости высвобождения энергии сейсмической деформации.

Особенности поля V_p/V_s перед землетрясениями $M = 3,5 - 4,0$ в условиях Чарвакского района. Пространственно-временное распределение величин V_p/V_s для района Чарвака изучается с 1973 г. Для оценки отношения V_p/V_s используются графики Вадати с базой графика не менее 3—4 сек., построенные по данным не менее 5 станций.

Вариации величин V_p/V_s во времени связаны с изменением упругих свойств и напряженного состояния среды в процессе подготовки землетрясения.

Обводненность горных пород за счет водохранилища может также привести к изменению модуля объемного сжатия при неизменном модуле сдвига. Этот фактор приводит к увеличению отношения V_p/V_s за счет повышения скорости продольных волн. Так, в Чарвакском районе, по теоретическим оценкам, оно может составить около 4,0% от нормального фона для района. Особенно это проявляется для блоков земной коры, непосредственно обводненных (Бричмуллинский) и контактирующих (Кенкольский) с водохранилищем.

По данным промышленных взрывов, нормальное поле функции V_p/V_s для Чарвакского района равно $1,73 \pm 0,02$. Все отклонения в значениях V_p/V_s от среднего могут быть интерпретированы как аномальные, вызванные влиянием обводненности пород и накоплением напряжений перед сильным землетрясением.

Для блока, в пределах которого произошли рассматриваемые землетрясения, возможно существенное влияние первого фактора. На рис. 4 представлен график величин V_p/V_s , построенный по

выборке землетрясений за 1974—1977 гг., очаги которых расположены в пределах Бричмуллинского блока. В период с 1974 по 1975 г. наблюдаются слабые вариации значений V_P/V_S . С августа 1976 г. за 0,5 года до рассматриваемых событий происходят бухтообразные изменения хода кривой. Отмечается несколько локальных «бухт». К последней из них приурочен первый толчок $M=3,6$.

Изучение пространственного распределения величин V_P/V_S показало, что для района, подверженного воздействию водохранилища, не отмечается четкого пространственного распределения зон с различной дифференциацией величин V_P/V_S .

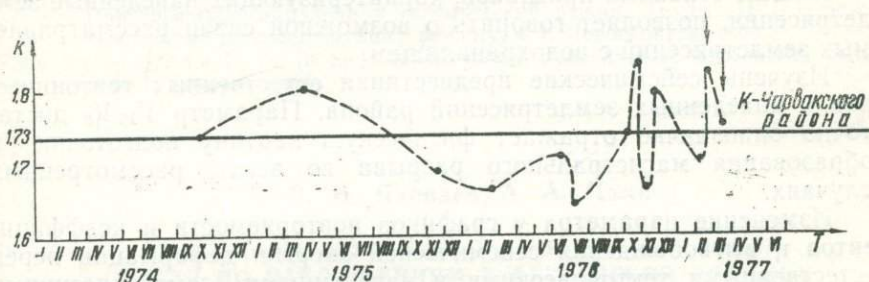


Рис. 4. Кривая величин V_P/V_S для Бричмуллинской зоны.

Графики повторяемости. Строились для различных временных интервалов осреднения и методов скользящих интервалов для периода 1960—1977 гг. по однородному представительному материалу. Установлено значимое уменьшение угла γ графика повторяемости перед землетрясениями, возникшими до создания водохранилища (значение γ перед землетрясениями с $M=4,0$ — $4,6$ уменьшается до $\gamma=0,36$ при средне-долговременном $\gamma=0,43$, для землетрясения $M=5,0$ до $\gamma=0,21$ при средне-долговременном $\gamma=0,39$). Для землетрясений, возникших в период максимального заполнения водохранилища, наблюдается обратный эффект — увеличения параметра до $\gamma=0,56$ при средне-долговременном $\gamma=0,44$.

Скорость высвобождения энергии сейсмической деформации η рассчитывалась по графику Беньоффа, построенному для периода наблюдений 1960—1977 г. Для землетрясений, происходивших до заполнения водохранилища, отмечается уменьшение коэффициента η перед сильным толчком (с $\eta=36,0$ до $\eta=5,2$ для землетрясений $M=4,0$ — $4,6$ и с $\eta=4,3$ до $\eta=0,6$ для $M=5,0$). Перед Динапским землетрясением ($M=4,0$) наблюдается возрастание скорости высвобождения сейсмической деформации с $\eta=0,8$ до $\eta=3,0$.

Таким образом, для землетрясений, территориально связанных с водохранилищем, отмечается аномальный по сравнению с естественными тектоническими землетрясениями этого же района ход сейсмических предвестников.

Выводы. Решение уравнения макросейсмического поля позволило оценить затухание сейсмической энергии для землетрясений Бричмуллинской зоны в направлении на гидросооружение. Этот результат — основа для расчета карт сотрясаемости и оценки сейсмического риска района.

Наличие сдвиговой компоненты и направление плоскости разрыва при землетрясении 15. III. 1977 г. позволяют предположить, что образование магистрального разрыва-аналога трещины скола [8, 9] связано с этим толчком. Землетрясение 13. II. 1977 г. и его форшоки обусловлены разработкой гауч-зоны.

Анализ основных признаков, характеризующих наведенные землетрясения, позволяет говорить о возможной связи рассматриваемых землетрясений с водохранилищем.

Изучены сейсмические предвестники естественных тектонических и наведенных землетрясений района. Параметр V_P/V_S достаточно однозначно отражает физическую картину подготовки и образования магистрального разрыва во всех рассмотренных случаях.

Изменение параметра γ графиков повторяемости и коэффициентов η высвобождения сейсмической энергии деформации перед естественными тектоническими и наведенными землетрясениями носят противоположный характер.

Параметры макросейсмического поля, ориентация плоскостей разрыва в очагах сильных землетрясений Чарвакского района показывают, что направление максимального сейсмического излучения и более слабого затухания энергии совпадает с направлением на плотину. Иными словами, в районе сооружения следует ожидать достаточно сильные сотрясения от землетрясений из Бричмуллинской зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шебалин Н. В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., 1968.
2. Нерсесов И. Л., Грин В. П., Джанузакоев К. О сейсмическом районировании в бассейне реки Нарын. Фрунзе, 1960.
3. Ризниченко Ю. В. Энергетика макросеймики. «Физика Земли», 1974, № 8.
4. Голинский Г. Л., Непесов Р. Д., Рустанович Д. Н. Сейсмичность Туркменской ССР по макросейсмическим данным. В сб. «Региональная сейсмичность Средней Азии», 1964.
5. Kövesligethy R. Seismischer Starkegrad und Intensität der Beden Gerl Beitz. Geophys., S. Leipzig, 1907.
6. Соловьев С. Л., В. М. Мирзаев. Соотношение балльности землетрясений и динамических параметров сейсмических волн. «Изв. АН УзССР», сер. физ.-мат. наук, 1962, № 3.
7. Ризниченко Ю. В., Сейдузова С. С., Матасова Л. М. Макросейсмическая программа. «Физика Земли», 1977, № 3.
8. Шамина О. Г., Стрижков С. А. Сейсмические предвестники разрушения. ДАН СССР, т. 217, 1974, № 6.

9. Ш а м и н а О. Г., С т р и ж к о в С. А. Прохождение продольных и поперечных волн через область подготовки трещины. «Физика Земли», 1975, № 11.
10. В в е д е н с к а я А. В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1956, № 3.
11. В в е д е н с к а я А. В. О поле смещений при разрывах сплошности упругой среды. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 4.
12. Е в д о к и м о в П. Ж. Грунт как материал и основание гидротехнических сооружений. В сб. «Проектирование и строительство больших плотин», М., 1958.
13. С о б о л е в а О. В., Ш к л я р Г. П. Особенности механизма очагов землетрясений. В кн. «Возбужденная сейсмичность вблизи Нурекского водохранилища». Душанбе, 1975.
14. З а х а р о в а А. И., М а т а с о в а Л. М. Механизм очагов землетрясений Приташкентского района и сейсмический режим. Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, ч. I. Новосибирск, 1969.
15. Б у т о в с к а я Е. М. [и др.]. Сейсмичность Узбекистана. Ферганская долина, вып. 1. Ташкент, 1961.

УДК 525.622

В. Н. Яковлев, А. А. Цхай

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРИЛИВНЫХ НАКЛОНОВ
ЗЕМЛИ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЕ
В 1964—1975 гг.**

Первые количественные данные об изменениях наклонов земной поверхности под действием приливообразующих сил были получены в Узбекистане в 1964—1966 гг. Эти наблюдения не предусматривали специального изучения приливных наклонов, а проводились с целью выявления и количественной оценки тектонических подвижек по разрывным нарушениям в пределах строительной площадки Андижанской водохранилищной плотины на р. Карадарье [1]. Высокая чувствительность наклономеров (500—1000 мм/°) обеспечила хорошую запись приливных наклонов. В результате гармонического анализа экспериментальных данных в 12 пунктах наблюдений получено 42 пары значений гармонических постоянных приливных волн в азимуте север — юг и 50 — в азимуте восток — запад [2, 3, 4].

В отдельных пунктах отмечался аномальный приливный эффект. Их близость к дизъюнктивным нарушениям и выявленное ранее влияние разрывов на земной прилив [5] позволили нам предположить, что и в этом случае аномалии обусловлены неоднородностью среды. Поэтому при выводе средних значений гармонических постоянных основных приливных волн в районе Кампыррава та данные об амплитудных и фазовых факторах, полученные в пунктах, расположенных вблизи разрывных нарушений, не учитывались.

С наименьшими ошибками гармонические постоянные определены для полусуточных волн M_2 , S_2 , N_2 (табл. 1). Точность определения γ и $\Delta\phi$ для суточных волн K_1 и O_1 по компоненте восток—

запад оказалась ниже. По компоненте север — юг величины γ и $\Delta\varphi$ в разных пунктах настолько различные, что мы воздержались от вычисления их средних значений.

Величина γ для суточных компонент прилива оказалась завышенной, что, по-видимому, объясняется влиянием температурных вариаций наклонов. Для полусуточных компонент наблюдается азимутальное неравенство амплитудного фактора $\gamma_{с-ю} > \gamma_{в-з}$. Является ли это неравенство отражением региональной особенности прилива или же оно вызвано воздействиями экзогенного характера, главным образом температурными, пока не выяснено. Для получения ответа на этот вопрос целесообразно провести наклономерные наблюдения в однородной среде (в чехле осадочных пород большой мощности) с установкой приборов в шурфе на глубине порядка 50 м.

Таблица 1

Средние значения γ и $\Delta\varphi$ в районе Андижанской водохранилищной плотины

Волна	γ		$\Delta\varphi$	
	С-Ю	В-З	С-Ю	В-З
M_2	$0,762 \pm 0,019$	$0,698 \pm 0,004$	$0,9 \pm 0,8$	$5,0 \pm 1,7$
S_2	$0,800 \pm 0,032$	$0,714 \pm 0,004$	$-4,7 \pm 7,3$	$-2,0 \pm 1,6$
N_2	$0,722 \pm 0,045$	$0,700 \pm 0,012$	$-2,8 \pm 2,6$	$-1,4 \pm 1,4$
K_1	—	$0,785 \pm 0,035$	—	$3,1 \pm 1,6$
O_1	—	$0,737 \pm 0,024$	—	$2,5 \pm 2,3$

После более чем шестилетнего перерыва наклономерные наблюдения в Ферганской впадине были возобновлены. В 1972 г. наклонометры установлены на сейсмических станциях в Намангане и Фергане, а в 1973 г. — в Андижане. Наблюдения организованы с целью выявления аномальных наклонов — предвестников землетрясений. Условия регистрации в этих пунктах существенно отличались от кампырватских.

Наблюдения в трех точках Ферганской впадины так же, как в Ташкенте, были приурочены к крупным населенным пунктам. В Намангане наклономерная станция совмещена с сейсмической и находится недалеко от центра города. Непосредственно в районе станции крупных промышленных объектов не имеется; здания в основном небольшой этажности. К северу и югу от нее проходят автомобильные дороги с регулярным движением автотранспорта, в том числе, грузового; примерно в 1,5—2,0 км находится железная дорога.

Собственно наклономерная станция расположена в северо-западной части приусадебной территории сейсмической станции. Для установки наклономеров вырыт и оборудован шурф. Регистрация ведется в подвальном помещении. Территория станции озеленена. Наманган расположен в пределах предгорной равнины,

слегка наклоненной к югу. В 16 км от станции протекает Сыр-дарья. Центр города пересекает Намангансай.

Наклономерный шурф в Намангане наиболее мелкий. Он был пройден лишь до глубины 8,3 м в связи с близостью грунтовых вод. Забой шурфа находится в галечнике, залегающем на глубине 7,5 м под слоем суглинка. Толщина бетонного фундамента — 0,8 м; диаметр шурфа 1,3 м. Шурф в Намангане отличается от ташкентских тем, что он не обсажен. Внутри шурфа сделаны две перекрытки, не считая перекрытия сверху. Большое внимание уделено герметизации перекрытий. Они металлические, сверху засыпаны слоем песка и забетонированы.

Оставленные лазы закрываются откидными металлическими крышками и герметизируются ватными подушками, помещенными в полиэтиленовые чехлы.

Отсутствие обсадки, прикрытие перекрытий непосредственно к стенкам шурфа, их тщательная герметизация позволила обеспечить достаточно устойчивый температурный режим в шурфе, несмотря на его малую глубину. Годовой ход температуры близок к синусоидальному. Направленное ее изменение незначительно и имеет тенденцию к понижению. Годовое уменьшение температуры оказалось близким к скорости изменения температуры в ташкентских шурфах, значительно более заглубленных. Таким образом, даже при мелком заложении наклономерной камеры благодаря удачному оборудованию шурфа удалось создать предпосылки для успешного изучения наклонов земной поверхности.

Большая доля годовых вариаций температуры в шурфе обусловлена теплопроводностью пород. Не исключено, что определенный вклад в колебания температуры вносится за счет близкого к поверхности стояния грунтовых вод. Поэтому при имеющемся комплексе естественных условий в районе пункта наблюдения вряд ли с помощью одних технических средств удастся улучшить температурный режим в шурфе.

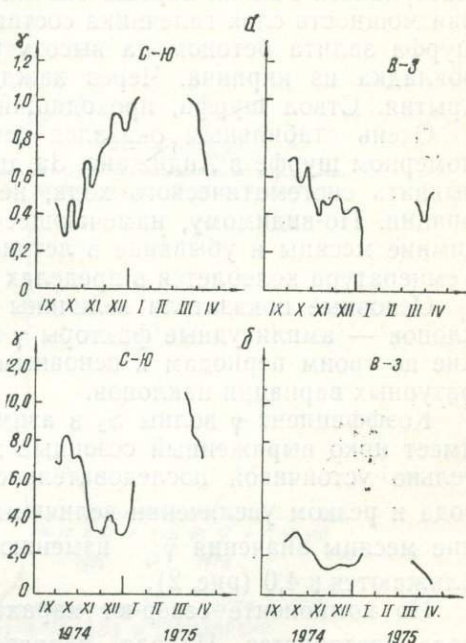


Рис. 1. Изменение амплитудного коэффициента γ приливных волн S_2 (а) и K_1 (б) в Андижане.

Более благоприятными оказались условия наблюдения в Андижане. Сейсмическая станция, к которой приурочен наклономерный пункт, находится на окраине города. Непосредственно вблизи места установки приборов есть несколько одноэтажных жилых домов. Значительная площадь в окрестности сейсмостанции занята зелеными насаждениями. Крупных дорог и промышленных предприятий поблизости не имеется.

Верхняя часть разреза участка наклономерной станции сложена лессовидным суглинком, который на глубине 9 м подстилается слежавшимся галечником, пересыпанным песчано-гравийным материалом. Гальки хорошо окатаны, диаметр до 10 см. Пройденная мощность слоя галечника составляет около 2 м. Нижняя часть шурфа залита бетоном на высоту 0,8 м, выше которого сделана обкладка из кирпича. Через каждые 2,5—3,0 м устроены перекрытия. Ствол шурфа, проходящий в суглинке, не обсаживался.

Очень стабильным оказался температурный режим в наклономерном шурфе в Андижане. За два года наблюдений не удалось выявить систематического хода, не замечены и ее сезонные вариации. По-видимому, намечающееся возрастание температуры в зимние месяцы и убывание в летние — отражение годового хода. Температура колеблется в пределах 0,2—0,3°C.

Основные показатели величины температурных колебаний наклонов — амплитудные факторы γ приливных волн K_1 и S_1 , близкие по своим периодам к основным гармоникам в спектре температурных вариаций наклонов.

Коэффициент γ волны S_2 в азимуте восток-запад в Намангане имеет ярко выраженный сезонный ход, заключающийся в относительно устойчивой последовательности γ_{s_2} в холодный период года и резком увеличении величины γ_{s_2} в теплый период. В зимние месяцы значения γ_{s_2} изменяются от 0 до 2,0, в летние приближаются к 4,0 (рис. 2).

По компоненте север-юг характер изменения γ_{s_2} в годовом ходе повторяется. Правда, диапазон колебаний меридиональной компоненты прилива S_2 значительно увеличивается, изменяясь от 0 в холодный период года до 11,0 — в теплый.

Еще большие пределы изменения коэффициента γ наблюдаются для волны K_1 . Общая закономерность для обоих азимутов — увеличение γ_{K_1} в летнее время. По компоненте восток — запад они достигают 30,0, по компоненте север — юг — 140,0. Кроме основных, имеются второстепенные максимумы, характеризующиеся соответственно меньшими значениями γ . Минимальные значения γ_{K_1} приближаются к нулю.

Несколько иначе ведут себя во времени факторы γ волн S_2 и K_1 в Андижане. Их временной ход в целом также носит четко выраженный сезонный характер, но проявляется он следующим образом. Максимумы годовой волны γ_{s_2} по компоненте север — юг приходятся на зимние месяцы, минимумы — на летние. Наи-

меньшие значения $\gamma_{S_2}^{c-ю}$ составляют около 0,2, наибольшие превышают единицу. По компоненте восток — запад картина обратная: минимумы γ_{S_2} наблюдаются в холодное время года, максимумы — в теплое, изменяясь от 0,7 до 0,2 (рис. 1).

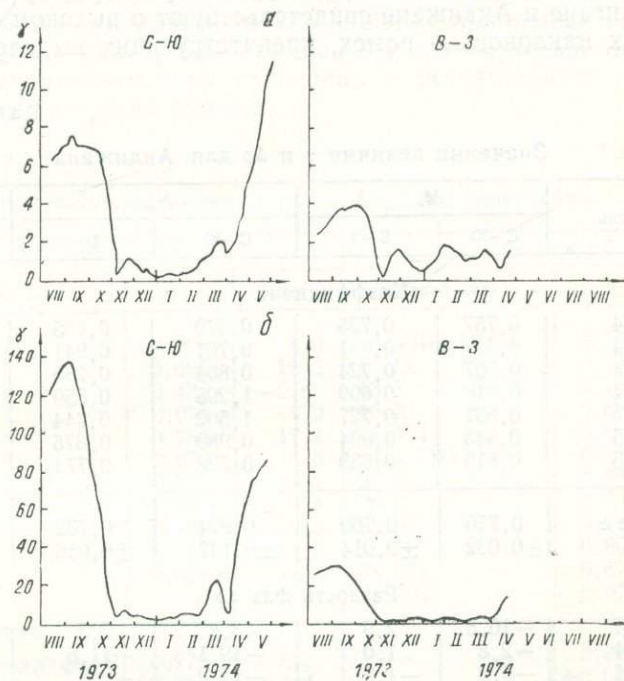


Рис. 2. Изменение амплитудного коэффициента γ приливных волн S_2 (а) и K_1 (б) в Намангане

Годовой ход K_1 в Андижане выражается в чередовании высоких и низких значений. В рассматриваемом промежутке времени первый максимум γ_{K_1} пришелся на октябрь (по компоненте восток — запад значения γ_{K_1} превысили 3,0, по компоненте север — юг составили около 8,5). Минимум γ_{K_1} наблюдался в зимние месяцы (по компоненте восток — запад значения γ_{K_1} опустились до 0,7, по компоненте север — юг до 3,0). Второй максимум намечается в феврале — марте.

Временной ход коэффициента γ волн S_2 и K_1 в Андижане лучше согласуется с данными по Ташкенту, чем по Намангану. В Намангане из-за высокого уровня температурные наклоны преобладают над приливыми в течение всего года. В Ташкенте и

Андижане в отдельные месяцы приливные и температурные наклоны становятся соизмеримыми по величине и первые даже могут преобладать над вторыми. Разное соотношение между величинами складываемых наклонов и приводит к различию в поведении параметров γ_{s_2} и γ_{K_1} во времени.

Результаты определения амплитудных факторов γ волн S_2 и K_1 в Намангане и Андижане свидетельствуют о высоком фоне температурных наклонов — помех, препятствующих выделению ука-

Таблица 2

Значения величин γ и $\Delta\varphi$ для Андижана

Средний день	M_2		N_2		O_1
	С-Ю	В-З	С-Ю	В-З	В-З
Коэффициент γ					
29.09.74	0,757	0,735	0,879	0,695	1,114
24.10.74	0,677	0,681	0,761	0,941	0,407
20.11.74	0,707	0,724	0,864	0,730	0,941
16.12.74	0,818	0,699	1,295	0,859	0,602
12.01.75	0,631	0,727	1,502	0,744	0,874
21.03.75	0,843	0,694	0,989	0,375	1,024
12.04.75	0,815	0,639	0,528	0,778	1,059
Среднее	0,750 $\pm 0,032$	0,700 $\pm 0,014$	0,974 $\pm 0,147$	0,732 $\pm 0,086$	0,860 $\pm 0,107$
Разность фаз $\Delta\varphi$					
29.09.74	-10,8	2,9	-3,4	6,5	-22,1
24.10.74	-2,8	1,0	-19,1	-11,8	-9,3
20.11.74	-6,0	-1,2	-14,2	-2,6	-16,9
16.12.74	-2,8	2,5	13,9	17,5	-27,8
12.01.75	-3,7	-2,0	-1,0	13,9	43,2
21.03.75	3,0	1,3	27,0	12,5	-50,3
12.04.75	6,8	4,7	-23,6	-25,3	-20,9
Среднее	-2,3 $\pm 2,7$	1,3 $\pm 1,0$	-2,9 $\pm 7,6$	1,5 $\pm 6,5$	-7,9 $\pm 11,2$

занных волн. Меньше по величине и не такое регулярное влияние температурных наклонов испытывают другие приливные волны. Многолетние высокоточные приливные наблюдения в Ташкенте позволили заключить, что наиболее уверенно выделяются полусуточные приливные волны M_2 и N_2 в обоих азимутах и суточная волна O_1 в азимуте восток — запад [6]. Таблица гармонических постоянных приливных волн для Андижана составлена в соответствии с этим заключением (табл. 2).

Большинство полученных значений γ существенно отличается от средних региональных величин. Результат ли это системати-

ческого влияния температурных наклонов или же недостаточной статистики, пока сказать трудно. Более вероятное, на наш взгляд, — второе предположение. В его пользу свидетельствуют большие ошибки наблюдений, обусловленные, по-видимому, малым числом измерений и незначительные разности фаз, свидетельствующие об отсутствии регулярного наложения искажающих факторов. При большей статистической обеспеченности следует ожидать улучшения сходимости параметров различных приливных волн. И даже сейчас значение γ для прилива M_2 в азимуте восток — запад можно использовать при сравнении с результатами приливных наблюдений в других пунктах.

Таблица 3

Значения величин γ_{M_2} и $\Delta\varphi_{M_2}$ для Намангана

Компонента С—Ю			Компонента В—З		
средний день	γ	$\Delta\varphi$	средний день	γ	$\Delta\varphi$
18.VIII. 1973	0,920	5,9	18.VIII. 1973	0,716	12,7
16.IX	0,695	19,3	15.IX	0,703	6,7
15.X	0,432	-2,6	13.X	0,782	1,0
13.XI	0,979	6,9	10.XI	0,605	19,0
11.XII	0,753	17,4	8.XII	0,619	3,9
8.1.1974	0,673	16,5	4.1.1974	0,677	5,5
5.II	0,689	15,4	31.I	0,785	-14,7
9.III	0,860	4,4	26.II	0,758	-6,8
3.IV	0,843	-7,0	26.III	0,648	7,0
1.V	1,018	-11,0	22.IV	0,805	2,6
29.IV	0,068	14,2	23.VII	0,671	8,4
			15.VIII	0,970	18,4
Среднее арифметическое	0,776 $\pm 0,058$	7,2 $\pm 3,0$		0,728 $\pm 0,034$	5,2 $\pm 3,1$
Среднее векторное	0,763 $\pm 0,057$	6,5 $\pm 3,2$		0,718 $\pm 0,032$	5,2 $\pm 3,6$

Количественная оценка приливных наклонов в Намангане была произведена по годовому ряду наблюдений с августа 1973 г. по август 1974 г. В результате гармонического анализа было сделано 12 независимых измерений γ и $\Delta\varphi$ в азимуте восток — запад и 11 — в азимуте север — юг (табл. 3). Наклонометры в Намангане были установлены ближе к поверхности земли, чем в других пунктах, поэтому при выводе средних значений γ и $\Delta\varphi$ мы ограничивались только полусуточной волной M_2 , имеющей наибольшую амплитуду и резко отличающейся по периоду от основной помехи — суточной температурной волны.

На примере Намангана хорошо видно, что средние значения γ и $\Delta\varphi$ существенно улучшились после векторного осреднения, благодаря которому был учтен большой разброс значений $\Delta\varphi$. Сделанные определения γ и $\Delta\varphi$ характеризуются невысокой точностью,

объясняющейся сильным влиянием на приливные наклоны внешних воздействий, связанных с небольшой глубиной установки наклономеров. Тем не менее величина амплитудного фактора оказалась близка к глобальному значению. Это дает основание предположить, что при проведении достаточно длительных наблюдений фактор γ по волне M_2 может быть определен даже в условиях высокого фона помех.

Таким образом, чаще всего приливный эффект искажется в связи с наблюдениями в неоднородной среде (наличие разрывных нарушений) и в поле интенсивных температурных деформаций (из-за близости приборов к поверхности земли). Следует ожидать, что организация наблюдений вдали от указанных источников помех значительно повысит надежность выделения основных приливных волн. Обеспечить высокую точность оценки параметров приливных волн, по-видимому, смогут наклонмерные наблюдения, проведенные на глубине не менее 50 м в шурфах, заложённых в однородных осадочных отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлев В. Н., Багмет А. Л. О наклонмерных исследованиях в западной части Сугандинского антиклинального горста. В сб. «Сейсмичность Восточной Ферганы». Ташкент, 1966.
2. Яковлев В. Н., Сандлер Э. Д., Леонтьева Т. М. Наблюдение приливных наклонов вблизи створа Андиганской плотины в 1964—1965 гг. В сб. «Методика измерения земных приливов и медленных деформаций земной поверхности». М., 1970.
3. Яковлев В. Н. Некоторые результаты наблюдений земных приливов в Восточной Ферганае. «Узб. геол. ж.», 1970, № 4.
4. Яковлев В. Н. Наклонмерные наблюдения в Узбекистане. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1971.
5. Старков В. И., Старкова Э. Я. Влияние разлома на величину γ по наблюдениям в Кондаре. Вращение и приливные деформации Земли, вып. 1. Киев, 1970.
6. Яковлев В. Н., Цхай А. А. Приливные наблюдения в Ташкенте. Ташкент, 1976.

УДК 550.34.09

Г. И. Аванесьянц, Р. М. Нуретдинов, М. С. Якубов

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЕМ ВОДЫ НА СКВ. «ЭПИЦЕНТРАЛЬНАЯ»

Поскольку землетрясения могут вызвать изменения режима подземных вод, в частности изменения уровня вод в скважинах [1], колодцах и т. д., то очевидна актуальность вопроса о необходимости гидросейсмических исследований.

Узбекский научно-исследовательский институт энергетики и автоматики по техническому заданию Института сейсмологии

АН УзССР разработал и изготовил комплекс контроля и регистрации флюктуаций уровня воды в скважинах [2].

Комплект аппаратуры смонтирован на скв. «Эпицентральная» с целью отработки методики, техники наблюдений и оценки полученных результатов.

Скв. «Эпицентральная» пробурена в эпицентре Ташкентского землетрясения 1966 г. Забой оставлен на глубине 2460 м в водонесном горизонте палеозойских пород. На расстоянии 40 м от забоя и выше до самого устья скважина обсажена железной трубой, затрубное пространство зацементировано. Скважина слабоизливающаяся, приток воды из палеозойских пород составляет около 2 л/сут., т. е. уровень воды медленно поднимается.

При наблюдениях датчик устанавливается в фиксированном положении относительно реперной отметки на устье обсадной колонны. Регистрация сигнала велась круглосуточно на диаграммную ленту, непрерывная запись осуществлялась в течение 12—14 суток.

Для градуировки аппаратуры использовался металлический стакан из железной трубы высотой 120 см, по вертикальной линии которого просверлены отверстия с заглушками. При градуировке датчик укреплялся на краю градуировочного стакана, заполнявшегося водой. Регистрация сигнала осуществлялась при последовательном уменьшении уровня воды. Экспозиция записи на каждой точке 5—10 мин.

На основании данных градуировки построен график линейной зависимости между величинами измеряемого уровня воды и показаниями прибора, чувствительность установки приблизительно 1,0 см/дел., средняя относительная аппаратурная погрешность не ниже 3,0%. Общее время наблюдений — 2000 час. Однако на диаграммной ленте наряду с непрерывной регистрацией сигнала отмечаются перерывы в записи кривых, обусловленные неисправностью аппаратуры. Особо следует отметить негерметичность датчика и разъема, соединяющего датчик с кабелем. За время наблюдений зарегистрировано несколько аномальных значений притока воды, которые были забракованы, поскольку влага проникла в датчик установки.

При сейсмогидрогеологических исследованиях интерес представляют флюктуации уровня воды в скважине. Для их оценки использованы результаты определения скорости ее поступления (V , см/час) из скважины, которая изменяется от 0,34 до 0,55 см/час. Зарегистрировано около 190 далеких (свыше 600 км) и близких землетрясений. Для 25% из них энергетический класс варьирует в диапазоне $10 \div 13$, а для 75% — $13 \div 17,5$.

На основании полученных материалов построена зависимость скорости притока воды (V) от ежесуточного количества (n) представительных [3] землетрясений (рис. 1) и от выделившейся суммарной энергии (рис. 2). На основании анализа графиков сделан вывод, что максимальное проявление сейсмической активности

как в количественном, так и в энергетическом отношении соответствует средней величине скорости $V=0,46$ см/час. Низкие и высокие значения скорости притока $0,34 \div 0,37$ см/час и $0,52 \div 0,54$ см/час свидетельствуют либо об отсутствии, либо о минимальном проявлении сейсмической активности.

Кроме этого, изучался вопрос о возможной связи скорости притока воды (V) с величиной энергетического класса землетрясений (K) и атмосферным давлением воздуха (P). Однако кор-

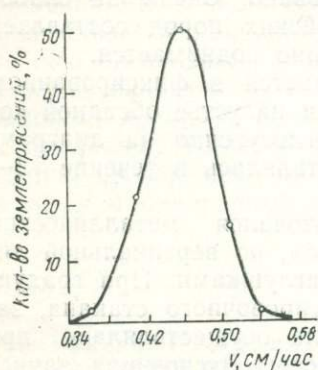


Рис. 1. Кривая зависимости скорости притока воды V от ежесуточного количества землетрясений n .

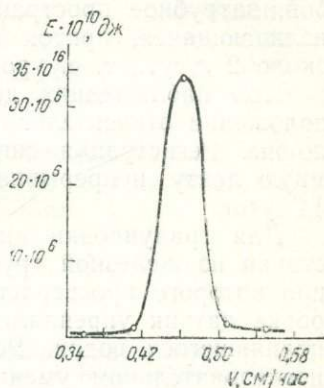


Рис. 2. Кривая зависимости скорости притока V от выделенной суммарной энергии ΣE землетрясений.

реляционной зависимости между V и K , V и P пока не обнаружено.

Таким образом, всякое изменение притока воды в скважину не должно оставаться без внимания. Дальнейшее изучение этого вопроса, несомненно, может дать ценный материал для понимания физических процессов, происходящих в зоне подготовки землетрясений, и тем самым способствовать их прогнозированию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грин В. П., Ильясов Б. [и др.]. Некоторые результаты исследований по поискам предвестников землетрясений в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. В сб. «Поиски предвестников землетрясений». Ташкент, 1976.
2. Абдуллаев М. А., Захидов Ш. Ш. [и др.]. Система контроля и регистрации флюктуации уровня воды в скважинах для сейсмических целей. В сб. «Сейсмические приборы», вып. 10, М., 1977.
3. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. «Информационное сообщение № 186», Ташкент, 1977.

И. М. Махкамджанов

О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗМЕРЕНИЙ ВАРИАЦИЙ $R_{эф}$
 ВО ВРЕМЕНИ НА КЫЗЫЛКУМСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ
 ПОЛИГОНЕ

Электрометрические исследования по изучению вариаций электрического сопротивления горных пород в зонах интенсивного проявления трещинообразований в Центральных Кызылкумах

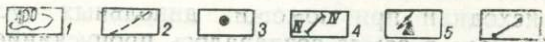
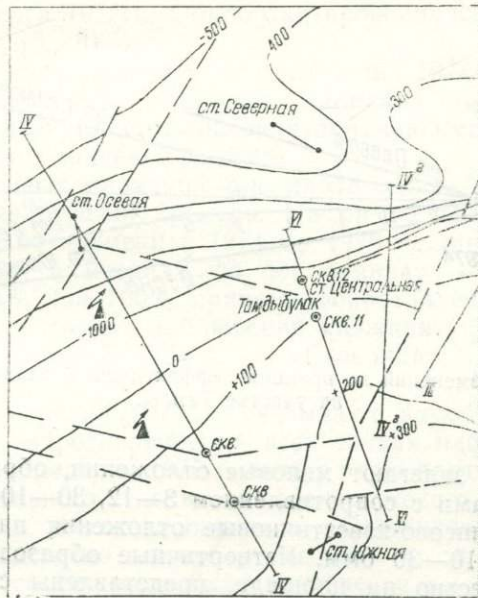


Рис. 1. Структурно-схематическая карта кровли палеозоя, составленная по данным ВЭЗ (Т. М. Манчалбеков, Н. И. Пичугин):

1—изолинии палеозойского фундамента по абс. отметкам; 2—разломы глубинные; 3—скважины; 4—геофизические профили; 5—питающая установка (стоянка генераторной группы); 6—приемные заземления.

проводятся впервые. Это связано с тем, что здесь на современном этапе тектонического развития активизируются движения, которые проявляются в виде трещинообразований.

С осени 1974 г. в пос. Тамдыбулак Бухарской области УзССР стали измеряться временные вариации электросопротивления гор-

ных пород в естественных условиях. Этот район — один из наиболее активных в тектоническом отношении областей Центральных Кызылкумов, расположен в зоне сочленения между Тамдытауским антиклинальным поднятием и Джаманкумским синклиналиным прогибом, вдоль которых проходит активный Актауский разлом (4). К югу от тектонического шва в горах Тамдытау обнажаются палеозойские породы, представленные алевролитами, кремнистыми песчаниками, известняками, доломитами.

Удельное электрическое сопротивление пород, слагающих палеозойский фундамент, составляет 300—1000 ом. Непосредствен-

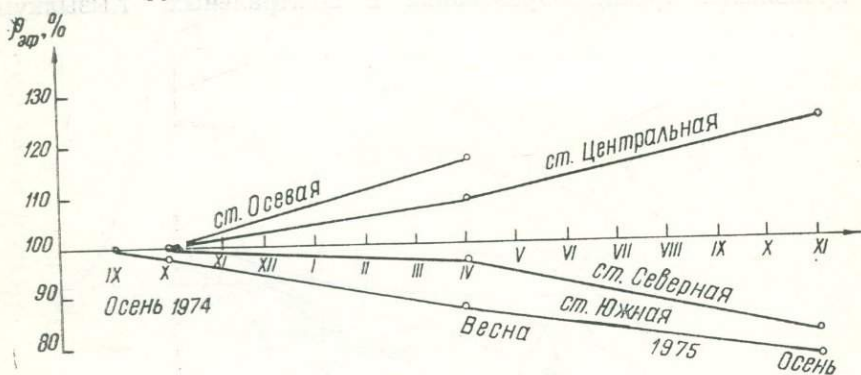


Рис. 2. Кривые изменений во времени эффективного электросопротивления на участке Тамды.

но на палеозое залегают меловые отложения, образованные гипсами, песчаниками с сопротивлением 3—12, 30—100 ом. Глинисто-песчанисто-гипсово-известняковые отложения палеогена имеют сопротивление 10—30 ом. Четвертичные образования распространены повсеместно на площади, представлены суглинками, супесью, песками, электрическое сопротивление 30—5000 ом. Измерения происходили при помощи дипольных установок (1). Электрическое поле в земле создавалось пропусканием тока через заземленные электроды питающей линии АВ длиной 1000 м. Источником тока, питающего линию АВ, служила генераторная установка ЭРСУ—71 (6). Сила тока, поступающего в питающий диполь, достигала 20—30 ампер. Сигнал разности потенциалов принимался на четырех измерительных установках, удаленных от питающей линии на расстояние 1—2 км.

Приемные линии длиной 200—400 м раскладывались в субширотном и субмеридиальном направлениях, непосредственно в зоне разлома или в зоне интенсивного проявления трещинообразования. Это в нашем случае образовало приемные диполи азимутальных, параллельных, осевых установок «Северная», «Центральная», «Южная» и «Осевая» (рис. 1).

Сигналы от генгруппы регистрировались прибором такой чувствительности, при которой амплитуда записи разности потенциалов на приемной станции составляла 70—150 мм. Все измерительные устройства калибровались одним микроамперметром класса точности 1,0. Предполагается, что отношение разности потенциалов к силе тока характеризует эффективное удельное электрическое сопротивление горных пород до глубины нескольких километров.

Эффективное удельное электрическое сопротивление измерялось в течение суток двухчасовыми сеансами. Продолжительность каждого сеанса 5—7 мин. В питающую линию подавались прямоугольные импульсы тока меняющейся полярности. Длительность каждого импульса 10 сек. Обработка проводилась по общепринятой методике (5, 6).

По результатам полевых исследований 1974—1975 гг. установлено существование суточных вариаций $\rho_{эф}$ с амплитудой 9—11% от среднесуточного значения при максимально возможной ошибке получения значений $\rho_{эф} \pm 2\%$.

Кроме суточных вариаций $\rho_{эф}$, наблюдались вариации за более длительные отрезки времени. На рис. 2 приведены графики изменений $P_{эф}$ во времени с 1974 по 1975 г., где по оси абсцисс отложено время в месяцах, по оси ординат — среднемесячные значения $\rho_{эф}$, % (за 100% приняты сопротивления, измеренные 30. IX. 1974 г. в точках наблюдений «Южная»; 27. IX. 1974 г. — «Центральная», 16. X 1974 г. — «Северная»; 2. X. 1974 г. — «Осевая»).

Осенние измерения 1974 г. указывают на общее уменьшение электрических сопротивлений на всех точках наблюдения. Весенние и осенние измерения 1975 г. имеют иную картину. Если уменьшение эффективного удельного электрического сопротивления продолжается в точках «Южная» и «Северная», что составляет 19—24% относительно этого периода 1974 г., то в точках «Центральная» и «Осевая» произошло увеличение $\rho_{эф}$ на 14—24%.

В процессе исследований мы уделяли большое внимание повышению точности получения материалов и учету влияния на величину $\rho_{эф}$ различных (метеорологических, гидрогеологических и т. д.) факторов. Полученный эффект не может быть связан с изменениями переходных сопротивлений за счет приэлектродных процессов и влиянием внешних факторов, так как это предусмотрено методикой работы (3, 6) и учитывается градуировочными сигналами, записываемыми до и после каждого сеанса зондирования. Эти изменения не могут быть завышены за счет внесения случайных ошибок, поскольку при работе мы использовали серии из большего числа двухсторонних импульсов, что сводит влияние случайных ошибок до уровня систематической погрешности. Одновременно на глубине 20—30 см измерялась температура воздуха и почвы, изменение которой, как установлено, на электрическое сопротивление пород данного района влияния не оказывает.

Область питания всех водоносных горизонтов обусловлена их выходами на поверхность в южной части района исследования (в сторону гор Тамдытау). Расстояние порядка 1,5—2 км от станции «Южная» до области питания пластов свидетельствует о том, что всякие процессы, связанные с этой зоной, возможно, отразились на результатах измерения. Наблюдения за скоростью излияния (расход) воды из скважины № 12, расположенной на этой площади, показали постепенное уменьшение дебита глубинного водоносного горизонта.

Понижение дебита пластовой воды глубинных горизонтов характеризует снижение уровня, что влечет за собой уменьшение порового давления. В свою очередь это давление может вызвать поступление (миграция) жидкости из области наибольшего давления в область низкого.

Известно, что горные породы под влиянием внешних напряжений изменяют физические свойства (1, 7). В частности, с ростом давления влажные пористые породы увеличивают удельное электрическое сопротивление и одновременно повышают предел прочности. Повышение же давления поровой жидкости, напротив, приводит к уменьшению электрического сопротивления и одновременно снижает прочность породы (1).

Все эти процессы, по-видимому, и отразились на результатах наших измерений, т. е. с уменьшением дебита глубинных горизонтов и порового давления повысилось электрическое сопротивление горных пород.

Таким образом, электрометрическими исследованиями 1974—1975 гг. в Тамдыбулаке удалось выделить значительные вариации $R_{эф}$, которые, судя по анализу результатов, связаны, вероятно, с режимом подземных вод. Кроме того, площадь исследования находится непосредственно в зоне тектонических нарушений и интенсивного проявления трещинообразования. Поэтому процессы трещинообразования и изменения режима подземных вод, возможно, имеют общий первоисточник — тектонические процессы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Матвеевко А. А. [и др.]. Влияние давления и температуры на физические свойства осадочных пород, насыщенных жидкостью. М., 1968.
2. Альпин А. М. Теория дипольных зондирований. М., 1950.
3. Барсуков О. М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами. «Физика Земли», 1970, № 1.
4. Ибрагимов Р. Н., Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А. Новейшие структуры Центральных Кызылкумов и их сеймотектонические особенности. Ташкент, 1973.
5. Справочник геофизика. М., 1950.
6. Якубовский Ю. В. Электроразведка. М., 1973.
7. Пархоменко Э. И. Электрические свойства горных пород. М., 1965.

В. Р. Бейерле

О СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ДВИЖЕНИЯ
АТЧИНСКОГО ОПОЛЗНЯ

Яркий пример влияния деятельности человека на зарождение и развитие геологических процессов — активизация в Ангренском районе древнего Атчинского оползня объемом 700—800 млн. м³. Основными причинами его формирования явились отсыпка отвалов в нижней части склона и подземная газификация угля, вызвавшие изменение естественного напряженного состояния массива у подошвы и в средней части склона. Образование валов выпирания сопровождалось постепенным разрушением жилых построек, медленной деформацией дорог и мостов. Оползень угрожал перекрытием русла реки, нарушением железнодорожных путей, подтоплением разреза и т. д.

Первые срезки стволов скважин были отмечены еще в 60-е годы, т. е. сразу после начала работ по подземной газификации. Они происходили на разных глубинах и не были приурочены к определенному горизонту. Причиной срезов может быть деформирование подработанных массивов пород, вызываемое перемещением их в сторону выработанного пространства. Отсыпка отвалов повлияла на режим естественного стока и на дренирование склона, а дальнейшее выгазовывание угля увеличивало мульду сдвига или область разупрочнения пород. В результате с 1970 г. все отрезки стволов скважин оказались приуроченными к одному горизонту — опоковидным глинам, песчаникам и алевролитам сузакского яруса палеогена. Это время следует считать возрастом оползня. На земной поверхности первые признаки оползня были отмечены в 1972 г., когда в верхней юго-западной части в лессовых породах сформировались грабенообразные провалы, а на правом берегу р. Ахангарана были замечены признаки выпирания. Наибольшие изменения в рельефе произошли весной 1973 г. В это время в головной части оползня образовалась серия трещин проседания протяженностью более одного километра с амплитудой до 3,5 м и шириной раскрытия до 1,2 м. В восточной части оползня в это время формировались грабенообразные провалы; на западной границе — серия параллельных трещин проседания сдвига. В нижней части развивались трещины надвигания (вал выпирания), залегающие под углом 25—30° к руслу реки.

В декабре 1973 г. была создана комиссия по определению причин активизации оползня и разработке неотложных мер по предотвращению возможных его последствий. Одной из основных задач исследований являлось определение положения поверхности скольжения и изучения механизма движения. Для этого проводился большой комплекс геодезических наблюдений за поверх-

ностными реперами, съемка трещин, инклинометрические наблюдения и установка глубинных реперов и др. В результате выяснилось, что максимальная величина горизонтальных перемещений охватывает участок, в пределах которого проводится подземная газификация угля.

Трещинно-морфометрическая съемка показала, что максимальное увеличение амплитуды трещин в лессах произошло в 1975 г. Поверхность скольжения установлена по характеру срезки стволов скважин, а также по расчетам устойчивости и результатам исследований напряженно-деформированного состояния Атчинского оползня. Разработана математическая модель механизма формирования смещения сложного типа, при котором выделяются две поверхности скольжения. Одна расположена в породах мела — палеогена, а другая — в юре. К сожалению, до сих пор не получены

Таблица 1

Дата	Время, по Гринвичу	Магнитуда	Глубина очага, км	Эпицентрально-ное расстояние, км	Интенсивность, баллы
31—I—1977	14—26—34,4	6,3	25	120	5—6
21—IV—1977	10—04—12,5	4,7	20	90	2—3
3—VI—1977	01—05—54,0	5,2	20	150	3—4
3—VI—1977	02—32—13,5	6,3	220	480	2—3
6—XII—1977	10—53—02,4	5,3	15—20	80	4—5
25—XII—1977	16—19—31,5	5,4	15	250	2—3
21—IV—1978	15—24—07,5	5,6	210	500	2—3

инструментальные данные о характере перемещения глубинных частей оползня.

В 1976 г. по предложению В. И. Уломова стали проводиться сейсмологические исследования Атчинского оползня. Ученых прежде всего интересовало возможное влияние на характер движения оползня местных промышленных взрывов и землетрясений, происходящих в этом сейсмоактивном районе. В г. Ангрене была организована стационарная сейсмическая станция. Ею зарегистрировано большое число взрывов и землетрясений (в среднем 100 в месяц), ощутимых — 7 (табл. 1).

Выборка параметров землетрясений для поиска корреляционной связи сотрясений и подвижек оползня осуществлялась по методике, предложенной В. И. Уловым (1). Движение оползня первоначально определялось путем осреднения ежемесячных геодезических съемок, а затем стали проводиться непрерывные измерения с помощью сконструированного нами деформометра. Первые положительные результаты были получены в начале 1977 г. 25 января 1977 г. был проведен очередной цикл геодезических замеров положения поверхностных реперов. Средняя скорость горизонтальных перемещений составляла 3—5 мм/сутки. 3 февраля 1977 г., через трое суток после ощутимого Исфарин-

ского землетрясения 31 января 1977 г., была проведена внеочередная съемка, которая показала увеличение скорости смещения до 7—15 мм/сут.

Для выявления кратковременных факторов, способствующих ускорению движения массива, был изготовлен и установлен в восточной части Атчинского оползня механический деформограф, состоящий из: сдвигающейся точки, троса, фиксированной точки с записывающим устройством. Так как ширина зоны, в пределах которой развиты трещины отрыва и оседания, в месте установки деформографа составляет 100—150 м, нами использован трос большой длины (237,5 м). Один конец троса связан со сдвигающейся точкой (обсадная колонна скважины), другой — со специально сконструированным записывающим устройством, распо-

Т а б л и ц а 2

Дата	Время, по Гринвичу	Район эпицентра	Интенсивность на оползне, балл	Максимальная скорость, см/сек	Максимальное ускорение, см/сек ²	Период, сек
24—III—1978	21—07—25,5	Иссык-Куль	2 1	0,3 0,08	1,1 1,0	1,6 0,5
14—IV—1978	06—12—28,8	Центральный Тянь-Шань				
14—IV—1978	10—55—22	Взрыв	3	0,05	3,1	0,1
21—IV—1978	15—24—07,5	Гиндукуш	3	0,5	10,5	0,3
24—IV—1978	10—53—48	Взрыв	2	0,06	2,5	0,1
6—V—1978	11—03—17	Взрыв	3	0,05	3,1	0,1
4—VI—1978	19—31—41,4	Газли	1	0,04	1,2	0,2
15—VI—1978	10—01—20	Взрыв	2	0,04	2,5	0,1
15—VII—1978	02—28—58,4	Южный Памир	1	0,06	0,7	0,5

ложенным на относительно неподвижной части склона. Для уменьшения влияния на трос температуры, ветровой и снеговой нагрузки он помещен в трубу и закопан в землю. Записывающее устройство состоит из барабана с часовым механизмом, на котором устанавливается диаграммная бумага, стрелки и передаточного механизма. На недельных диаграммах по оси ординат автоматически откладывается величина смещения (мм), а по оси абсцисс — время (часы). По показаниям деформографа, скорость смещения поверхности восточной части оползня довольно постоянна и составляет в среднем 3 мм/сутки.

В 1978 г. в подвальном помещении непосредственно на теле оползня установлена сейсмометрическая аппаратура в ждущем режиме. Одна из горизонтальных компонент ориентирована вдоль главного направления перемещения, другая — поперек.

Как видно из табл. 2, не только землетрясения, но и взрывы могут вызывать сотрясения тела оползня интенсивностью выше

2—3 баллов. При высокой частоте повторяемости взрывных воздействий, несмотря на их низкую интенсивность, накопление деформаций пород в теле оползня, видимо, может быть существенным. Не исключено, что частые сотрясения могут способствовать разжижению грунта, а, следовательно, и сползанию массива (2).

Дальнейшие сейсмо-деформометрические исследования дадут ответ на поставленные вопросы.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Уломов. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. «Информационное сообщение АН УзССР», № 186, Ташкент, 1977.
2. Б. А. Болт, У. Л. Хорн, Г. А. Макдональд, Р. А. Скотт. Геологические стихии. М., 1978.

УДК 550.340

А. Г. Аронов, М. В. Соколов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НА ЭВМ КАЖУЩИХСЯ СКОРОСТЕЙ И АЗИМУТОВ НА ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОЙ ГРУППЫ ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

В работе теоретически обосновывается алгоритм программы для определения кажущихся скоростей и азимутов землетрясений, записанных группой телеметрических сейсмостанций. Рассматриваемая группа станций регистрирует только вертикальную составляющую смещения почвы, и способ определения азимута, основанный на вычислении угла между двумя горизонтальными, в этом случае неприменим. Предлагается следующий способ определения азимута на эпицентр.

Пусть волна от источника с азимутом α регистрируется группой телеметрических станций. Спроектируем фронт волны на дневную поверхность и все дальнейшие рассуждения будем вести относительно проекции.

Для обычных погрешностей при снятии времен вступления фронт волны можно считать плоским, если расстояние до эпицентра достаточно велико по отношению к размерам группы. Расчеты показали, что для группы телеметрических станций, расположенных на расстоянии до 50 км от центра сбора информации, фронт можно считать плоским при эпицентральной дистанции свыше 500 км.

Задача об определении азимута решается при условии, что кажущаяся скорость для группы станций постоянна.

Из геометрических построений (рис. 1) для любой пары станций (одна из которых опорная и помещается в начале координат) получается следующее соотношение:

$$(t_l - t_0)V = \rho_l \cos(\varphi_l - \alpha), \quad (1)$$

где t_0 — время прихода волны на опорную станцию;
 t_l — на l -ю станцию;
 V — кажущаяся скорость;
 ρ_l, φ_l — полярные координаты l -й станции;
 α — азимут на эпицентр.

Таким образом, для однозначного определения α и V необходима система двух уравнений типа (1), т. е. требуется информа-

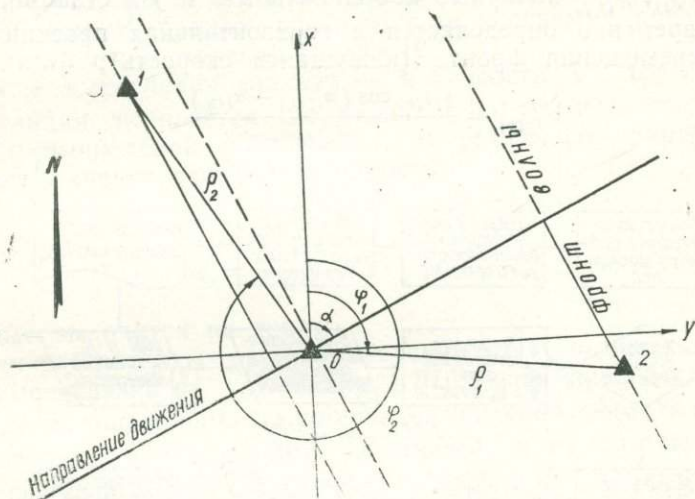


Рис. 1. Пресекция направления движения плоского фронта волны на дневную поверхность.

ция с трех станций. Если землетрясение зарегистрировано больше, чем тремя станциями, вычисления производятся методом наименьших квадратов.

На первом этапе подготавливаются рабочие массивы и рассчитываются матрицы, компонентами которых являются азимуты и расстояния станций группы. Это осуществляется переводом географических координат в полярную систему, считая поверхность Земли геоидом, уравнение которого:

$$r = a(1 - \varepsilon \sin^2 \varphi),$$

где $a = 6378,16$ км — экваториальный радиус Земли;

$\varepsilon = 3,3529 \cdot 10^{-3}$ — сжатие Земли.

Все матрицы выводятся на печать, и по значениям их элементов осуществляется контроль за исходным состоянием программы. На втором этапе определяется азимут на событие по заданным временам первых вступлений. За опорную выбирается одна из станций и вычисляются значения азимутов на события для различных комбинаций станций по формуле:

$$\alpha_{ijk} = \text{arctg} \frac{\Delta t_{ij} \rho_{ik} \cos \varphi_{ik} - \Delta t_{ik} \rho_{ij} \cos \varphi_{ij}}{\Delta t_{ik} \rho_{ij} \sin \varphi_{ij} - \Delta t_{ij} \rho_{ik} \sin \varphi_{ik}} \quad (2)$$

Здесь индекс i относится к опорной станции;

$\Delta t_{ik} = t_i - t_k$ — разность времен первых вступлений на i -ю и k -ю станции;

$\Delta t_{ij} = t_i - t_j$ — разность времен первых вступлений на i -ю и j -ю станции.

$\rho_{ik}, \varphi_{ik}; \rho_{ij}, \varphi_{ij}$ — полярные координаты k -й и j -й станций.

Одновременно определяется и горизонтальная проекция скорости перемещения фронта (кажущаяся скорость):

$$V_{ij(k)} = \frac{\rho_{ij(k)} \cos(\varphi_{ij(k)} - \alpha_{ijk})}{\Delta t_{ij(k)}} \quad (3)$$

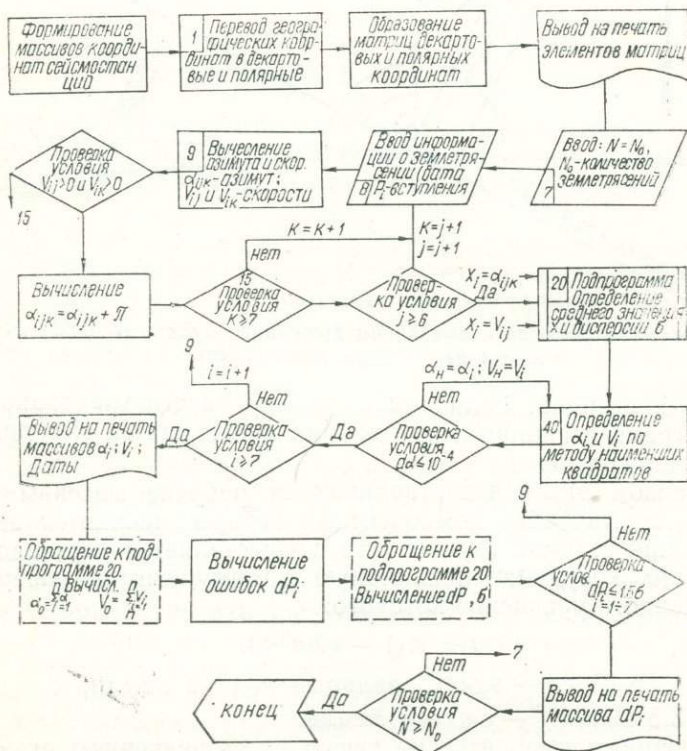


Рис. 2. Блок-схема программы АЗИМУТ.

Затем вычисляется среднее значение азимута $\alpha_{\text{ср}}$ и кажущаяся скорость $V_{\text{ср}}$ и их дисперсии. Так как в уравнениях (2) и (3)

не вводятся веса станций, учитывающие их взаимное расположение относительно фронта волны, то предусматривается отбраковка результатов, превышающих величину $1,5\sigma$, что соответствует вероятности 0,8. После отбраковки определяются уточненные значения $\alpha_{\text{ср}}$ и $V_{\text{ср}}$. В дальнейшем эти значения используются как начальные приближения в методе наименьших квадратов, итерационный процесс которого заканчивается при достижении необходимой точности. В данном случае условие выхода из цикла $da \leq 10^{-4}$ рад. Когда исходные данные настолько противоречивы и итерационный процесс расходится, в программе предусмотрен выход, если число итераций больше 10.

После вычисления азимута α_i и скорости V_i для i -й опорной станции выбирается следующая $i+1$ и весь предыдущий процесс вычислений повторяется. В результате определяются средние значения азимута и скорости:

$$\alpha_0 = \frac{\sum_{i=1}^n \alpha_i}{n} \quad \text{и} \quad V_0 = \frac{\sum_{i=1}^n V_i}{n},$$

которые выводятся на печать.

Для рассчитанных средних значений α_0 , V_0 вычисляются станционные невязки dt_i . Станциям с $dt_i > 1,5\sigma$ придается признак отсутствия информации, и процесс вычисления азимута и скорости повторяется. Полученные значения α_0 и V_0 считаются окончательными и выводятся на печать вместе с dt_i . Данный алгоритм реализован на ЭВМ «Минск-22» на языке автокода. Блок-схема алгоритма приводится на рис. 2. Анализ полученных результатов показывает их хорошую согласованность с результатами обычных вычислений.

УДК 550.832

В. П. Суров

АЛГОРИТМ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

Эта проблема в научной литературе освещена достаточно широко [1, 4, 5, 8, 10, 13]. Однако ни одна из программ не подходит для определения параметров близких (0—1000 км) землетрясений Узбекистана, так как не обеспечивает необходимой точности либо неудобна в эксплуатации. Координаты гипоцентров определяются в основном «ручным» способом. В ИГГ АН УзССР применяется несколько модифицированный способ «засечек» [12] и метод Вадати [15]. Первый дает хорошие результаты в том случае, когда, во-первых, имеются надежные годографы продольных и

поперечных волн для территории, на которой проводятся наблюдения; во-вторых, система наблюдений обеспечивает равномерное окружение сейсмическими станциями и достаточно полный набор эпицентральных расстояний от 0 до максимально возможных, что особенно важно для локализации глубины очага. Метод Вадати, базирующийся на регистрации прямых волн P и S , не требует знания годографа. Комбинирование этих способов позволяет, с одной стороны, надежнее определять положение очага, а с другой — проводить уточнение площадных годографов для исследуемой территории.

В статье описываются алгоритмы программ, разработанных автором для этих методов. Программы написаны на языке АКИ-Т для ЭВМ «Минск-22» и «Минск-32».

Метод засечек. Необходимо прежде всего заметить, что основной недостаток большинства известных программ состоит в том, что мало внимания уделяется оценке качества исходного материала и отбраковке данных, искажающих конечный результат. Удовлетворительно справляясь с хорошо выверенным материалом, они зачастую оказываются беспомощными при применении к обработке текущего материала.

Перед автором стояла задача — разработать достаточно «гибкий» алгоритм процесса машинного поиска координат очага, свободный от упомянутых недостатков. Кроме определения координат, в программе предусмотрено также нахождение некоторых других параметров очага и очаговой зоны. Ниже описывается метод и алгоритм программы и некоторые рекомендации по подготовке материала к счету.

В качестве исходного материала в память машины вводятся: специфические годографы первых и вторых вступлений волн P и S для основных блоков, на которые по типу строения коры разделена территория Узбекистана и его горного обрамления [2, 3, 6, 14];

параметры, определяющие границы блоков;

каталог географических координат сейсмических станций, ведущих регистрацию, и кинематические станционные поправки;

палетка Раутиан [11], с помощью которой рассчитываются энергетические классы землетрясений.

Для каждого очередного землетрясения в МОЗУ машины с перфоленты вводятся следующие исходные данные:

дата, час и минута землетрясения;

нулевое приближение координат очага;

константа PS , определяющая максимально допустимое значение $S_i - P_i$ у станций, участвующих в вычислении времени в очаге;

номера станций, записавших данное землетрясение;

времена вступлений продольных и поперечных волн на станциях;

коэффициенты, определяющие степень уверенности вступлений волн P и S (KP_i и KS_i соответственно); амплитуды максимальных фаз волн P и S ; увеличение соответствующих каналов станций.

Если станция укомплектована приборами ВЭГИК, то номер станции кодируется со знаком «плюс»; если — приборами СКМ — «минус». В зависимости от этого при вычислении энергетического класса землетрясения используется соответствующая палетка.

Величины коэффициентов доверия вступлениям волн P и S устанавливаются интерпретатором в зависимости от четкости соответствующих вступлений и имеют смысл статистических весов, учитываемых как при вычислении времени в очаге, так и при поиске его координат. На эти коэффициенты могут влиять любые дополнительные сведения об особенностях работы той или иной станции. За нулевое приближение координат очага выбирается точка в районе ближайшей к очагу станции. На всех этапах вычислений осуществляется контроль за миграцией точки, соответствующей очередному приближению координат очага, и используются соответствующие годографы.

Ниже поэтапно описывается работа одного из последних вариантов программы, в котором реализован алгоритм, позволяющий машине, как показал опыт эксплуатации, достаточно уверенно ориентироваться в довольно сложном материале.

1. В соответствии с номерами станций, зарегистрировавших данное землетрясение, из каталога выбираются координаты и станционные кинематические поправки. Если в каталоге станция с заданным номером отсутствует или же ее координаты выходят за пределы изучаемой территории, то ей присваивается признак (в данном случае — «з»), исключающий из участия в счете. Он запоминается в специальном массиве, которому, как будет видно из дальнейшего, отведена роль «диспетчера». В зависимости от содержания соответствующих ячеек этого массива определяется мера и форма участия каждой станции в счете.

2. Далее для всех глубин h_j , по данным станций, с $S_i - P_i$, меньшими PS , определяется время возникновения сейсмического толчка в очаге:

$$T_{0j} = \frac{\sum_{i=1}^n T_{ij} \cdot (KP_i + KS_i) \cdot \sqrt{\frac{C}{S_i - P_i}}}{\sum_{i=1}^n (KP_i + KS_i) \cdot \sqrt{\frac{C}{S_i - P_i}}} \quad (1)$$

где T_{0j} — среднестатистическое время в очаге для глубины по данным n -станций;

T_{ij} — время в очаге по данным i -ой станции для i -й глубины;

KP_i, KS_i — коэффициенты уверенности вступления волн P и S на i -й станции;
 C — константа.

Коэффициент $\sqrt{\frac{C}{S_i - P_i}}$ введен для того, чтобы увеличить статистический вес станций с меньшим значением $S_i - P_i$. Если при счете T_{0j} для очередной глубины $S_i - P_i$ хотя бы одной станции окажутся меньше соответствующей величины для нулевого эпицентрального расстояния в годографе, то перебор глубин прекращается.

Из опыта ручной обработки известно, что времена T_{ij} , полученные по данным различных станций, могут значительно отличаться друг от друга. Простое осреднение по формуле (1) даст значительную ошибку в определении времени в очаге. Чтобы этого избежать, используется следующий прием: для всех станций, участвующих в определении T_{0j} , вычисляются величины

$$\Delta T_{ij} = \text{MOD}(T_{0j} - T_{ij}).$$

Последовательно исключая данные станций с наибольшими значениями ΔT_{ij} , машина производит переопределение T_{0j} . Если новое T_{0j} изменяется на большую величину, чем условлено, то станция исключается из участия в определении. В противном случае за время в очаге принимается среднее от двух последних значений T_{0j} .

3. Следующий шаг — вычисление времен пробега для всех станций и по всем принятым к счету глубинам. Если у какой-либо станции время пробега отрицательное, то ей либо приписывается признак 3, исключаяющий ее из участия в счете (если $h_j = 0$), либо прекращается перебор глубин (если $h_j > 0$).

4. Согласно полученным значениям времен пробега из годографов определяются эпицентральные расстояния. Если хотя бы у одной станции время пробега меньше табличного для нулевого эпицентрального расстояния на какой-либо глубине, то дальнейший перебор глубин прекращается.

5. На этом этапе находится первое приближение координат очага.

Расстояние от эпицентра с координатами φ и λ до какой-либо станции с координатами φ_i и λ_i вычисляется по формуле:

$$F_i(\varphi, \lambda) = \sin \varphi \cdot \sin \varphi_i + \cos \varphi \cdot \cos \varphi_i \cdot \cos(\lambda_i - \lambda).$$

Имея в качестве нулевого приближения точку с координатами λ_0 и φ_0 , можно разложить функцию $F_i(\varphi, \lambda)$ в ряд Тейлора и отбросив члены второго и более порядков, записать

$$F_i(\varphi, \lambda) = F_i(\varphi_0, \lambda_0) + F'_{\varphi i}(\varphi_0, \lambda_0) \cdot (\varphi - \varphi_0) + F'_{\lambda i}(\varphi_0, \lambda_0) \cdot (\lambda - \lambda_0),$$

В общем случае при приближенном задании координат эпицентра φ_0 и λ_0 разница в вычисленных из годографа и промеренных эпицентральных расстояниях (невязка) состоит из двух слагаемых: систематически неустранимых ошибок наблюдения и ошибки, связанной с неточностью задания координат очага. Эту вторую часть можно минимизировать для всей совокупности станций.

Координаты эпицентра можно вычислить из условия

$$U = \sum_{i=1}^n kP_i \cdot (F_{ij}(\varphi, \lambda) - \Delta_{ij})^2 = \min$$

или

$$U'_\varphi = 0, \quad U'_\lambda = 0.$$

Получающаяся система уравнений нелинейна и может быть решена методом итерации, например, методом Ньютона. Итерационный процесс прекращается при выполнении условия

$$\max(|\varphi^{P+1} - \varphi^P|, |\lambda^{P+1} - \lambda^P|) < \varepsilon,$$

где ε — мера точности системы;

P — номер итерации.

6. Оценив предварительно величины невязок $\Delta_{\text{изм}} - \Delta_{\text{год}}$, машина выявляет станции, которые сильно искажают результат определения координат очага. Счет на этом этапе ведется только для одной, например, нулевой глубины. Исключая последовательно из участия в счете станции, имеющие наибольшие величины $\frac{\Delta_{\text{изм}} - \Delta_{\text{год}}}{\Delta_{\text{год}}}$, машина переопределяет координаты очага. Если очаг смещается на расстояние, большее величины, полученной из выражения $C_1 : n$ (C_1 — константа, n — количество станций, принимающих участие в определении очага), то испытываемой станции присписывается признак, исключающий ее на некоторое время из участия в определении координат очага, а за очередное приближение координат принимается вновь полученное. Повторяя этот процесс, машина выявляет, таким образом, станции, данные которых грубо искажают результаты счета.

7. На следующем этапе машина испытывает станции на «недолет» и «перелет». Для каждой станции, допущенной к участию в счете координат очага, вычисляются величины

$$C_2 = C_3 \cdot \sqrt[3]{\Delta_{j \text{ изм}}}$$

$$C_4 = \frac{1}{n} \cdot \sum_{j=1}^k (\Delta_{j \text{ изм}} - \Delta_{j \text{ год}}),$$

где C_3 — постоянная,

K — количество глубин, по которым ведется счет.

Если $\text{МОД}(C_4) \leq C_2$ (а), то испытываемая станция считается «увязанной» по годографу первых вступлений. Если выполняется условие $C_2 < C_4 < -C_5 \cdot C_2$ (b), где C_5 — константа, то станция полу-

чает признак — 1, исключаящий ее временно из участия в дальнейшем счете. В противном случае ей приписывается признак, в соответствии с которым для нее $\Delta_{\text{год}}$ вычисляется по годографу вторых вступлений волны P . С учетом результатов этих испытаний далее по всем глубинам определяется очередное приближение эпицентра землетрясения.

8. После этого машина, уменьшив в несколько раз (3) константу C_1 , повторяет процедуры 6 и 7 и осуществляет более строгий подход к качеству материала, а первый цикл можно рассматривать как оценочный.

9. Далее осуществляется, на всякий случай, ревизия данных тех станций, которые были исключены из участия в счете на каком-нибудь из предыдущих этапов и, если их невязки удовлетворяют условиям a пункта 7, то они получают соответствующий признак, разрешающий участие станции в определении последующих приближений положения очага.

10. Оставшиеся невязанными станции, кроме станций с признаками — 3, подвергаются поочередно испытанию на возможность их привязки по годографу S -волн. Оценка степени увязки засечки от данной станции осуществляется аналогично тому, как это делалось в пунктах 7, 9. Если станция «увязывается», то она получает признак +1, 1.

11. Станции, которые не привязались по годографу S -волн, испытываются на возможность их привязки по значениям $S-P$. В случае увязки станции она получает признак +1, 3, в противном случае — 1, 3.

12. Если нулевое и окончательное приближение координат очага лежат в разных блоках, то машина переопределяет время в очаге по соответствующему годографу, и весь счет повторяется, начиная с пункта 4.

13. Для определения вероятности нахождения эпицентра в окрестностях точки, соответствующей минимальному значению среднеквадратичной невязки засечек, удобно пользоваться так называемыми доверительными эллипсами [7], параметры которых вычисляются из выражений:

$$r^2 = \frac{\sigma_0^2}{n} \left(\frac{1}{(1 - P_0)^{\frac{2}{n-2}}} - 1 \right),$$

$$\varepsilon = \frac{a}{b},$$

где a и b — соответственно большая и малая оси эллипса ошибок, соответствующие доверительному уровню P_0 ;

n — число наблюдений;

$$\sigma_0^2 = \sum_{i=1}^2 (\Delta_{i \text{ изм}} - \Delta_{i \text{ год}}) - \text{квадратичная невязка системы засечек}$$

в точке, принятой за эпицентр;
 r — радиус доверительной фигуры невязки,
 в которую с вероятностью P_0 попадает
 эпицентр.

Эта величина, таким образом, может служить для установления класса точности очага. Ориентация и отношение осей эллипса ошибок определялись следующим образом: на окружности произвольного радиуса R с центром в пункте, принятом за эпицентр, отыскивались точки с максимальным и минимальным значением величин квадратичных невязок. Можно доказать, что с достаточно большой точностью отношение осей эллипса определяется выражением:

$$a : b = \sqrt{\frac{\sigma_{\max}^2 - \sigma_0^2}{\sigma_{\min}^2 - \sigma_0^2}},$$

а соответствующие σ_{\max}^2 и σ_{\min}^2 углы дадут информацию об ориентации фигуры невязки.

14. В программе предусмотрено вычисление азимутов на эпицентр для всех станций, которые вычисляются из системы уравнений

$$\sin \alpha_i = \frac{\sin (\lambda - \lambda_i) \cdot \cos \varphi}{\sin \Delta_i}$$

$$\cos \alpha_i = \frac{\sin \varphi - \sin \varphi_i \cdot \cos \Delta_i}{\sin \Delta_i \cdot \cos \varphi_i}.$$

15. Следующий шаг работы программы — вычисление энергетического класса землетрясений. Для этой цели используется введенная особым образом в память машины палетка Раутиан. В получаемые по данным отдельных станций значения энергетических классов землетрясений необходимо в дальнейшем вводить соответствующие станционные поправки [9], так как программой их введение не предусмотрено.

16. Далее вычисляется отношение скоростей продольных и поперечных волн K . Если построить зависимость времен пробега продольных волн t_{P_i} от величин $S_i - P_i$ (график Вадати) и осреднить ее прямой линией, то можно записать $K_V = 1 + \operatorname{tg} \alpha$, где α — угол, образуемый прямой с осью времен t_P . Здесь допускается, что отношение скоростей V_P и V_S постоянно и равно отношению времен пробега соответствующих волн, хотя в общем случае это не выполняется. Однако, если пользоваться этой величиной как индикатором изменения во времени упругих свойств пород, то такое упущение вполне оправдано.

Вычисление K_V и оценка ошибки производились методом наименьших квадратов

$$K_V = 1 + \frac{\left(\sum_{i=1}^n t_{P_i}^2 - n \cdot \sum_{i=1}^n t_{P_i} \right)}{\sum_{i=1}^n (S - P)_i \cdot \sum_{i=1}^n t_{P_i} - n \cdot \sum_{i=1}^n t_{P_i} \cdot (S - P)_i}$$

$$\delta K_V^2 = K_V^2 \cdot \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n (\delta(S - P)_i)^2}{(n - 2) \cdot (n - 1) \left\{ n \cdot \sum_{i=1}^n t_{P_i}^2 - \left(\sum_{i=2}^n t_{P_i} \right)^2 \right\}}$$

где $\delta(S - P)_i$ — отскок j -ой точки от осредняющей прямой по оси $(S - P)$;

n — количество осредняемых точек.

Нужно заметить, что при таком способе осредняющая прямая может проходить не через начало координат. Это означает несоответствие времени в очаге, найденного из годографов, тому, которое получается из графика Вадати. Для сравнения вычисляется наклон прямой, проходящей через начало координат и точку, полученную путем общего осреднения данных всех станций. Обе эти величины выдаются на печать.

Результаты счета для опти

Очаг	Номер и коор. станции		ТР	С-Р	Д Год
10,00	27	71,72	40,12	22,65	128,91
1401,75	39	73,08	41,38	13,82	75,38
0,00	16	73,44	40,32	22,00	125,00
36,00	33	70,65	42,57	42,41	261,46
43,85	58	71,68	41,40	17,83	100,18
72,75	63	69,30	41,33	46,13	290,71
40,97	14	70,30	39,00	47,25	299,48
17,00	64	69,01	39,85	52,15	337,94
	61	77,38	43,27	66,97	454,27
	69	74,60	42,88	55,15	361,49
	5	72,37	40,75	1,60	0,00
	21	68,78	38,6	55,83	366,84
	4,45	3,37		2,00	
		1,453			
	1,720	1,960			
	2,31	45,84	135,84		

Результаты счета выводятся на широкую печать в виде таблиц с поясняющими текстами. Образец результатов счета по одному из последних вариантов программы представлен ниже.

По желанию интерпретатора на печать могут быть выданы результаты счета по всем глубинам, либо только по оптимальной

глубине. В последнем случае для остальных глубин на печать выводятся времена в очаге, координаты и величины среднеквадратичных невязок.

Распечатка исходных данных

27	3,00	66,50	3,00	12,40	3,00	12,60	10,00	10,00
39	3,00	64,80	3,00	10,40	2,00	3,90	15,00	15,00
16	3,00	71,10	3,00	16,50	1,10	8,80	10,00	10,00
33	0,10	0,00	3,00	118,70	0,10	2,70	15,00	15,00
58	0,10	0,00	3,00	75,10	0,10	2,60	15,00	15,00
63	1,00	126,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
14	1,00	91,10	1,00	34,00	0,00	0,00	0,00	0,00
64	1,00	96,00	1,00	41,50	0,00	0,00	0,00	0,00
61	1,00	128,70	1,00	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00
69	1,00	99,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5	1,00	16,50	3,00	2,70	0,00	0,00	0,00	0,00
21	1,00	145,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Предварительные результаты счета по всем глубинам очага

1401,750	0,000	36,000	49,818	72,233	40,746	93,439
			43,629	72,703	40,987	8,514
			43,849	72,745	40,964	4,515
			49,032	72,469	40,805	34,532

В основной таблице результатов в графе «очаг» выводятся глубина очага (км), дата и время землетрясения, географические

мальной глубины очага

Дизм	Фаза	Дисперс	AP	AC	Класс	Азимут	К
128,49	0,00	7,53	3,00	12,60	10,68	42,45	1,55
53,23	-1,30	—	2,00	3,90	8,58	210,95	1,75
92,43	-1,30	—	1,10	8,80	10,04	321,47	1,75
249,07	0,00	—	0,10	2,70	9,65	134,88	3,80
101,77	0,00	—	0,10	2,60	8,79	117,74	5,21
291,73	1,10	—	0,00	0,00	0,00	96,77	1,00
302,43	0,00	—	0,00	0,00	0,00	42,90	1,72
340,46	0,00	—	0,00	0,00	0,00	67,38	1,80
458,97	1,30	—	0,00	0,00	0,00	237,72	1,84
261,50	-1,10	—	0,00	0,00	0,00	216,33	1,00
40,38	-1,30	—	0,00	0,00	0,00	52,86	2,60
432,12	-1,10	—	0,00	0,00	0,00	50,48	1,00

координаты и величина FS , в следующих колонках — номера и координаты станций, времена пробега волн P , значения $S-P$, расстояния до эпицентра по годографу и измеренные, в графе «фаза» — признаки, указывающие меру и форму участия станции в определении координат очага. Заметим, что признаки $+1,1$;

+2,1 означают, что использованы соответственно годографы S волн первых или вторых вступлений, а признаки +1,3; +3,3, — что станция привязана по $S-P$. Далее выводится величина среднеквадратичной невязки, амплитуды продольных и поперечных волн, энергетические классы, азимуты на эпицентр и отношения $t_S : t_P$ для каждой станции.

После выдачи на печать таблиц выводятся значения радиусов фигур невязок для вероятностей в 95, 90, 68%, дающие представление о классе точности определения координат очага. Далее выводятся величины отношения скоростей волн P и S , вычисленные из графиков Вадати, отношение большой и малой осей эллипса ошибок и углы, характеризующие их ориентацию. Опыт эксплуатации программы показал, что для эффективного ее использования необходимо повысить требования к качеству обработки сейсмограмм, исключить многократные пересчеты, вызываемые как техническими ошибками, так и необоснованным заданием коэффициентов доверия вступлений волн и величин PS , определяющих правильность вычисления времен в очаге. Расхождение в результатах машинного и ручного счета зачастую определялось разницей в значениях T_0 , что особенно влияет на выбор глубины очага. Уменьшить опасность ошибки может предварительный контроль качества материала путем построения графиков Вадати, на которых можно выявить противоречивые данные. Это особенно важно делать для станций, используемых для определения времени в очаге.

Метод Вадати. Для проведения сейсмологических наблюдений за афтершоками и повторными толчками сильных землетрясений непосредственно в очаговую эпицентральною зону обычно выставляется большое количество сейсмологических станций. Это открывает хорошие возможности как для надежного определения механизма, локализации и прослеживания миграции очага, так и для уточнения площадных годографов волн P и S , которые используются для установления координат очагов землетрясений на данной территории по методу засечек.

Особенно интересно в этом плане использовать метод Вадати для прямого определения глубины и координат очага. Он применим при условии записи в четырех, не лежащих на одной прямой, точках прямых волн P и S . На основании предположения о пропорциональности величин $S_i - R_i$ и эпицентральных расстояний

$$\Delta_i = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + h^2}$$

решают пространственную задачу по определению координат очага x_0, y_0, h .

Опыт использования этого метода на большом количестве материала в районах Газлийского и Исфаринского землетрясений показал, что он очень чувствителен к ошибкам в величинах $S-P$ на отдельных станциях, поэтому единичные определения парамет-

ров очага могут давать значительные погрешности. Кроме того, при геометрических построениях возможны большие случайные погрешности. Чтобы их исключить и ввести элемент осреднения мы разработали программу для машинного решения этой задачи. В качестве исходного материала в память машины вводятся номера станций, записавших данное землетрясение, их координаты в произвольной прямоугольной системе координат, величины $S_i - P_i$ для каждой из них, а также количество станций, участвующих в счете.

В соответствии с программой машина выбирает всевозможные сочетания станций по 4 и определяет параметры очага для каждой комбинации.

Анализ результатов счета позволяет выявить те станции, которые имеют ошибочные данные, выбрать наиболее приемлемые варианты, дающие согласующиеся результаты. Описанные программы широко используются в ИГГ АН УзССР и в сейсмологической экспедиции ТашГУ, где они позволили ликвидировать отставание в обработке поступающего сейсмологического материала и уделить больше внимание качественной стороне дела.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абуталиев Ф. Б., Бутовская Е. М. [и др.]. Определение координат землетрясений на ЭВМ. ДАН УзССР, 1967, № 2.
2. Атабаев Х. А. Специфические годографы для Ферганской долины по данным землетрясений. Труды Инст. математики АН УзССР, вып. 25. Ташкент, 1962.
3. Бутовская Е. М. [и др.]. Специфические годографы для некоторых районов Узбекистана по данным записей мощных взрывов. «Изв. АН УзССР», сер. физ.-мат., 1962, № 2.
4. Бармин М. П., Захарова А. И. [и др.]. Определение координат сильных землетрясений на ЭВМ МИР-1. «Изв. АН СССР», физ. Земли, 1967, № 9.
5. Вартанова Л. Ю. [и др.]. Вычислительная сейсмология. М., 1966.
6. Захарова А. И. Специфические годографы для Приташкентского района и центральной части Чаткальского хребта по данным землетрясений. Труды Института математики АН УзССР, вып. 25. Ташкент, 1962.
7. Сейдузова С. С., Соколова И. А. Вероятностные методы оценки землетрясений. «Узб. геол. ж.», 1966, № 6.
8. Павловская М. П. Программа определения координат гипоцентров землетрясений для ЭВМ «Минск». «Узб. геол. ж.», 1968, № 4.
9. Плотникова Л. М. [и др.]. Трансформация амплитудных и энергетических спектров сейсмических колебаний в условиях сложных сред. Ташкент, 1976.
10. Пятецкий-Шапиро А. Н. [и др.]. Определение землетрясений на ЭВМ. ДАН СССР, 1963, 151, № 2.
11. Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км. Труды ИФЗ АН СССР, 132. М., 1964.
12. Розова Е. А. Составление годографа и определение основных сейсмических элементов для Средней Азии. Труды СИАН, № 72, 1936.
13. Фадина М. П. К вопросу об определении координат гипоцентров землетрясений на ЭВМ. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1970.
14. Яковлева И. Б. Годографы Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, 1970.

Р. П. Фадина

ОЦЕНКА СТАЦИОННЫХ И ОЧАГОВЫХ УСЛОВИЙ И УВЕЛИЧЕНИЕ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Для территории Восточного Узбекистана наиболее приемлем годограф А. И. Захаровой [1, 2]. Однако отличия строения земной коры по площади от принятой при расчете годографа модели во внимание не принимаются. Количественную оценку этих отличий целесообразно производить на основе статистического анализа стационарных невязок — разностей между истинными и полученными из годографа эпицентрными расстояниями. Для 11 сейсмических станций, расположенных в основном на территории Узбекистана (Ташкент, Фергана, Наманган, Андижан, Пскем, Сукок, Четысу, Чимган, Табошары, Гарм, Балгалы), проведен такой анализ. При этом использовались полученные с помощью ЭВМ данные о 300 землетрясениях Восточного Узбекистана за 1966—1972 гг. Рассматривалась зависимость невязок от условий в районе станции и очага следующим образом: вся совокупность стационарных невязок распределялась по станциям. В результате в каждой группе были собраны невязки одной станции, полученные при счете различных землетрясений. Их анализ осуществлялся с помощью следующих статистических параметров:

средняя арифметическая невязка $\bar{a} = \sum_{i=1}^n a_i$;

дисперсия $\sigma^2 = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})^2 \right]$;

стандартное отклонение δ ;

доверительный интервал $D = t(p) \cdot \frac{\delta}{\sqrt{N}} (\bar{a} - a_i)$;

часть n/N ;

коэффициент асимметрии $C_s = \frac{M(a_i - a)^3}{\delta^3(a_i)}$;

где a_i — стационарная невязка;

N — объем выборки;

n — число случаев внутри определенного интервала;

$t(p)$ — критерий Стьюдента для определенного уровня вероятности;

M — математическое ожидание.

Результаты вычисления представлены в таблице, кривые распределения — на рис. 1.

Среднеарифметическое значение станционной невязки \bar{a} как результат осреднения данных о землетрясениях из различных участков территории количественно отражает условия в районе станции. Для девяти станций поправки отрицательные, что соответствует несколько меньшим, чем в годографе, эпицентральных расстояниям, а следовательно, и меньшим скоростям сейсмических волн. Для двух поправки положительные, но незначительные по величине. Мы делим все 11 сейсмических станций на две группы (рис. 1 и таблица).

Таблица

Статистические параметры невязок для сейсмических станций

№№ п/п	Станция	N	$\sum_{i=1}^n a_i$	\bar{a}	δ^2	δ	n/N	D	C_s
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1.	Ташкент	98	-406,7	-4,1	51,4	7,2	0,23	1,12	-0,29
2.	Андижан	178	-409,8	-2,3	65,5	8,1	0,18	0,99	-0,01
3.	Фергана	189	-386,9	-2,1	49,9	7,1	0,21	0,84	2,82
4.	Наманган	154	-327,4	-2,1	55,5	7,4	0,19	0,99	-0,15
5.	Гарм	97	-135,8	-1,4	56,4	7,5	0,29	1,27	0
6.	Балгалы	187	-224,4	-1,2	34,9	5,9	0,28	0,71	0
7.	Сукок	211	-147,7	-0,7	34,6	5,9	0,24	0,66	0
8.	Табшары	146	-43,8	-0,3	36,9	6,1	0,27	0,83	0
9.	Чимган	159	-31,8	-0,2	33,7	5,8	0,26	0,77	0
10.	Четсу	196	+58,8	+0,3	35,9	6,9	0,29	0,69	0
11.	Пскем	113	+45,2	+0,4	45,2	6,5	0,28	1,02	0
	Среднее, км	1728	-2009,3	-1,1	44,3	6,6	0,22	0,26	
	Среднее, сек		-413,89	-0,24	1,1	1,0	0,21	0,003	

Примечание. N —число случаев; \bar{a} —среднее арифметическое; δ^2 —дисперсия, δ —стандартное отклонение; n/N —частота малых величин невязок; D —доверительный интервал для 90% уровня вероятности C_s — коэффициент асимметрии.

В первую группу входят наиболее надежные станции: Сукок, Табшары, Чимган, Четсу, Пскем. Они характеризуются меньшими значениями стандартных отклонений и станционных поправок но большими частотами $\delta=5,8-6,5$ км; $\bar{a}=+0,4-0,7$ км; $n/N=0,24-0,28$.

Для группы менее надежных станций (Фергана, Наманган, Андижан, Ташкент) характерны большие стандартные отклонения и станционные поправки, но меньшие частоты (δ 7,1—8,1 км, $\bar{a}=-1,2-4,1$ км, $n/N=0,18-0,23$). В районе этих станций скорости ниже, чем принято при расчете годографа. Действительно, Фергана, Наманган и Андижан находятся на мощном слое осадков с меньшими скоростями сейсмических волн.

Станции Гарм и Балгалы занимают промежуточное положение между этими группами ($\bar{a} = -1,2 - 1,4$ км; $\delta = 5,9 - 7,5$ км, $n/N = 0,28 - 0,29$).

Анализ статистических параметров и кривых распределения для этих трех групп позволил сделать вывод о целесообразности использования полученных станционных поправок при уточнении положения гипоцентров землетрясений.

После количественной оценки условий в районе станции анализировался район очага. Использовались те же невязки эпицентральных расстояний, что и при анализе условий в районе станции, но рассматривалось их распределение по площади. Для каждой станции строилась карта, на которой эпицентрам припи-

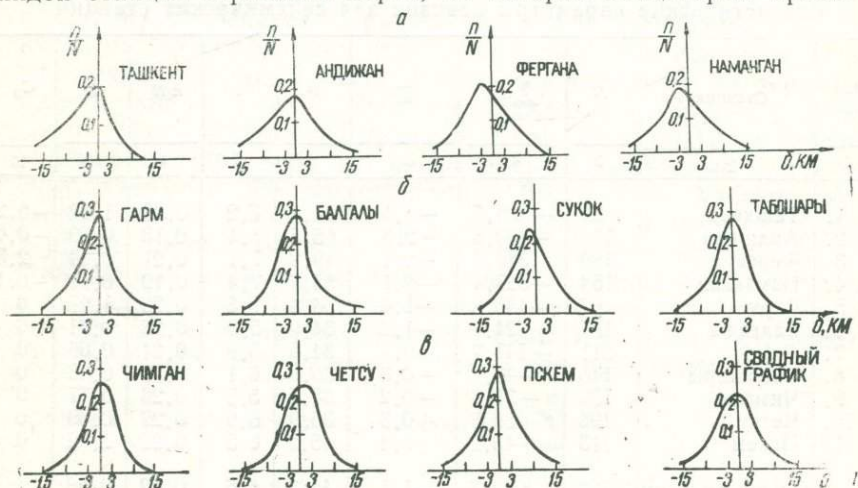


Рис. 1. Кривые распределения невязок сейсмических станций:

δ — величина невязки, км; n/N — частота невязок определенного интервала. a — менее надежные станции; b — промежуточные; v — более надежные.

сывались соответствующие значения невязок за вычетом полученной поправки. На картах изолиниями оконтуривались области положительных и отрицательных значений невязок с градацией в 3 км. Случайные погрешности обычно не превышают этой величины, поэтому принято, что области, где невязки лежат в пределах ± 3 км характеризуются отсутствием очаговых поправок. Они занимают значительные площади, однако на каждой карте выделяются участки, где невязки превосходят величину случайной погрешности, равную 3 км. Их можно рассматривать как очаговые зоны, в которых существуют кинематические аномалии, т. е. строение земной коры в этих зонах отличается от принятой при расчете годографа. На рис. 2 показаны карты очаговых поправок для 11 сейсмических станций. На них горизонтальной штриховкой разной плотности показаны зоны положительных, а вертикальной — отрицательных поправок.

Размещение положительных и отрицательных областей для каждой станции довольно сложное, однако можно заметить, что отрицательные величины поправок на картах расположены в основном в центре территории, а положительные — на окраинах. Характерно, что нулевая изолиния почти везде проходит через станцию, для которой построена карта. Это служит дополнительным подтверждением правильности станционных поправок.

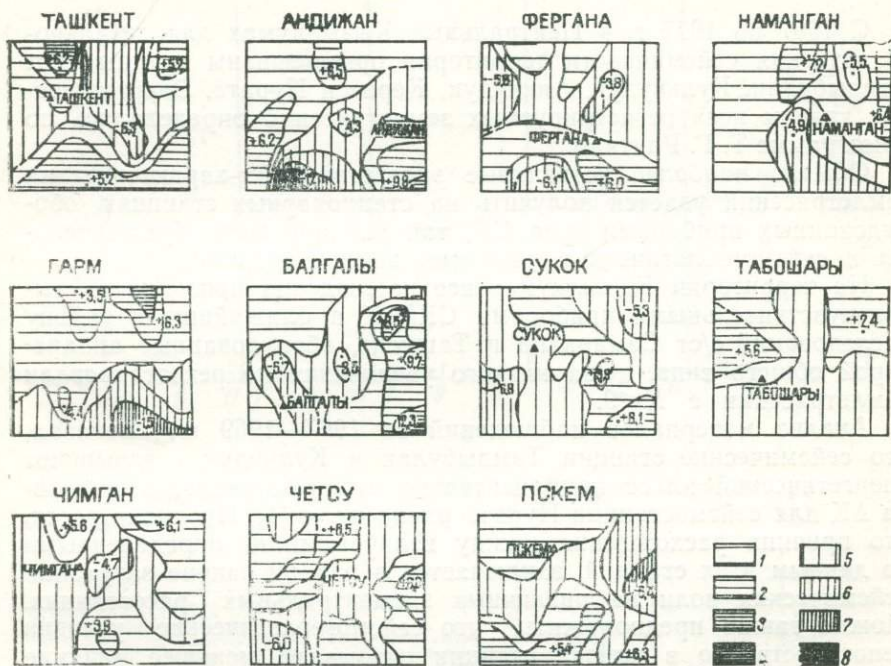


Рис. 2. Карта очаговых поправок сейсмических станций: +6,4—экспериментальные значения внутри зон; Чимган—сейсмическая станция, для которой построена карта:

1— $0 < \delta < 3$ км; 2— $3 < \delta < 6$; 6— $6 < \delta < 9$ км 4— $\delta > 9$ км; 5— $-3 < \delta < 0$; 6— $-\delta > -3$ км; 7— $9 \text{ км} < \delta > -6$ км; 8— $-\delta < -9$ км.

Учет станционных и очаговых поправок при повторном счете на ЭВМ координат 100 землетрясений указывает с 99% уровнем вероятности на существенное уменьшение среднеквадратичной погрешности определения координат очагов.

ЛИТЕРАТУРА

- Захарова А. И. Специфические годографы Приташкентского района и центральной части Чаткальского хребта. Труды Института математики АН УзССР, вып. 25. Ташкент, 1962.
- Фадина Р. П. О выборе оптимального годографа для Восточного Узбекистана. В сб. «Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана». Ташкент, 1974.

У. Ж. Жумабеков

ИЗУЧЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
КЫЗЫЛКУМСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

С 1967 по 1977 г. в Центральных Кызылкумах для детального изучения сейсмичности территории организованы группы с/ст. Тамдыбулак, Кулькудук, Аяккудук, Кериз и Нурата. Энергетические классы всех регистрируемых землетрясений определялись по номограмме Т. Г. Раутиан.

Обычно наиболее устойчивые энергетические характеристики землетрясений удается получить на стационарных станциях, оборудованных приборами типа СК, так как они мало чувствительны к сейсмогеологическим условиям вблизи станции.

На территории Кызылкумов все наблюдения проводились высокочувствительными приборами СКМ-3, а ближайшие к району исследований с/ст Самарканд и Ташкент, оборудованные аппаратурой общего типа, из-за низкого увеличения не регистрировали землетрясения с $K < 9$.

Анализ материалов наблюдений за 1967—1969 гг. показал, что сейсмические станции Тамдыбулак и Кулькудук завывают энергетический класс приблизительно на полпорядка, а поправка ΔK для сеймостанции Нурата равна нулю [1]. Предполагается, что причина расхождения между величинами K , определенными по данным этих станций, заключается в разном законе затухания сейсмических волн на различных эпицентральных расстояниях. Можно также предположить, что сейсмогеологические условия непосредственно в районе станции оказывали меньшее влияние на изменение K , так как приборы всех станций установлены на скальных коренных породах.

Поправки ΔK (1) в основном определялись для землетрясений, расположенных на территории Центрального и Южного Узбекистана, т. е. на эпицентральных расстояниях более 300—350 км. Поэтому, располагая данными детальных исследований непосредственно в Центральных Кызылкумах, мы имеем возможность оценить сходимость энергетических характеристик на меньших эпицентральных расстояниях. Нами использованы также результаты наблюдений за повторными толчками Газлийских землетрясений.

На рис. 1 и 2 показаны отклонения ΔK для отдельных кызылкумских станций от средней величины K . Хорошо заметна зависимость средней величины стационарного отклонения ΔK от $K_{\text{ср}}$ для каждой из пяти станций. В таблице приведены результаты расчета средней арифметической величины ΔK со средней квадратической ошибкой, асимметрия и эксцесс для каждой станции.

Вычисления показали, что большинство средних значений ΔK невелико и соизмеримо со своими средними квадратичными ошибками. Наибольшую и примерно одинаковую величину имеет ΔK , определенный по афтершокам для станций Тамдыбулак и Нурата,

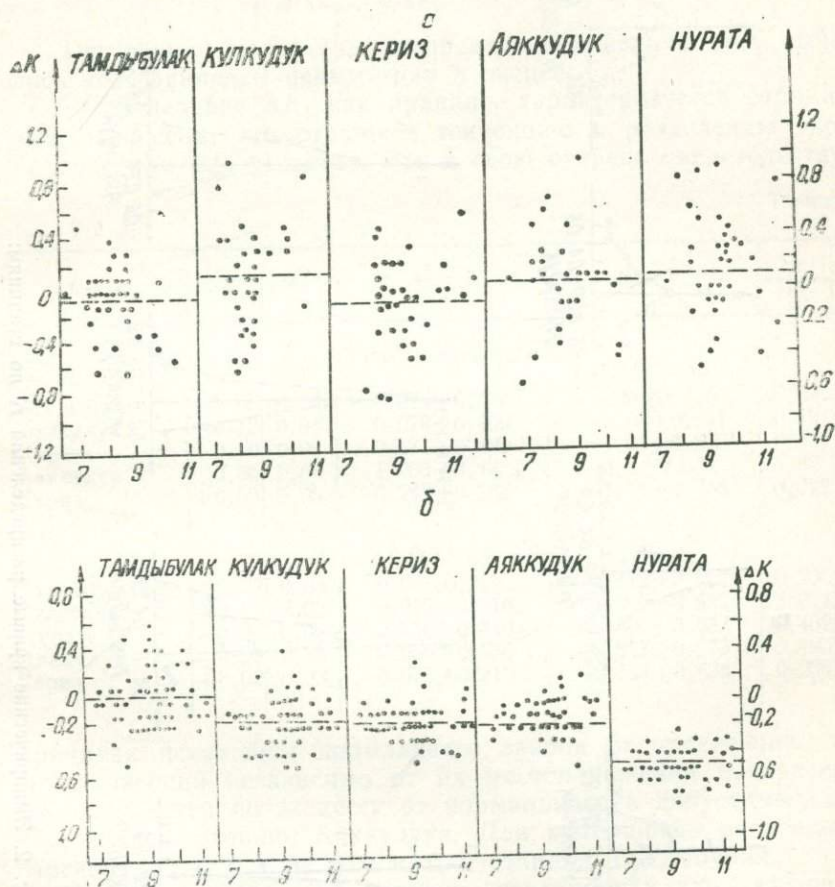


Рис. 1. Отклонение ΔK для отдельных кызылкумских станций от средней величины K :

a—для землетрясений; *b*—афтершоков.

но различающийся по знаку. Различие ΔK между этими двумя станциями — существенное.

Также за пределами ошибок измерений находятся отклонения ΔK для станций Кулкудук, Аяккудук, Кериз, Тамдыбулак и Нурата. Диапазон изменения ΔK , определенный по записям земле-

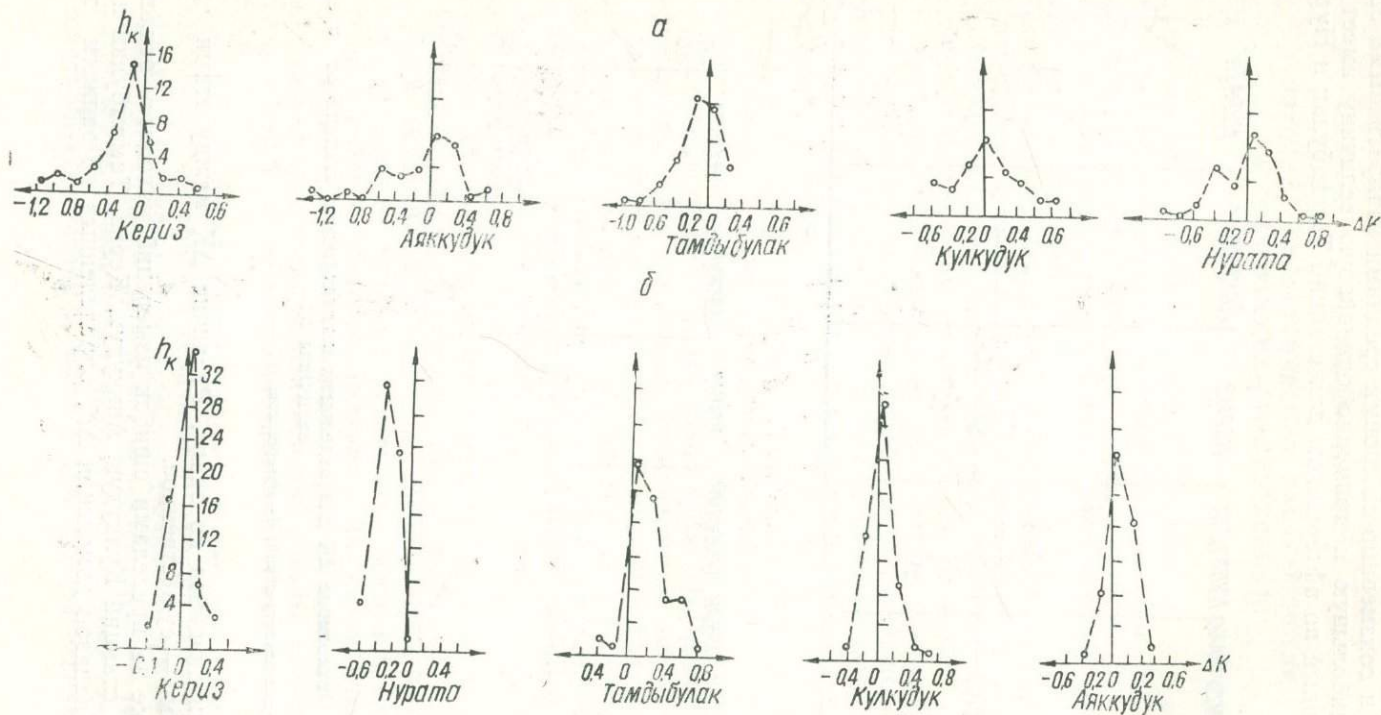


Рис. 2. Эмпирические кривые распределения K по станциям:
 а — для землетрясений; б — афтершоков.

трясений, примерно вдвое меньше, чем афтершоков. Различие ΔK , полученное для разных станций, несущественно.

Достоверность различия оценивалась по формуле [2]

$$\frac{\Delta K_1 - \Delta K_2}{\sqrt{m^2 \Delta K_1 + m^2 \Delta K_2}} \geq 3 + \frac{6}{n-4}.$$

Для оценки характера распределения величин ΔK вычислялись коэффициенты асимметрии и эксцесс.

Распределение ΔK , как правило, характеризуется отрицательным эксцессом, что отражает тенденцию к разделению кривой на две (или более) ветви. Это в свою очередь свидетельствует о

Т а б л и ц а

Станция	$\Delta \bar{K}$	$\pm m \Delta K$	$A \pm m_A$	$E \pm m_E$	A	E
					m_A	m_E
Землетрясения						
Тамдыбулак	-0,05	0,04	0,014 ± 0,378	-199 ± 0,756	0,037	2,63
Кулкудук	+0,12	0,06	0,078 ± 0,409	-2,03 ± 0,817	0,191	2,48
Нурата	+0,10	0,06	0,171 ± 0,489	-1,71 ± 0,817	0,418	2,09
Аяккудук	+0,05	0,08	1,900 ± 0,44	+3,2 ± 0,88	4,32	3,64
Кериз	+0,09	0,05	0,242 ± 0,382	-1,71 ± 0,765	0,372	2,24
Афтершоки						
Тамдыбулак	+0,23	0,03	0,08 ± 0,316	-1,412 ± 0,632	0,256	2,234
Кулкудук	+0,64	0,02	0,972 ± 0,316	+1,949 ± 0,632	3,074	3,084
Нурата	-0,28	0,02	0,136 ± 0,316	-2,306 ± 0,632	0,432	3,649
Аяккудук	+0,09	0,36	0,066 ± 0,336	-2,877 ± 0,673	0,195	4,275
Кериз	+0,02	0,03	0,075 ± 0,319	-2,384 ± 0,638	0,235	3,737

причинах искажения нормального закона распределения. Для землетрясений независимо от их местоположения распределение ΔK отличается по эксцессу от нормального в допустимых пределах, за исключением Аяккудука. Для афтершоков распределение отвечает нормальному только для станции Тамдыбулак.

При определении ΔK условия эксперимента для афтершоков менялись незначительно. Эпицентральное расстояние и азимут подхода волн для каждой станции оставались практически одинаковыми. В целом для всей системы станций диапазон эпицентральных расстояний был небольшим — 140—220 км.

Когда ΔK определялись по землетрясениям, распределенным по всей исследуемой территории, диапазон эпицентральных расстояний расширился до 5—350 км, а сейсмические волны подходили к станциям во всевозможных азимутах.

Таким образом, в первом случае отклонение ΔK от средних значений обуславливалось особенностями распространения сейсмических волн на пути очаг — станция и спецификой очаговой обла-

сти. Во втором случае эти особенности нивелировались за счет разнообразия условий эксперимента.

Для того, чтобы исследовать влияние эпицентрального расстояния на величину ΔK , для разных станций был построен график зависимости ΔK от Δ .

Несмотря на небольшую представительность данных, все же замечается, что наибольший разброс наблюдается в интервале эпицентральных расстояний 5—175 км (рис. 3, а). Диапазон изменений ΔK здесь составляет 1,2—1,5, на больших расстояниях уменьшается до 0,8.

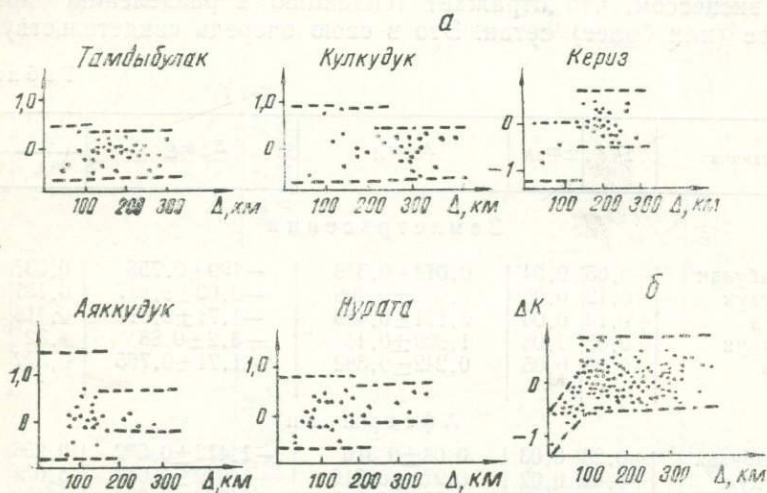


Рис. 3. Отклонения ΔK от $K_{ср}$ для разных эпицентральных расстояний по станциям (а); сводный график (б).

Сводный график $\Delta K = f(\Delta)$ более отчетливо показывает, что в интервале эпицентральных расстояний 100—350 км ΔK практически не изменяются, т. е. не зависят от Δ . В интервале 0—100 км K меняется от $-1,2$ до $+0,2$.

Таким образом, величина ΔK , которую можно рассматривать в качестве стационарной поправки, изменяется в зависимости от расстояния очаг — станция, т. е. причина этого изменения по-видимому, связана с особенностями распространения сейсмических волн, в частности, с их затуханием. Следовательно, изучение затухания сейсмических волн в условиях Кызылкумов приобретает большое научное и прикладное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлева И. Б. Методика обработки наблюдений в 1967—1969 гг. «Сейсмичность Западного Узбекистана». Ташкент, 1972.
2. Леонтьев Н. Л. Техника статистических вычислений. М., 1966.

М. Г. Фленова

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

С момента инструментальных наблюдений за землетрясениями на территории Средней Азии вопрос о точности определения параметров очагов — один из важнейших.

Годографы Розовой, осредненные по глубинам очагов в интервале 0—35 км (Розова, 1936, 1939, 1947), при существующей в то время редкой сети сейсмических станций, позволили определять основные сейсмические параметры — координаты эпицентров очагов землетрясений и дали возможность Н. А. Введенской (Введенская, 1954, 1955) составить классификацию по точности (класс $A \leq 25$ км, $B \leq 50$ км, а неклассные > 50 км), которая применяется и в настоящее время.

Начиная с 1960 г. в связи с использованием локальных годографов с дифференциацией по глубинам очагов для отдельных районов Средней Азии (Захарова, 1962; Атабаев, 1962; Бунэ и др. 1959; Бутовская и др. 1962) точность определения параметров очагов землетрясений оценивается по ним (Бунэ, 1960; Захарова, 1962; Кулагина, 1967 и др.), где использовалась в основном схема Н. А. Введенской для оценки точности в положении эпицентра без оценки достоверности полученных результатов. За ошибку в определении эпицентра принимались линейные размеры фигуры невязки, построенной засечками радиусом $\Delta_{\text{ИЗМ}} - \delta\Delta_i$; $\Delta_{\text{ИЗМ}} + \delta\Delta_i$. И. А. Соколова и др. (Соколова, Сейдузова, 1966) предложили вероятностный метод оценки точности в определении параметров очагов землетрясений. Для характеристики ошибки в определении эпицентра землетрясения и глубины его очага авторы используют доверительные эллипсы.

Этот метод мы опробовали в 1966 г. на территории юго-восточного горного обрамления Ферганской депрессии (Фленова, 1969). Задача заключалась в том, чтобы найти: 1) ориентацию и отношение полуосей доверительного эллипса, 2) определить вероятность P нахождения эпицентра внутри эллипса с заданным значением параметра S^2 (изолинии равного значения); 3) оценить ошибку в установлении истинной глубины очага землетрясения.

На основании результатов проведенных исследований, вошедших в основу оценки точности определения координат эпицентров и глубин их очагов для территории всего Узбекистана в современных условиях регистрации землетрясений, разработаны основные положения.

1. Проекция ошибок невязок на направление меридианов и параллелей для всего Узбекистана совпадают между собой. Поэтому при рутинной обработке землетрясений оценку точности по-

ложения эпицентров землетрясений можно проводить по доверительным кругам радиусом

$$r = \sqrt{\frac{S^2}{n}} = \sqrt{\frac{S_0^2 \gamma}{n}},$$

где $S_0^2 = \sum_{i=1}^n \delta_i^2$;

δ_i — разность расстояний, определенных по годографу и измеренных от найденного эпицентра.

γ — число в таблице распределения Фишера соответственно заданным значениям P и n (Линник, 1962);

n — количество сейсмических станций.

2. Различие в линейных размерах доверительных фигур для одного и того же значения P при различных глубинах очага, является основой выбора глубины очага h и оценкой точности этого выбранного значения. За истинную глубину принимается та, которая дает минимальные линейные размеры доверительных фигур при заданном доверительном уровне P .

3. Линейные размеры фигур невязок при определении эпицентров землетрясений с установленным значением глубины очага, связаны с открытым углом α , который зависит от расположения сейсмических станций, регистрирующих землетрясения.

4. Оценивать точность в определении истинной глубины очага возможно только при совокупности близких (до 45 км) и удаленных (свыше 300 км) от эпицентра сейсмических станций, регистрирующих землетрясение.

5. Когда землетрясения регистрируются сейсмическими станциями, большей частью расположенными на эпицентральных расстояниях 50—150 км, чувствительность годографов к глубинам очень слаба и закрепить глубину невозможно. В таких случаях за доверительную фигуру, соответствующую заданному уровню P , принимается огибающая доверительных фигур, полученных по всем глубинам.

В настоящее время в определении параметров очагов землетрясения Узбекистана участвует более 50 сейсмических станций, расположенных на территории Узбекистана, Киргизии, Таджикистана. Представительный нижний предел энергетического класса — $K=9$.

Точность параметров очагов землетрясений оценивалась отдельно для Западного и Центрального Узбекистана (Приташкентский район), Ферганской долины и ее горного обрамления. Такое разделение продиктовано, во-первых, неравномерностью расположения сейсмических станций по территории и, во-вторых, разрешающими возможностями регистрирующей аппаратуры.

На рис. 1 представлена схема деления территории Узбекистана по точности. Глубина очагов землетрясений для зон 2;3,5,8 (рис. 1) определяется с точностью, указанной в табл. 1, только

при наличии сейсмической станции на расстоянии 40—45 км от эпицентра. На большей части территории зон 4 и 6 глубины очагов определяются неоднозначно в связи с редким расположением сейсмических станций (открытый угол $\alpha=100-180^\circ$). Количественные оценки точности определения координат эпицентров в зо-

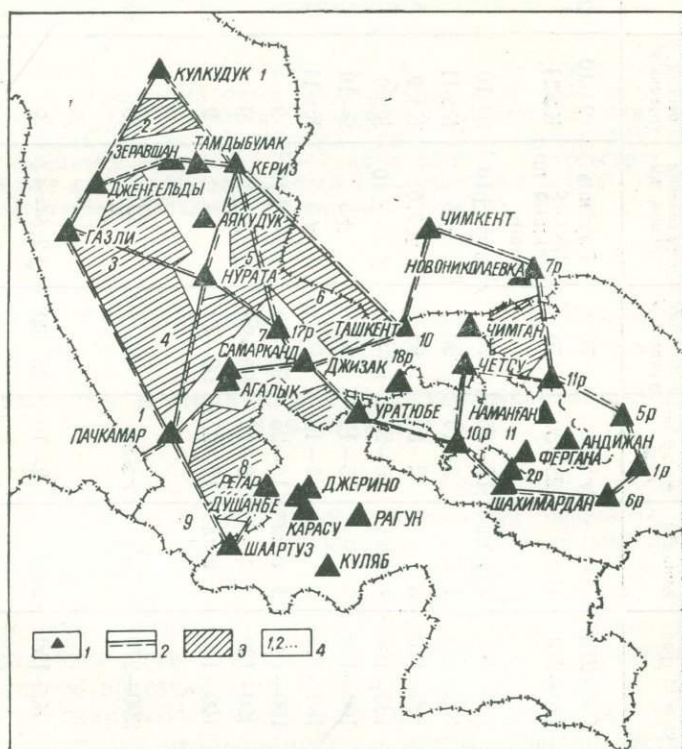


Рис. 1. Схема деления территории Узбекистана по точности:

1—некоторые сейсмические станции Средней Азии; 2—контуры зон, выделенных по степени окружения сейсмическими станциями; 3—участки, где глубины очагов землетрясений определяются неоднозначно; 4—номера зон.

нах 2—8 хорошо согласуются с данными И. Б. Яковлевой (1972).

Таким образом, можно сделать следующие выводы: в зонах 1, 4, 6, 8, 9, 10 необходимо увеличить количество сейсмических станций и обеспечить их расположение с углом $\alpha=110^\circ$, в зоне 2 изменить их расположение;

при определении параметров очагов землетрясений зоны 11 обязательно использовать экспедиционные сейсмические станции,

Т а б л и ц а

Оценка точности параметров очагов землетрясений

Район	Номер участка	Количество сейсмич. станций		Открытый угол α , град	Класс точности	Линейные размеры фигур невязок r	Заданный доверительный уровень P , %	Ошибка в определении глубины, км	Энергетический уровень K	Примечание
		max	min							
Западный Узбекистан	1	8	4	180—270	—	$r \geq 50$	70	Глубина опред. с большой погрешн.	9—10	Одностороннее окружение сейсмическими станциями
		11	4	180—270	Н/кл	25—50	70		$K \geq 11$	
	2	14	5—8	100—180	δ , н/кл	10—25	70	$\pm 5 - \pm 10$	9—10	
		18	8	100—180	δ	5—10	90	± 5	$K \geq 11$	
	3	18	9	90—110	a	2—5	95	$\pm 2,5$	$K \geq 9$	
	4	18	5	100—180	δ , н/кл	10—25	90—70	$\pm 5 - \pm 10$	$K \geq 9$	
		18	8	100—160	δ	5—10	90	± 5	9—10	
	5	18	8	100—120	δ	5—10	90	± 5	$K \geq 11$	
		18	5	100—180	δ , н/кл	10—25	90—70	$\pm 5 - \pm 10$	9	
	7	18	8	90—120	a, δ	2—10	95—90	$\pm 2,5 \pm 10$	9	
Южный Узбекистан	8	10	5	100—180	δ , н/кл	10—25	90—70	—	9	Глубина определяется неоднозначно
	9	11	4	200—270	—	$r \geq 50$	70	—	9	
Центральный Узбекистан (При-ташкентский район) Ферганская долина и ее юго-восточное горное обрамление	10	18	8	90—150	$a, б$	2—10	95—90	$\pm 2,5 - \pm 5$	9	
	11	18	8	90—150	$a, б$	2—10	95—90	$\pm 2,5 - \pm 5$	9	

расположенные в восточной части зоны (Кызыл-Унгур, Саламалик, Гульча и др.).

Выполнение этих рекомендаций даст возможность получать однородные данные высокой точности о параметрах очагов землетрясений Узбекистана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейдузова С. С., Соколова И. А. Вероятностные методы оценки точности определения очага землетрясения. «Узб. геол. ж.», 1966, № 6.
2. Фленова М. Г. Сейсмическая активность и глубинное строение юго-восточного борта Ферганской впадины. Труды III-го всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму (3—7 июня 1968 г.). Новосибирск, 1969.
3. Яковлева И. Б. Методика обработки наблюдений в 1967—1979 гг. В кн. «Сейсмичность Западного Узбекистана», Ташкент, 1972.

УДК 550.34

А. Н. Султанходжаев, И. Г. Чернов, Т. А. Исмаилов,
Т. Закиров

ТЕЛЕМЕТРИЯ В ПРАКТИКЕ ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В последние годы в целях поиска предвестников землетрясений интенсивно исследуются гидрогеохимические эффекты, связанные с процессами, предшествующими и сопутствующими землетрясениям (1—8). Основой гидрогеохимических работ являются полевые исследования, и перед учеными стоит проблема скорейшей передачи полученных результатов в центр обработки. В связи с созданием сети пунктов наблюдений на территории Приташкентского артезианского бассейна, а в будущем — с организацией сети гидрогеосейсмологических станций на территории УзССР возникает необходимость в автоматической передаче получаемой информации в центре наблюдения и математической обработке данных.

В статье излагаются результаты практических исследований по первому опыту передачи информации о вариациях концентрации радона (Rn) и величине концентрации водородных ионов (pH) в термальной воде скважины № 9 (пос. Улугбек), расположенной в 25 км от центра регистрации — лаборатории Института сейсмологии АН УзССР.

Измерение концентрации Rn и pH

При изучении вариаций содержания радона в подземных водах важно знать характер увеличения и уменьшения его концентраций во времени (1, 2). Дискретные измерения концентрации Rn не обеспечивают достаточной оперативности и, кроме того,

чрезвычайно трудоемки (что относится также к измерению pH). При решении этой задачи хорошо зарекомендовала себя методика непрерывного измерения концентрации радона, разработанная в Институте сейсмологии АН УзССР (2, 4) и успешно применяемая на практике (5, 7, 8). Напомним основные моменты методики. Вода из скважины поступает в аэрационный сосуд, где при распылении дождеванием выделяется радон (если скважина постоянно эксплуатируется и на входе аэрационного сосуда дебит меняется, то вода из скважины предварительно поступает в регулятор расхода). Водоструйным насосом в системе аэрационный со-

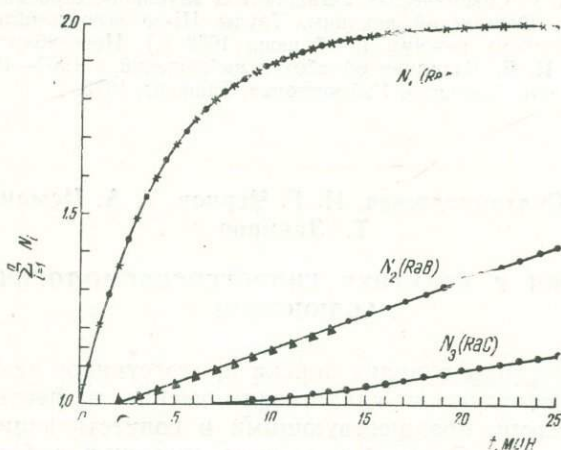


Рис. 1. График накопления во времени суммарной активности продуктов распада радона: RaA, RaB, RaC.

сосуд — сцинтилляционная камера создается постоянный воздушный поток со скоростью 0,8—1,2 л/мин. Этим потоком радиоактивный воздух, пропорциональный концентрации радона в воде, доставляется в сцинтилляционную камеру. Люминесценция от α -частиц при распаде Rn регистрируется фотоумножителем блока детектирования. Затем сигнал усиливается и подается на измеритель скорости счета с автоматическим переключением поддиапазонов УИМ2-ІеМ, показания которого записываются самопишущим милливольтметром Н-39.

Как показала практика, в работе прибора важным является постоянство во времени скорости воздушного потока $V_{\text{пот}}$ в системе аэрационный сосуд — сцинтилляционная камера. Ранее (2) указывалось, что при изменении $V_{\text{пот}}$ концентрация радона и продуктов его распада меняется, т. е. необходимо выбирать как оптимальную величину $V_{\text{пот}}$, так и тщательно поддерживать $V_{\text{пот}} = \text{const}$. На рис. 1 представлен график накопления во времени суммарной α -активности продуктов распада Rn: RaA ($T_1 = 3,05$ мин), RaB ($T_2 = 26,8$ мин) и RaC ($T_3 = 19,7$ мин). Видно,

что воздухообмен в системе за 5—8 мин не приводит к заметному накоплению RaB и RaC . Для измерений концентрации водородных ионов (величины pH), использовался лабораторный pH -метр-милливольтметр $pH-340$ с датчиком ДЛ-0,2. Электроды датчика устанавливались в специальном сосуде из оргстекла. Вода из скважины подавалась в сосуд с расходом 0,5 л/мин, и поскольку температура термальной воды не меняется в течение суток, сосуд представляет собой идеальную термостатированную ячейку. Прибор $pH-340$ периодически калибровался по стандартным буферным растворам. Показания pH -метра фиксировались самописцем Н-39.

Телеметрический канал. Телеметрический канал (рис. 2) состоит из первичных приборов УИМ2-1еМ и $pH-340$, аппаратуры ввода в канал связи и вывода из него информации (тональный

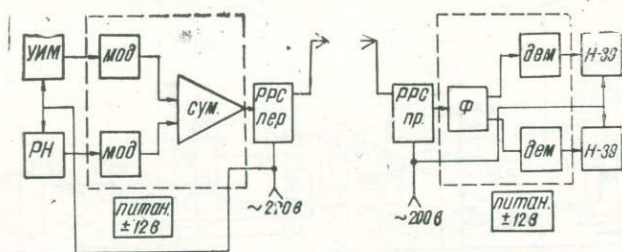


Рис. 2. Структурная схема канала и передачи геохимической информации.

модем), канала связи, организованного на базе радиостанции РРС, аналогового самописца типа Н-39. Кроме основных блоков, в комплекс аппаратуры входят блоки питания (± 12 в) типа «Александрит».

Тональный модем — самостоятельная разработка, состоит из двух блоков. На рис. 2 блоки помечены пунктиром. Первый находится в пункте передачи и состоит из канальных модуляторов и сумматора, второй — в пункте приема, содержит фильтр, разделяющий поднесущие, и два демодулятора.

Сигналы с выхода первичных приборов (УИМ2-1еМ или pH), представленные в виде медленно изменяющегося напряжения, поступают на модуляторы, организующие тональные поднесущие в области частот 500—2500 и 5200—6800 Гц. Затем тональные поднесущие суммируются и вводятся в канал связи. Несущая канала связи находится в области частот 60—70 мГц. На приемной стороне поднесущие разделяются фильтром и поступают на демодуляторы, которые восстанавливают информационный сигнал из ЧМ последовательности. Восстановленный сигнал отфильтровывается от низкочастотных помех и регистрируется на аналоговых самописцах.

Модулятор. Модулятор (рис. 3) состоит из входного согласующего усилителя А1-К 284 УДИВ и преобразователя напряжение—

частота А2-1 УТ401 А, Д1-ИТК552, Д2-К1ИЕ551, Д3.1-Д3.3-ІЛБ553. Согласующий усилитель собран по схеме инвертирующего несимметричного усилителя постоянного тока, охваченного отрицательной обратной связью. Имеет большое входное сопротивление 10 мОм (сопротивление R_1) при коэффициенте усиления ~ 4 ($K_{ус} = \frac{R_2}{R_1}$). Цепь $R_3 \div R_5$ служит для выставления опорной частоты при нулевом сигнале на входе усилителя. Звенья C_1 и C_2 — корректирующие цепи. Схема преобразователя состоит из следующих функциональных узлов: интегратора А-2, коммутируемого источника эталонного тока, опорного генератора Д3-1-Д3-3, счет-

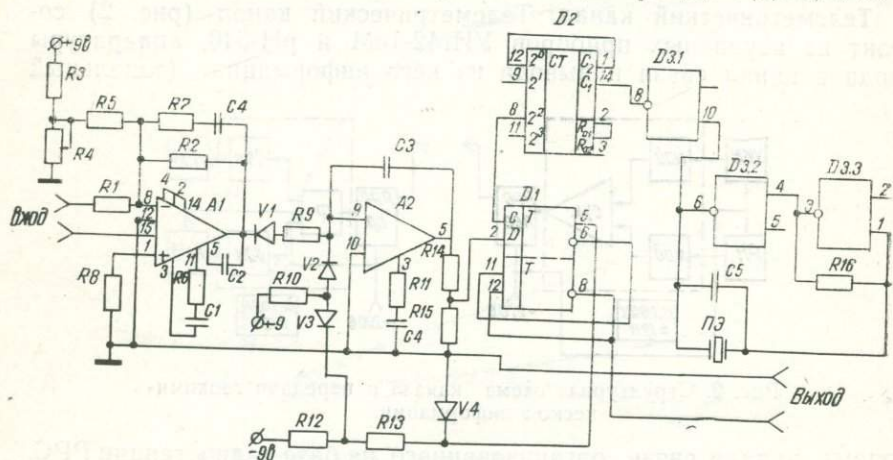


Рис. 3. Принципиальная электрическая схема модулятора.

чика Д2 и сдвоенного Д-триггера Д. Принцип работы преобразователя напряжение — частота следующий. Входной ток усилителя через диод V_1 заряжает конденсатор C_1 . Нарастающее положительное напряжение с выхода интегратора подается на Д-вход первого Д-триггера. На его синхронный вход поступают тактовые импульсы с опорного генератора. При достижении напряжения логической 1 на Д-входе триггер переводится тактовым импульсом в состояние 1, которое через схему на диодах V_2, V_3 подключает в точку суммирования интегратора положительный эталонный ток от спорного напряжения +9 в. Положительный источник тока, действующий в течение одного периода тактовой частоты, перезаряжает конденсатор C_3 .

После окончания действия тактового импульса величина входного тока определяет интервал времени, в течение которого они не пропускаются Д-триггером.

Инверсный выход первого Д-триггера соединен с синхронным входом второго, построенного по схеме счетного триггера.

Основные характеристики модулятора: 1) масштабный коэффициент преобразования $z = 10^4$ Гц/В, или 10 Гц/мВ; 2) входное сопротивление ~ 10 мОм; 3) нелинейность не более 0,1%; 4) температурная нестабильность $1 \cdot 10^{-4}$ °С; 5 — выходное сопротивление не более 1 кОм.

Демодулятор. Схема состоит из следующих функциональных узлов (рис. 4): входного усилителя А1-IVT401А, одновибратора А2-IVT401Б, одностороннего ограничителя А3-IV401А и выходного фильтра А4-К284УД1В. Принцип работы демодулятора заключается в следующем. Входной синусоидальный сигнал низкой частоты (500÷2500 или 5200÷6000 Гц), поступающий с выхода

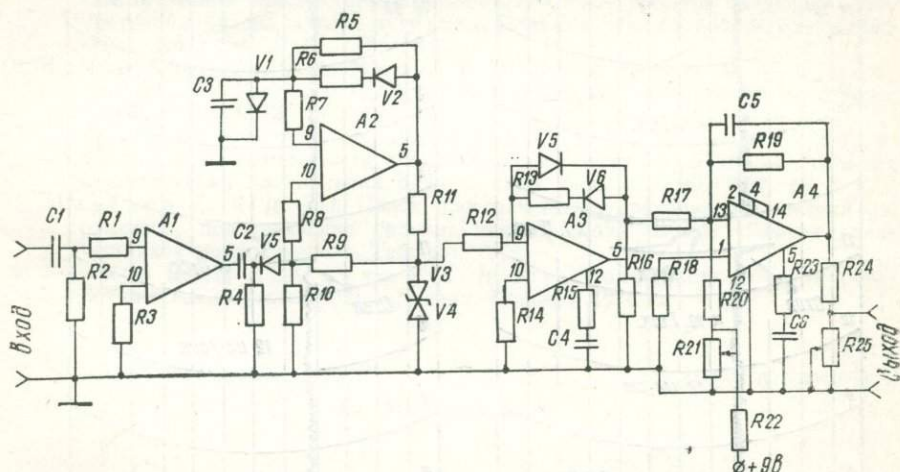


Рис. 4. Принципиальная электрическая схема демодулятора.

фильтров, усиливается входным усилителем и превращается в меандр. Отрицательный фронт меандра запускает одновибратор с длительностью выходного импульса $\tau \approx 50$ или 20 мкс. Амплитуда выходных импульсов стабилизируется стабилитронами V3, V4 (КС 139А). Стабилизированные по длительности и амплитуде импульсы поступают на ограничитель, вырезающий положительную часть импульсов. Последовательность однополярных импульсов поступает на RC фильтр нижних частот, который выделяет постоянную составляющую сигнала. Фильтр выполнен на операционном усилителе с входным каскадом на полевых транзисторах, граничная частота $f \approx 0,002$ Гц. Выделенный демодулятором «полезный» сигнал постоянного напряжения через регулируемый выходной делитель поступает на регистрирующий прибор.

Результаты. Проиллюстрируем работу телеметрического канала, имитируя варианты концентрации радона. На рис. 5 пред-

ставлены части диаграммной ленты самописцев (*a* — запись информации о концентрации Rn непосредственно на скважине; *b* — запись в центре наблюдения и обработки), где зафиксирован рабочий момент записи в нормальном режиме, а также изменение величины записываемого сигнала в момент имитации — термальная вода не подавалась в прибор в течение 20 мин. На обеих лентах четко фиксируются начальное уменьшение сигнала в момент перекрытия воды (воздушная прокачка сцинтилляционной камеры продолжает действовать) и возвращение в режим после пуска термальной воды через установку.

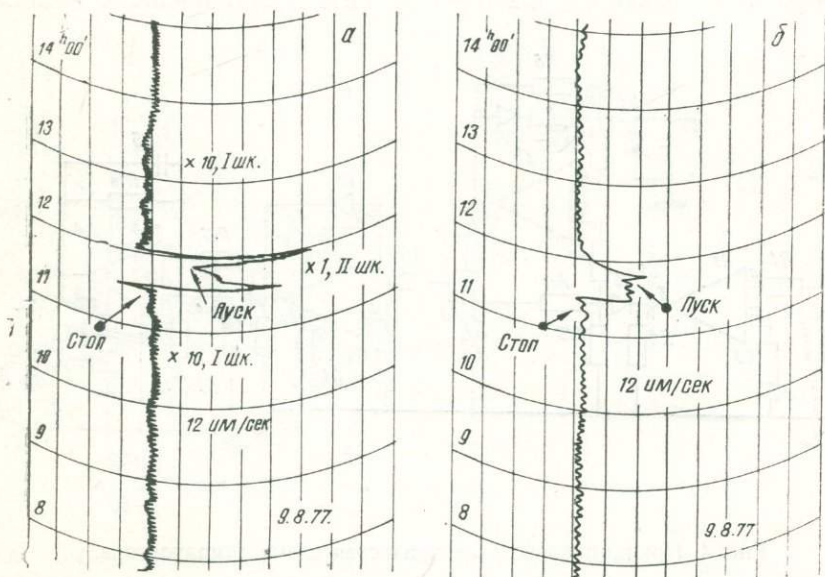


Рис. 5. Диаграммы записи информации о концентрации Rn :

a — скважина № 9 (пос. Улугбек); *b* — центр обработки — лаборатория института.

Для того, чтобы получить более чистый сигнал, постоянная времени τ системы измерения в наблюдательном пункте была выбрана большей, чем τ на скважине. В результате оказалось, что амплитуда вариации сигнала, записанная в центре обработки, меньше по величине, но и в то же время полностью передает характер вариации.

Проведенные исследования — первый шаг в направлении автоматизации геохимических наблюдений и обработки данных, которые ведутся в целях поиска предвестников прогноза землетрясений. Полученные результаты могут найти применение в автоматизированных сейсмологических службах типа БАРС (9).

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В. И., Мавашев Б. З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. ДАН СССР, 176, 1967, № 2.
2. Мавлянов Г. А. [и др.]. Гидрогеохимические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана. Ташкент, 1973.
3. Султанходжаев А. Н., Спиридонов А. И., Тыминский В. Г. О причинах аномального поведения радона в подземных водах сейсмоактивных районов. «Узб. геол. ж.», 1977, № 2.
4. Чернов И. Г., Закиров Т. К вопросу о непрерывной регистрации радона в подземных водах. Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений (тезисы докладов). Ташкент, 1976.
5. Султанходжаев А. Н., Чернов И. Г., Закиров Т. Гидрогеосейсмологические предвестники Газлийского землетрясения. Вариации концентрации радона в воде скважины Приташкентского артезианского бассейна. ДАН УзССР, 51, 1976, № 7.
6. Bennett Y., Craig H., Hanks T., Molner P., Nur A., Souage J., Scholz C., Turner R., Wu F. Prediction of the Haicheng Earthquake, Eos Trans. AUY, 58 (5) 1977.
7. Султанходжаев А. Н., Латипов С. У., Закиров Т., Хамидов Л. А. О возможности прогнозирования места возникновения сильных землетрясений по вариации радона. «Узб. геол. ж.», 39, 1977, № 3.
8. Мирзаев К. М. [и др.]. Поиск пространственно-временных изменений параметров, предвещающих сильные землетрясения. В сб. «Поиски предвестников землетрясений». Ташкент, 1976.
9. Уломов В. И., Катренко В. Г. [и др.] Автоматизация сбора и обработки сейсмологической информации. Ташкент, 1976.

УДК 621.394.550.34

Х. И. Исмаили

УСТРОЙСТВО СОПРЯЖЕНИЯ ДЛЯ СЦВМ

Первый этап проекта БАРС предусматривает обмен информацией между процессором малой СЦВМ и следующими периферийными устройствами: станцией цифровой регистрации (СЦР) [1]; магнитными накопителями УВ-1 [1], детектором «полезных» сейсмических сигналов [2] и устройством визуализации. Для обеспечения функций обмена необходимо использовать специализированное устройство сопряжения (УС). Отсутствие промышленного интерфейса для вышеприведенных периферийных устройств и СЦВМ вызвало необходимость в разработке такого специализированного УС.

Основные требования к устройству сопряжения. Исходя из заданного комплекса технических средств Ташкентского куста сбора информации и Центра обработки данных (ЦОД) УС должно отвечать следующим требованиям:

а) осуществлению связи с переменным составом периферийного оборудования;

б) обеспечению параллельной работы периферийных устройств по отношению друг к другу, и к работе СЦВМ;

в) организации двухпроводного канала быстрой передачи данных для удаленных периферийных устройств;

г) унификации программирования различных внешних устройств;

д) возможности выхода на стандартное сопряжение 2К системы АСВТ—М.

УС, обеспечивая связь с переменным составом оборудования, позволяет использовать его для построения различных конфигураций технических средств вычислительного комплекса. Параллельная работа периферийных устройств и процессора позволяет организовать режим разделенного времени. Наличие в УС канала быстрой передачи объясняется территориальной разделенностью ЦОДа и Ташкентского куста сбора информации. Унификация команд для обращения к периферийным устройствам упрощает процесс программирования ввода—вывода.

Принцип построения УС. Переменная комплектация и параллельность работы периферийных устройств и процессора требуют выделить неизменное устройство, обеспечивающее обмен информацией между процессором и периферийными устройствами (устройство и канал обмена).

Периферийное устройство управляется с помощью подканалов на которые возлагаются следующие функции:

получение из канала управляющих сигналов;

формирование последовательности сигналов, необходимых для выполнения той или иной операции;

синхронизация передачи данных;

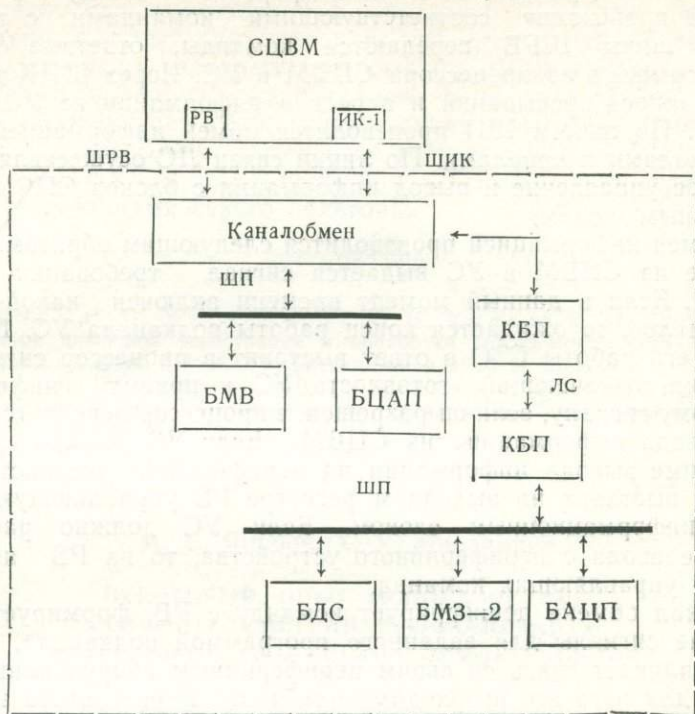
передача информации о состоянии внешних устройств;

согласование входных и выходных параметров управляющих и информационных сигналов, передаваемых из устройств ввода—вывода в канал и наоборот.

Все связи между подканалами и каналом осуществляются по соответствующим шинам. В каждый момент времени с каналом должен быть логически связан только один подканал. Логическая связь между подканалом и каналом существует до тех пор, пока не закончится передача информации в ту или другую сторону, или пока из канала не поступит сигнал о прекращении связи. Канал расшифровывает команды, поступающие из процессора, интерпретирует их для данного подканала и формирует последовательность сигналов, необходимых для выполнения той или иной операции.

Структурная схема. Изложенные принципы организации сопряжения, связывающие периферийное оборудование с центральным процессором малой СЦВМ, реализованы в разработанном устройстве (схема). Схема включает следующие устройства:

Структурная схема устройства сопряжения



канал обмена, осуществляющий обмен информацией между процессором малой СЦВМ и внешними устройствами;

канал быстрой передачи (КБП), производящий обмен информацией между каналом обмена УС и удаленным специализированным периферийным устройством (например СЦР);

блок сопряжения, или подканал БМВ, управляющий вводом—выводом информации магнитных накопителей УВ-1;

блок сопряжения, или подканал БЦАП, осуществляющий вывод информации из канала на цифро-аналоговый преобразователь для устройств визуализации;

блок сопряжения, или подканал БДС, управляющий детектором «полезных» сейсмических сигналов и формирующий код его сигнала;

блок сопряжения, или подканал БАЦП, управляющий вводом информации из аналого-цифрового преобразователя;

ШРВ — шины, связывающие выходной регистр РВ процессора с входом канала обмена;

ШИК — шины, связывающие информационный канал ИК-1 с выходом канала обмена;

ШП — шины, соединяющие подканалы с каналами;

ЛС — линия связи.

Описание работы УС. Обмен информацией между УС и малой СЦВМ происходит соответствующими командами с машины. Через шины ШРВ передаются команды, ответные сигналы и информация из процессора СЦВМ в УС. Через ШИК производится запись прерываний и передача информации из УС в процессор. По шинам ШП производится обмен информацией между подканалами и каналами. По линии связи ЛС осуществляется командное управление и вывод информации с блоков СЦР последовательным кодом.

Обмен информацией производится следующим образом. По программе из СЦВМ в УС выдается сигнал требования обмена (СТО). Если в данный момент времени включен какой-либо из подканалов, то ожидается конец работы подканала УС. По окончании его работы СТО в ответ выставит в процессор сигнал прерывания, означающий готовность УС к приему информации. По этому сигналу, если он разрешен, в процессор передается команда вывода информации из СЦВМ. Если УС должно работать в режиме вывода информации на периферийное устройство, процессор выставит на выходном регистре РВ управляющую команду с информационным словом. Если УС должно работать в режиме ввода с периферийного устройства, то на РВ поступает только управляющая команда.

Канал обмена дешифрирует команду с РВ, формирует управляющие сигналы для заданного программой подканала, который устанавливает связь со своим периферийным оборудованием, создавая для него все необходимые сигналы. В результате этого начинается обмен информацией между внешним устройством и процессором. При вводе информации в процессор канал обмена выставляет сигнал прерывания, означающий готовность УС к выдаче информационного слова на ИК-1.

Система команд УС. Система команд, разработанная для устройства сопряжения, позволяет программно управлять процессом обмена между конкретными абонентами и центральным процессором СЦВМ.

Команды, управляющие работой устройства сопряжения, должны содержать код операции и номер подканала, вступающего в обмен информацией.

Анализ режима работы периферийных устройств (СЦР, УВ-1, детектор сигналов, устройство визуализации), с которыми должна сопрягаться СЦВМ, показывает, что для обмена с ними необходимы следующие команды: ввод; вывод; пуск; перемотка; стоп.

Из перечня команд следует, что для записи кода операции достаточно отвести три разряда. Однако необходимо предусмотреть, что устройство сопряжения может пополняться новыми блоками (подканалами), которые, возможно, потребуют дополнительных команд под код операции, учитывающий также и номер подканала, отведено четыре разряда.

Таким образом, в процессе проведения разработки устройства сопряжения был изготовлен рабочий макет УС. Проведенные исследования и испытания показали, что схемо-технические решения УС отвечают заданным техническим характеристикам. Данное устройство сопряжения, введенное в эксплуатацию с начала 1977 г., обеспечивает обмен информацией в Центре обработки данных системы БАРС. В этом же году с помощью УС исследованы статистические характеристики сейсмического шума Ташкентского геодинамического полигона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башилов И. П., Кевлишвили П. В., Князев В. Н. Система магнитной цифровой регистрации и обработки сейсмических сигналов «треугольник». «Изв. АН СССР», физика Земли, 1974, № 2.
2. Уломов В. И., Катренко В. Г., Квашин Е. В., Исмаили Х. М. Детектор «полезных» сейсмических сигналов. В сб. «Сейсмические приборы», вып. 11, М., 1978.

УДК 550.340.3.

М. С. Якубов, Х. У. Мирзаиров

НЕКОТОРЫЙ ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕЙСМОТЕЛЕМЕТРИИ В ЛОКАЛИЗАЦИИ АФТЕРШОКОВ ГАЗЛИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

С целью оперативного определения координат афтершоков Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 года Ташкентской сейсмологической обсерваторией Института сейсмологии АН УзССР 28 мая организована эпицентральная сейсмотелеметрическая экспедиция. Ее задача — организация непрерывной регистрации афтершоков в эпицентральной области и прилегающих районах очага с целью выявления развития и возможного прогнозирования сейсмичности.

Для этого сейсмотелеметрическая аппаратура, разработанная в Институте сейсмологии АН УзССР, спустя неделю после сильного толчка 17 мая, вывезена в район пос. Газли и развернута вокруг эпицентральной области (рис. 1). Задержка с выездом телеметрической группы произошла из-за отсутствия свободных комплектов необходимой аппаратуры, снятых в дальнейшем частично с Ташкентского локального центра данных (ЛЦД) и из комплектов, предназначенных для Андиганского ЛЦД и др.

Мобильный приемно-регистрационный пункт, размещенный в кунге автомашины ГАЗ-63, установлен 28 мая в 8 км от пос. Газли. В течение трех дней 6—8 июля 1976 г. установлены выносные пункты: первый непосредственно в эпицентре (район Каракыр), второй — «Восток» (в 48 км к востоку от первого), третий — «Запад» — в 48 км к западу от эпицентрального. 21 июля после пред-

варительного анализа картины эпицентров афтершоков в 43 км к северу от эпицентра установлен еще один — четвертый пункт — «Север».

В приемном пункте «База» организована трехкомпонентная регистрация ($Z; N-S, E-W$) афтершоков землетрясений. Увеличения сейсмометрических каналов выбирались в зависимости от фона помех, уровня микросейсм и расстояния от эпицентра основных толчков землетрясения и составили: для с/ст «Эпицентральная» $Z=500$; «Восток» $Z=8000$; «Запад» $Z=5000$; «Север» $Z=6000$; «База» $Z=2000, E-W=1500, N-S=1800$. Во всех пунктах стояли короткопериодные сейсмометры типа СМ-3, настроенные на период $T_s=1,5 \pm 0,1$ сек. с затуханием $D_s=$ от $0,42 \div 0,50$. Кривая увеличения сети позволила регистрировать смещения поч-

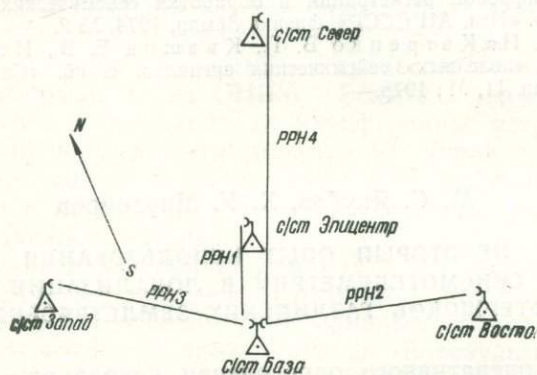


Рис. 1. Схема сети сейсмотелеметрической системы в эпицентральной области.

вы в столообразном участке от 0,15 до 2 сек. Диапазоны увеличений продиктованы и с точки зрения обеспечения неискаженной записи как слабых, так и сильных афтершоков.

Таким образом, конфигурация сети, состоящая из четырех выносных сейсмометрических пунктов и одной пятой базовой точки регистрации обеспечила расположение практически всей эпицентральной области внутри сейсмотелеметрической системы, что позволило с высокой точностью и надежностью определять координаты афтершоков.

Регистрационная часть сети, установленная на с/ст. «База», состоит из регистров РВЗ-2 с встроенными электронными усилителями, разработанных в ИФЗ АН СССР. Запись чернильная, непрерывная, на диаграммной ленте, склеенной в кольцо, скорость протажки — 120 мм/мин с шагом 1,5 мм.

Марки времени одновременно подаются от морского хронометра типа МХ-6 на все регистры. Поправка хода ведется от марок точного времени, поступающих с РФУ-2М. Моторы регистров для синхронности и равномерности вращения питаются от

одного стабилизатора переменного тока типа Б2-2. Для оперативности обработка и оповещение организованы непосредственно на месте приема информации.

Группа обслуживания и обработки, состоящая из двух человек (дежурного инженера и техника), обрабатывает сейсмограммы через каждые 8 часов в обычном режиме или экстренно после ощутимого землетрясения. Обработанные (со всех сейсмических станций) данные о времени вступления сейсмических волн, их знак, четкость величина максимальной амплитуды, разности вступления продольных и поперечных волн, поправка времени и названия станций ежедневно передаются по телефонным каналам на ЦСС «Ташкент». Там оперативно и детально совместно с данными других сейсмических станций изучаются и по ним определяются координаты очагов и время в очаге с составлением бюллетеня афтершоков.

Средствами связи в системе сейсмотелеметрии были серийно выпускаемые отечественные радиорелейные и портативные радиостанции [2]. Высота поднятия антенн — $14 \div 30$ м в зависимости от радионаправления и профиля местности.

Опыт эксплуатации в течение 13 месяцев непрерывной работы в полевых условиях показал, что такая сеть из сейсмотелеметрических станций работоспособна и надежна для краткосрочных наблюдений и долговременных в стационарном и мобильном вариантах.

Анализ работоспособности показал, что в течение почти 10000 час. по различным уважительным и неуважительным причинам какой-нибудь узел системы не работал ~ 1000 час., что составило 10% от всей работы системы, включая профилактические проверки, ремонт и отсутствие электроэнергии на базовой приемной станции, и на выносных пунктах.

За время наблюдений получено около 2250 сейсмограмм, где зафиксировано свыше 2000 землетрясений различного энергетического класса — от $K=5$ и выше.

Методы вычисления кривых увеличения сейсмометрических каналов. Кривая увеличения сейсмотелеметрического канала вычисляется по методике [1] со следующими дополнениями по формуле:

$$K = V_f = S_{sq} \cdot S_K \cdot V_s, \quad (1)$$

где S_{sq} — чувствительность (коэффициент преобразования) рабочей катушки маятника;

S_K — чувствительность канала измерения и передачи;

V_s — частотная характеристика маятника.

Чувствительность (коэф. преобразования) — S_q рабочей катушки рассчитывается по формуле

$$S_{sq} = 9,816 \frac{m \cdot r}{i \cdot l_0}, \frac{\text{в} \cdot \text{сек}}{\text{м}}, \quad (2)$$

где m — масса калибровочного груза, кг;
 r — расстояние от оси вращения маятника до центра калибровочного груза (м), равное для СМ-3 — $7 \cdot 10^{-2}$ м;
 i — ток, протекающий через обмотку рабочей катушки (А), измеренный с точностью $\pm 0,2\%$;
 l_0 — приведенная длина используемого маятника.

Чувствительность определяется на сейсмоприемнике, установленном на регистрацию вертикальных колебаний, настроенном на период $T_s = 2,0 \pm 0,1$ сек.

Чувствительность канала измерения — S_K рассчитывается по формуле:

$$S_K = K_{\Pi} \cdot K_y \cdot V_p, \quad (3)$$

где K_{Π} — коэффициент передачи радиоканала при ЧМ-ЧМ, как известно, равен 1;

K_y — коэффициент усиления усилителей модулятора и демодулятора;

V_p — частотная характеристика регистрира совместно с встроенным усилителем в регистре.

Частотная характеристика маятника определяется по формуле:

$$V_s = \frac{1}{\sqrt{(1 - U^2)^2 + 4D_s^2 U^2}}, \quad (4)$$

где U — отношение измеряемого периода $T_{\text{изм}}$ к собственному периоду сейсмометра T_s :

$$U = T_{\text{изм}} / T_s, \quad (5)$$

D_s — затухание сейсмометра, при коротком замыкании демпфирующей катушки.

Зная чувствительность рабочей катушки маятника S_{sq} , чувствительность (коэффициент передачи) канала измерения S_K и частотную характеристику маятника V_s , по формуле (1) определяем кривую увеличения сейсмометрического канала, выбирая необходимую нам величину увеличения подбором K_y . Так как на выходе катушки сейсмометра наводимая э. д. с. пропорциональна скорости движения почвы, в усилителе после сейсмометра имеется интегрирующая цепочка, которая обеспечивает полное интегрирование в заданном диапазоне.

В конечном итоге формула (1) выглядит таким образом:

$$V_f = 9,816 \frac{m \cdot r \cdot K_{\Pi} \cdot K_y \cdot V_p}{i l_0 \sqrt{(1 - U^2)^2 + 4D_s^2 U^2}}. \quad (6)$$

При регистрации афтершоков Газлийских землетрясений производилась трехразовая проверка кривой увеличения (рис. 2), которая показала стабильность параметров сети и была в пределах погрешности измерения.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

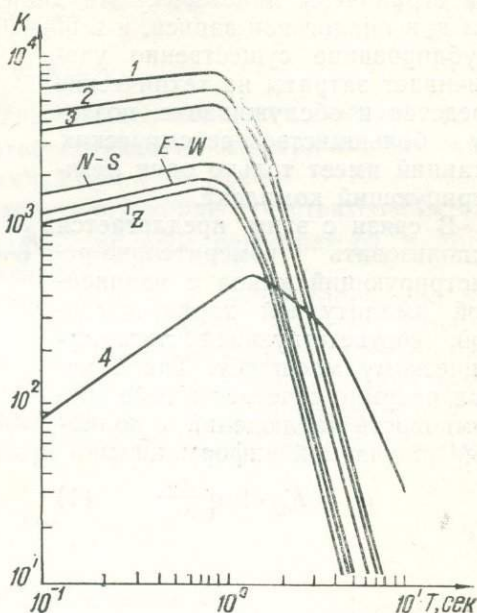
1. Практика эксплуатации показала работоспособность системы сейсмотелеметрической сети, ее надежность и экономичность.

2. Надежность и бесперебойность работы зависит от резервной радиостанции или блока электроники, которые могут в любой момент заменить вышедший из строя узел.

3. Желательно иметь автономное питание системы,

Рис. 2. Частотная характеристика сейсмотелеметрических каналов:

Сейсмические станции:
1 - "Восток"; 2 - "Север"; 3 - "Запад";
4 - "Эпицентральная"; Z; E-W; N-S
S-c/т, База*.



которое при отсутствии электроэнергии, что часто бывает при ощутимых землетрясениях, обеспечивает непрерывность.

4. По составленным бюллетеням проявляется подекадное увеличение сейсмичности очагов, физика которого не выяснена.

В заключение отметим, что в практике наблюдений за сейсмичностью такая эпицентральная сеть работала впервые, и результаты, полученные с помощью такой системы, оправдали себя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методика и аппарата сейсмических наблюдений на станциях СССР, М., 1975.
2. М. С. Якубов. Эпицентральная сейсмотелеметрическая система для наблюдений в зоне сильного землетрясения. «Информационное сообщение», № 106, Ташкент, 1974.

УДК 550.34

В. Г. Катренко, Т. А. Исмаилов

ЛОГАРИФМИЧЕСКИЙ УСИЛИТЕЛЬ В СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

Современная сейсмометрическая аппаратура регистрирует колебания почвы в интервале амплитуд 10^{-9} — 10^{-1} м или в динами-

ческом диапазоне 160 дБ [1]. Чтобы перекрыть его, на сейсмических станциях устанавливается несколько параллельно действующих регистрирующих комплексов с разным порогом чувствительности, так как возможности аппаратуры отображения информации ограничены динамическими диапазонами в $30 \div 50$ дБ на канал при аналоговой записи, и в $50 \div 70$ дБ на канал при цифровой. Дублирование существенно увеличивает затраты на технические средства и обслуживание, поэтому большинство сейсмических станций имеет только один регистрирующий комплект.

В связи с этим предлагается использовать измерительно-регистрирующий канал с нелинейной амплитудной характеристикой, соответствующей логарифмическому масштабу. Такой канал разумно сочетает в себе экономичность наблюдений с полной получаемой информацией;

$$e_p = K_{\Sigma} \cdot \log \frac{x_{\omega}}{x_{\omega_0}} \quad (1)$$

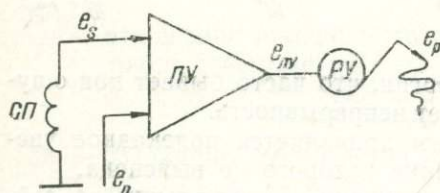


Рис. 1. Схема измерительно-регистрирующего канала.

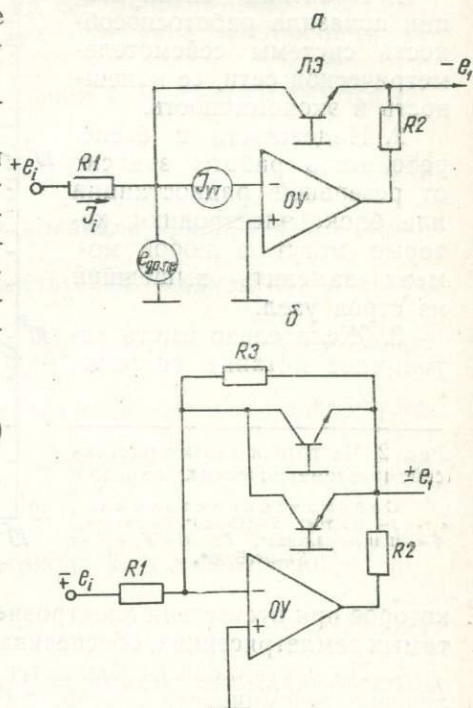


Рис. 2. Базовая схема:

а—однополярного и б—двухполярного логарифмического усилителя.

где x_{ω} — амплитуда колебаний почвы;

x_{ω_0} — амплитуда колебаний почвы, принятая за начало отсчета в логарифмическом масштабе;

K_{Σ} — суммарный коэффициент, имеющий размерность выходного сигнала регистратора;

e_p — выходной сигнал регистратора.

Для реализации способа достаточно в измерительную часть канала ввести логарифмический усилитель. На рис. 1 приведена блок-схема канала, состоящая из сейсмоприемника (СП), логарифмического усилителя (ЛУ) и регистратора (РУ).

рифмического усилителя (ЛУ) и регистрирующего устройства (РУ). Основное соотношение (1) выводится из следующих элементарных выражений:

$$e_p = K_p \cdot e_{\text{лу}}; e_{\text{лу}} = K_{\text{лу}} \cdot \log \frac{e_s}{e_0}; \quad (2)$$

$$K_{\Sigma} = K_p \cdot K_{\text{лу}},$$

где e_s — электрический сигнал на выходе сейсмоприемника;

e_0 — напряжение, соответствующее электрическому сигналу сейсмоприемника при $x_{\omega} = x_{\omega_0}$;

$K_p, K_{\text{лу}}$ — коэффициенты, характеризующие чувствительность и размерность выходных сигналов регистратора и логарифмического усилителя.

Построение сейсмометрического канала с логарифмической амплитудной характеристикой позволяет сжать широкий динамический диапазон входных сигналов, поступающих с датчика. Мера сжатия определяется соотношением выбранных динамических диапазонов x_{ω}, e_p и задается в коэффициентах $K_p, K_{\text{лу}}$. Если под относительной погрешностью измерения δ понимать выражение вида

$$\delta = \frac{\Delta x_{\omega}}{x_{\omega}} \cdot 100\%, \quad (3)$$

где Δx_{ω} — абсолютная ошибка измерения x_{ω} , то в предлагаемом нами способе регистрации δ не зависит от величины входного сигнала x_{ω} и определяется выражением:

$$\delta = \left(10^{\frac{M}{20} \cdot 10 \frac{20}{m}} - 1 \right) \cdot 100\%, \quad (4)$$

где M — динамический диапазон входных сигналов, дБ;

m — динамический диапазон регистратора, дБ.

Принципы построения ЛУ. При построении логарифмических усилителей применяется несколько основных методов: кусочно-линейная аппроксимация логарифмической передаточной характеристики; преобразование входного сигнала в дискретную форму с последующим логарифмированием и, наконец, использование элементов, имеющих «естественную» логарифмическую зависимость между входными и выходными параметрами. Первые два способа не получили широкого распространения из-за сложности технических реализаций и ограниченного диапазона логарифмирования. Наиболее приемлем способ, использующий «естественную» логарифмическую зависимость, так как построение усилителя по этому методу принципиально просто.

В качестве логарифмирующих элементов чаще всего используются полупроводниковые диоды или транзисторы, которые для ма-

лых токов имеют вольт-амперную характеристику $p-n$ -перехода, близкую к идеальной логарифмической кривой. Вольт-амперная характеристика диода определяется выражением [2]:

$$U_{\lambda} \approx \varphi_T \ln \left(\frac{I_{\text{вх}}}{I_0} + 1 \right), \quad (5)$$

где I_0 — обратный ток насыщения;
 $I_{\text{вх}}$ — прямой входной ток диода;

$\varphi_T = \frac{nT}{1,1 \cdot 10^4}$ — температурный потенциал (T — температура в гра-

дусах Кельвина; $n = 2$ для кремниевых приборов).

Если транзистор включить в цепь отрицательной обратной связи операционного усилителя ОУ (рис. 2а), то выходное напряжение ОУ будет связано с входным логарифмической зависимостью [3]:

$$e_1 = -\varphi_T \ln \left(\frac{e_i a_0}{R_i I_0} + b_0 + 1 \right) = -\varphi \ln \left(\frac{I_i a_0}{I_0} + b_0 + 1 \right), \quad (6)$$

где a_0 и b_0 — члены, определяющие погрешность логарифмической характеристики;

$$a_0 = \frac{1}{1 \mp \frac{e_{\text{др. пр}}}{e_i}};$$

$$b_0 = \frac{e_1 (R_1 \cdot K_{\text{ус}} + R_{\text{ут}})}{R_{\text{ут}} \cdot K_{\text{ус}} \cdot I_0 \cdot R_1 \cdot \left(1 \mp \frac{e_{\text{др. пр}}}{e_i} \right)}, \quad (7)$$

где $e_{\text{др. пр}}$ — напряжение дрейфа ОУ, приведенное ко входу;

$e_i(I_i)$ — входное напряжение (ток);

e_1 — выходное напряжение;

$K_{\text{ус}}$ — коэффициент усиления ОУ при разомкнутой обратной связи;

$R_{\text{ут}}$ — сопротивление утечки входа ОУ.

При входном сигнале $I_i \gg I_0$ и малом дрейфе ОУ выражение (6) можно упростить:

$$e_1 \approx -\varphi_T \ln \left(\frac{I_i}{I_0} \right). \quad (8)$$

Применение транзистора по схеме с общей базой объясняется тем, что его характеристики в таком включении имеют динамический диапазон логарифмирования от 10^{-13} до 10^{-3} А, что значительно превышает диапазон диодов.

Для построения биполярного логарифмического усилителя используется параллельно-реверсивное включение логарифмирующих элементов с шунтированием их высокоомным резистором (рис. 2б)

[4]. Логарифмический усилитель (рис. 2, б), имеет скорее базовое, чем практическое значение. Его основные недостатки следующие.

Передачная характеристика носит псевдологарифмический характер [4], так как состоит из нескольких участков, аппроксимируемых разными законами: логарифмический, линейный (малые сигналы) и зона перехода от линейного к логарифмическому. Диапазон логарифмирования ограничен напряжением дрейфа ОУ и величиной шунтирующего сопротивления. Усилитель имеет большие температурные погрешности за счет неконтролируемого члена I_0 и температурного потенциала фт.

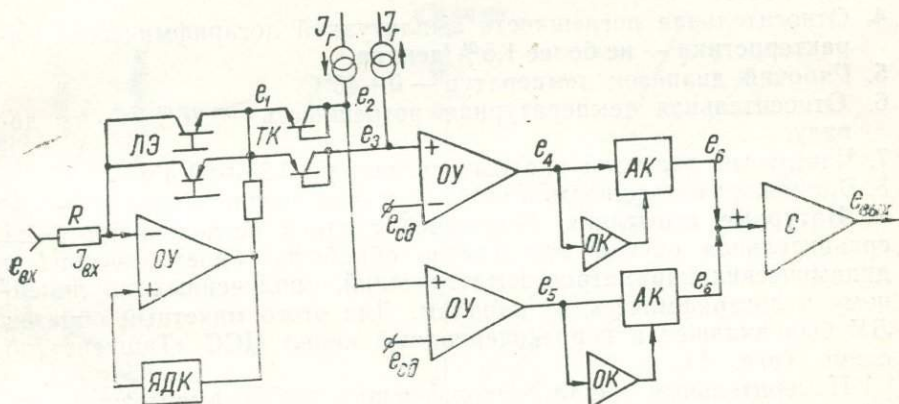


Рис. 3. Структурно-функциональная схема логарифмического усилителя.

Все это ограничивает применение подобных усилителей в системах измерения знакопеременных сигналов. С целью получения метрологически надежной логарифмической передачной характеристики разработан двуполярный усилитель оригинальной конструкции.

Структурно-функциональная схема ЛУ (рис. 3) содержит следующие узлы:

входной операционный усилитель (ОУ) с разнополярными логарифмирующими элементами (ЛЭ) в цепи отрицательной обратной связи (базовая схема);

триоды компенсации (ТК) и напряжения сдвига уровня ($U_{сд}$), определяющие положение точек пересечения логарифмических амплитудных характеристик разных знаков, с нулевой осью;

вторичные усилители (ОУ) с коэффициентом усиления ~ 10 , повышающие крутизну ЛАХ;

аналоговые ключи (АК), вырезающие необходимые участки сигнала;

ноль-компараторы (ОК), которые управляют работой аналоговых ключей;

сумматор (С), складывающий положительные и отрицательные участки прологарифмированного сигнала.

Кроме этих функциональных узлов, имеющих непосредственное отношение к формированию ЛАХ, в схему введена ячейка динамической компенсации ЯДК. Она в значительной степени позволяет снизить температурный и временной дрейф входного операционного усилителя.

Параметры ЛУ 1. Динамический диапазон логарифмирования — 120 дБ/на знак. 2. Интервал входных сигналов:

- а) по напряжению: от $\pm 10^{-5}$ до $\pm 10^1$ В.
 - б) по току: от 10^{-9} до 10^{-3} А.
3. Крутизна амплитудной логарифмической характеристики 0,6 В/декада.
 4. Относительная погрешность амплитудной логарифмической характеристики — не более 1,5%/декада.
 5. Рабочий диапазон температур — $0+40^\circ\text{C}$.
 6. Относительная температурная погрешность — $0,26\%/^\circ\text{C}$ на декаду.
 7. Частотный диапазон входных сигналов — $0,25 \div 20$ Гц.
 8. Временная погрешность в нижней декаде входного сигнала — 5%.

Натурные испытания. Последней стадией исследований была сравнительная оценка результатов обработки кинематических и динамических параметров землетрясений, полученных по линейному и логарифмическому каналам. Для этого макетный образец ЛУ был включен в короткопериодный канал ЦСС «Ташкент» по схеме (рис. 1).

Измерительный канал, использующий логарифмическую амплитудную характеристику, имеет относительное, а не абсолютное начало амплитудной оси ординат. В связи с этим вступления P -волн будут регистрироваться с некоторой временной задержкой (τ), зависящей от скорости нарастания фронта первого вступления и величины x_{w_0} (логарифмический 0). За x_{w_0} принято значение максимальной амплитуды смещения сейсмического шума.

Расчетное значение ошибки τ можно найти из следующего выражения:

$$\tau \approx \frac{\arcsin y}{2\pi f\omega}, \quad (9)$$

где $f\omega$ — основная гармоника первой фазы P -волны;

$y = \frac{x\omega}{x\omega_0}$ — отношение сигнал/шум.

На основании формулы (9) построены зависимости τ от отношения сигнал/шум, при разных значениях $f\omega$ (рис. 4).

Штрих-пунктирными линиями отмечены области временных случайных ошибок интерпретатора Δt в определении первого вступления P -волн. При всех прочих равных условиях Δt зависит от скорости развертки, поэтому на графике даны зоны Δt для разверток 240 и 120 мм/мин. Для близких и удаленных землетрясений,

когда основная гармоника f_0 первого цуга P -волны больше или равна 0,3 Гц, а отношение $\frac{x_w}{x_{w_0}}$ — больше или равно двум, временную погрешность за счет τ можно не учитывать.

Для практической проверки сравнивали времена вступлений определенных по линейному и логарифмическому каналам. Для землетрясений с четким вступлением величина τ варьирует в пределах 0—0,1 сек., а для землетрясений с нечеткими вступлениями τ изменяется в диапазоне $+0,05 \div -0,35$.

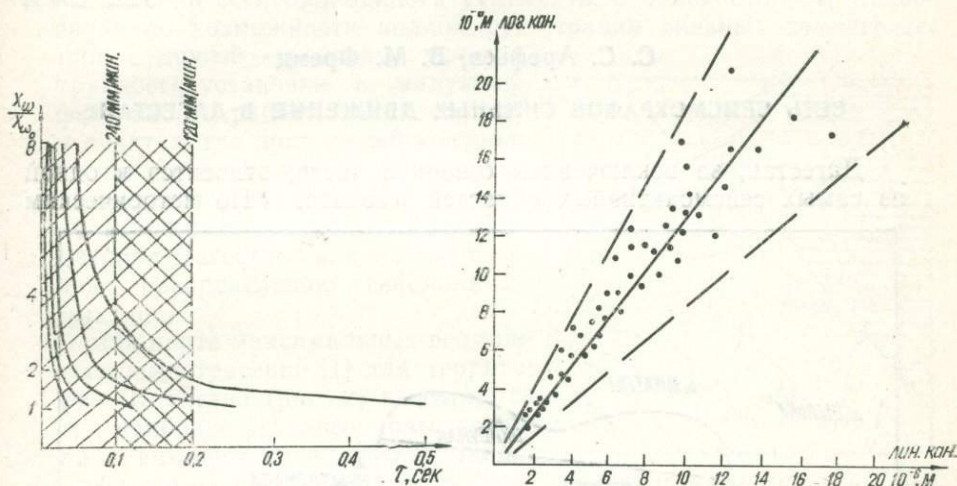


Рис. 4. Теоретические значения τ в функции x_w/x для разных значений f_0 .

Рис. 5. Экспериментальные данные по результатам амплитудной обработки землетрясений, зарегистрированных логарифмирующим каналом.

Результаты амплитудной обработки землетрясений показаны на графике рис. 5. На горизонтальной оси координат отложены смещения почвы, полученные по обычному каналу, а на вертикальной — смещения почвы, по логарифмическому.

По облаку экспериментальных точек (рис. 5) можно провести экстраполирующую интегральную кривую, аппроксимируемую прямой линией, выходящей из начала координат и имеющей наклон $\sim 55^\circ$. Угол наклона больше 45° указывает на наличие систематической погрешности, связанной, вероятно, с неточным определением масштабов для линейного и логарифмического каналов. Отклонение точек от аппроксимируемой прямой характеризует величину случайной ошибки. Увеличение дисперсии случайной ошибки с ростом x_w объясняется тем, что логарифмический канал имеет постоянную относительную величину случайной ошибки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М., «Наука», 1974.
2. Gibbons I. T. and Horn H. S. A. Circuit with logarithmic Transfer Response over 9 Decades «IEEE Transactions on Circuit Theory» vol. CT—1964, No. 9, p. 378—384.
3. Ильюкович А. М., Всевожский Л. А. Измерительные усилители малых токов с логарифмической характеристикой. М., 1974.
4. Проектирование и применение операционных усилителей. М., 1974.

УДК 550.34

С. С. Арефьев, В. М. Фрейд

СЕТЬ СЕЙСМОГРАФОВ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ДАГЕСТАНЕ

Дагестан, за исключением северной части, относится к одной из самых сейсмоактивных областей Кавказа. По историческим

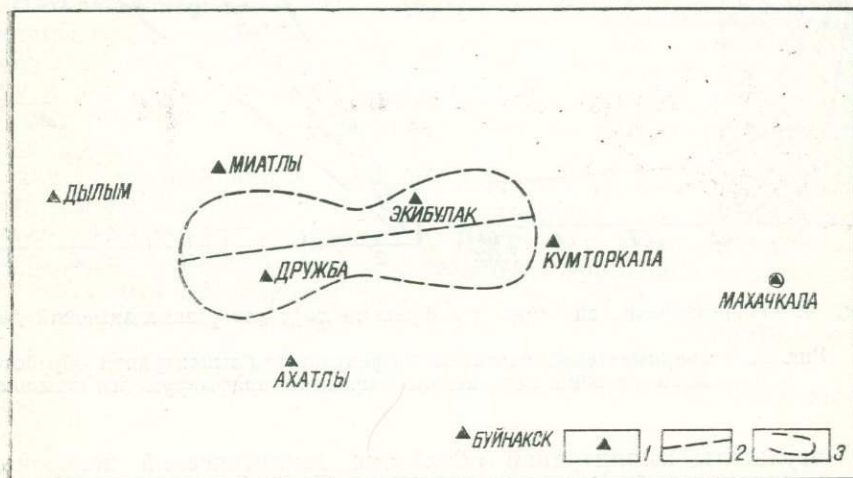


Рис. 1. Карта -схема сети станций эпицентральных наблюдений после землетрясения 14 мая 1970 г.:

1—сейсмические станции; 2—направление главного разрыва; 3—область афтершоков.

данным, здесь отмечались катастрофические землетрясения в 1667 г. ($M=6,5$) и в 1830 г. ($M=6,3$). За последние годы на территории Дагестана сильнейшим инструментально зарегистрированным землетрясением Кавказа явилось землетрясение 14 мая 1970 г.

Сразу после землетрясения 14 мая 1970 г. Институтом физики Земли АН СССР при участии Дагестанского филиала АН СССР организована сеть экспедиционных станций для эпи-

центральных наблюдений. На основе экспедиционных станций после их свертывания создана сеть стационарных¹. Уже в 1973 г. на территории Дагестана функционировало три, а в 1976 г. — шесть стационарных сейсмических станций.

На карте-схеме сети станций (рис. 1) при эпицентральных наблюдениях после землетрясения 1970 г. показаны также зона афтершоков и положение главного разрыва. Довольно большое число ощутимых землетрясений настоятельно требовало оснащения сети станций приборами для записи сильных движений. При развертывании сети приходилось учитывать, с одной стороны, требование по возможности полной регистрации сильных землетрясений, с другой — реальные условия: трудности установки и малую эффективность работы таких станций в пунктах, где постоянный контроль за ними невозможен. В то же время имеющиеся сейсмические станции весьма удачно распределены по территории Дагестана и, в общем, отвечают распределению сейсмоактивных зон.

На карте максимальных возможных землетрясений [1] для территории Дагестана (рис. 2) выделяются три наиболее активные зоны: северная, юго-восточная, юго-западная. Здесь же расположены все постоянные сейсмические станции Дагестана. Самая активная зона располагается в северных предгорьях Дагестана и включает в себя область землетрясений 1830 г., 14 мая 1970 г., 9 января 1975 г. и др. Следует отметить, что здесь расположена Чиркейская ГЭС и намечено строительство целого каскада высотных ГЭС. Изучать сейсмичность района необходимо вследствие его народнохозяйственного значения и аномально высокой активности, проявившейся за последние годы. Дагестанским филиалом АН СССР здесь, в Буйнакске, Дубках и Дыльме, установлены сейсмические станции, которые вместе со станцией Махачкалы позволяют регистрировать все землетрясения этой зоны до 6-7 энергетического класса. Две другие зоны в последние годы проявили себя менее сильными землетрясениями. Здесь установлены две сейсмические станции — Дербент и Ахты.

Оценим энергию землетрясения и какие зоны будут охвачены данной сетью. Предположим, что уровень запуска установки в

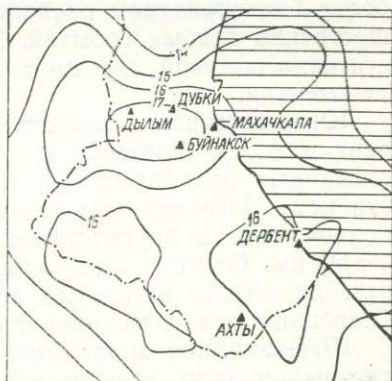


Рис. 2. Карта максимальных возможных землетрясений для территории Дагестана и расположение постоянных станций.

¹ Работы проводились лабораторией сейсмологии Дагестанского филиала АН СССР под руководством Р. А. Левковича.

баллах на всех станциях I-3-4 балла; воспользуемся макросейсмической палеткой Шебалина [2].

Северная зона. Здесь расположены четыре сейсмические станции, оснащенные приборами для записи сильных движений. Средняя глубина очага примерно 10 км [3]. Располагаются станции на расстоянии от возможного землетрясения до ближайшей станции не более 60 км ($\Delta \leq 60$ км). По палетке Шебалина можно рассчитать, что, начиная с магнитуды $M=4,0-4,5$, все землетрясения в этой зоне будут записываться хотя бы одной станцией сильных движений. Землетрясения с $M \geq 4,5-5,0$ должны быть записаны всеми четырьмя станциями. Эти оценки — предельные на случай наихудшего расположения эпицентра землетрясения. При более благоприятном расположении возможна регистрация существенно слабых событий. Эти выводы, конечно, верны при достаточно высокой надежности установок для записи сильных землетрясений.

Юго-восточная зона. Здесь расположены сейсмостанции Дербент и Ахты. Достаточных инструментальных данных для обоснованных предложений о глубине землетрясений в этой области нет. Известно только, что средние величины здесь гораздо больше, чем в других зонах. Для наших оценок предполагается $h=50$ км. Отсюда минимальная регистрируемая приборами сильных движений магнитуда землетрясения $M=5,0$ (при наименее благоприятном расположении эпицентра $\Delta=60$ км).

Юго-западная зона. Этот район малонаселенный и труднодоступный и хуже всех оснащен приборами сильных движений. Здесь нет стационарных сейсмических станций и в будущем они не планируются. Ближайшие к этой зоне — сейсмостанции Дылым, Буйнакск, Дербент и Ахты. При наихудшем расположении эпицентра $\Delta=100-120$ км и предположительной средней глубине $h=10$ км, как и в первой зоне, минимальная регистрируемая прибором сильных движений магнитуда землетрясения $M=5,0-5,5$.

Начиная с магнитуды $M=5,5$ землетрясение, происшедшее на территории Дагестана, должно быть записано всеми установками сильных движений.

При эпицентральных наблюдениях 1970 г. станции Дружба, Эки-Булак и Буйнакск (рис. 1) оборудованы осциллографами ИСО-II с сейсмометрами С5С для регистрации смещений при землетрясениях интенсивностью 3—7 баллов и осциллографами ОСБ-VIM с сейсмометрами С5С для регистрации слабых толчков. Кроме того, на станциях Дружба и Эки-Булак установлены велографы (ИСО-II, С5С, ГБ-IV 120 Гц), а на станциях Ахатлы, Маатлы и Кумторкала — каналы записи смещений с осциллографами ОСБ-ИМП и сейсмометрами СМ-2 (рис. 3).

Всего за четыре месяца работы временной сети получено около трехсот записей землетрясений интенсивностью от 2—3-х до

6—7 баллов (осциллографы ИСО-II) и несколько сот записей более слабых толчков. Для нескольких десятков землетрясений имеются произведенные в одной точке записи смещений и скоростей колебаний грунта, совместный анализ которых позволил дать некоторые методические рекомендации [4].

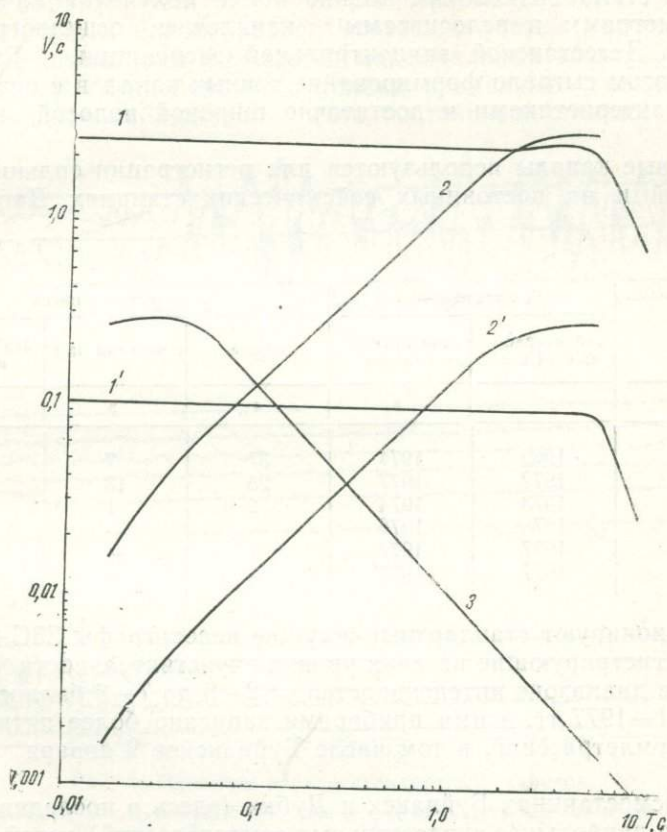


Рис. 3. Кривые чувствительности приборов для регистрации сильных землетрясений:

1—С5С+ИСО—каналы записи смещений; 2—С5С+ИСО—скоростей (стандартные); 3—акселерограф ССРЗ.

Число станций, их удачное взаимное расположение и близкие к оптимальным амплитудные частотные характеристики аппаратуры дали возможность уверенно регистрировать во всей зоне афтершоки, начиная с энергетического класса $K=8$, достичь средней точности определения координат очагов ± 2 км и для подавляющего большинства зарегистрированных событий провести полную динамическую обработку записей.

В результате комплексного использования данных [5], построена физическая модель развития процессов в очаговой зоне прошедшего землетрясения. Оказалось, что весьма продуктивно использовать сейсмограммы осциллографов ИСО. Отметим, что практическое решение важнейшей задачи выделения остаточных смещений стало возможным только после получения качественных сейсмограмм и велосиграм каналов с осциллографами ИСО-II в Дагестанской эпицентральной экспедиции. Главную роль при этом сыграло формирование точных каналов с оптимальными характеристиками и достаточно широкой полосой пропускания.

Подобные каналы используются для регистрации сильных землетрясений и на постоянных сейсмических станциях Дагестана,

Т а б л и ц а

Станция	Год установки		Количество записей		
	сейсмографа С5С+ИСО	стандартных каналов	общее	с началом на Р	без привязки времени
1	2	3	4	5	6
Махачкала	1969	1974	37	7	2
Буйнакск	1972	1977	25	13	8
Дылым	1973	1974	2	1	—
Ахты	1976	1976	—	—	—
Дубки	1977	1977	1	—	—
Дербент	1977	1977	—	—	—

где функционируют стандартные ждущие велосиграфы С5С+ИСО-IIМ [6], регистрирующие на двух уровнях чувствительности землетрясения в диапазоне интенсивностей от 2—3 до 7—8 баллов. В течение 1971—1977 гг. этими приборами записано более пятидесяти сильных землетрясений, в том числе Буйнакское 9 января 1975 г. ($K=14$).

На сейсмостанциях Буйнакск и Дубки (здесь в последние годы произошло наибольшее число сильных землетрясений) установлены акселерографы ССРЗ для записи землетрясений интенсивностью до 10 баллов. В таблице приведен перечень сейсмических станций Дагестана, оснащенных сейсмографами С5С+ИСО для записи сильных движений в порядке хронологии их открытия; дана информация о количестве записей разного типа; в графе «количество записей с началом на Р» указано количество землетрясений, записи которых можно считать полноценными, т. е. потеряна лишь небольшая часть фазы. Р. Для всех других записей прибор включился на той или иной части фазы S и информативность таких записей гораздо меньше.

Видно, что большое количество записей получено при запуске прибора на фазе S. Такие записи использовать для спектрального

анализа невозможно и пока трудно оценить их полезную информацию.

На рис. 4 представлены в качестве примера несколько записей, полученных на установках С5С+ИСО на разных станциях Дагестана.

Таким образом, сеть приборов регистрации сильных движений в сейсмоактивном районе разворачивается с учетом расположения основных очаговых зон и областей максимальных возможных землетрясений. В случае сильного толчка временные станции для эпицентральных наблюдений и сеть постоянных станций должны

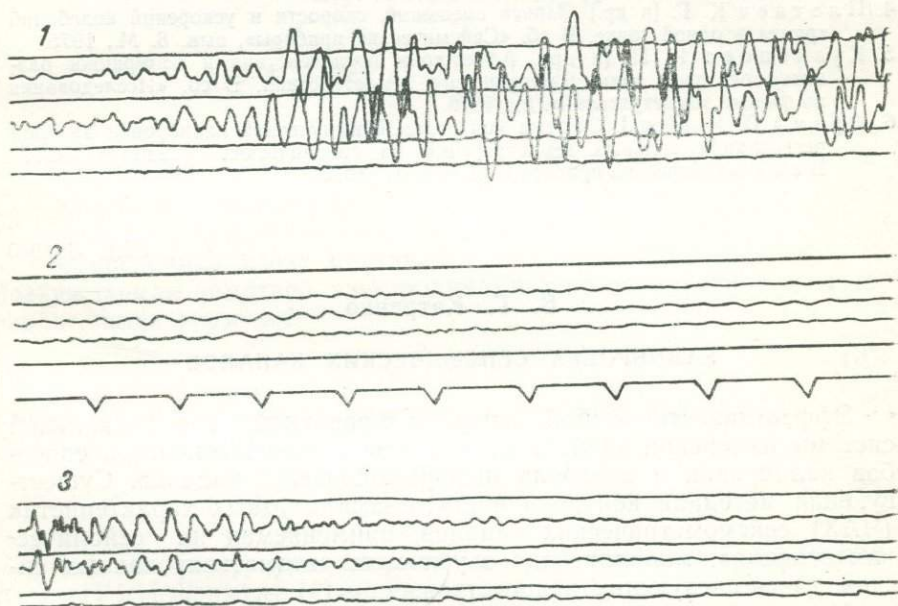


Рис. 4. Примеры записи стандартных каналов:

Сеймостанции; 1—„Махачкала“ (9.I. 1975 23 час 40 мин; $K=13,4$; $\Delta=40$ км); 2—„Дубки“ (14.III. 1977 16 час 35 мин; $K=12$; $\Delta=55$ км); 3—„Буйнакс“ (26.II. 1977 16 час. 11 мин; $K=10$; $\Delta=7$ км);

взаимно дополнять друг друга и оснащаться однотипной аппаратурой сильных движений.

Сеть постоянных станций в Дагестане развивается после 1970 г. главным образом на базе временных станций, функционировавших при эпицентральных исследованиях землетрясения 14 мая 1970 г. До 1970 г. на территории Дагестана работала одна сейсмическая станция Махачкала. В настоящее время в Дагестане функционируют шесть постоянных станций, оснащенных приборами для записи сильных движений. Как при эпицентральных исследованиях, так и на постоянных станциях в настоящее время основой сети приборов сильных движений являются ждущие гальва-

нометрические каналы С5С+ИСО, регистрирующие землетрясения в диапазоне интенсивностей от 2—3 до 7—8 баллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арефьев С. С. [и др.]. Некоторые вопросы сейсмичности Дагестана. Труды И. Г. Даг. фил. АН СССР, № 1. Махачкала, 1977.
2. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., 1974.
3. Арефьев С. С. [и др.]. Карты сотрясаемости Дагестана. В кн. «Сейсмическая сотрясаемость территории СССР». М., 1978.
4. Плетнев К. Г. [и др.]. Записи смещений, скорости и ускорений колебаний грунта в одной точке. В сб. «Сейсмические приборы», вып. 8. М., 1975.
5. Кузнецова К. И. [и др.]. Афтершоки последствия и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения. В сб. «Исследования по физике землетрясений». М., 1976.
6. Фрейд В. М. [и др.]. Система контрольной импульсной калибровки каналов регистрации сильных землетрясений на сейсмических станциях СССР. В сб. «Сейсмические приборы», вып. 8. М., 1975.

УДК 550.340

В. Г. Катренко

КАЛИБРОВКА СЕЙСМИЧЕСКИХ КАНАЛОВ

Эффективность любой автоматизированной многоканальной системы измерений зависит от качества и технологичности способов калибровки и контроля информационных каналов. Существующая методика контроля частотно-амплитудных характеристик (ЧАХ) сейсмометрических каналов, применяемая на сейсмических станциях, малоприспособна в условиях автоматизированных систем из-за следующих недостатков:

- 1) невозможности осуществления оперативного контроля при большом количестве каналов;
- 2) временных потерь при расчете характеристик;
- 3) малой точности амплитудных характеристик.

В настоящее время широко распространена импульсная калибровка, при которой в катушку маятника подается нормированный по амплитуде и длительности П-импульс.

В этом случае частотная характеристика канала находится из известного выражения:

$$K_{(\omega)} = \frac{V_x}{V_y}, \quad (1)$$

где K_{ω} — комплексная частотная характеристика;
 V_x — спектр выходного сигнала (отклик канала);
 V_y — спектр входного канала.

При этом предполагается, что спектр входного сигнала значительно превышает полосу пропускания системы.

Кроме простоты и скорости контроля ЧАХ каналов импульсная калибровка позволяет более технологично осуществлять как выборочный, так и одновременный контроль практически всех каналов.

Рассмотрим импульсное возбуждение сейсмометра, в случае, когда в катушку маятника подается импульс тока I_0 .

Уравнение движения маятника в случае вынужденных механических колебаний $[X(t)]$ имеет вид [1]:

$$\ddot{\theta} + 2\xi_1 \dot{\theta} + n_1^2 \theta = -\frac{\ddot{X}}{l_1}, \quad (2)$$

где

$$\left. \begin{aligned} \xi_1 &= 2\pi f_s D \\ n_1 &= 2\pi f_s \end{aligned} \right\} \text{при } \xi_1 < n_1,$$

f_s — собственная частота сейсмометра;

D — затухание сейсмометра;

θ — угловое отклонение маятника;

l_1 — приведенная длина маятника.

Возбуждаемая обмоткой электродинамического маятника э. д. с. определяется формулой:

$$e_s = G\dot{\theta}, \quad (3)$$

где G — электродинамическая постоянная маятника.

Подставляя (3) в (2), получаем:

$$\dot{e}_s + 2\xi_1 e_s + n_1^2 \int e_s d\theta = -\frac{\ddot{X}}{l_1} G. \quad (4)$$

Так как нас интересуют **скоростные** характеристики смещения почвы $[V(t)]$, формулу (4) можно переписать:

$$\dot{e}_s + 2\xi_1 e_s + n_1^2 \int e_s d\theta = -\frac{\dot{V}}{l_1} \cdot G. \quad (5)$$

При подаче в катушку маятника электрического тока I_0 (считая, что $V(t) \approx 0$) мы имеем

$$\dot{e}_s + 2\xi_1 e_s + n_1^2 \int e_s d\theta = \frac{I_0 G^2}{K_1}, \quad (6)$$

где K_1 — момент инерции маятника.

Так как уравнения (5) и (6) — линейные дифференциальные, применим к их обоим частям преобразование Фурье [2]:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-j\omega t} dt. \quad (7)$$

Получим:

$$\left(j\omega + 2\xi_1 + \frac{n_1^2}{j\omega}\right) S_{e_s} = \frac{j\omega G}{e_1} S_V \quad (8)$$

$$\left(j\omega + 2\xi_1 + \frac{n_1^2}{j\omega}\right) S_{e_s} = \frac{G^2}{K_1} S_I, \quad (9)$$

где S_{e_s} — спектр выходного напряжения отклика сейсмометра;

S_V — спектр входного механического сигнала $V(t)$;

S_I — спектр входного электрического сигнала $I(t)$.

Если спектры откликов S_{e_s} в уравнениях (8), (9) равны, то приравняв их правые части, получаем:

$$S_V \frac{j\omega G}{l_1} = \frac{G^2}{K_1} S_I \quad \text{или} \quad S_V = \frac{G l_1}{K_1} \cdot 1/j\omega \cdot S_I. \quad (10)$$

Согласно уравнению (1) комплексная частотная характеристика маятника относительно скорости перемещения почвы находится из выражения

$$K_{(\omega)} = \frac{S_{e_s}}{S_V}$$

или относительно калибровочного электрического воздействия

$$K_{(\omega)} = \frac{S_{e_s} \cdot j\omega}{S_I}. \quad (11)$$

Частотно-амплитудная характеристика (для $e_s(V)$) маятника определится из выражения:

$$E = \frac{K_1}{G_1 l_1} \cdot \left(\frac{S_{e_s} \cdot j\omega}{S_I} \right). \quad (12)$$

Если модуль спектра воздействия $S_I \approx 1$, то

$$E = \frac{K_1}{G_1 l_1} (S_{e_s} \cdot j\omega). \quad (13)$$

В качестве импульса возьмем единичный импульс П-образной формы. Его спектр описывается выражением:

$$S_I = I_0 \tau \frac{\sin \omega \frac{\tau}{2}}{\omega \frac{\tau}{2}}, \quad (14)$$

где

τ — длительность импульса;

I_0 — величина тока воздействия.

Из неравенства $\frac{\sin \omega_{\text{гp}} \tau / 2}{\omega_{\text{гp}} \tau / 2} \geq 0,95$, где $\omega_{\text{гp}}$ — максимальная круговая частота полезного сигнала, можно получить значение τ . Принимая $\omega_{\text{гp}} = 2\pi f_{\text{гp}} = 125,6$, получаем $\tau \leq 10^{-2}$ сек. Таким образом, уравнение (13) запишется следующим образом:

$$E = \frac{K}{G_1 l_1 \tau I_0} \cdot (\overline{S_{e_s} \cdot j\omega}). \quad (15)$$

Теперь рассмотрим импульсное возбуждение маятника для получения формы отклика (временной характеристики), а также нахождения амплитуды калибровочного тока I_0 по заданной максимальной амплитуде выходного напряжения.

Применим к уравнению (6) преобразование Лапласа, считая, что $I(t)$ — прямоугольный импульс тока. Его аналитическое выражение может быть записано как:

$$I(t) = \sigma(t) - \sigma(t - \tau). \quad (16)$$

Таким образом,

$$e(t) \div \rightarrow E(P) \\ E(P) \left[P + 2\xi_1 + \frac{n_1^2}{P} \right] = \frac{I_0 G^2}{K_1 P} (1 - e^{-\tau P}). \quad (17)$$

Откуда

$$E(P) = \frac{I_0 G^2}{K_1} \frac{(1 - e^{-\tau P}) P}{(P^2 + 2\xi_1 P + n_1^2) P}. \quad (18)$$

Функцию $e(t)$ находим как оригинал изображения (18), т. е.:

$$e(t) = \int_0^t g(t-u) I(u) du = \int_0^t g(t-u) [\sigma(u) - \sigma(u - \tau)] du \\ \left\{ \begin{array}{l} = \int_0^t g(t-u) du = \int_0^t g(u) du \quad 0 < t < \tau \\ = \int_0^t g(t-u) du = \int_{t-\tau}^t g(u) du \quad \tau < t < \infty, \end{array} \right.$$

где

$$g(t) = e^{-\xi_1 t} \left[\cos(\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}) t - \frac{\xi_1}{\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}} \sin(\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}) t \right]. \quad (19)$$

При достаточно малом τ получаем приближенное решение уравнений (19), описывающих форму электрического сигнала на выходе сейсмометра:

$$e(t) \approx \left(\frac{I_0 G_1^2}{K_1} \right) \cdot \frac{e^{-\xi_1 t}}{\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}} \sin(\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}) t \quad \text{при } 0 < t < \tau \quad (20)$$

$$e(t) \approx \left(\frac{I_0 G_1^2}{K_1} \right) \frac{(1 - e^{\xi_1 \tau}) e^{-\xi_1 t}}{\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}} \sin(\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}) t \quad \text{при } \tau < t < \infty. \quad (21)$$

Так как нас интересуют значения $e(t)$ при $t \geq \tau$, взяв производную уравнения (21) и приравняв ее к 0, можно получить значение максимумов e_{01} и их времена t_{01} :

$$\begin{aligned} & \frac{I_0 G^2 (1 - e^{\xi_1 \tau})}{K_1 \sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}} \left[\xi_1 e^{-\xi_1 t} \sin(\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}) t + \right. \\ & \left. + e^{-\xi_1 t} \sqrt{n_1^2 - \xi_1^2} \cdot \cos(\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}) t \right] = 0 \end{aligned} \quad (22)$$

$$t_{01} = \frac{\operatorname{arctg} \frac{\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}}{\xi_1}}{\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}} \quad \text{или} \quad t_{01} = \frac{\operatorname{arctg} \sqrt{\frac{1}{D^2} - 1}}{2\pi f_s \sqrt{1 - D^2}}. \quad (23)$$

Подставив в формулу (23) данные маятника D и f_s , получаем t_{01} , а t_{01} — в формулу (21), и решая его относительно I_0 , получаем формулу расчета амплитуды тока Λ импульса, подаваемого в катушку маятника:

$$I_{01} = \frac{e_{01} K_1 \sqrt{n_1^2 - \xi_1^2} \cdot e^{\xi_1 t_{01}}}{G_1^2 (1 - e^{\xi_1 \tau}) \sin(\sqrt{n_1^2 - \xi_1^2}) t_{01}}. \quad (24)$$

Опишем теперь схемотехническую часть импульсной калибровки. Блок состоит из трех основных узлов: генератора одиночного импульса, буферного усилителя, ключевой схемы. Основное требование, предъявляемое к нему — стабильность импульса по длительности и амплитуде.

Генератор одиночного импульса. В качестве опорного генератора одиночного импульса (ГОИ) можно принять схему одновибратора, выполненного на операционном усилителе [3] (рис. 1). В устойчивом состоянии выходное напряжение схемы равно $-V_z$, а напряжение на конденсаторе C_1 фиксируется на уровне $\sim 0,6 V$. Положительный импульс с амплитудой более $+V_z/2$ с коллектора транзистора T_1 вызовет скачкообразное изменение выходного напряжения к положительному уровню $+V_z$. После этого конденсатор начнет заряжаться до $+V_z$ через резистор R_1 . Когда V_0 достигнет $+V_z/2$, выходное напряжение снова скачкообразно возвратится к уровню $-V_z$. На этом завершается процесс генерации одного импульса. Конденсатор C_2 разряжается через $R_2 D_1$.

Применяя стабилитрон Д818Г с ТКН — 0,005% 1°С и $R^* \approx 18$ кОм, получаем $\Delta I_{0,0} \approx 5\% \cdot 10^{-8}$ А на 1°С, т. е. относительная нестабильность амплитуды тока $\frac{\Delta I}{I} = 1 \cdot 10^{-4}$ или 0,01%. Таким образом, буферный усилитель [совместно с ГОИ отвечает заданным техническим требованиям.

Ключевая схема необходима для коммутации импульса калибровки с ГОИ в катушку сейсмометра. Импульс тока может подаваться как в демпфирующую, так и в рабочую катушки.

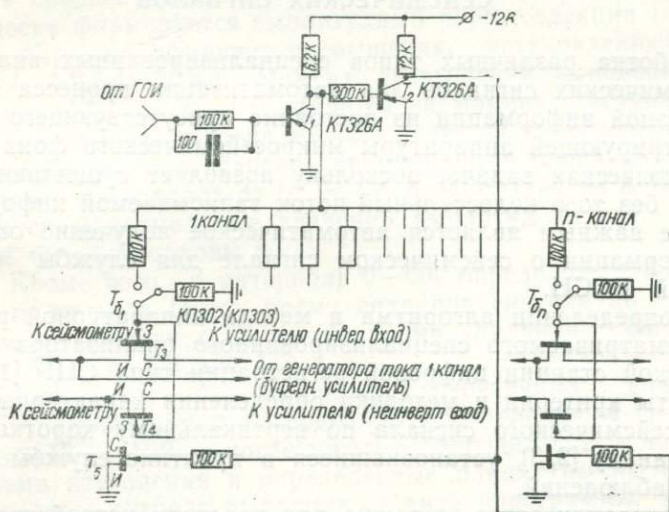


Рис. 3. Электрическая схема коммутации импульса калибровки.

В первом случае импульс поступает непосредственно на клеммы демпфирующей катушки, во втором — посредством ключевой схемы подается в рабочую катушку. При этом ключевая схема на время действия импульса отсоединяет входы усилителя от катушки маятника и подсоединяет к ней источник эталонного тока с буферного усилителя. На рис. 3 показана электрическая схема коммутирующих ключей.

Первый ключ T_1 управляет аналоговыми T_3T_4 . Второй ключ T_2 управляет аналоговыми T_5 . В обычном состоянии ключи T_1, T_3, T_4 открыты, T_2T_5 закрыты. Во время поступления импульса с ГОИ ключи T_3T_4 закрываются и разрывают цепь усилитель — маятник. В то же время ключ T_5 открывается и замыкает на землю ток от генератора тока через катушку маятника.

ЛИТЕРАТУРА

1. Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Ч. 2. М., 1955.
2. Харкевич А. А. Избранные труды. Т. 2. М., 1973.
3. Проектирование и применение операционных усилителей. М., 1974.

УДК 550.3403

**В. А. Ан, И. П. Башилов, А. А. Васильев,
В. И. Ерофеев, В. А. Коновалов**

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЙ АНАЛИЗАТОР СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Разработка различных типов специализированных анализаторов сейсмических сигналов для автоматизации процесса выделения полезной информации из постоянно присутствующего на входе регистрирующей аппаратуры микросейсмического фона — важная практическая задача, поскольку позволяет существенно сократить и без того колоссальный поток записываемой информации. Не менее важным является автоматическое получение оперативной информации о сейсмическом сигнале для службы срочных донесений ЕССН.

При определении алгоритма и метода аппаратурной реализации рассматриваемого специализированного анализатора для геофизической станции цифровой регистрации типа СЦР [1] за основу взяты критерии и методика определения характерных параметров сейсмического сигнала по вертикальному короткопериодному z -каналу [2, 3], установившиеся в практике службы сейсмических наблюдений.

На основании этого, а также для простоты устройства в анализаторе использован только амплитудный признак выделения полезного сигнала как наиболее очевидный и легко реализуемый аппаратно, хотя и следует ожидать, что часть сигналов с амплитудами, близкими к уровню микросейсмического фона, будет не выделена.

Существенными отличиями системы амплитудного включения использованной в анализаторе СЦР, от ранее применяемых в сейсмической аппаратуре [4, 5], кроме схемной реализации, являются;

порог, отслеживающий медленные вариации среднего значения амплитуды сейсмического фона;

возможность оперативного регулирования коэффициента превышения порога над уровнем сейсмического фона;

наличие схемы блокировки по длительности превышения сигнала заданного порога;

возможность установки заданного числа превышений сигнала над уровнем сейсмического фона.

Все это делает систему включения более чувствительной и при этом уменьшает количество ложных включений. Команда выключения вырабатывается по времени (время задается) или по спаданию сигнала до уровня фона.

Предусмотрена возможность изменения основных установочных характеристик схемы включения, что расширяет область применения данного анализатора. Выбор аналого-цифрового метода построения анализатора продиктован идеологией построения самой системы цифровой регистрации СЦР.

Сущность работы анализатора заключается в следующем. Непрерывно в реальном времени в текущем интервале t_i определяется среднее значение уровня микросейсмического фона. Автоматически формируется амплитудный порог селекции $U_{\Pi} = U_{\text{мср}} \times K_{\text{пр}}$, где $K_{\text{пр}}$ — коэффициент превышения, установленный оператором ($K_{\text{пр}} = 1, 2, 3, 4 \pm 20\%$). Момент превышения мгновенной величины сигнала A , над U_{Π} принимается за момент вступления сигнала t_0 . В этот момент тогда же определяется знак первого вступления и запрашивается значение времени t_0 из блока службы времени. Затем в интервалах от t_0 : 0—6с, 6—12с, 12—18с и 18—60с определяются максимальные значения амплитуд A_{1+4} и соответствующие им полупериоды τ_{1+4} .

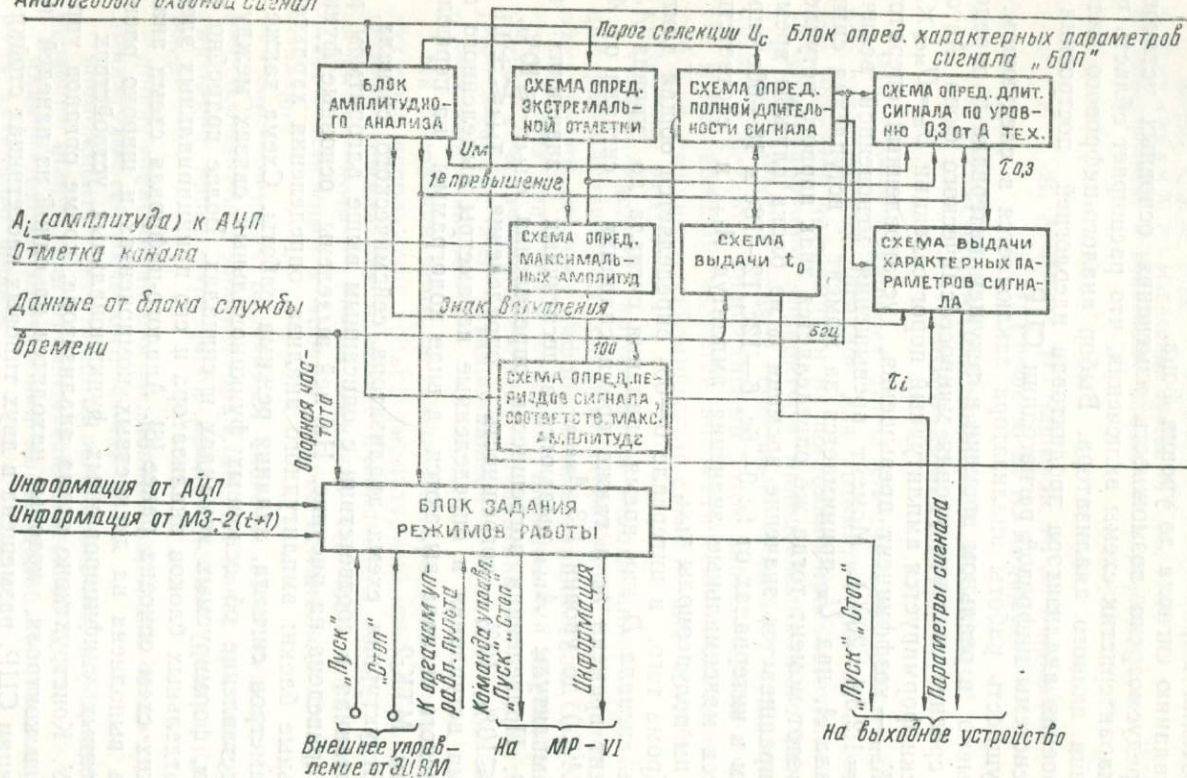
Кроме того, в интервале 0—60с определяется общая длительность сигнала D как время спадания сигнала до уровня $A_{\text{ср}}$, в момент времени t_0 , а также время спадания сигнала от $A_{\text{макс}}$ (из A_{1+4}) до уровня $1/3 A_{\text{макс}}$.

Амплитуды A_{1+4} выдаются в десятичных значениях кода СЦР. Приведенная погрешность определения $A_{1+4} \leq 10\%$, D и $D_{0,3} \leq 10\%$, 10% — погрешность определения $\tau_{1+4} \leq \pm 0,1$ сек. Время вступления и определенные параметры выделенного сейсмического сигнала выдаются в виде кодограммы на перфоленту кодом МТК-2.

Структурная схема анализатора сейсмического сигнала, разработанная в соответствии с описанным выше алгоритмом работы, приведена на рисунке. На ней выделены основные функциональные блоки: амплитудного анализа, определения характерных параметров сигнала, задания режима работы. Схема также дает представление об основных функциональных связях между блоками, формируемых командах и сигналах. Более подробно работа отдельных блоков анализатора и его принципиальных электрических схем описана ранее [6]. Аналого-цифровая схема анализатора выполнена на дискретных компонентах и широко распространенных унифицированных функциональных устройствах типа УФУ. Конструктивно схема анализатора, кроме органов управления и контроля, которые находятся на одной из панелей пульта станции СЦР, размещена в двух типовых кассетницах стойки станции. Элементы схемы смонтированы на платах, которые вставляются в кассетницы по специальным направляющим. Такая конструкция обеспечивает не только большую унификацию деталей

СТРУКТУРНАЯ СХЕМА АНАЛИЗАТОРА СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Аналоговый входной сигнал



и сборочных единиц, но и создает максимум удобств при эксплуатации анализатора. Подобным анализатором укомплектованы все системы типа СЦР выпуска ОКБ ИФЗ АН СССР (более 20 компл.). Использование этих систем на сейсмических станциях позволяет обеспечить полную автоматизацию процесса получения оперативных данных для службы срочных донесений, а также дает возможность накапливать только сигналы, превышающие по амплитуде средний уровень фона (старт-стопный режим работы накопителя информации на магнитной ленте с включением его по превышению и выключением по времени или спадающему сигналу до уровня фона) и отчего при регистрации значительно экономится магнитная лента.

Полевые испытания специализированного анализатора сейсмических сигналов проходили в составе системы СЦР выпуска ОКБ ИФЗ АН СССР в условиях работы на сейсмической станции «Боровое» ИФЗ АН СССР. Проводился целый комплекс исследований анализатора как при работе от имитатора сейсмических сигналов, так и на реальных сигналах на канале СКМ при увеличении $\sim 10^5 S=6,3$ В/мкм в диапазоне частот 0,8—3 Гц. Результаты исследований подтвердили полное соответствие основных характеристик паспортным, а также продемонстрировали возможность использования данного специализированного анализатора в практической работе в условиях сейсмических станций.

При работе системы СЦР с анализатором в страт-стопном режиме (по данным, полученным за год работы системы) при коэффициенте превышения $K_{пр}=2,5+3$ и выключения через 6 мин. после вступления сигнала (скорость регистрирующего ЛМР-VI—16 мм/сек) продолжительность регистрации на одну магнитную ленту длиной 500 м составила около 10 суток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башилов И. П., Ерофеев В. И., Кевишвили П. В., Князев В. И., Коновалов В. А. Многоканальная станция цифровой регистрации типа СЦ. Труды IV Всесоюзного симпозиума «Автоматизация научных исследований морей и океанов». Севастополь, 1971.
2. I. F. Evernden. Identification of earthquakes and explosions by use of teleseismosdata. I. Geophys. Res. 1969, 74, № 15.
3. Кедров О. К. Динамические особенности записи продольных волн при удаленных землетрясениях. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1971, № 11.
4. Соловьев В. Н. Автомат управления записью сейсмографов. Труды ИФЗ АН СССР, № 19, 1961.
5. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР.
6. Описание и инструкция по эксплуатации станции СЦР. СЦР-00.00. 000.ТО. ОКБ ИФЗ АН СССР, М., 1973.

Е. И. Соколова

АНАЛИЗ НАДЕЖНОСТИ И ЭФФЕКТИВНОСТИ РАБОТЫ ТАШКЕНТСКОЙ ГРУППЫ ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Создание сети телеметрических станций требует несколько иного подхода к оценке их работы по сравнению с обычными станциями. Для них, кроме обычных причин, затрудняющих работу станции (обрыв рамки гальванометра, «залежание» маятника

сейсмометра, нарушение контакта в цепи сейсмометр-гальванометр и т. д.), характерны радиопомехи, отсутствие напряжения в сети станции, выход из строя радиостанции, качество обслуживания. В процессе эксплуатации станций выяснилось, что именно эти факторы в основном влияют на надежность работы.

Для оценки работы станций рассчитаны следующие показатели надежности: среднее время безотказной работы, среднее время отказа, интенсивность отказа, коэффициенты готовности и простоя, функция вероятности безотказной работы. Рассматривались отказы за период с 1 июня

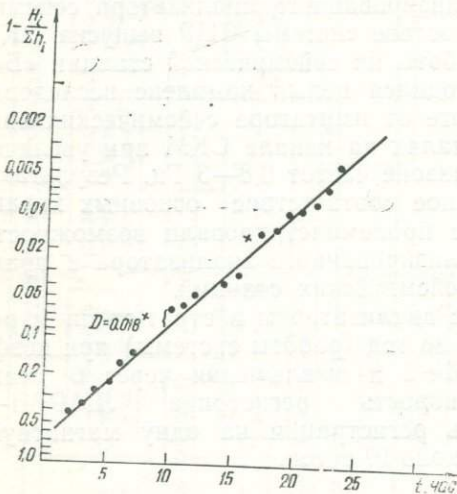


График плотности распределения отказов работы Ташкентской телеметрической группы станций.

1976 г. по 30 июля 1977 г. Поиск законраспределения проводился графическим методом. Для этого строился график функции распределения отказов (рисунок), на котором точки экспериментального распределения можно аппроксимировать теоретической функцией вида e^{-at} . Критерий согласия Колмогорова подтвердил правильность сделанного предположения. Расчеты показали, что вероятность наибольшего отклонения точек эмпирического распределения от теоретической кривой вида e^{-at} равна 0,7, что дает возможность считать его экспоненциальным.

В дальнейшем показатели надежности рассчитывались на основе экспоненциального закона распределения с доверием 0,9. Значения основных показателей надежности для телеметрических станций приведены в табл. 1,

где $t_{\Sigma p}$ — суммарное проработанное время;

$t_{\Sigma \text{отк}}$ — суммарное время отказов;

n — количество отказов;

$T_{\text{ср. отк}}$ и $\bar{T}_{\text{ср. отк.}}$ — соответственно нижняя и верхняя доверительные границы среднего времени отказа;

λ и $\bar{\lambda}$ — нижняя и верхняя границы интенсивности отказа;

$T_{\text{ср. p}}$ и $\bar{T}_{\text{ср. p}}$ — нижняя и верхняя границы среднего времени безотказной работы;

K_{Γ} — коэффициент готовности;

K_{Π} — коэффициент простоя.

Т а б л и ц а 1

Станция	$t_{\Sigma p}$, час	$t_{\Sigma \text{отк}}$, час	n	$T_{\text{ср отк}}$, час	$\bar{T}_{\text{ср отк}}$, час
Тшк	9122	118	49	1,9	3,1
Чнг	7743	1497	273	5,0	6,1
Я—Б	7889,5	1350,5	157	7,5	9,9
Я—Ю	8519,5	720,5	175	3,6	4,7
Абай	7233,5	2006,5	218	8,2	10,3
Чарвак	8569	671	147	4,0	5,3

Станция	λ	$\bar{\lambda}$	$T_{\text{ср p}}$, час	$\bar{T}_{\text{ср p}}$, час	K_{Γ} , %	K_{Π} , %
Тшк	0,0047	0,0077	146,8	239,4	99	1
Чнг	0,032	0,039	25,7	31,4	84	16
Я—Б	0,017	0,023	44,0	57,6	85	15
Я—Ю	0,018	0,023	43,0	55,4	92	8
Абай	0,027	0,038	26,6	37,2	78	22
Чарвак	0,015	0,020	50,8	67,2	93	7

Расчет осуществляется с применением χ^2 распределения по следующим формулам:

$$T_{\text{ср}} < T < \bar{T}_{\text{ср}};$$

$$T_{\text{ср p}} = \frac{2t_{\Sigma p}}{\chi_{0,05}^2(f_1)}; \quad \bar{T}_{\text{ср p}} = \frac{2t_{\Sigma p}}{\chi_{0,95}^2(f_2)};$$

где $\chi_{0,05}^2(f_1)$, $\chi_{0,95}^2(f_2)$ — квантили уровней 0,05 и 0,95; χ^2 распределения с f_1 и f_2 степенями свободы

$$f_1 = 2n + 2; \quad f_2 = 2n;$$

$$\underline{\lambda} < \lambda < \bar{\lambda};$$

$$\underline{\lambda} = \frac{1}{\bar{T}_{\text{ср}P}}; \quad \bar{\lambda} = \frac{1}{\underline{T}_{\text{ср}P}};$$

$$\underline{P}(t) = \exp\left(-\frac{t}{\bar{T}_{\text{ср}}}\right); \quad \bar{P}(t) = \exp\left(-\frac{t}{\underline{T}_{\text{ср}}}\right);$$

$$K_r = \frac{t_{\Sigma P}}{t_{\Sigma P} + t_{\Sigma \text{отк}}}; \quad K_{\Pi} = \frac{t_{\Sigma \text{отк}}}{t_{\Sigma P} + t_{\Sigma \text{отк}}}.$$

В результате анализа времени работы каждой из станций установлено процентное соотношение между отказами, вызванными помехами разного рода (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Станция	Радиопомеха	Отсутствие напряжения на станции	Отказ сейсμοприемника	Качество обслуживания	Профилактика	Остановка регистра	Отсутствие напряжения на ЦСС
Тшк	—	—	—	67	7	7	19
ЧНГ	21	~59	6	6	6	<0,5	1,5
Я—Б	~14	~17	—	4	63	<0,5	1,5
Я—Ю	35	~52	—	9,5	<0,5	—	3
Абай	12	34	—	2,5	47,5	3	1
Чарв.	24	47	—	15	0,5	10	3,5

Как показало исследование распределения отказов, радиопомехи и отсутствие напряжения в сети станции можно условно разделить следующим образом: продолжительностью 5 часов отнести к радиопомехе, свыше 5 часов — к отсутствию напряжения в сети (кроме тех отказов, причины которых были точно установлены). Полученные показатели надежности позволили дать сравнительную оценку работы каждой станции.

Самые надежные станции — Ташкент, Чарвак, Янгиюль. Самая низкая надежность у станции Абайбазар. Станция Ташкент характеризуется лучшими показателями надежности. Основная причина отказов на станции Ченгельды — отсутствие напряжения в сети, что значительно снижает ее надежность. Показатели надежности станции Янгибазар занижены в связи с большим значением коэффициента профилактики. Дальнейшее улучшение профилактического обслуживания этой станции позволит поднять K_r примерно до 94%. На работу станции Янгиюль наибольшее влияние оказывают радиопомехи.

Самые низкие показатели надежности на станции «Абайбазар» частично обусловлены качеством профилактического обслуживания. При его улучшении K_r может быть доведен до 90%.

На работу станции Чарвак сильно влияют радиопомехи и отсутствие напряжения в сети.

Далее для каждой из станций определялась статистическая вероятность по формуле

$$P_i = \frac{N_i}{N}.$$

где N_i — число землетрясений, записанных i -той станцией за рассматриваемый период;

N — общее число землетрясений, записанных всей системой станций (т. е. хотя бы одной из станций). Значения P_i следующие:

$$P_{\text{ТШК}} = 0,98; P_{\text{ЧНГ}} = 0,78; P_{\text{Я-Б}} = 0,77; P_{\text{Я-Ю}} = 0,90;$$

$$P_{\text{АБАЙ}} = 0,64; P_{\text{ЧРВ}} = 0,98$$

На основании этих статистических параметров вычислены вероятности совместной работы шести станций — 29,8% а произвольных пяти станций телеметрической системы — 71,9%, и произвольных четырех — 93,6%.

Таким образом, с вероятностью 93,6% можно решить задачу определения азимута на эпицентр с оценкой точности результата и определить точечный гипоцентр. С вероятностью 71,9% можно определить координаты гипоцентра и построить фигуру невязки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский Н. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. М., 1965.
2. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., 1964.
3. Маликов И. М., Зайденберг М. Г. Справочник инженера испытателя судовой электрорадиоаппаратуры. Л., 1976.
4. Зизельский Е. Н. Надежность радиоэлектронной аппаратуры. Л., 1967.

УДК 624.131.551.1+624.042.7+658.012.011.56

Л. М. Плотникова, Е. В. Квашин, У. Т. Тилявалдиев,
И. И. Каминский

СТРУКТУРНАЯ СХЕМА АВТОМАТИЗИРОВАННОГО РЕГИСТРАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ИНЖЕНЕРНО- СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ЧАРВАКСКОЙ ПЛОТИНЫ

Институтом сейсмологии АН УзССР совместно с Институтом кибернетики, СПКБ АСУ ИК с ВЦ АН УзССР и дирекцией каскада Среднечирчикских ГЭС Министерства энергетики и электрификации УзССР осуществляется разработка стационарной автоматизированной инженерно-сейсмометрической службы (АИСС) на Чарвакском гидроузле.

Чарвакский гидроузел — высоконапорное сооружение с каменно-набросной плотиной высотой 168 м. По параметрам Чарвакское сооружение шестое в мире, а по оснащенности современной контрольно-измерительной аппаратурой — первое в СССР. Сооружение расположено в наиболее сейсмоактивной части Приташкентского района, которая, по данным детальных сейсмических исследований, относится к девятибалльной зоне.

Комплекс натуральных наблюдений, созданный на плотине и включающий контрольно-измерительную (КИА) и сейсмометрическую аппаратуру (АИСС) позволяет рассматривать это сооружение как своеобразный полигон, информация по которому будет использована для усовершенствования расчетных схем сейсмостойкости сооружений аналогичного типа, что позволит повысить их надежность и снизить себестоимость.

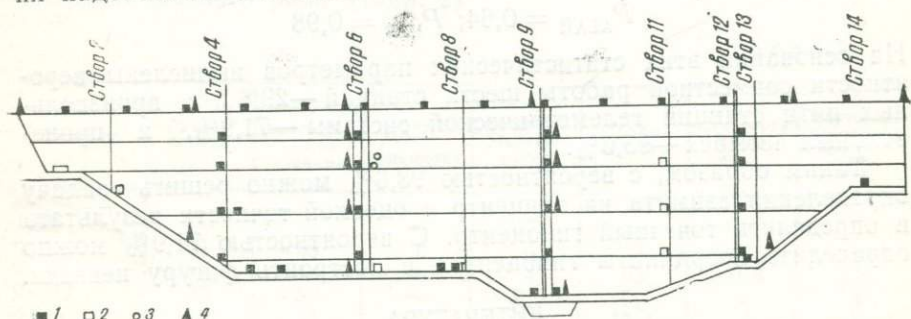


Рис. 1. Схема расположения комплекса КИА и АИСС Чарвакской плотины. Продольный разрез по створу:

1 — датчики наблюдения за деформациями тела плотины и скального основания, 2 — поровым давлением в ядре, 3 — напряжениям в ядре и низовой призме; 4 — сейсмическая аппаратура.

Наблюдения, проводимые на Чарвакской плотине, позволяют изучить работу сооружения в двух режимах: статическом и динамическом. Комплекс КИА обеспечивает получение информации о напряженно-деформированном состоянии тела и основания плотины в статическом режиме. Аппаратурный комплекс КИА (рис. 1) расположен по 15 поперечным сечениям в наиболее характерных точках тела плотины и на 6 ярусах по высоте сооружения. В состав КИА для измерения вертикальных и горизонтальных деформаций тела плотины входят инклинометры, экстензометры, деформометры. Данные, полученные по этому комплексу, позволяют вести контроль за деформацией скального основания, состоянием ядра, упорных призм, переходных зон, за их изменениями по высоте и в горизонтальной плоскости в период эксплуатации сооружения. Наблюдения за напряжениями, возникающими в теле сооружения, проводятся по центральному створу (створ 6—6) при помощи жестких и эластичных датчиков. Датчики установлены в суглинистом ядре, переходной зоне и низовой упорной призме на четырех горизонтах по высоте. Наблюдения, включаю-

щие в общей сложности более 100 датчиков разного типа, осуществляются способом дистанционной регистрации с использованием линий связи и сбором информации в едином пульте.

Изучение состояния сооружения в динамическом режиме под влиянием сейсмических воздействий возможно при помощи стационарной инженерно-сейсмометрической службы.

Актуальность создания АИСС вызвана тем, что в настоящее время наметился разрыв между теоретическими разработками методики расчета и имеющимся экспериментальным материалом о поведении гидросооружений при сейсмических воздействиях. Этот пробел может быть ликвидирован лишь организацией стационарных натуральных наблюдений за поведением сооружения при землетрясениях из потенциально-опасных очаговых зон района. Информация, получаемая при этом, может дать объективные оценки сейсмостойкости объекта при сильных землетрясениях и послужить основой для разработки модели системы основание — борта каньона — плотина и дальнейшей ее коррекции.

В нашей стране подобные исследования широко проводятся Институтом сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР [1—3]. Опыт, накопленный в Таджикистане за 1962—1970 гг. в ходе научно-исследовательских работ, и ряд предложений, касающихся организации ИСС, отразились в Ведомственных строительных нормах Минэнерго СССР (ВСН—42—70).

Эти нормы формулируют основные задачи, стоящие перед инженерно-сейсмометрической службой на плотине:

1. Накопление фактических данных о характере колебаний высоких плотин и элементов каньона при землетрясениях различной интенсивности из потенциально-опасных очаговых зон района.

2. Уточнение исходных данных, принятых при проектировании для усовершенствования существующих расчетных схем и методов расчета плотин и бортов каньона на сейсмическое воздействие.

3. Постоянный контроль за состоянием, прогноз возможных деформаций и обеспечение сохранности сооружения.

Решение этих задач связано с изучением:

1) влияния колебаний бортов каньона на характер колебаний примыкающих блоков плотины;

2) динамической жесткости и характеристик колебаний отдельных элементов сооружения для оценки возникающих инерционных нагрузок в них;

3) распределения величин скоростей и ускорений по высоте сооружения, определяющих распределение относительной интенсивности колебаний;

4) относительного анализа интенсивности и реакции отдельных блоков плотины на сейсмическое воздействие.

Эти задачи определяют методику проведения наблюдений, которая предусматривает выбор: а) оптимального количества то-

чек наблюдения и мест их расположения; б) типа регистрируемых кинематических величин — смещений, скоростей или ускорений; в) типа регистрирующих приборов, их динамических характеристик и форм записей (аналоговой или цифровой); г) исходя из п. в. методики обработки экспериментального материала.

Ниже сформулированы технические требования к системе ИСС на Чарвакской плотине и описана ее структурная схема.

Краткая характеристика плотины Чарвакской ГЭС. Проектная высота сооружения — 168 м; тип — каменно-набросный, с симметричным профилем и центральным вертикальным ядром из суглинка ($\rho = 1,75 - 1,90 \text{ г/см}^3$). Боковые упорные призмы состоят из каменной наброски ($\rho = 1,95 \text{ г/см}^3$). Переходные зоны между ядром и упорными призмами выполнены из песчано-гравийного материала ($\rho = 2,1 - 2,2 \text{ г/см}^3$). Основанием сооружения служат монолитные известняки палеозойского возраста ($\rho = 2,7 \text{ г/см}^3$).

Сооружение имеет ярусы, разделенные бермами на отметках 810, 840, 864; отметка гребня сооружения — 897, основания — 729.

АИСС Чарвакской плотины состоит из трех функционально-связанных комплексов: 1) измерительного; 2) регистрационного; 3) коммуникационного.

Измерительный комплекс АИСС. Исходя из требований получения более полной информации об основных формах сейсмических колебаний сооружения, его основания и бортов каньона, принято следующее расположение сейсмических станций (рис. 1, рис. 2): по гребню плотины — четыре; бортам каньона (в штольнях) — две; контуру основания — четыре; бермам в створах 6—6 и 9—9 — шесть; в ядре (смотровые шахты) — четыре и одна вне контура плотины.

Предусмотрено оснащение всех станций комплектами сейсмодатчиков для трехкомпонентной регистрации скоростей смещения в выбранном динамическом и частотном диапазонах. Рассмотрим функциональное назначение отдельных станций и информации, получаемой на них.

Регистрирующий комплекс, располагаемый по гребню плотины (станции № 2, 3, 4, 5), дает информацию о форме колебаний и возможных их изменениях по времени. Сейсмоаппаратура, размещаемая в штольнях в местах лево- и правобережного примыкания тела плотины (ст. № 1 и 6), позволит получить характеристику частотных и динамических особенностей, а также оценить степень синхронности колебаний бортов каньона.

Дополнительная информация со станций, расположенных по основанию (контур) плотины (ст. № 7, 8, 9, 10), позволит получить закон изменения параметров сейсмического сигнала по профилю каньона. Совместная интерпретация данных этих станций и расположенных в штольнях может выявить закон трансформации сигнала по профилю основания — каньон.

Информация со станции вне контура плотины (опорная ст. № 14) позволит судить о неискаженном сейсмическом сигна-

тах колебаний Чарвакской плотины ($f=3-5$ Гц; $f=10-14$ Гц), частотный состав землетрясений потенциально опасных очаговых зон района (с максимумом спектральной плотности на 1,0—15 Гц), устанавливаем частотный диапазон регистрации 0,5—20 Гц.

Выбор порога чувствительности. Схема размещения регистрационного комплекса должна обеспечивать надежную регистрацию сильных землетрясений. Кроме того, предусмотрена регистрация толчков средней интенсивности, статистическая информация по которым может быть использована для установления необходимых эмпирических соотношений. Они должны быть апробированы данными по слабым землетрясениям.

Учитывая уровень сейсмической активности района, предусматривается регистрация скоростей смещений в диапазоне $1,57 \cdot 10^{-6} \leq v^M/c \leq 1,57$. Этот динамический диапазон охватывает землетрясения с энергией от 10^8 до 10^{16} дж, что соответствует интенсивности от долей балла до девяти. Предусмотрена регистрация колебаний на двух уровнях чувствительности, что обусловлено требованиями разрешенности записи. Первый уровень предназначен для записи слабых и умеренных толчков (сила до 4 баллов) и второй — сильных (5—9 баллов). После накопления информации по многочисленным слабым землетрясениям в дальнейшем предусмотрено загроубление порога срабатываемости системы, и регистрироваться будут землетрясения только высокого энергетического уровня.

Обоснование выбора типа кинематической величины при регистрации. Этот вопрос достаточно сложен и на сегодняшний день среди исследователей нет единого мнения. При создании АИСС предусмотрена регистрация главным образом скорости смещений. В нескольких точках наблюдений запись скорости будет дублироваться записью смещений. Выбор скорости основан на следующих положениях. Рассмотрим уравнение, описывающее вынужденные колебания механической системы при наличии сил трения:

$$m\ddot{x} + h\dot{x} + kx = F_0 \cos \Omega t \quad (1)$$

или

$$\ddot{x} + 2\delta\dot{x} + \omega^2 x = f_0 \cos \Omega t, \quad (2)$$

где $\delta = \frac{h}{2m}$ — затухание системы;

$\omega^2 = \frac{k}{m}$ — частота колебаний системы;

$f_0 = \frac{F_0}{m}$ — амплитуда вынуждающей силы.

Собственные и вынужденные колебания системы характеризуют два параметра: собственная частота $\omega = \sqrt{\frac{k}{m}}$ и декремент затухания

$$\nu = \frac{2\pi\delta}{\omega} = \frac{\pi}{\sqrt{\frac{mk}{h^2} - \frac{1}{4}}} = \frac{\pi}{\sqrt{Q^2 - \frac{1}{4}}}. \quad (3)$$

Величина $Q^2 = \frac{mk}{h^2}$ называется добротностью системы. Решение уравнения (2) дает выражение для амплитуды смещения x_0 , скорости смещения \dot{x}_0 и ускорения \ddot{x}_0 :

$$\begin{aligned} x_0 &= \frac{F_0}{k \sqrt{(1 - \xi^2)^2 + \frac{\xi^2}{Q^2}}} \\ \dot{x}_0 &= \frac{F_0 \nu}{\sqrt{h^2 \xi^2 + Q^2 (\xi^2 - 1)^2}} \\ \ddot{x}_0 &= \frac{\xi^2 Q f_0}{\sqrt{\xi^2 + Q^2 (\xi^2 - 1)^2}} \end{aligned} \quad (4)$$

Условие резонанса для полученных выражений следующее:

$$\xi = \frac{\Omega}{\omega} = 1.$$

Тогда выражения для смещений, скоростей смещений и ускорений при условии резонанса примут вид:

$$\begin{aligned} x_{0 \text{ рез}} &= \frac{F_0}{k} \cdot Q \\ \dot{x}_{0 \text{ рез}} &= \frac{F_0}{h} \\ \ddot{x}_{0 \text{ рез}} &= f_0 Q. \end{aligned} \quad (5)$$

Анализ полученных выражений (5) показывает, что амплитуды смещений и ускорений в общем случае при резонансе не максимальные и определяются добротностью системы. Максимального значения они достигают только при достаточно больших Q . При резонансе максимальной величиной является амплитуда скорости смещений. Отсюда следует, что меньшие искажения и более четкая реакция сооружений на сейсмическое воздействие, связанная с резонансом в системе, будут проявляться при анализе спектра скорости смещения.

Этот теоретический вывод подтверждается и экспериментальными результатами анализа связей между степенью повреждений и максимальными значениями амплитуд смещений, скоростей и

ускорений [5, 6]. С характером и величиной повреждений лучше коррелируется скорость, нежели смещение и ускорение. Результаты анализа материалов по Головной ГЭС, где регистрировались все три кинематические величины (смещение, скорость смещения и ускорение) показали, что наиболее устойчивая величина при регистрации слабых и сильных землетрясений — также скорость смещений.

Следует иметь в виду, что спектральный анализ записей позволяет строго математически совершать преобразования расчетных спектров скоростей путем дифференцирования и интегрирования в спектры смещений, ускорений и энергетические.

Регистрационный комплекс АИСС. В сейсмологической практике традиционно установившимся способом регистрации сейсмических колебаний является гальванометрический с использованием светолучевых осциллографов 20—30 дБ в полосе частот 0,3—20 Гц. Один из способов увеличения амплитудно-динамического диапазона при гальванометрическом методе регистрации — применение усилителей с нелинейной амплитудной характеристикой (логарифмические усилители). Однако в связи с трудоемкостью обработки записей при нелинейной амплитудной характеристике усиления, на сегодняшний день нелинейные усилители не нашли широкого применения. При большом количестве точек наблюдения (как в случае АИСС на плотине Чарвакской ГЭС) и удовлетворении требований, предъявляемых к динамическому диапазону регистрируемых колебаний, этот способ связан с большой громоздкостью регистрационного комплекса. Кроме того, существенным недостатком гальванометрического метода являются аналоговая форма записи и необходимость ее предварительной обработки для ввода в ЭВМ (проявления, закрепления, квантования и т. д.). Рядом достоинств по сравнению с гальванометрической, обладает аналоговая магнитная регистрация, которую можно реализовать в ИСС на основе сейсмостанций типа «Земля» или «Черепаша». Автоматизация обработки информации на ЭВМ при этом может быть реализована достаточно просто [4]. Однако существенный недостаток здесь — сложность учета амплитудных искажений, достигающих 30%. На наш взгляд, наиболее приемлема для проектируемой системы цифровая регистрация информации на магнитных лентах, позволяющая в идеале полностью автоматизировать как процесс накопления данных, так и обработку их на ЭВМ. Реализацию ИСС в такой постановке облегчает использование в качестве базовой аппаратуры станций цифровой регистрации сейсмических сигналов (СЦР) и всего сервиса, разработанного к ней (устройства воспроизведения, перезаписи, ввода в ЭВМ).

Выбор типа сейсмометрических каналов. Динамический диапазон СЦР—60 дБ. В связи с этим для точек с диапазоном наблюдений 120 дБ последний делится на два поддиапазона регистрации по 60 дБ каждый. Первый охватывает скорости от $1,57 \cdot 10^{-6}$ до

$1,57 \cdot 10^{-3}$ м/сек, второй — от $1,57 \cdot 10^{-3}$ до 1,57 м/сек. Сейсмические сигналы в этих поддиапазонах регистрируются двумя типами сейсмоприемников — СМ-3 в первом и ОСП-2 — во втором. Первый обеспечивает прием сейсмосигналов в диапазоне амплитуд от 10^{-7} до $5 \cdot 10^{-3}$ м, второй — до $15 \cdot 10^{-3}$ м, что при переходе к скоростям соответствует $3,14 \cdot 10^{-7}$, $6,28 \cdot 10^{-1}$ и 1,884 м/сек. Приведенные данные показывают, что выбранные типы сейсмоприемников и регистраторы обеспечивают перекрытие заданного динамического диапазона. При этом 10 наблюдательных точек (диапазон 120 дБ) оснащаются трехкомпонентными комплектами СМ-3 и ОСП, 11 (60 дБ) — комплектами ОСП и 2 (70 дБ) — комплектами СМ-3, причем для последних двух организуется два поддиапазона регистрации. Таким образом, число сейсмоканалов в системе — 99, регистрационных — 105.

Состав АИСС, назначение и основные параметры функциональных узлов

Общее количество регистрационных каналов в ИСС Чарвакской плотины — 105. Их реализацию можно осуществить несколькими станциями цифровой регистрации типа СЦР. Однако это экономически невыгодно потому, что будут работать лишь регистрационные блоки. Другие же блоки станции (служба времени, контроль, сигнализация и т. д.) не используются, что приводит к неоправданным затратам. В связи с этим регистрационный комплекс ИСС Чарвакской плотины реализуется на одной СЦР и двух устройствах магнитной записи (УМЗ), разработанных с использованием серийных устройств просмотра и перезаписи (УПЗ) и аналого-цифровых преобразователей. На каждом УМЗ регистрируется по 48 каналов и девять — на СЦР.

Таким образом, аппаратный комплекс автоматизированной ИСС состоит из следующих устройств и функциональных блоков (рис. 3):

- СП — сейсмоприемники двух типов (ОСП-2 и СМ-3);
- КК — кабельные коммуникации;
- СУ — согласующие усилители;
- КОММ-1, КОММ-2 — коммутаторы каналов;
- АЦП-1, АЦП-2 — аналого-цифровые преобразователи;
- УМЗ-1, УМЗ-2 — устройства цифровой магнитной записи;
- БФ — блок формирования управляющих сигналов;
- АУЗ — анализатор уровня запуска;
- БКС — блок контроля и сигнализации;
- БВК — блок выдачи кодов;
- СЦР — станция цифровой регистрации.

Сейсмоприемники размещаются в специальных герметизированных бункерах, установленных на фундаментах в точках наблюдения. Кабели связи сейсмоприемников с регистрационным комплексом для предохранения от механических повреждений и

снижения уровня электрических помех проложены в стальных трубах.

Согласующие усилители предназначены для согласования уровней выходных сигналов сейсмоприемников с диапазоном допустимых изменений входных сигналов аналого-цифрового преобразователя (0,005÷5 в). Кроме того, усилители корректируют амплитудно-частотную характеристику сейсмометрических каналов и обеспечивают режим регистрации скоростей. В системе применяется два типа усилителей — для каждого поддиапазона свой.

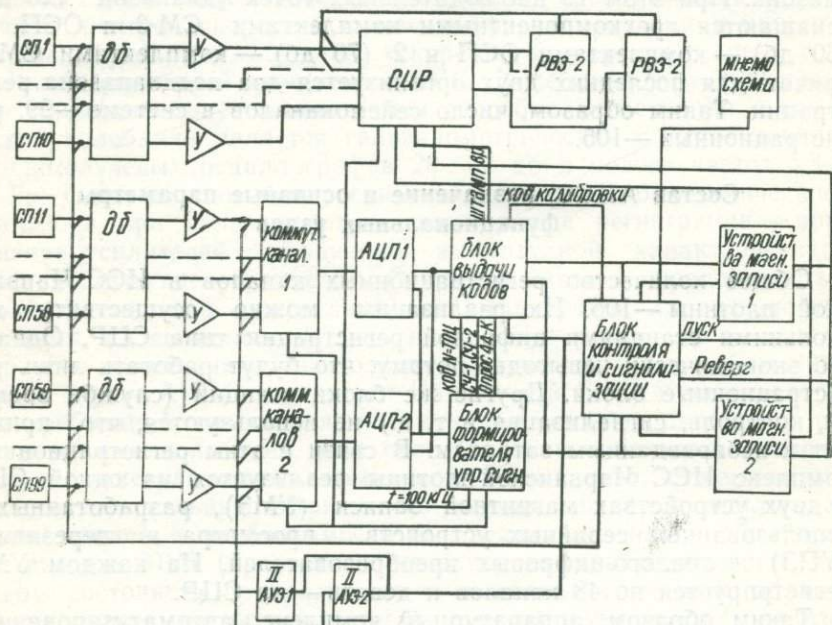


Рис. 3. Блок-схема АИСС.

Коммутаторы КОММ-1 и КОММ-2 предназначены для автоматического поочередного подключения измерительных каналов на входы АЦП-1 и АЦП-2. Они обслуживаются блоком управления, задающим последовательность и частоту опросов измерительных каналов. Число отсчетов на верхней частоте заданного диапазона регистрации сейсмических сигналов (20 Гц) равно 5. С учетом количества каналов, коммутируемых на один АЦП (48 каналов), суммарная частота переключения выбрана равной 5 кГц, что обеспечивает более 100 отсчетов в секунду на каждый канал.

Блок выдачи кодов предназначен для управления процессом записи цифровой информации на магнитную ленту. Он передает в устройства магнитной записи УМЗ-1, УМЗ-2 информационные коды от АЦП, штамп времени из блока службы СЦР, а также формирует и выдает номера зон, двухсекундные марки времени, коды «номер УМЗ» и «контрольная запись».

Массив информационных кодов каждого землетрясения выдается в УМЗ только после записи на магнитную ленту штампа времени. Формирование двухсекундной марки времени и номера зоны при ней обусловлено необходимостью ввода информации в ЭВМ по частям (из-за ограниченности объема оперативной памяти ЭВМ).

Аналого-цифровой преобразователь предназначен для преобразования сигналов, поступающих с выхода коммутатора каналов, в цифровой двоичный код. Он работает в режиме внешнего запуска от импульсов с частотой 5 кГц. Информация с АЦП поступает в блок выдачи кодов.

Блок управляющих сигналов предназначен для формирования:

- а) синхроимпульсов с частотой 5 кГц (из серии импульсов с частотой следования 100 кГц, поступающих из СЦР);
- б) кода номера точки наблюдения и канала;
- в) импульсов опроса коммутаторов каналов с частотой 5 кГц;
- г) выдачи в БВК информации о приходе импульса опроса 44-го регистрационного канала;
- д) последовательности импульсов с $f=5$ кГц для управления работой АЦП;
- е) команд подключения каналов для автоматического и выборочного контроля работоспособности сейсмических трактов.

Выделять импульс опроса 44-го канала необходимо для того, чтобы упорядочить процесс записи информации от точек наблюдения при каждом включении системы на регистрацию. Штамп времени размещается в начале записи и записывается на МЛ после 44-го импульса опроса за четыре следующих (с 45 по 48-ой). В результате после штампа времени регистрация всегда начинается с первого сейсмочанала.

Система выработки команд подключения сейсмометрических каналов на контроль может работать в трех режимах:

- 1) поочередное автоматическое подключение выходов канальных усилителей (от 1-го до 48-го) к входу анализатора работоспособности;

- 2) выборочное подключение заданного канала к анализатору и электронному (шлейфовому) осциллографу для детального просмотра и регистрации контрольных сигналов;

- 3) воспроизведение информации заданного канала с магнитной ленты УМЗ-1 или УМЗ-2.

Анализатор уровня запуска предназначен для анализа уровня сейсмических сигналов, поступающих с выходов согласующих усилителей и выработки сигналов запуска системы на регистрацию.

УМЗ-1 и УМЗ-2 запускаются при достижении сейсмическим сигналом величины, равной нижней границе первого поддиапазона. Если уровень сейсмического сигнала достигает максимального значения в первом поддиапазоне, то вырабатывается еще один сигнал запуска (дублирующий).

Устройство магнитной записи обеспечивает усиление и запись на 35-миллиметровую магнитную ленту информации 17-разрядным параллельным двоичным кодом. В качестве УМЗ в системе

АИСС использованы стандартные устройства УВ-1, имеющие две скорости протяжки магнитной ленты — 250 и 500 мм/сек. При плотности записи 10 имп/мм и скорости протяжки ленты 500 мм/сек устройство обеспечивает регистрацию до 50 каналов.

СЦР обеспечивает регистрацию информации от 10 каналов, имеет собственный пульт управления и сигнализацию.

Блок контроля и сигнализации предназначен для выявления неисправных каналов приема, передачи и регистрации сейсмической информации, выдачи сигналов об этом на панель сигнализации, а также для сигнализации о режимах работы системы (ждушей, регистрация, контроль). Блок обеспечивает следующую сигнализацию на пульте управления:

неисправность системы электропитания (световая и звуковая);

идет землетрясение (световое табло и сирена);

канал неработоспособен (световая);

сирена отключена (световая);

включен режим контроля и калибровки (световая);

количество землетрясений первого и второго поддиапазонов от момента перезарядки магнитофонов УМЗ-1 и УМЗ-2.

Кроме того, БКС обеспечивает автоматический выбор любого сейсмометрического канала для визуального контроля сигналов с выхода СУ и УМЗ (через цифро-аналоговый преобразователь), выдачу стимулирующих импульсов в каналы и ручное управление устройствами магнитной записи.

Большая часть схем сигнализации и информационных табло, перечисленных выше, достаточно просты и реализуются известными методами и средствами. Особое место занимает система телеметрического контроля работоспособности сейсмометрических каналов. В идеальном случае при включении режима «контроль» она должна обеспечивать быструю автоматическую проверку всех каналов с выдачей информации «готов» — «не готов» на панель сигнализации. Создание такой системы контроля затруднено из-за отсутствия в настоящее время надежной методики автоматического анализа динамических параметров сейсмометров. Поэтому предусматривается два режима работы системы контроля — полуавтоматический и автоматический. В первом каналы выборочно или поочередно проверяются путем подачи в рабочую катушку каждого сейсмометра одного или нескольких стимулирующих сигналов с оценкой отклика оператором на экране электронного осциллографа. Учитывая, что в системе всего два типа сейсмометрических каналов, отклики каналов на стимулирующие сигналы с эталонными сопоставляются достаточно просто. Выбор и переключение каналов при контроле обеспечиваются электронным коммутатором, управляемым оператором.

Основной недостаток полуавтоматического режима — значительное время, затрачиваемое при контроле большого числа каналов. В течение этого времени система не работает, что может привести к потере полезной информации.

В автоматическом режиме предусматривается быстрый обегаящий контроль с высвечиванием на панели сигнализации каналов, признанных в результате анализа неработоспособными. Стимулирующие импульсы подаются в каналы автоматически последовательно от первого и далее с заданным шагом по времени. Сигналы откликов анализируются путем сравнения их ординат в заданных точках с эталонными значениями. Каждый тип сейсмометрических каналов из-за различий форм отклика обслуживается своим анализатором, представляющим собой достаточно простую измерительную и решающую схему.

Методика и схемы автоматического анализа, примененные в системе, потребуют статистической проверки и, возможно, дальнейшей модернизации. Поэтому в первый период эксплуатации системы основным режимом контроля вероятнее всего будет полуавтоматический.

Функционирование системы. От всех сейсмоприемников сигналы по каналам связи непрерывно подаются на согласующие усилители и далее с их выходов на коммутаторы каналов КОММ-1, КОММ-2 и вход СЦР (рис. 3).

Коммутаторы поочередно (от 1-го до 48-го) и циклически (с частотой 100 Гц на каждый канал) подключают выходы усилителей к АЦП-1 и АЦП-2 на время, необходимое для измерения и цифрового преобразования мгновенных значений сигналов. С выходов АЦП 11-разрядные двоичные коды параллельно-последовательно с суммарной частотой 5 кГц подаются в блок выдачи кодов. В блоке службы времени СЦР непрерывно отсчитывается текущее время с точностью 0,1 сек.

Ленточный магнитный регистратор (ЛМР) станции цифровой регистрации и лентопротяжные механизмы (ЛПМ) устройств магнитной записи (УМЗ-1 и УМЗ-2) находятся в режиме ожидания. При возникновении сейсмического события, превышающего по интенсивности нижнюю (и верхнюю) границу первого поддиапазона регистрации, одним или двумя анализаторами уровня запуска (АУЗ) вырабатывается сигнал включения всей системы. При этом в первую очередь включаются все три лентопротяжных механизма и сигнализация (сирена и табло). По истечении времени, отведенного на разгон ЛМР и ЛПМ, разрешается запись на магнитную ленту первого 17-разрядного слова. На СЦР — это год, номер канала, код признака штампа времени (число 25 в 12—17 разрядах) и синхроимпульс (СИ). На УМЗ-1 и УМЗ-2 — это номер поддиапазона регистрации (1,2 разряды), СИ и такой же код признака штампа времени. Затем в трех последующих 17-разрядных словах (с 1 по 11 разрядах) с точностью до 0,1 сек из БСВ в формате СЦР записывается время и далее — 11-разрядные коды ординат сейсмических сигналов, поступающие от АЦП-1 и АЦП-2, с кодом номера точки наблюдения при всех составляющих X (12—17 разряды).

Одновременно с записью первого слова с АЦП начинается автономный отсчет времени для формирования двухсекундных меток времени, предназначенных для разделения информационного массива на равные зоны. Метки записываются вместо любого цифрового кода сигнала, имеющего место в момент их появления, и обозначаются числом 23, располагающимся с 12-ого по 17-й разряды. С 1 по 2 разряд этой же строки в информационном массиве регистрируемого землетрясения записывается порядковый номер данной метки (зоны).

Запись информации на всех трех регистраторах идет синхронно и заканчивается по истечении заранее установленного времени (0,5 ÷ 1 мин).

Необходимо отметить, что при слабых и средних землетрясениях от сейсмометрических каналов с датчиками ОСП на УМЗ-2 и СЦР будет записана нулевая информация, что на первый взгляд является нерациональным. Однако при переходах сейсмосигналов во второй поддиапазон не в начале события, а позже (например, по S-волне) на УМЗ-2 и СЦР будут получены непрерывные записи с тем же отсчетом времени, что на УМЗ-1. Это облегчает последовательную обработку записей, так как отпадает необходимость довольно трудоемкого «сшивания» записей с двух регистраторов с разными штампами времени и системами отсчета двухсекундных меток.

Ранее указывалось, что в аппаратном комплексе ИСС предусматриваются два анализатора уровня сигналов для первого и второго поддиапазонов. Анализатор первого поддиапазона включает все регистраторы, звуковую сигнализацию и табло «землетрясение», а анализатор второго подтверждает их включение (или включает, если произошла авария в первом) и дополнительно высвечивает табло «сильное».

Количество срабатываний первого и второго анализаторов подсчитывается на счетчиках и выводится на пульт сигнализации, что является дополнительной полезной информацией о функционировании системы сбора и регистрации чаблюдений.

Первичная обработка магнитных цифровых записей и ввод в ЭВМ

Большое число каналов в системе АИСС приводит к трудоемкой и довольно сложной технологии обработки записей, требующей специальных технических средств воспроизведения, визуализации и ввода информации в ЭВМ.

Решение о привлечении к обработке записей, полученных на регистраторах (УМЗ-1,2, СЦР), принимается интерпретатором с привлечением дополнительных сведений, полученных из других источников (записи РВЗ, осциллограммы, макроданные). При этом уточняется время интересующего интерпретатора события (например, с точностью до минуты). Если возникает необходи-

мость просмотра или визуализации одного или нескольких информационных каналов, то выполняются следующие операции.

Магнитная лента устанавливается на устройство просмотра и перезаписи УПЗ, которое представляет собой модернизированное стандартное устройство, предназначенное для обработки записей СЦР. Модернизация обусловлена следующим отличием форматов записей СЦР и УМЗ. В СЦР каналы имеют номера от 1-го до 10-го, в УМЗ пронумерованы лишь точки наблюдения от 1-й до 16-й и под каждым номером значатся три канала (x, y, z). В связи с этим в УПЗ добавляется блок выбора каналов с магнитограмм УМЗ.

В результате устройство позволит просматривать на электронном и регистрировать на шлейфовом осциллографах любые информационные каналы как с записей СЦР, так и с записей УМЗ.

При цифровой обработке информации возможно использование БЭСМ-4 и малой СЦВМ. Для ввода информации с записей СЦР в БЭСМ-4 в ИФЗ АН СССР разработано устройство ввода СУВ, изготавливаемое по спецзаказу. В полном комплекте устройство ввода осуществляет следующие функции:

- поиск информации на магнитной ленте по заданному значению времени;

- поканальную выборку и ввод в ЭВМ информации любого сочетания каналов;

- задает объем вводимой информации по количеству временных отметок;

- запоминает значение времени, на котором заканчивается ввод очередного массива информации;

- обеспечивает визуальный просмотр в аналоговой форме вводимой информации с помощью осциллографа;

- обеспечивает возможность засылки в каждую ячейку ОЗУ ЭВМ одного или двух чисел, считанных с магнитной ленты;

- обеспечивает ручное и дистанционное управление магнитофоном (в т. ч. по команде от ЭВМ).

Для ввода в БЭСМ-4 с помощью СУВ информации с магнитных лент, полученных на УМЗ, необходимо расширение возможностей устройства ввода, аналогичное описанному для устройства просмотра и перезаписи (УПЗ).

Рассмотрим ввод информации в малую СЦВМ. В настоящее время разрабатывается система, которая предназначена для связи малой СЦВМ с рядом внешних вводимых и выводимых устройств. В частности, предусмотрен ввод цифровой информации с записей СЦР с такими же возможностями, как и в устройстве ввода в БЭСМ-4 (СУВ). Данная система обеспечивает и ввод записей УМЗ.

Для системы БАРС (Институт сейсмологии АН УзССР) СПКБ АСУ ИК с ВЦ АН УзССР разработано устройство согласования СЦР с СЦВМ, которое может быть использовано как основная часть системы ввода записей СЦР и УМЗ. Необходима

лишь стыковка этого устройства с устройством просмотра и перезаписи УПЗ, рассмотренным выше. При наличии в составе УПЗ блока управления, обеспечивающего поиск времени начала ввода и выбор заданной комбинации вводимых каналов, технология ввода в СЦВМ становится аналогичной вводу в БЭСМ с помощью системы СУВ.

Если функции УПЗ ограничить лишь воспроизведением и формированием сигналов, то может быть принята следующая методика программного ввода. В ЭВМ помещается программа, обслуживающая ввод информации с УПЗ. При пуске ЭВМ на выполнение этой программы в УПЗ выдается сигнал включения лентопротяжного механизма с установленной на нем магнитной лентой. Синхросигналы и информационные коды, считанные с МЛ, поступают в ЭВМ. Каждый СИ запускает выполнение одного витка циклической программы ввода (приема) информации. При этом принятое вместе с данным СИ слово сравнивается в ЭВМ с заданным оператором временем начала ввода. Если сравнения не происходит, то слово не засылается в МОЗУ, т. е. осуществляется программный поиск нужной записи на данной ленте. После совпадения времен разрешается работа следующей части программы ввода, обеспечивающей пересчет двухсекундных зон в информационном массиве данного землетрясения. Эта часть программы нужна в том случае, когда на обработку привлекается какая-то часть записи данного события, находящаяся не в первой двухсекундной зоне. После прохождения заданного (пропускаемого) количества зон программой разрешается запись кодов в МОЗУ. Ввод заканчивается после записи в МОЗУ заданного количества зон.

Описанная методика «вырезания» резко сокращает объем вводимой в ЭВМ информации и упрощает ее обработку. Время события и место информационного участка в записи (с какой 2-секундной метки начать и какой кончить ввод) задается оператором с пульта ЭВМ или вводится с заранее подготовленной перфоленты.

При необходимости можно реализовать и выборочный ввод одного или нескольких желаемых каналов, что реализуется также программно.

Описанные процедуры выполняются за время между приемами соседних кодов. При такой же скорости воспроизведения на вводе, как и при регистрации (500 мм/с) это время составляет 200 мкс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сагдиев Т. Г., Селезнев Г. С., Заславский Ю. Л., Шусер Р. С., Чалкина Г. И. Вопросы организации инженерно-сейсмометрической службы на плотинах из местных материалов, Душанбе, 1968.
2. Селезнев Г. С., Александрова Н. М., Чалкина Ч. И. Инженерно-сейсмометрическая служба на плотине Головной ГЭС. В сб. «Сейсмостойкость плотин», вып. 2.

3. Селезнев Г. С., Заславский Ю. Л., Александрова Н. М., Пичурин В. Г., Караульных В. С. Вопросы организации постоянных сейсмометрических наблюдений на плотине Нурекской ГЭС. В сб. «Совершенствование методов расчета и конструирования зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах», Душанбе, 1977.
4. Квaшин Е. В., Пак В. А., Байбеков В. Ф., Убайдуллаев Н. К. Системы ввода и обработки на ЭВМ сейсмической информации, Ташкент, 1976.
5. Садовский М. А. Случай действия сейсмике взрывов в условиях слабых грунтов и монолитного сооружения. Труды сейсмол. ин-та АН СССР, № 117, М.—Л., 1945.
6. Медведев С. В. Сейсмика горных взрывов. «Недра», 1964.

УДК 550.34

Х. М. Исмаили, Д. А. Иргашева

СЕРВИСНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЛЯ СЦВМ

Для проекта БАРС [1] в настоящее время создается система математического обеспечения, представляющая собой совокупность программных средств и методов организации обработки информации. Данная статья посвящена реализации комплекса обслуживающих программ ввода-вывода для малой СЦВМ внешние информационные устройства. При разработке мы стремились, по возможности, автоматизировать исполнение программы, допуская вмешательство оператора при действиях, заранее не предусмотренных алгоритмом.

Технические операции ввода данных в малую СЦВМ автоматизированы, так как информационный обмен между СЦВМ и внешними абонентами происходит через устройство сопряжения (УС).

Система команд, разработанная для УС, позволяет программно управлять процессом обмена между процессором СЦВМ и конкретными абонентами: анализатором, цифро-аналоговым преобразователем (ЦАП), станцией цифровой регистрации (СЦР), включающей в себя аналого-цифровой преобразователь (АЦП) и магнитофон задержки (МЗ-2) [2].

Описанные в данной работе обслуживающие программы представляют собой набор подпрограмм, которые включают основную программу и действующие под ее контролем подпрограммы: приема штампа времени, сортировки и упаковки, визуализации.

Основная программа выполняет операции подготовки УС и СЦВМ к приему информации или сигнала с анализатора [3]; подключения внешнего абонента и приема от него цифровой сейсмической информации в ОЗУ СЦВМ. При этом осуществляются переходы на подпрограммы, предусмотренные алгоритмом.

Подпрограмма приема штампа времени проверяет принятое информационное слово с СЦР на код «25». После этого в рабо-

чие ячейки ОЗУ СЦВМ записывается код времени. Штмп времени представляет собой закодированную информацию, записанную в четырех рабочих ячейках ОЗУ, содержит номер станции ($N_{ст}$), год, месяц, число, час и минуту. С выхода подпрограммы вновь осуществляется переход на основную программу.

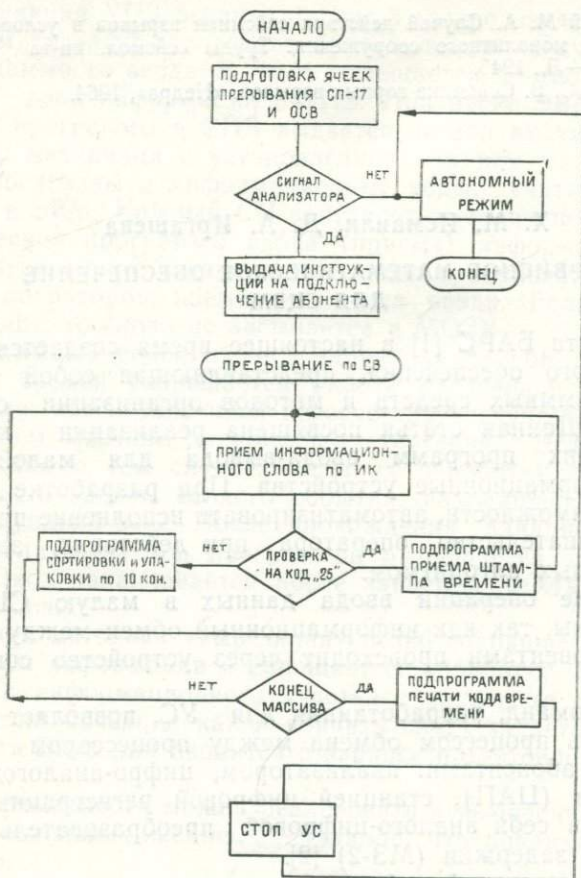


Рис. 1. Блок-схема алгоритма приема информации СЦВМ в автоматическом режиме.

Подпрограмма сортировки и упаковки сейсмической информации по 10 каналам сортирует принятую информацию по признаку канала и упаковывает два информационных слова в один 24-разрядный машинный код, который размещается в поле ОЗУ СЦВМ, отведенное для данного канала.

Подпрограмма печати поразрядно выделяет из ранее принятого штампа время, $N_{ст}$, год, месяц, число, час, минуту, секунду и на широком бланке АПМ отпечатывает эти параметры.

Подпрограмма визуализации позволяет просмотреть на экране осциллографа упакованную в ОЗУ СЦВМ сейсмическую информацию. С помощью ключей на пульте УВВ можно изменять режим визуализации.

На рис. 1,2 приведены блок-схемы алгоритмов работы СЦВМ для двух режимов: автоматического и контрольного.

Автоматический режим. Принимается сейсмическая информация в СЦВМ в автоматическом режиме только с поступлением сигнала анализатора (СП-17) программным путем без участия оператора.

Основная программа сбрасывает УС в нулевое состояние и подготавливает СЦВМ к приему сейсмической информации от конкретного абонента в случае срабатывания анализатора.

После предварительной подготовки по основной программе СЦВМ выводится на режим ожидания сигнал прерывания (СП-17), который вырабатывается анализатором в случае распознавания сигнала сейсмического возмущения.

Если сигнал анализатора не получен, то СЦВМ работает в автономном режиме, а в случае срабатывания анализатора производится прием СП-17. Далее по основной программе выдается инструкция на подключение абонента по первому информационному каналу, после чего через 12 сек. происходит переход к приему информационного слова, сопровождающийся сигналом прерывания СП-16, с ИК-1.

Принятое в рабочую ячейку информационное слово проверяется на код «25». В случае совпадения осуществляется переход к подпрограмме штампа времени. Если условие совпадения не выполняется, то информационное слово сортируется по признаку канала и упаковывается в выбранный блок памяти СЦВМ. Операции далее повторяются в цикле до укомплектования определенного объема информации.

Время начала записи сейсмической информации определяется подпрограммой «печать кода времени». В ней выполняются и выдаются на печать $N_{ст}$ (номер станции), год, месяц, число, часы,



Рис. 2. Блок-схема алгоритма приема информации СЦВМ в контрольном режиме.

минуты и секунды. Из подпрограммы печати код времени возвращается на основную программу, по которой на выход СЦВМ посылается сигнал, приводящий УС в нулевое состояние, и разрешается продолжение автономной работы на СЦВМ.

Контрольный режим. Для контроля, анализа или профилактики возможен прием информации от того или иного внешнего абонента. Прием сейсмической информации не зависит от сигнала анализатора. В сервисной программе, описывающей алгоритм контрольного режима работы СЦВМ, предусмотрен визуальный просмотр принятой в ОЗУ информации на экране осциллографа.

По основной программе подготавливаются ячейки прерывания всех СП, участвующих в контрольном режиме приема сейсмической информации и приводятся УС в нулевое состояние. Затем выполняются команды по выдаче инструкции на подключение внешнего абонента по ИК-1 (МЗ-2 или АЦП). Принимается информационное слово с ИК-1, которое сопровождается сигналом прерывания СП-16 в рабочую ячейку. Принятая информация затем сортируется по каналам и упаковывается в выбранные блоки ОЗУ СЦВМ.

По окончании приема УС приводится в исходное состояние. Для просмотра принятой сейсмической информации на экране осциллографа включается ключ № 2 (переход к подпрограмме визуализации). На экране осциллографа должна появиться сейсмическая информация, просматриваемая на 10 каналах. В подпрограмме предусмотрено изменение режима визуализации:

- а) при нажатии ключа 0 на экране осциллографа — устойчивое изображение выбранного участка просматриваемой картины;
- б) при нажатии ключа № 1 — повторный просмотр одного выбранного канала.

С выхода подпрограммы визуализации переходим к программе обработки принятой информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уломов В. И., Катренко В. Г. [и др.]. Автоматизация сбора и обработки сейсмологической информации. Ташкент, 1976.
2. Башилов И. П., Кевлишвили П. В., Князев В. Н. Система магнитной цифровой регистрации и обработки сейсмических сигналов «треугольник». «Изв. АН СССР», физика Земли, 1974, № 2.
3. Уломов В. И., Катренко В. Г., Квашин Е. В., Исманли Х. М. Детектор «полезных» сейсмических сигналов. В сб. «Сейсмические приборы», вып. 11, М., 1978.

УДК 550.311;622.83

Е. М. Безродный, Г. Б. Вишняцкий **МЕТОДИКА, ТЕХНИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ** **РЕГИСТРАЦИИ ИЗМЕНЕНИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ** **МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД**

Накопленные эмпирические данные свидетельствуют об изменчивости напряженного состояния земной коры от геологического

времени до нескольких лет и более коротких периодов [1]. В связи с этим важно получить непосредственную информацию о характере напряжений, вызывающих современные движения земной коры.

В статье рассматривается возможность использования датчиков давления струнного типа для долговременной регистрации изменений механических напряжений в массиве горных пород. Отличительными особенностями приборов должны быть: длительное время работы (несколько лет), возможность установки и эксплуатации в достаточно глубоких скважинах, простота регистрации показаний и высокая стабильность условного нуля (т. е. того уровня, отклонение от которого можно рассматривать как изменение напряженного состояния) или знание закона его изменения во времени. На основании этих соображений и литературных данных [2] в качестве датчиков механических напряжений выбраны вибрационно-частотные преобразователи ДД-ЧВ (датчик давления с частотным выходом, разработанный В. К. Колтаковым). Чувствительный элемент датчика выполнен в виде цилиндра эллипсоидной формы (высота—25 мм, большая ось—36 мм, малая—20 мм), по большой оси которого в центральной части расположена виброперемычка (струна). С двух сторон струны во вкладыше размещены поляризованные электромагниты, один из которых играет роль возбудителя, а другой—адаптера. Возбуждающая и адаптерная катушки включены в соответствующие цепи электронной схемы, представляющей собой двухкаскадный усилитель с эмиттерным повторителем. Система датчик—электронная схема выполняется в едином корпусе (длина корпуса—250 мм, диаметр—36 мм) и настраивается так, чтобы собственная частота колебаний струны лежала в полосе пропускания электронного усилителя.

При изменении механических напряжений, которые действуют на боковые стенки цилиндра, меняется натяжение струны и, следовательно, частота ее собственных колебаний в соответствии с соотношением:

$$f = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{\sigma}{\rho}}, \quad (1)$$

где l — длина струны, см;

f — частота поперечных колебаний, Гц;

σ — натяжение, кг/см²;

ρ — плотность материала струны, кг·сек²·см⁻⁴.

Статическая градуировка датчиков в гидросистеме показала, что существует линейная связь между давлением, действующим на боковые стенки чувствительного элемента, и частотой собственных колебаний струны:

$$f = \alpha \cdot P \quad (2)$$

где P — давление, бар;

α — чувствительность датчика, Гц/бар.

При статической градуировке датчиков в бетонных блоках с помощью пресса наблюдается также линейная зависимость $f(P)$.

Чувствительность датчиков ДД-ЧВ составляет $\alpha = (5-6)$ Гц/бар. Более точные значения чувствительности можно получить из градуировочных графиков

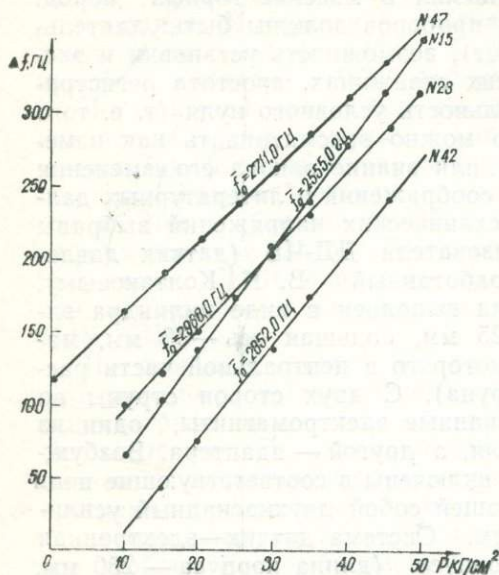


Рис. 1. Градуировочные графики ДД-4В с пределом измерения 0—50 кг/см².

производилась в камере высокого давления с грузопоршневым манометром. Предел измерения датчиков — 50 бар. Согласно паспортным данным, погрешность измерения статической нагрузки состоит из систематической (за счет гистерезиса) — 0,3% и случайной — 1%. Суммарная погрешность составляет, таким образом, 1,3% от предела измерений статической нагрузки.

При испытании датчиков давления в лабораторных условиях был разработан и смонтирован блок автоматики для ежечасного опроса датчиков и регистрации показаний цифрового табло частотомера на фотопленку.

Принцип ее работы в том, чтобы часовой механизм со специально изготовленным циферблатом включал частотомер за 15 мин до снятия показаний с целью его прогрева и температурной стабилизации. Затем контактное устройство часового механизма включает регистрирующий мотор фотокамеры. Одновременно подключается датчик и идет счет частоты. При фиксировании частоты на электронном табло частотомера с выхода его подается импульс на РФК. Фотокамера срабатывает и фотографирует показания частотомера. Количество кадров, регистрирующих показания одного датчика, зависит от времени счета, которое может регулироваться. В нашем случае оно равно пяти. Время выбрано таким образом, чтобы частота регистрировалась с точностью 0,1 Гц, а количество ежечасных достоверных измерений было бы не менее трех. В этом случае при статистической обработке среднесуточных значений мы имеем 72 показания частоты каждого работающего датчика. Эксперименты показали, что датчики генерируют частоту по стабильности не

хуже $\pm 0,1$ Гц. Следовательно, чувствительность по давлению составляет ± 20 м бар.

Датчики установлены в специальной геофизической штольне, расположенной на левом берегу р. Чирчик (район Чарвакского гидроузла). В ней пробурено несколько вертикальных шпуров для измерения изменений горизонтальной компоненты механических напряжений.

Такой выбор продиктован субгоризонтальным положением в пространстве осей главных напряжений сжатия и растяжения, определенных в очагах землетрясений этого района при построении их механизмов.

Шпуры пробурены диаметром 42 мм и глубиной 1,8—2,0 м. Как показали исследования [3, 4], влияние выработки на напряженное состояние массива горных пород максимальное на расстоянии порядка радиуса выработки и практически неощутимо на расстоянии диаметра. Если диаметр штольни 1,7—1,8 м, то глубина скважин удовлетворяет требованию наименьшего влияния выработки. Измерения проводятся на высоте 50—60 м от эрозионного среза. Средняя высота массива над штольней — около 30 м. На начальной стадии вблизи зоны разлома установлены четыре датчика. На одном крыле разлома, сложенного слоистыми известняками, на расстоянии 0,5 м забетонировано два датчика — № 15 и 42. Датчики ориентированы так, чтобы они регистрировали изменение давления на площадку, плоскость которой параллельна простиранию разлома. На другом крыле разлома, сложенного массивными известняками, забетонированы два других датчика (№ 47 и 23), также на расстоянии 0,5 м. Первый расположен так, чтобы он измерял напряжения поперек разлома, а датчик № 23 — вдоль разлома. Расстояние между парами датчиков поперек разлома составляет 3 м.

Графики изменения частоты колебаний струны датчики во времени показаны на рис. 2. По оси абсцисс отложено время (в сутках), а по оси ординат — среднесуточное значение генерируемой частоты. 7 мая 1974 г. забетонирован в скважину датчик № 42. После цементации вместо ожидаемого увеличения частота датчика начала уменьшаться. В дальнейшем генерируемая частота резко изменялась без всякой видимой причины. Осциллограмма сигнала на выходе датчика показала, что он работает в ненормальном режиме, и поэтому его показания не учитывались. 5 июня 1974 г. в скважине зацементирован датчик № 47. Процесс схватывания отражен на рис. 2 в виде относительно быстрого увеличения частоты с 5 по 13 июня. В дальнейшем частота колебаний постепенно увеличивается по квазилинейному закону. В ноябре скорость роста частоты уменьшается, а в начале декабря частота колебаний струны перестала меняться. 22 августа рядом с датчиком № 42 зацементирован датчик № 15. После процесса схватывания (аналогично датчику № 47) показания датчика стали выходить на линейно возрастающую часть (октябрь). С начала ноября ско-

рость роста частоты уменьшилась с выходом показаний на плоскую часть кривой. Датчик № 23 зацементирован 20 ноября рядом с № 47. Схватывание у него прошло аналогично №47 и 15, но не наблюдался рост частоты. Частота колебаний после схватывания перестала меняться, а в дальнейшем даже несколько уменьшилась.

Для интерпретации полученного материала были необходимы данные о процессе схватывания цементирующего раствора в ус-

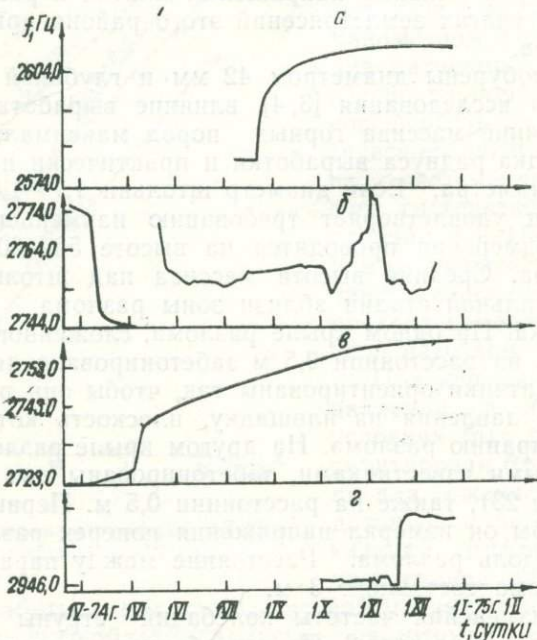


Рис. 2. Графики изменения частоты колебаний струны датчиков ДД-ЧВ во времени в массиве палеозойских известняков.

ловнях скважины. На рис. 3 показаны кривые схватывания цементирующего раствора в толстостенном стальном коробе (1) и в условиях скважин (кривые 2, 3, соответствующие датчикам № 23 и 15). За начало отсчета частоты приняты колебания струны соответствующего датчика до цементации. В процессе схватывания цементирующего раствора выделяются два этапа. В первый, длительностью около 36 часов, беспорядочно изменяется частота колебаний струны датчика. Это, по-видимому, связано с процессами становления, происходящими в растворе в это время. Во втором этапе частота колебаний струны закономерно увеличивается, стремясь к определенному пределу.

Зависимость, описывающая его, следующая:

$$f = f_0 - \frac{K}{t}, \quad (3)$$

где f_0 — частота колебаний струны при окончательном схватывании раствора;
 K — постоянная.

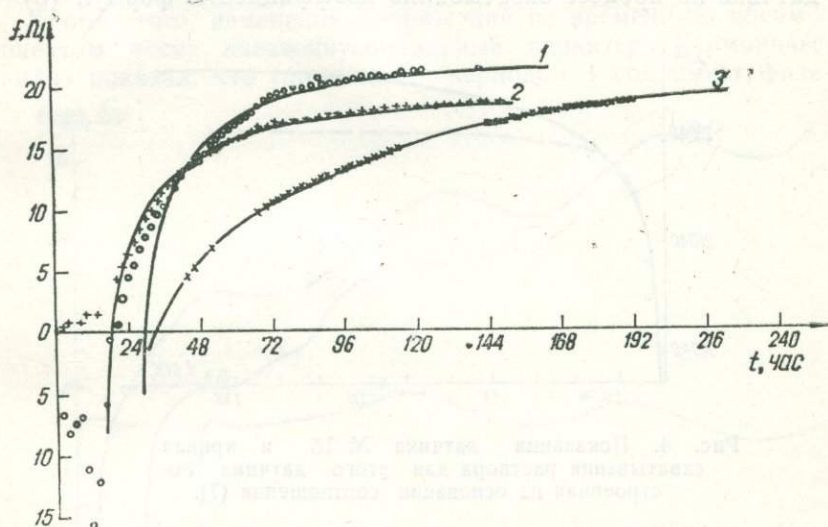


Рис. 3. Схватывание цементирующего раствора;

1 — в стальном корпусе и в скважинах (2 — датчик № 23,3 — датчик № 15).

На основании градуировочных графиков (рис. 1) можно считать, что давление на плоскость чувствительного элемента датчика пропорционально частоте колебаний струны (2).

Умножая обе части равенства (3) на α , получим:

$$P = P_0 - \frac{K_1}{t}, \quad (4)$$

где $K_1 = \alpha \cdot K$; P_0 — давление на датчики при окончательном схватывании раствора. Для кривых (рис. 3) имеем:

$$f_1 = 20 - \frac{224}{t - 8}; \quad (5)$$

$$f_2 = 23 - \frac{224}{t - 20}; \quad (6)$$

$$f_3 = 23,9 - \frac{1200}{t + 18}; \quad (7)$$

где t — время, час;
 f — Гц.

Учитывая, что $P_0 = \alpha \cdot f_0$, получим давление окончательного схватывания для датчика в массивных известняках $3,6 \pm 0,1$ бар, а в слоистых $3,4 \pm 0,1$ бар.

Обращает на себя внимание разница K для массивных (220 ± 50) и слоистых известняков (1200 ± 100), причем при схватывании раствора в железном коробе $K = 220 \pm 50$.

Таким образом, при соблюдении общей закономерности реакции датчика на процесс схватывания коэффициенты формул (5) —

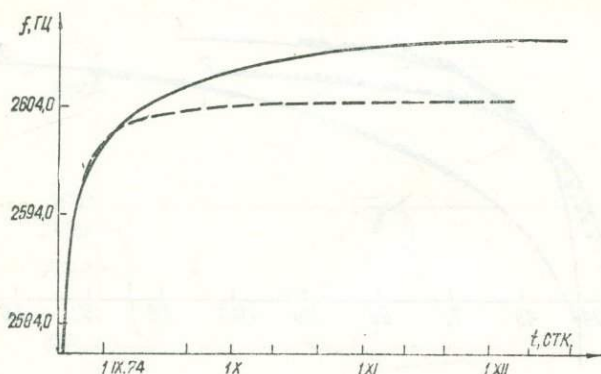


Рис. 4. Показания датчика № 15 и кривая схватывания раствора для этого датчика, построенная на основании соотношения (7).

(7) различны. По-видимому, это связано с конкретными условиями цементации: особенностями цементного раствора, разгрузкой скважины, чувствительностью струны.

Из приведенных выше соотношений и рис. 2 ясно, что возрастание частоты у датчиков № 23 и 15 не определяется только процессом схватывания цементного раствора. Для доказательства этого (рис. 4) приведены кривая показаний датчика № 15 и кривая схватывания раствора для этого датчика (соотношение 6). Увеличение частоты колебаний струны, очевидно, отражает напряжения в зоне разлома. Об этом свидетельствует и тот факт, что показания датчиков № 15 и 47 стабилизировались в одно время, а у датчика № 23, зацементированного в этот период, увеличение частоты после схватывания не зарегистрировано.

На рис. 5 показано изменение эффективного напряжения (σ эфф.) в массиве палеозойских известняков с июля — ноября 1974 г. по сентябрь 1977 г.

Анализ показаний свидетельствует об анизотропии напряженного состояния и его изменении во времени в зоне разлома. Такой вывод сделан из сопоставления показаний датчиков с условиями их ориентации по отношению к плоскости разлома. Так, датчика-

ми № 15 и 47 измерялись напряжения, нормальные к плоскости разлома, хотя и по обе стороны от контакта, а датчиком № 23 — напряжение вдоль разлома. Датчик № 15 после 16 месяцев работы перестал давать показания. Другая особенность приведенного графика — непрерывный квазилинейный рост нормальной к плоскости разлома компоненты напряжения со скоростью $\frac{d\delta}{dt} \approx 2,2$ бар/год.

Кроме этого, изменения напряжений во времени по обоим компонентам носят квазисинусоидальный характер. Гармонический анализ показал, что гармоника с периодом 1 год имеет физичес-

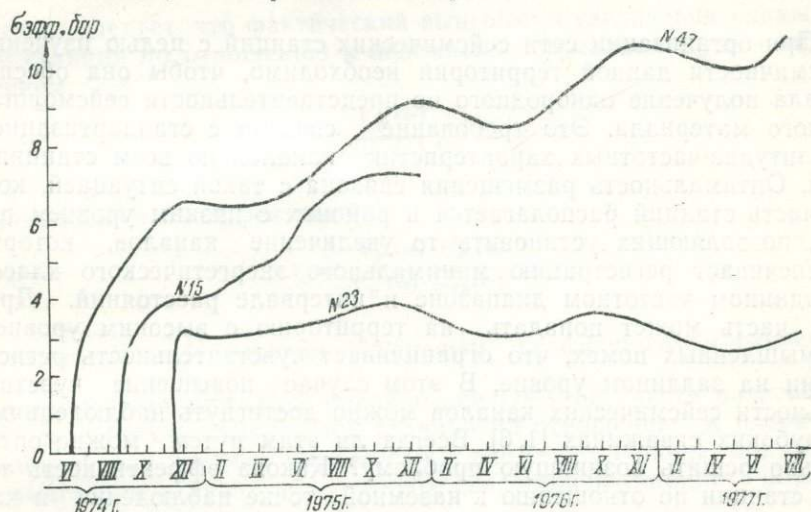


Рис. 5. Изменение во времени эффективного напряжения $\sigma_{эфф}(t)$ в массиве палеозойских слоистых и массивных известняков.

кий смысл, а величина удвоенной амплитуды этих колебаний ~ 1 бар. Качественные сопоставления с долговременными наклонномерными наблюдениями указали на возможную связь таких колебаний с сезонными метеорологическими изменениями.

В заключение следует отметить, что исследование возможности регистрации напряженного состояния массива горных пород во времени находится в начальной стадии. Однако важность этих работ, на наш взгляд, несомненна, хотя бы потому, что они явились бы существенным дополнением в комплексе работ по изучению современного напряженно-деформированного состояния земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М. В., Турчанинов И. А. [и др.]. Напряженное состояние земной коры по данным измерений в горных выработках и тектонофизического анализа. В сб. «Напряженное состояние земной коры». М., 1973.
2. Короблев А. А. Современные методы и приборы для изучения напряженного состояния массива горных пород. М., 1969.

3. Богданов П. А. [и др.]. Напряженное состояние гранитов на руднике им. Кирова (Кривой Рог). В сб. «Напряженное состояние земной коры». М., 1973.
4. Галушко П. Я., Куренков Я. И. [и др.]. Результаты исследования напряжений в массивах горных пород Львовско-Вольнского и Донецкого угольных бассейнов. В сб. «Напряженное состояние земной коры». М., 1973.

УДК 550.340

Л. М. Плотникова, К. С. Тер-Карпетова

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ СКВАЖИННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

При организации сети сейсмических станций с целью изучения сейсмичности данной территории необходимо, чтобы она обеспечивала получение однородного по представительности сейсмологического материала. Это требование связано с стандартизацией амплитудно-частотных характеристик каналов по всем станциям сети. Оптимальность размещения связана с такой ситуацией, когда часть станций располагается в районах с низким уровнем помех, позволяющих установить то увеличение каналов, которое обеспечивает регистрацию минимального энергетического класса в заданном частотном диапазоне и интервале расстояний. Другая часть может попадать на территорию с высоким уровнем промышленных помех, что ограничивает чувствительность регистрации на заданном уровне. В этом случае повышение чувствительности сейсмических каналов можно достигнуть наблюдениями в глубоких скважинах [1, 6]. Всегда ли этим путем можно оптимально решить возникшую проблему? Какова эффективность такой станции по отношению к наземной точке наблюдения и как ее оценить? Под эффективностью скважинной станции мы понимаем ее разрешающую способность в заданном частотном диапазоне регистрировать представительные землетрясения для изучаемой территории (т. е. в данном интервале эпицентральных расстояний).

Амплитудный уровень сейсмических сигналов, регистрируемых наземной станцией, определяется соотношением:

$$A_n(\omega) = A_0(\omega) \cdot U_{\Sigma h}(\omega) V_n(\omega), \quad (1)$$

где $A_0(\omega)$ — амплитудный уровень сигнала, определяемый очагом землетрясения;

$U_{\Sigma h}(\omega)$ — коэффициент усиления за счет тонкослоистой среды в точке регистрации;

$V_n(\omega)$ — рабочее увеличение сейсмического канала.

Для скважинной станции с сейсмодатчиком, расположенным на глубине h , амплитудный уровень регистрируемых сигналов следующий:

$$A_c(\omega) = A_0(\omega) \cdot U_h(\omega) \cdot V_c(\omega), \quad (2)$$

где $A_0(\omega)$ — имеет тот же смысл, что и в (1);
 $U_h(\omega)$ — коэффициент усиления части разреза, соответствующей глубине заложения сейсмодатчика;
 $V_c(\omega)$ — рабочее увеличение скважинного сейсмоканала.

Заранее можно утверждать, что с заглублением сейсмодатчика и снижением фона помех, будут выполняться соотношения:

$$\begin{aligned} V_n(\omega) &\ll V_c(\omega) \\ U_{\Sigma h}(\omega) &\gg U_h(\omega). \end{aligned} \quad (3)$$

Отсюда следует, что фактический выигрыш в увеличении скважинной станции по отношению к наземной определяется не соотношением

$$\frac{V_c(\omega)}{V_n(\omega)},$$

а коэффициентом эффективности

$$\eta_1 = \frac{V_c(\omega) \cdot U_h(\omega)}{V_n(\omega) \cdot U_{\Sigma h}(\omega)}. \quad (4)$$

Величину $K = \frac{U_{\Sigma h}}{U_h}$ назовем фиктивным коэффициентом усиления для данной станции. Как правило, оценке этой части разрешающей способности скважинной станции по отношению к наземной исследователи уделяют определенное внимание. Правда, при оценке выигрыша в увеличении канала скважинной станции учитывается соотношение:

$$\frac{V_c(\omega)}{V_n(\omega)},$$

а не

$$\frac{V_c(\omega)}{V_n(\omega)} \cdot \frac{U_h(\omega)}{U_{\Sigma h}(\omega)}.$$

Однако, как показали исследования разрезов в Приташкентском районе и Юго-Восточной Фергане, значение $U_{\Sigma h}$ на резонансных частотах достигает 4—12 [3, 10]. Это существенно снижает коэффициент эффективности скважинной станции по отношению к наземной точке наблюдения.

Вторая сторона вопроса — обеспечивает ли это увеличение разрешенность записи в заданном динамическом диапазоне и интервале эпицентральных расстояний, — как правило, вообще не рассматривается. Оценка эффективности скважинной станции по сравнению с наземной и ее разрешающая способность суммируются в результате решения этих двух вопросов. И, в конечном

итоге, оптимизация сейсмических наблюдений в данном регионе зависит от эффективности всех станций, входящих в данную сеть.

Оптимальная амплитудно-частотная характеристика сейсмического канала скважинной станции определяется на основании информации о характере шума в данной точке наблюдения — его частотном составе и фильтрующих свойствах среды [1, 6, 12—16]. Анализ результатов работ [1, 7, 12, 15] позволил сделать общие выводы о частотном составе помех:

1. Интенсивность микросейсм достаточно быстро убывает с глубиной, что указывает на значительное содержание в сейсмическом шуме поверхностных волн.

2. На больших глубинах ($H > 1000$ м) в сейсмическом шуме присутствуют объемные или интерференционные — поверхностные и объемные волны. Процентное содержание первых в микросейсмках зависит от района расположения скважины. В некоторых случаях они вносят существенный вклад в сейсмический шум.

3. Абсолютный максимум в кривых распределения спектральной плотности соответствует диапазону частот 3,3—10,0 Гц. Эти гармоники характеризуются устойчивостью во времени и постоянством распределения в различных районах. Кроме этого, выделяется максимум второго порядка на частотах 0,2—0,5, 0,6—1,3 Гц.

Интенсивность тех или иных гармоник спектра шума определяется фильтрующими свойствами среды в данной точке. Коэффициент фильтрации для данной точки наблюдения может быть рассчитан экспериментально — сопоставлением записей, полученных на свободной поверхности и глубине h_i , или теоретически. В последнем случае для расчета спектральной характеристики данного разреза может быть использован матричный метод Хаскелла — Томпсона [11, 16, 17]. Задаваясь значениями предельного расстояния, определяемого размерами региона, и предельного (минимального) энергетического класса землетрясения, оценим эффективность скважинной станции.

В качестве примера рассмотрим оценку эффективности скважинной станции «Эпицентральная» (глубина забоя 2400 м), пробуренной в гипоцентральной зоне Ташкентского землетрясения 24.IV. 1966 г. На первом этапе скважина служила для изучения геолого-литологического состава и физических свойств пород в очаговой зоне землетрясения. Впоследствии использовалась для стационарных сейсмических наблюдений и включена в сеть станций Ташкентского геодинимического полигона [1] (рис. 1).

Частотный состав и характер затухания с глубиной отдельных гармоник спектра помех в районе скважины «Эпицентральная» изучали В. Г. Катренко и др. [6].

На спектральных кривых, полученных для интервалов глубин 100, 800 и 1500 м, выделяется абсолютный максимум в области частот 4,0—10,0 Гц. В спектре шума, соответствующего глубине 1500 м, наряду с ним выделяются два максимума второго поряд-

ка на частотах 0,7—1,5 и 2,0—3,5 Гц. Области максимумов достаточно узкие.

Проведенное сопоставление интенсивности различных гармоник в спектрах шума на глубине 1500 м и свободной поверхности показало, что максимальному поглощению с глубиной подвержены частоты 2,0—3,5 Гц (область частот, связанная с «культурным шумом»); более устойчивые по глубине — гармоники 4,0—10,0 Гц.

Таким образом, сопоставление результатов изучения частотного состава микросейсм в скважине «Эпицентральная» с данными по другим районам (Япония, США, СССР) [7, 12, 13] подтверждает вывод о стационарности час-

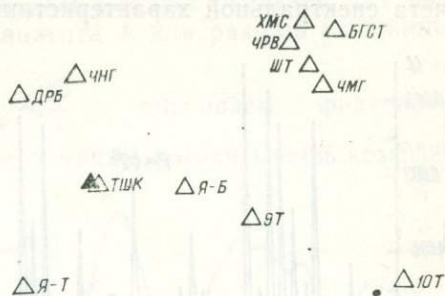


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций Ташкентского геодинамического полигона.

Таблица 1

Геолого-геофизический разрез сейсмостанции „Эпицентральная“

Литология	Возраст	<i>a</i> , кт/сек	<i>b</i> , км/сек	<i>H</i> , м	ρ , г/см ³
Глинистые алевролиты	<i>Q</i>	0,60	0,26	220	1,6
Алевролитовые глины, мергелистые глины					
Алевролиты, песчаники	<i>Ng</i>	2,30	1,15	570	1,7
Алевролитовые глины, песчаники	<i>Ng</i>	2,60	1,60	60	1,8
Алевролиты слюдястые, глины алевролитовые	<i>Ng</i>	3,80	2,20	475	2,0
Песчаники кварцевые, мергели кремнистые	<i>Pg</i>	3,20	1,80	150	2,1
Песчаники, алевролиты глинистые, глины алевролитовые	<i>Cr</i>	3,20	1,90	109	2,1
Аргиллиты алевролитовые, песчаные, песчаный туф, доломит	<i>Cr</i>	3,80	2,0	386	2,36
Песчаник, паттум, глина	<i>Cr</i>	3,20	1,95	311	2,41
Туфобрекчия, алевролиты, аргиллиты, песчаники	<i>Tr-I</i>	3,90	2,15	70	2,50
Туфобрекчия	<i>Pz</i>	4,20	2,30	2100	2,61
Известняки, туфы	<i>Pz</i>	5,1—5,3	3,0	∞	2,73

тотного состава микросейсм и преобладании на больших глубинах микросейсм объемных волн.

На основании этого вывода рассчитан коэффициент фильтрации — количественное выражение частотно-избирательных свойств грунтов скважины «Эпицентральная». Используется алгоритм расчета спектральной характеристики тонкослойных сред [9]. Входной информацией служат значения физических параметров отдельных прослоев разреза, эпицентральных расстояний до очаговых зон, землетрясения которых представляют интерес.

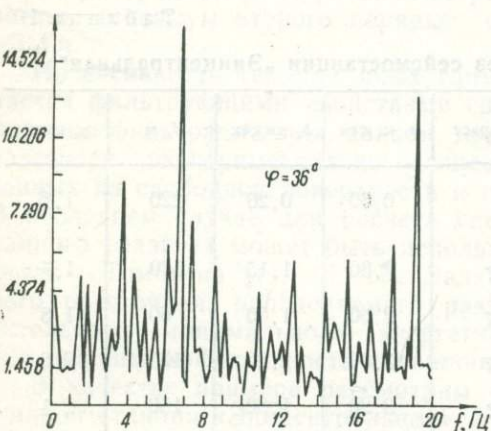
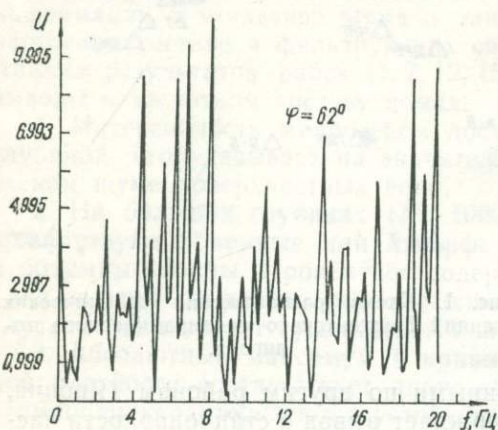


Рис. 2. Спектральные характеристики разреза $\Sigma h=4500$ м для скважины «Эпицентральная» Ташкентской и Бричмуллинской очаговых зон.

Коэффициенты усиления рассчитывались как для всего разреза $U_{\varepsilon h}$ при $\Sigma h=4500$ м, так и U_h — для глубины заложения сейсмодатчика $h=1800$ м. Спектральные характеристики этих вариантов разреза приведены на рис. 2, 3, а значения коэффициентов усиления даны в табл. 2.

На основании полученных результатов оцениваем соотношение $k = \frac{U_{\varepsilon h}}{U_h}$, которое имеет смысл коэффициента фиктивного усиления

Модель строения среды в районе скважины «Эпицентральная» построена по данным Е. М. Бутовской [2], Н. М. Гриднева [5], сейсмического зондирования и каротажа скважин, расположенных на территории г. Ташкента [4]. Кроме того, использованы аналитические зависимости, полученные Г. Н. Назаровым для физических параметров среды [8]. Среда аппроксимировалась разрезом, состоящим из девяти слоев, залегающих на скальном фундаменте — палеозойских известняках (табл. 1).

Расчет проводился для диапазона углов падения сейсмических лучей $32-67^\circ$, что соответствует интервалу эпицентральных расстояний $3-250$ км, соответствующих удаленности скважины от потенциально опасных очаговых зон территории Узбекистана. Рассматривался случай падения P и S волн.

сейсмических сигналов, регистрируемых на свободной поверхности Σh по отношению к глубине сейсмодатчика (табл. 2). Как и следовало ожидать, $k(\Delta)$ и для интервала рассматриваемых расстояний изменяется в пределах $3,3 < k < 7,0$. Следует отметить, что экспериментальное значение коэффициента k для разреза скважины «Эпицентральная» равно 4—6 [6].

Используя соотношение $V_{сф} = \frac{V_c}{k}$, оцениваем фиктивное увеличение сейсмического канала, а также рассчитываем коэффициент эффективности η скважинной станции по сравнению с наземной (табл. 3). Чувствительность регистрирующих каналов наземных сейсмостанций, расположенных на территории г. Ташкента, ограничивается фоном сейсмического шума и равна $2 \cdot 10^3$ — $5 \cdot 10^3$.

Полученные результаты показали, что наблюдения в скважине, на первый взгляд, позволили на порядок поднять увеличение регистрирующего канала по сравнению с наземной точкой наблюдения. Фактически же фиктивное увеличение скважинной станции по отношению к наземной составляет $1 \cdot 10^4$ — $1,5 \cdot 10^4$ (при абсолютном увеличении $5 \cdot 10^4$ и $8 \cdot 10^4$).

Теперь оценим, какой выигрыш имеем в регистрации землетрясения минимального энергетического уровня—представительного для Ташкентского геодинамического полигона. С этой целью (при учете площади полигона) рассчитывались предельные расстояния (табл. 4) в зависимости от энергетического класса представительных землетрясений и чувствительности канала (с учетом критерия дальности регистрации и номограммы Т. Г. Раутиан). При расчетах принято, что отношение сигнал—помеха равно 2 и смещение не < 1 мм, что обеспечивает возможность уверенного выделения полезного сигнала на фоне помех.

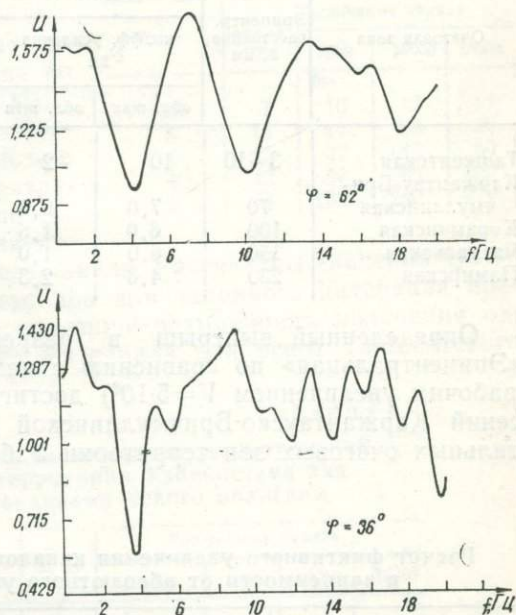


Рис. 3. Спектральная характеристика разреза, соответствующего глубине сейсмодатчика $h=1800$ м, для землетрясений Ташкентской и Бричмуллинской очаговых зон.

На основании данных табл. 4 в зависимости от чувствительности канала оцениваем величину представительного класса землетрясений различных очаговых зон Узбекистана (табл. 5).

Таблица 2

Коэффициенты усиления грунта с/ст. «Эпицентральная» для землетрясений потенциально опасных зон территории Узбекистана (глубина сейсмодатчика $H=1800$ м)

Очаговая зона	Эпицентр. расстояние, Δ , км	Суммарный разрез $H=2400$ м		Разрез $H=1800$ м		Фиктивный коэффициент усиления, k
		коэфф. усиления $U_{\Sigma H}$		коэфф. усиления U_H		
		обл. max	обл. min	обл. max	обл. min	
Ташкентская	3-10	10	2	1,4	0,7	7,0
Каржантау-Бричмуллинская	70	7,0	0,8	1,8	0,9	4,0
Кураминская	100	6,0	1,5	1,7	1,2	3,5
Чаткальская	150	6,0	1,0	1,8	0,9	3,4
Памирская	230	4,3	2,3	1,3	0,6	3,3

Определенный выигрыш в разрешающей способности с/ст «Эпицентральная» по сравнению с наземной (ЦСС «Ташкент» с рабочим увеличением $V=5 \cdot 10^3$) достигается только для землетрясений Каржантауско-Бричмуллинской зоны (табл. 5). Для остальных очаговых зон территории Узбекистана и его горного об-

Таблица 3

Расчет фиктивного увеличения каналов с/ст «Эпицентральная» в зависимости от абсолютного увеличения станции

Абсолютное увеличение канала скважинной станции	η	Фиктивное увеличение в зависимости от расстояний $V_{сф}(\Delta)$		Среднее значение $\bar{V}_{сф}$
		5-30 км	70-250 км	
$5 \cdot 10^4$	1,4	$7 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^4$
$8 \cdot 10^4$	2,3	$1,1 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$

рамления существенного выигрыша в понижении уровня представительных классов землетрясений не имеем.

Для оптимизации системы наблюдений по Ташкентскому геодинамическому полигону с целью получения однородного материала (учитывая, что для северной части представительными являются землетрясения $K=7$) абсолютное увеличение скважинной станции должно быть порядка $V_c=1,6 \cdot 10^5$, что соответствует фиктивному увеличению $V_{сф}=2,5 \cdot 10^4$.

Выводы. Одним из факторов, определяющих оптимальность системы сейсмических наблюдений, является оценка эффективности отдельной станции. Это понятие включает оценку того увеличения канала, которое обеспечивает регистрацию землетрясений представительного энергетического класса для заданного диапазона расстояний. Это особенно важно в отношении скважинных сейсмических станций, стоимость которых выше наземных.

На примере оценки эффективности с/ст «Эпицентральная» по отношению к наземной (ЦСС «Ташкент») показана возможность теоретического прогноза и количественных оценок фильтрующих свойств разреза, что позволяет рассчитать значения фиктивного увеличения сейсмического канала. Рассчитаны значения чувствительности сейсмических каналов для заданного интервала предельных расстояний, обеспечивающие возможность получения однородного сейсмологического материала для всего Ташкентского геодинамического полигона.

Таблица 4

Значения предельных расстояний (км) для регистрации землетрясений заданного энергетического класса при различном увеличении канала

Класс	Увеличение канала			
	2000	5000	10000	15000
5	7	10	12	14
6	14	17	23	30
7	23	32	43	50
8	43	57	85	100
9	70	130	240	270

Таблица 5

Оценка представительного класса землетрясений очаговых зон территории Узбекистана для Ташкентского геодинамического полигона

Очаговая зона	Δ , км	Увеличение канала			
		2000	5000	10000	15000
Ташкентская	30	7,0—8,0	7,0	7,0	6,0
Каржантау-Бричмуллинская	70	9,0	9,0	8,0	8,0
Кураминская	100	—	9,0	9,0	8,0
Чаткальская	150	—	9,0	9,0	9,0
Памирская	250	—	—	9,0	9,0

Показано, что выполнение этого требования на скважинной станции «Эпицентральная» обеспечивается при абсолютном увеличении канала, равном $1,6 \cdot 10^5$ (фиктивном $2,5 \cdot 10^4$).

Спектральная характеристика и значение коэффициента усиления для разреза скважины «Эпицентральная», полученные экспериментальным путем и методом теоретического прогноза, совпадают с точностью до 80%. Это позволяет использовать алгоритм расчета фильтрующих свойств тонкослоистых сред для выбора оптимальных амплитудных частотных характеристик и оценки разрешающей способности скважинных станций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенович Г. И. [и др.]. Изучение закономерностей убывания фона сейсмических помех с глубиной в городах Алма-Ате и Ташкенте. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1972, № 11.
2. Бутовская Е. М. Скоростной разрез земной коры района г. Ташкента. В сб. «Ташкентское землетрясение 26. IV. 1966 года». Ташкент, 1972.
3. Бутовская Е. М. [и др.]. Сейсмичность Вост. Ферганы. Ташкент, 1966.
4. Валиев Т. С., Эргашев Т. Э. Сейсмическая характеристика мезокайнозойских образований Приташкентского района. В сб. «Сейсмология и сейсмотектоника Узбекистана». Ташкент, 1971.
5. Гриднев Н. И. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М., 1971.
6. Катренко В. Г. [и др.]. Сейсмологические наблюдения в глубокой скважине, расположенной в г. Ташкенте. В сб. «Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана». Ташкент, 1974.
7. Кондорская Н. В., Аранович З. И. Методические основы оптимизации системы сейсмических наблюдений. «Физика Земли», 1971, № 7.
8. Назаров Г. Н. Методические указания по комплексным сейсмогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям с применением портативных сейсморазведочных установок. М., 1969.
9. Плотникова Л. М. Методика учета влияния зоны малых скоростей на амплитуды колебаний. «Изв. АН УзССР», сер. техн. наук, 1968, № 4.
10. Плотникова Л. М., Ситникова В. А., Гатауллина А. Г. Трансформация амплитудных и энергетических спектров сейсмических волн в условиях сложных сред. Ташкент, 1976.
11. Ратникова Л. И., Левшин А. Е. Расчет спектральных характеристик тонкослоистых сред. «Физика Земли», 1967, № 2.
12. Douze E. I.—Short-period seismic noise Bull. Seism. Soc. Am., v. 57, № 1, 1967.
13. Gupta I. N.—Standing Wave Phenomena in Short—period seismic noise. Geophysics, v. 30, № 6, 1965.
14. Moskvina A. G. Shebalin N. V. A Study of Seismic noise and calculation of the optimum seismograph constants. Studia geoph. et geod. 5, 1963.
15. Frantti G. E., Willis D. E., Wilson I. A. The spectrum of seismic noise Bull. Seism. Soc. Amer 52, 1962.
16. Haskell N. A. The dispersion of surface waves on multylayered media Bull. Seism. Soc. Am. 1953, № 1.
17. Thompson W. T. Transmission of elastic waves through a Stratified solid material. «J. Appl. Phys» 1950, 21, № 2.

УДК [551.242]4

Э. Д. Сандлер

РЕЗУЛЬТАТЫ ОДНОВРЕМЕННЫХ НАБЛЮДЕНИИ С ПОМОЩЬЮ НАКЛОНОМЕРОВ И ДЕФОРМОМЕТРОВ НА РАЗЛОМЕ

В последние годы большое внимание уделяется изучению медленных движений в местах строительства крупных гидросооружений, где имеются тектонические нарушения. Наши изыскания проводились на Сохском водохранилище в Средней Азии. Особенностью исследований явилось то, что они проводились одновременно двумя принципиально разными приборами.

На участке створа плотины р. Сох протекает в асимметричной долине корытообразной формы. Ее левый борт и частично правый сложены массивными известняками карбона. Горный массив рас-

сечен трещинами, но наибольшую возможную опасность для устойчивости сооружения, по мнению инженеров-геологов, представляет Ункурсайский разлом. Он прослеживается с левого берега р. Сох почти перпендикулярно руслу, пересекает его и продолжается параллельно правому берегу (рис. 1).

На правом борту долины на известняки надвинуты глинистые сланцы, надвиг сопровождается зоной дробления в известняках мощностью 25—40 м. Глинистые сланцы имеют тектонический контакт с известняками.

Наблюдения проводились в разведочной штольне, пересекающей Ункурсайский разлом. 70-метровая штольня пройдена в правобережном примыкании плотины (высота над уровнем моря 1115 м). В штольне оборудованы пункты для наклономеров и деформометров, а также помещение для регистрации. Для создания изотермических условий в штольне установлено шесть перегородок с дверьми. По протяжению штольни чередовались крепленные и некрепленные участки. Вся аппаратура находилась в некрепленной части штольни. Перегородки ставились с таким расчетом, чтобы отделить приборные отсеки от крепленной части, так как не исключена возможность «затекания» воздуха от устья и из зоны крепления.

Температура в штольне регистрировалась непосредственно у приборов термографами сопротивления, имевшими чувствительность примерно $0,001^\circ$.

Исследования проводились с 1970 г. пятью комплексами наклономеров А. Е. Островского и тремя трехкомпонентными деформометрами. Наклономерные пункты I и II располагались на восточном борту разлома на расстоянии 69 и 66 м от устья штольни соответственно, II—III расположены на западном борту в 62 м от устья и II—IV находились на 42 м в зоне дробления. В табл. 1 приводятся результаты наблюдений на пунктах.

Анализ наклономерных наблюдений на Ункурсайском разломе дал следующие результаты:

- 1) наклоны, измеренные на бортах разлома, заметно отличаются по направлению (восточный борт — СВ 298° , западный — ЮЗ 160°) и незначительно по величине;
- 2) величины медленных наклонов на разных участках штольни колеблются от $1''8$ до $2''8$ дуги/год, что соответствует величине вертикальных смещений на базе 1 м от 9 до 14 мк;

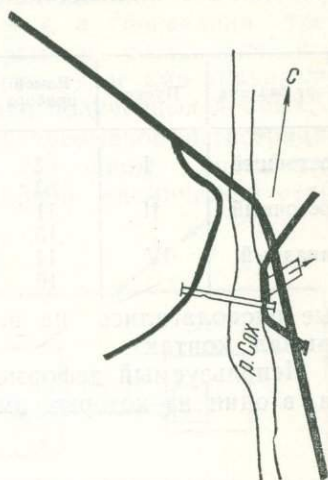


Рис. 1. Место расположения плотины и штольни по отношению к Ункурсайскому разлому.

3) с удалением от контакта величина вертикальных смещений затухает (рис. 2).

Наряду с наклономерными наблюдениями в той же штольне проводились исследования деформометрами (Д-I и Д-II), кото-

Таблица 1

Борт разлома	Пункт	Номер прибора	Годовой наклон		Среднее для пункта, сек/год	Величина смещения, мк
			сек.	азим.		
Восточный	I	5	0,7	Север	СВ 1,8	9
		53	1,6	Восток		
Восточный	II	11	1,4	Север	СВ 2,8	14
		15	2,5	Восток		
Западный	IV	14	2,5	Юг	ЮЗ 2,6	13
		16	1,0	Запад		

рые располагались на восточном борту разлома, а Д-III перекрывал контакт.

Используемый деформометр представляет собой два постаumenta, в один из которых вмурована труба, а на другом установле-

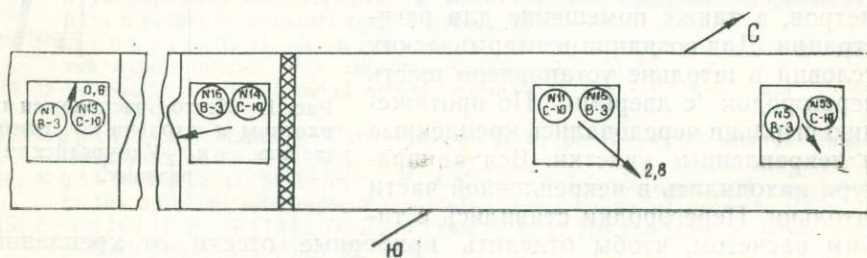


Рис. 2. Векторы медленных наклонов на ст. „Сох.“

ны тензометры, отмечающие смещения постаментов относительно друг друга в трех перпендикулярных плоскостях. Показания смещения снимались визуально один раз в пять суток (табл. 2).

Таблица 2

Расположение	Номер деформометра	Смещения в год по составляющим, мк		
		x	y	z
Восточный борт	I	+11	-14,4	-5
Восточный борт	II	+12	-18,0	+12
Через контакт	III	+26,5	+780	-25

Анализ результатов наблюдений с помощью деформометров показал, что смещения по всем составляющим незначительны — по составляющей x +26,5 мк, по z -25 мк, за исключением составляющей y у деформометра Д-III, составившие 780 мк в год

(рис. 3). Такое достаточно большое смещение по y -составляющей говорит о сдвиговом характере движения по разлому. Сопоставление результатов наблюдений, полученных с помощью наклономеров и деформометров, установленных на одном борту, показало их согласие в величине вертикальных смещений.

Величина смещения по составляющим x , z (показания трех деформометров) очень мала, в то же время по составляющей y (деформометр Д-III, перекрывающий контакт) весьма значительна. В связи с этим возник вопрос проверки полученных данных.

А. Е. Островский предложил схему непрерывной регистрации смещения по составляющей y на Д-III. На одном постаменте Д-III установили осветитель от стационарной сейсмической стан-

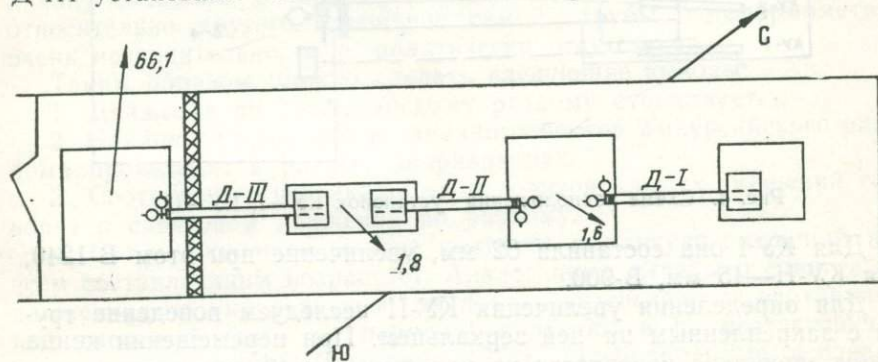


Рис. 3. Векторы смещений по деформометрам на ст. «Сох»

ции, луч которого попадал на призмы фотоэлектрического преобразователя, снятого с накломера и установленного на другом постаменте так, чтобы луч осветителя, как и труба, пересекал зону контакта.

Регистрация производилась гальванометрическим способом на фотобумагу так же, как и у накломера (рис. 4). Эта установка была поставлена для непосредственного контроля смещения постаментов Д-I относительно друг друга.

Увеличение КУ-I определялось только фотоэлектрическим увеличением фотопреобразователя, т. е. отношением смещения записи на ленте y к смещению пятна осветителя на призмах y за тот же промежуток времени.

Параллельно с установкой I была поставлена КУ-II, призванная проверить, не вызвана ли такая большая величина смещения по составляющей y на Д-III деформациями самой трубы. Для этого на конце трубы Д-III закрепили зеркальце так, чтобы луч света из осветителя, установленного на постаменте, в котором зауровнована труба, попадая на призмы фотоэлектрического преобразователя, находящегося на том же постаменте, что и осветитель, отразился от зеркальца.

Увеличение КУ-II определялось, помимо увеличения фотообразователя, еще длиной самой трубы и расстоянием от зеркальца

до фотообразователя. Увеличение фотообразователей определялось следующим образом: при помощи стрелочного гальванометра луч осветителя выставлялся в такое положение, при котором фототок равен 0, и зайчик гальванометра на шкале регистрируется также устанавливался в нулевое положение. Затем поворотом микрометричного винта по часовой стрелке блок фотопреобразователя сдвигался на 50 мк, и замечалась величина отклонения зайчика гальванометра на шкале регистрируется.

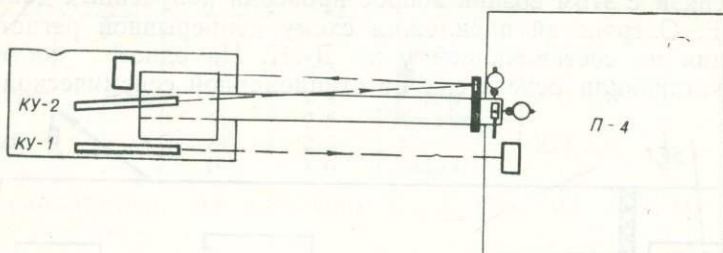


Рис. 4. Схема расположения установок КУ-I, КУ-II

Для КУ-I она составила 62 мм, увеличение при этом В-1240; для КУ-II—45 мм, В-900.

Для определения увеличения КУ-II исследуем поведение трубы с закрепленным на ней зеркальцем. При перемещении конца трубы зеркальце повернется на какой-то угол θ , при этом отраженный луч осветителя повернется на угол 2θ . При длине трубы r (в нашем случае 700 мм, считая от места закрепления до зер-

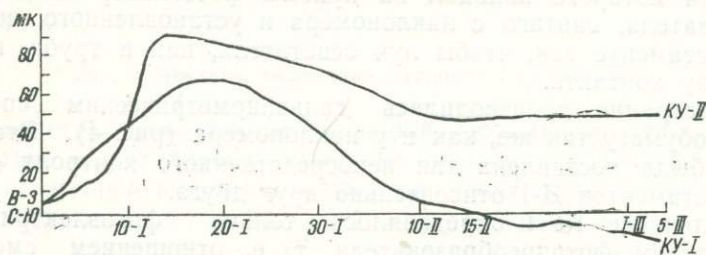


Рис. 5. Кривые смещений, зарегистрированных контрольными установками.

кальца) и расстоянии от зеркальца до фотообразователя R ($B=900$).

Коэффициент, на который надо умножить B , будет $K=R/r$, т. е. увеличение КУ-II равно: $E=B \cdot K$ (в нашем случае $E=2250$).

Регистрация смещений с помощью контрольных установок (КУ-I и КУ-II) велась с 26 декабря 1971 г. в течение 2,5 месяца (рис. 5). Из графика ясно виден установочный характер обеих кривых, который примерно одинаково длился у обеих установок и составил почти по 40 дней.

После установочной кривой на КУ-II смещения почти не фиксировались, что свидетельствует о малых деформациях трубы, которые на показания тензометров не влияют.

У КУ-I после установочной кривой продолжало фиксироваться смещение одного порядка с показаниями тензометра. С 1—10 марта зафиксировано смещение в 9 мк; на КУ-1 за этот же срок — 7 мк. Совпало направление смещения западного постамент Д-III относительно восточного по тензометрам и КУ-I.

Из сопоставления материалов наблюдений по Д-III и КУ-I выявлено, что смещения в горизонтальной плоскости по составляющей y существуют. Тензометры регистрируют действительную величину смещений и направление движений одного постамент относительно другого; смещение самой трубы деформометра очень незначительно, т. е. практически отсутствует.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Движение по Ункурсайскому разлому существует.
2. Наклоны восточного и западного бортов Ункурсайского разлома происходят в разных направлениях.
3. Соотношение вертикальных и горизонтальных смещений говорит о сдвиговом движении по разлому.
4. С приближением к зоне контакта амплитуда смещений по всем составляющим возрастает. Аналогичные выводы о сдвиговых движениях по Ункурсайскому разлому и интенсивности вертикальных смещений (того же порядка) получены и по неотектоническим исследованиям (Садыков, 1971). Одновременные исследования двумя принципиально разными приборами (наклономерами и деформометрами) позволили установить не просто движения по разлому, но и более точно выявить их характер, так как оба типа приборов не дублируют, а как бы дополняют друг друга. Для более полного познания происходящего явления, очевидно, необходимо проводить в одном и том же месте наблюдения обоих видов. Движения по разлому подтверждает высокая сейсмичность этого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Миронова Л. И. Наклоны земной поверхности по наблюдениям в шурфах близ ст. Горки Ленинские. В сб. «Земные приливы и внутр. строение Земли». М., 1967.
2. Островский А. Е. Сейсмонакломер с фотоэлектрической регистрацией. «Бюлл. Совета по сейсмологии», 1957, № 6.
3. Островский А. Е. Приливные наклоны по наблюдениям с параллельными приборами. В сб. «Изучение земных приливов». М., 1964.
4. Островский А. Е., Широков И. А. Наклономерные наблюдения с увеличенной базой накломера. В сб. «Изучение приливных формаций и медленных наклонов земной поверхности», М., 1969.
5. Широков И. А. Приливные наклоны земной поверхности по наблюдениям в Саянах. В сб. «Медленные колебания Земли». М., 1970а.
6. Широков И. А. Наклономерные исследования при инженерно-геологических изысканиях. В сб. «Медленные колебания Земли». М., 1970б.

СОДЕРЖАНИЕ

Сейсмичность и сейсмическое районирование

В. И. Уломов. Динамика земной коры и сейсмическое районирование территории Западного Узбекистана	3
Ю. В. Хоменюк, Г. П. Филиппова, Д. Б. Фирсова, Ю. К. Щукин, Р. Н. Ибрагимов, Ф. Ф. Зияутдинов. Оценка пространственного распределения сейсмичности по комплексу геолого-геофизических данных	17
И. Б. Яковлева. Прогнозирование сейсмической активности по комплексу геолого-геофизических параметров	21

Изучение очаговых областей

В. И. Уломов. Методика поиска прогностических признаков землетрясений.	30
Е. М. Безродный. Механизм Газлийских землетрясений по сейсмологическим данным.	42
В. И. Уломов. Физическая модель очаговой области Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 года.	53
Н. В. Уломова, Р. П. Фади́на, Т. П. Меркулова. Оперативное изучение сейсмического режима афтершоков Газлийских землетрясений с целью их прогнозирования	64
И. Б. Яковлева, В. Н. Яковлев. Сейсмичность Кызылкумов и некоторые представления о формировании очаговой области Газлийских землетрясений 1976 г.	75
Л. М. Плотникова, Л. М. Матасова, В. П. Суров, В. И. Махмудова. Особенности проявления землетрясений в районе Чарвакского водохранилища в период максимального заполнения.	92
В. Н. Яковлев, А. А. Цхай. Результаты изучения приливных наклонов Земли по наблюдениям в Ферганской впадине в 1964—1975 гг.	105
Г. И. Аванесьянц, Р. М. Нуретдинов, М. С. Якубов. Некоторые результаты наблюдений за уровнем воды в скв. «Эпицентральная».	112
И. М. Махкамджанов. О результатах измерений вариаций $\rho_{\text{эф}}$ во времени на Кызылкумском геодинамическом полигоне	115
В. Р. Бейерле. О сейсмологических исследованиях движения Атчинского оползня.	119

Характеристики параметров очагов землетрясений

А. Г. Аронов, М. В. Соколов. Определение на ЭВМ кажущихся скоростей и азимутов на эпицентры землетрясений по данным локальной группы телеметрических станций.	125
В. П. Суров. Алгоритм параметризации очагов землетрясений, используемый в Узбекистане	126
Р. П. Фади́на. Оценка стационных и очаговых условий и увеличение точности определения координат очагов землетрясений Узбекистана.	136
У. Ж. Жумабеков. Изучение энергетических характеристик Кызылкумских землетрясений.	140
М. Г. Фленова. Оценка точности определения параметров очагов землетрясений	145

Аппаратура и методика наблюдений

А. Н. Султанходжаев, И. Г. Чернов, Т. А. Исмаилов, Т. Закиров. Телеметрия в практике гидрогеосейсмологических наблюдений.	149
Х. М. Исмаили. Устройство сопряжения для СЦВМ	155
М. С. Якубов, Х. У. Мирзаиров. Некоторый опыт использования сейсмотелеметрии в локализации афтершоков Газлийских землетрясений	159
В. Г. Катренко, Т. А. Исмаилов. Логарифмический усилитель в сейсмометрической практике	163
С. С. Арефьев, В. М. Фрейд. Сеть сейсмографов сильных движений в Дагестане.	170
В. Г. Катренко. Калибровка сейсмических каналов.	176
В. А. Ан, И. П. Баширов, А. А. Васильев, В. И. Ерофеев, В. А. Коновалов. Специализированный анализатор сейсмических сигналов.	184
Е. И. Соколова. Анализ надежности и эффективности работы Ташкентской группы телеметрических станций.	188
Л. М. Плотникова, Е. В. Квашин, У. Т. Тилявалдиев, И. И. Каминский. Структурная схема автоматизированного регистрационного комплекса инженерно-сейсмометрической службы Чарвакской плотины	191
Х. М. Исмаили, Д. А. Иргашева. Сервисное математическое обеспечение для СЦВМ	207
Е. М. Безродный, Г. Б. Вишняцкий. Методика, техника и некоторые результаты регистрации изменений напряженного состояния массива горных пород	210
Л. М. Плотникова, К. С. Тер-Карапетова. Оценка эффективности скважинной сейсмической станции	218
Э. Д. Сандлер. Результаты одновременных наблюдений с помощью наклонмеров и деформометров на разломе	226

Коллектив

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ

*Утверждено к печати
Ученым советом Института сейсмологии
и Отделением наук о Земле АН УзССР*

Редактор Л. Ежова
Технический редактор Р. Ибраимова
Художник В. Тий
Корректор М. Саггарова

ИБ № 670

Сдано в набор 12/VI-79 г. Подписано к печати 31/VII-79 г. P04686. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл.-печ. л. 15,0.
Уч.-изд. л. 15,60. Тираж 1000. Заказ 132. Цена 2 р. 70 к.

Адрес Издательства «Фан»: 700047. Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография Изд.-ва «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

УДК 550.343.4

Уломов В. И. Динамика земной коры и сейсмическое районирование территории Западного Узбекистана. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—5, библи.—9 назв.

Особенности деформирования земной коры и сейсмичности территории активизированной Туранской платформы предьявляют дополнительные требования к методам сейсмического районирования. В статье показана закономерность возникновения крупных землетрясений в Западном Узбекистане. Дан обзор опубликованных задолго до крупных Газлийских землетрясений 1976 г. работ, в которых предсказаны место и интервал времени возникновения этих землетрясений.

УДК 550.341.5

Хоменюк Ю. В., Филиппова Г. П., Фирсова Д. Б., Щукин Ю. К., Ибрагимов Р. Н., Зияутдинов Ф. Ф. Оценка пространственного распределения сейсмичности по комплексу геолого-геофизических данных. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Библи. 2 назв.

В статье с помощью программы распознавания образов «понск» и методики, разрабатываемой во ВНИИГеофизика, аналогичной построению прогнозных карт месторождений полезных ископаемых по комплексу геолого-геофизических данных, были получены вероятности возникновения землетрясений наивысшего класса K_{max} , сотрясений различного балла I для Северного Тянь-Шаня и показана возможность ее применения в условиях Узбекистана.

УДК 550.343.4

Яковлева И. Б. Прогнозирование сейсмической активности по комплексу геолого-геофизических параметров. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—2, библи.—8 назв.

Изучены корреляционные зависимости между величиной сейсмической активности, толщиной сейсмоактивного слоя, скоростями деформаций земной коры и др. геолого-геофизическими параметрами. Решена обратная задача — по ряду геолого-геофизических признаков спрогнозирована карта сейсмической активности для территории Восточного, Центрального и Южного Узбекистана.

УДК 550.343.6

Уломов В. И. О методике поиска прогностических признаков землетрясений. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—4, библи.—2 назв.

В статье предлагается методика поиска корреляционной связи между сейсмическими явлениями и признаками, которые могут рассматриваться в качестве прогностических. Методика обеспечивает отбор представительного сейсмологического и прогностического материала и способствует грамотному поиску прогностических признаков землетрясений.

УДК 550.341

Безродный Е. М. Механизм Газлийских землетрясений по сейсмологическим данным. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—3, библи.—11 назв.

Рассматривается механизм главных толчков Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. на основе анализа знаков первых вступлений продольных волн на сейсмограммах 86 и 75 сейсмических станций соответственно. Сделана попытка сопоставления полученных сейсмологических параметров с геолого-тектоническими данными. Для обоих толчков выявлены

три вероятные плоскости разрыва: С—З; С—В; субширотное. Поле напряжений, сброшенное в обоих случаях, отличается азимутами двух нодальных плоскостей (С—З и С—В) и характером подвижек по ним: взброс с правым сдвигом и взброс с левым сдвигом соответственно.

УДК 550.348.433

Уломов В. И. Физическая модель очаговой области Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 года. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—4, библи.—9 назв.

На основании комплексного анализа сейсмологических, геодезических и тектонофизических данных предложена наиболее вероятная физическая модель очаговых областей двух крупных (М-7,0 и 7,3) землетрясений, происшедших на территории Туранской активизированной платформы. В результате исследований кинематических и динамических параметров очагов этих землетрясений вычислены амплитуды перемещения пород, величины сброшенных упругих напряжений. Построен ряд зависимостей, характеризующих связь между перемещениями земной поверхности и подвижками пород в очаге, между величиной сброшенного напряжения и сейсмическим моментом и др.

УДК 550.341.5

Уломова Н. В., Фадинова Р. П., Меркулова Т. П. Оперативное изучение сейсмического режима афтершоков Газлийских землетрясений с целью их прогнозирования. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—6, библи.—11 назв.

Определены с достаточно высокой точностью координаты 357 афтершоков. Уверенно околонтурена сложная очаговая область землетрясений. Выявлены некоторые прогнозируемые признаки возникновения крупных афтершоков. Выделены три логарифмически равных этапа, характеризующиеся различной скоростью затухания афтершоков. Землетрясение 17 мая, по-видимому, не стимулировало афтершоковую деятельность, а способствовало быстрому снятию напряжений в очаговой области.

УДК 550.343.4

Яковлева И. Б., Яковлев В. Н. Сейсмичность Кызылкумов и некоторые представления о формировании очаговой области Газлийских землетрясений 1976 г. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—7, библи.—26 назв.

Приведены инструментальные данные о сейсмоявлениях на территории Кызылкумов. Определены параметры сейсмического режима для различных тектонических зон.

Рассмотрены миграции очагов землетрясений и изменения во времени сейсмического фона, отношения V_p/V_s , графиков повторяемости, наклонов земной поверхности в период подготовки Газлийских землетрясений. Наиболее уверенно подготовка землетрясений отразилась увеличением числа слабых землетрясений и аномальным ходом деформации земной поверхности за 1—1,5 гсда до их возникновения.

УДК 550.341.4

Плотникова Л. М., Матасова Л. М., Суров В. П., Махмудова В. И. Особенности проявления землетрясений в районе Чарвакского водохранилища в период максимального заполнения. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—6, рис.—4, библи.—18 назв.

Рассматриваются результаты комплексного изучения особенностей проявления сильных землетрясений в районе Чарвакского водохранилища. Изу-

чены параметры затухания сейсмической энергии от сильных землетрясений по макросейсмическим данным, рассмотрены особенности хода графика V_p/V_s перед главными событиями для интервалов времени до и после заполнения водохранилища. Определен механизм очага землетрясения и проведено сопоставление его с данными по механизму очагов за период, предшествовавший заполнению.

УДК 550.348.443

Яковлев В. Н., Цхай А. А. **Результаты изучения приливных наклонов Земли по наблюдениям в Ферганской впадине в 1964—1975 гг.** «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—3, рис.—3, библи.—5 назв. с

Исследуются характеристики приливных наклонов в различных геологических условиях. Обсуждается возможность получения региональных значений гармонических постоянных приливных волн в условиях высокого уровня термических помех.

УДК 550.34.09

Аванесьянц Г. И., Нуретдинов Р. М., Якубов М. С. **Некоторые результаты наблюдений за уровнем воды в скв. «Эпицентральная».** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—2; библи.—5 назв.

Статья посвящена результатам применения аппаратного комплекса для гидросейсмических исследований. Приводятся методика и результаты исследований. Рассмотрены флуктуации уровня воды в скважине и причины, которые их обуславливают.

УДК 550.837:550.341.5

Махкамджанов И. М. **О результатах измерений $\rho_{эф}$ во времени на Кызылкумском геодинимическом полигоне.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—2, библи.—4 назв.

Приводятся результаты полевых исследований вариаций электрического сопротивления горных пород в зонах интенсивного проявления трещинообразования в пос. Тамдыбулак. Выделяются аномальные вариации эффективного удельного электрического сопротивления, связанные с тектоническими процессами. Излагается методика проведения работ.

УДК 551.1.4.

Бейерле В. Р. **О сейсмологических исследованиях движения Атчинского оползня.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—2, библи.—2 назв.

Вопросы влияния производственной деятельности человека на окружающую геологическую среду в настоящее время приобретают важное значение. В статье приводятся первые результаты сейсмометрических и деформометрических наблюдений за движением Атчинского оползня, расположенного в районе г. Ангрена и обусловленного промышленной эксплуатацией.

УДК 550.340

Аронов А. Г., Соколов М. В. Определение на ЭВМ кажущихся скоростей и азимутов на эпицентры землетрясений по данным локальной группы телеметрических станций. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979, рис.—2.

В статье описывается алгоритм вычисления азимута на событие с использованием времен прихода фазы волны на сейсмостанции. При этом применяется следующая модель: фронт волны плоский и кажущаяся скорость перемещения фронта постоянна на всем полигоне, где расположены станции.

УДК 550.832

Суров В. П. Алгоритм параметризации очагов землетрясений, используемый в Узбекистане. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978. Табл.—1, библи.—13 назв.

В работе описывается достаточно устойчивый к случайным ошибкам наблюдений алгоритм, позволяющий определять время, координаты, энергетические классы очагов землетрясений; эпицентральные расстояния и азимуты на эпицентр для сейсмических станций; отношения скоростей продольных и поперечных волн в районе, прилегающем к очаговой зоне. Оценивается точность определения координат очагов и ориентация фигур невязки.

УДК 550.341.4

Фадина Р. П. Оценка станционных и очаговых условий и увеличение точности определения координат очагов землетрясений Узбекистана. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. Табл.—1, рис.—2, библи.—2 назв.

Проведена статистическая оценка станционных невязок. Получены поправки для ряда станций Узбекистана и карты поправок для них, позволившие уменьшить погрешность определения координат гипоцентров землетрясений.

УДК 550.34.09

Жумабеков У. Ж. Изучение энергетических характеристик Кызылкумских землетрясений. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—1, рис. 4, библи.—2 назв.

Используются данные детальных исследований в Кызылкумах для оценки сходимости энергетических характеристик на малых эпицентральных расстояниях. Полученные станционные поправки обусловлены особенностями затухания сейсмических волн на пути очаг — станция.

УДК 550.341.4

Фленова М. Г. Оценка точности определения параметров очагов землетрясений. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978. Табл.—1, рис.—1, библи.—3.

Для оценки точности определения параметров очагов землетрясений территории Узбекистана применен вероятностный метод, разработанный И. А. Соколовой и др. (1).

Приведенные результаты оценки точности в определении координат эпицентров землетрясений и глубин их очагов позволили предложить рекомендации, выполнение которых даст возможность получить однородные высоко точности данные о параметрах очагов землетрясений Узбекистана.

Султанходжаев А. Н., Чернов И. Г., Исмаилов Т. А., Закиров Т. **Телеметрия в практике гидросейсмологических наблюдений.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис. 5, библиография—9 назв.

В статье обсуждается непрерывная регистрация концентрации радона и величины рН в подземных водах. Экспериментальные данные, получаемые непосредственно на термальной скважине передаются в центр обработки телеметрическим каналом. Описана структурная и принципиальная схемы телеметрического канала.

УДК 621.394.550.34

Исмаили Х. М. **Устройство сопряжения для СЦВМ.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—1, библиография—8 назв.

В статье отражены принципы построения специализированного устройства сопряжения, предназначенного для связи малой СЦВМ с различными периферийными устройствами, используемыми для геофизических наблюдений. Описана структурная схема устройства сопряжения.

УДК 550.34.03

Якубов М. С., Мирзаиров Х. У. **Некоторый опыт использования сейсмотелеметрии в локализации афтершоков Газлийских землетрясений.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—2, библиография—2 назв.

В статье описан опыт использования радиосейсмотелеметрической системы в эпицентральной зоне сильного землетрясения, организация таких работ и методика расчета и снятия кривых увеличений сейсмотелеметрических каналов, а также анализ работоспособности системы в полевых условиях.

УДК 550.34

Катренко В. Г., Исмаилов Т. А. **Логарифмический усилитель в сейсмометрической практике.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—5, библиография—4 назв.

В статье описывается логарифмический усилитель, имеющий безрывную двуполярную логарифмическую передаточную характеристику, проходящую через начало координат. Усилитель применяется в сейсмометрическом канале для регистрации входных сигналов с большим динамическим диапазоном.

УДК 550.34

Арефьев С. С., Фремд В. М. **Сеть сейсмографов сильных движений в Дагестане.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—4, таблица—1, библиография—6 назв.

Рассмотрены основы организации временных и постоянных сетей приборов для регистрации сильных землетрясений в Дагестане. Сеть постоянных станций развивалась на базе временных, функционировавших при исследованиях эпицентра землетрясений 14 мая 1970 г. Постоянные станции оснащены той же аппаратурой сильных движений, что и временные: стандартные велосиграфы С5С+ИСО—ПМ, регистрирующие землетрясения в диапазоне 2—8 баллов.

Катренко В. Г. Калибровка сейсмических каналов. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—3, библи.—3 назв.

Рассмотрены теоретические аспекты калибровки сейсмометра импульсным электрическим током. Приведены некоторые электрические схемы по практическому использованию описываемого метода.

УДК 550.340

Соколова Е. И. Анализ надежности и эффективности работы Ташкентской группы телеметрических станций. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—3, рис.—1.

В статье на основе фактического материала, полученного Ташкентской группой телеметрических станций за период 1976—1977 гг., проведен анализ работоспособности каждой станции и всей группы в целом. Рассчитаны следующие показатели надежности работы станций: среднее время безотказной работы, среднее время отказа, интенсивность отказа, коэффициенты готовности и простоя.

УДК 550.3403

Ан В. А., Башилов И. П., Васильев А. А., Ерофеев В. И., Коновалов В. А. Специализированный анализатор сейсмических сигналов. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—2, рис.—3, библи.—6 назв.

В статье кратко описывается специализированный анализатор сейсмических сигналов, используемый в системе геофизической станции цифровой регистрации типа СЦР. Рассматриваемый анализатор осуществляет автоматическое выделение по Z-каналу СКМ сигнала, превышающего по амплитуде заданный уровень (как правило, уровень микросейсмического фона) оперативное определение основных параметров выделенного сигнала и выдачу этих параметров в виде заданной кодограммы кодом МТК-2 на перфоленту. Приводятся некоторые результаты испытаний анализатора в условиях работы на сейсмостанции.

Анализатор может применяться при регистрации других геофизических сигналов, когда требуется выделение явлений по амплитудному признаку.

УДК 658.012.011.56:001.891

Плотникова Л. М., Квашин Е. В., Тиялвалдиев У. Т., Каминский И. И. Структурная схема автоматизированного регистрационного комплекса инженерно-сейсмометрической службы Чарвакской плотины. Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—2, библи.—3 назв.

В статье дается обоснование, структура и описание функциональной схемы автоматизированной ИСС Чарвакской плотины. АИСС представляет собой систему, состоящую из измерительного (23 точки наблюдения), коммуникационного регистрационного комплекса, системы сигнализации и телеметрического контроля работоспособности сейсмометрических каналов. Диапазон наблюдений и регистрации — 120 дцб в полосе частот 0,6÷20 Гц. Режим регистрации — центральный ждущий. Метод регистрации — цифровой

с обработкой данных на ЭВМ. Формат записи информации в системе аналогичен принятому в СССР. Воспроизведение записей и ввод в ЭВМ может быть осуществлен с помощью аппаратуры, разработанной для магнитограмм СССР.

УДК 550.34

Исмаилов Х. М., Иргашева Д. А. **Сервисное математическое обеспечение для малой СЦВМ.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—2, библи.—2 назв.

В статье описывается сервисное математическое обеспечение для связи СЦВМ с различными внешними абонентами, а также блок-схемы алгоритмов для двух режимов приема сейсмической информации в СЦВМ.

УДК 550.311:622.83

Безродный Е. М., Вишняцкий Г. Б. **Методика, техника и некоторые результаты регистрации изменений напряженного состояния массива горных пород.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Рис.—4, библи.—4 назв.

Рассмотрены возможности долговременной регистрации механических напряжений в массиве горных пород с помощью датчиков давления струнного типа с частотным выходом. Приведены графики изменения горизонтальных эффективных напряжений в массиве за 1974—1977 гг. Выявлены горизонтальная анизотропия напряжений в массиве и их изменение во времени.

УДК 550.340

Плотникова Л. М., Тер-Карапетова К. С. **Оценка эффективности скважинной сейсмической станции.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—5, рис.—3, библи.—12 назв.

Предлагается метод оценки эффективного увеличения скважинной станции, основанный на учете фильтрующих свойств грунтов разреза. Оценивается эффективность скважинной станции «Эпицентральная» и рассчитывается необходимое увеличение регистрационного канала для обеспечения регистрации землетрясений представительного для ряда района энергетического плана.

УДК (551.242)

Сандлер Э. Д. **Результаты одновременных наблюдений с помощью наклономеров и деформометров на разломе.** Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979. Табл.—2, рис.—5, библи.—6 назв.

Дана краткая характеристика данных, наблюдений, полученных на ст. Сох. Результаты свидетельствуют о существовании движения по Ункурсайскому разлому, имеющие сдвиговый характер.

3072