

00142

Г 33

Геофизическая
характеристика
и сейсмичность
Киргизского
Тянь-Шаня

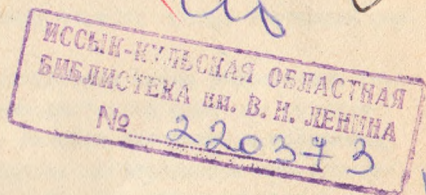
ФРУНЗЕ 1984

551.42

Г 35

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ
КИРГИЗСКОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
Фрунзе 1984

М

Рассмотрены вопросы глубинного строения и сейсмичности Киргизского Тянь-Шаня. Приводятся результаты изучения деформаций земной коры, особенностей физических процессов в очагах землетрясений. Анализируются взаимосвязи различных геофизических полей. Описаны геофизические и геохимические предвестники сильных землетрясений, структура прогностических полигонов и аспекты их аппаратного оснащения.

Для сейсмологов, геофизиков и геологов.

Утверждено к печати
Ученым советом Института сейсмологии
и принято РИСО
Академии наук Киргизской ССР

Ответственный редактор докт. геол.-минерал. наук В.И. Кнауф

Рецензенты: кандидаты геол.-минерал. наук
А.И. Бектемиров и Ж.А. Токмулин



Издательство "Илим", 1984 г.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ
СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Одним из методов регионального изучения строения земной коры является метод поверхностных сейсмических волн. На записях удаленных землетрясений они характеризуются наибольшими амплитудами и длительным дугом колебаний. По сравнению с объемными поверхностные волны имеют меньшие скорости распространения и больше периоды колебаний. Их формирование происходит в слоистой среде, характеризующейся преимущественным возрастанием скорости с глубиной. В слоях с пониженными скоростями упругих волн созданы условия для волноводного распространения сейсмической энергии: в результате многочисленных отражений и конструктивной интерференции объемных волн возникают специфические интерференционные возмущения, представляющие собой суперпозицию гармонических колебаний, распространяющихся вдоль слоев с фазовой скоростью $V_k(\omega)$, где k - номер гармоники и ω - круговая частота. Существует два типа поверхностных волн, различающихся поляризацией: волны Рэлея, эллиптически поляризованные в вертикальных плоскостях, проходящих через источник, и волны Лява, линейно поляризованные в направлениях, перпендикулярных таким плоскостям. Волны Рэлея образуются в результате интерференции объемных волн P и SV , волны Лява - в результате интерференции волн SH [1]. Отличительным свойством поверхностных волн является их дисперсия, проявляющаяся в изменении видимого периода колебаний со временем. Она позволяет использовать их для изучения строения Земли - характер дисперсионных кривых групповых и фазовых скоростей зависит от скоростных и плотностных свойств среды, в которой они формируются и распространяются.

Теория поверхностных волн достаточно полно разработана только для вертикально- и радиально-неоднородных сред при горизонтальной однородности среды [2]. Имеются алгоритмы и программы расчета дисперсионных кривых и других характеристик поверхностных волн для заданных параметров среды и различных моделей источников. Благодаря таким расчетам удается исследовать связи

между характеристиками поверхностных волн, строением среды и свойствами источника. Так, установлено, что для модели среды, соответствующей асейсмичной платформе (земная кора представлена 2-километровым слоем осадочных пород и двумя 19-километровыми "гранитным" и "базальтовым" слоями), в основной гармонике поверхностных волн Рэлея на периодах до 3-5 с колебания сосредоточены в осадочном слое. При периодах $T > 5$ с волна проникает в консолидированную кору, при $T < 20$ с - в "гранитный" слой и при $20 < T < 30$ с - в "базальтовый". На периодах $T > 30$ с заметно влияние оболочки [3]. Такие расчеты позволяют оценить оптимальные диапазоны периодов поверхностных волн, пригодные для изучения той или иной части разреза Земли. Можно считать, что в среднем волны основной гармонике проникают на глубины, меньшие длины волн $1/6 T$.

Вопросами использования поверхностных волн для изучения строения Земли занимались наши и зарубежные ученые [2-9]. Метод поверхностных волн незаменим при исследовании труднодоступных районов земного шара (Арктики, Антарктиды, областей океанов и морей, горных районов). Он может оказаться полезным и при изучении строения земной коры Киргизского Тянь-Шаня, большая часть территории которого принадлежит к труднодоступным горным районам.

Территория Киргизии относится к районам со слабой изученностью строения земной коры. Многочисленные профили ГСЗ проходят в окраинных её областях и на ограниченном протяжении. Детальные исследования строения земной коры (преимущественно верхнего её этажа) Киргизского Тянь-Шаня проводились только в двух его районах: в горном обрамлении Ферганской впадины, где была расположена густая сеть сейсмических станций Института геологии и геофизики АН Уз.ССР [10], и в Чуйской впадине, где ведутся долгосрочные детальные сейсмологические наблюдения Институтом сейсмологии АН Киргиз. ССР [11].

Не на всей территории республики проводились и региональные исследования строения земной коры по объемным волнам. Расположение сейсмических станций, а также эпицентров землетрясений и пунктов промышленных взрывов позволило построить осредненные скоростные разрезы вдоль отдельных профилей в основном для Северного

Тянь-Шаня, выявить изменение мощности земной коры в зоне, переходной от Северного к Срединному Тянь-Шаню вдоль "линии Николаева" и установить отсутствие такого изменения по обе стороны от Таясо-Ферганского разлома в районе Токтогульского водохранилища [12]. Строение же земной коры Срединного и Южного Тянь-Шаня в настоящее время не может быть изучено с помощью объемных волн вследствие отсутствия на их территории достаточного для исследований числа сейсмических станций.

В то же время сеть региональных сейсмических станций Киргизии, насчитывающая 12 пунктов наблюдений, оборудованных относительно длиннопериодной аппаратурой системы СКД (рис. 1), может быть использована для изучения строения земной коры с помощью поверхностных волн. За последние 10 лет накоплен большой сейсмограммный материал с записями поверхностных волн от землетрясений, эпицентры которых расположены в разных азимутах по отношению к пунктам наблюдений и на различных удалениях от них. Интерпретация этих записей позволит получить сведения о строении земной коры на пути эпицентр-станция и на участках между сейсмическими станциями.

Первый этап наших исследований включал анализ и отбор экспериментального материала — записей поверхностных волн, пригодных для изучения строения земной коры Киргизского Тянь-Шаня, отработку методики получения дисперсионных кривых групповой и фазовой скоростей, выявление закономерностей проявления дисперсии на траекториях с различным тектоническим строением, оценку возможностей метода поверхностных волн в условиях Киргизского Тянь-Шаня.

На основе имеющихся теоретических отчетов [3] установлено, что для изучения строения земной коры, начиная с её верхних этажей и кончая границей кора-мантия, необходимы сведения о дисперсии основной гармонике поверхностных волн в диапазоне периодов от 2-4 до 30-40с. Такие периоды позволяет регистрировать аппаратура системы СКД. Для отбора необходимого экспериментального материала проанализированы записи поверхностных волн от землетрясений, эпицентры которых располагались на разных удалениях от станций. Рассматривались записи сильных землетрясений различных сей-

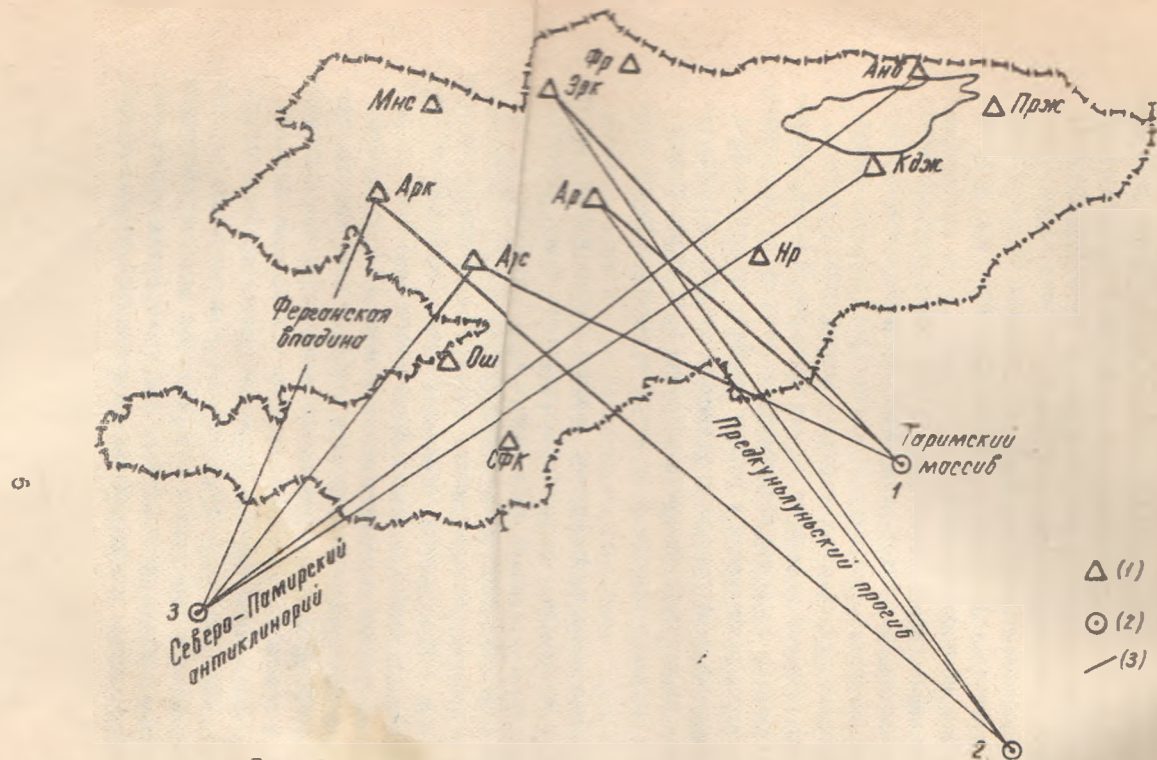


Рис. 1. Сеть региональных сейсмических станций, расположенных на территории Киргизии (1), некоторые эпицентры землетрясений (2) и пути распространения сейсмических волн (3).

Цифры у эпицентров относятся к следующим землетрясениям:

1-8, II.1976; $t_0 = 06ч48мин54с$; $\varphi = 39^{\circ}8$, $\lambda = 77^{\circ}4$;

2-12.08.1981; $t_0 = 01ч06мин23,2с$; $\varphi = 37^{\circ}54$, $\lambda = 78^{\circ}49$;

3-23.01.1976; $t_0 = 11ч54мин$; $\varphi = 38^{\circ}5$, $\lambda = 70^{\circ}5$.

смогенных зон с очагами в Средней Азии, Казахстане, на Кавказе, в Афганистане, Иране, Пакистане, Китае, Монголии, на Камчатке, Курильских островах, в Японии. В целом диапазон эпицентральных расстояний составил 100–6000 км. На таких удалениях регистрировались поверхностные волны в необходимом интервале видимых периодов (Т=3–10с). Анализировались преимущественно записи основной гармоники поверхностных волн Рэлея на вертикальной составляющей Z .

Дисперсионные кривые строились двумя способами: на основании "ручной" обработки и с помощью спектрально-временного анализа (СВАН). Для надежного построения дисперсионных кривых необходимы записи поверхностных волн, не искаженные волнами-помехами (высокочастотными объемными волнами, высшими гармониками поверхностных волн, волнами того же типа, но прошедшими не по кратчайшему пути из-за горизонтальной неоднородности среды). Практически поверхностные волны почти всегда оказываются осложненными, особенно в начальной части записи. От степени осложненности записи зависит возможность построения дисперсионных кривых "ручным" способом и их точность.

Построение дисперсионных кривых групповой скорости $U(T)$ "вручную", как правило, производится по сглаженным кривым $t(L)$ или $t(T)$, где t – время экстремума с номером L , а T – период колебаний. Групповая скорость $U(T)$ вычисляется по формуле

$$U(T) = \frac{A}{t(T) - t_0}$$

где A – расстояние между очагом и станцией,

$t(T)$ – время экстремума с периодом T ,

t_0 – время в очаге.

Дисперсионные кривые фазовой скорости $V(Tcp)$ между двумя станциями, лежащими вместе с эпицентром на одной дуге большого круга, строятся на основании фазовой корреляции записей на станциях. При этом фазовая скорость вычисляется по формулам

$$V(Tcp) = \frac{\Delta z}{\Delta t \pm N T_{cp}} \quad \text{при отсутствии обращения фазы и}$$

$$V(Tcp) = \frac{\Delta z}{\Delta t \pm (N \pm 0,5) T_{cp}} \quad \text{при наличии обращения фазы,}$$

где Δz – расстояние между станциями,

Δt - разность времен регистрации одной и той же фазы на этих станциях,

T_{cp} - средний период для пары станций,

N - целое число, определяемое путем подбора так, чтобы фазовая скорость на больших периодах принимала приемлемое значение.

Для поверхностных волн, значительно осложненных помехами, построение дисперсионных кривых групповых и фазовых скоростей "вручную" часто оказывается затруднительным. Более надежные и точные результаты дает применение к записи спектрально-временного анализа СВАНа [13], целью которого является выделение полезного сигнала и измерение его характеристик. Это осуществляется в результате рассмотрения совокупности временных представлений сигнала на выходе многоканальной системы линейных фильтров. С помощью СВАНа были получены дисперсионные кривые групповых и фазовых скоростей поверхностных волн Рэлея для ряда зацифрованных записей землетрясений, зарегистрированных станциями региональной сети Киргизии. Расчет велся по программе, составленной в отделе числительной геофизики ИФЗ АН СССР.

Сравнению дисперсионных кривых групповых скоростей поверхностных волн Рэлея, построенных "вручную" и с помощью СВАНа для малоосложненных записей, показало, что СВАН позволяет получать более протяженные дисперсионные кривые, чем "ручные". Это говорит о возможности выделения данным методом длиннопериодной части сигнала, не видимой при визуальной обработке записи. В целом для правильных записей положения дисперсионных кривых, полученных указанными способами, совпадают. На рис. 2 показаны дисперсионные кривые групповой скорости поверхностных волн Рэлея от землетрясения 2 (рис. 1), построенные по данным станции Арал описываемыми способами (см. нижнюю совокупность кривых). Как видно из рис. 2, дисперсионная кривая, построенная "вручную", значительно короче аналогичной кривой для того же землетрясения, полученной с помощью СВАНа.

Диапазон периодов регистрируемых поверхностных волн зависит от эпицентрального расстояния - чем дальше эпицентр землетрясе-

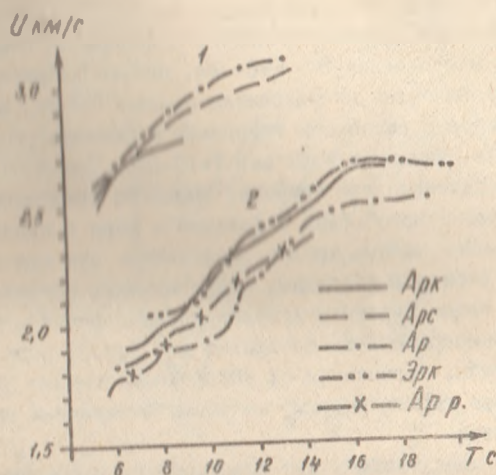


Рис. 2. Дисперсионные кривые групповой скорости поверхностных волн Рэлея для землетрясений 1 и 2, полученные с помощью СВАН по данным станций Аркит, Арсланбоб, Арал, Эркин-олй. Ар р. — дисперсионная кривая, построенная по данным станции Арал путем "ручной" обработки.

ния, тем диапазон периодов больше. На рис. 2 показаны дисперсионные кривые групповой скорости поверхностных волн Рэлея для двух землетрясений, эпицентры которых находятся на разных удалениях от одной и той же группы станций Арал, Арсланбоб, Аркит, Оркитсай. Для землетрясения 1 $\Delta = 340-440$ км, для землетрясения 2 $\Delta = 600-730$ км (рис. 1). Как следует из рис. 2, для землетрясения 1 дисперсионные кривые определены в диапазоне периодов $T = 6-14$ с, для землетрясения 2 — $T = 6-18$ с. Для землетрясений, эпицентры которых расположены на удалениях около 8000 км (в Японии, на Камчатке), данные о дисперсии групповых и фазовых скоростей удалось получить в диапазоне периодов $T = 10-40$ с. Очевидно, близкие землетрясения пригодны для изучения верхнего осадочного слоя, удаленные — "гранитного" слоя и далекие — коры в целом.

Анализ дисперсионных кривых, полученных для трасс, пересекающих изучаемый регион в различных направлениях, показал, что характер кривых тесно связан с тектоническим строением района вдоль трассы. Так, экспериментальные кривые для трасс, пересекающих впадины и прогибы, отличаются от аналогичных кривых для трасс, проходящих через горные районы, меньшими значениями групповых и фазовых скоростей.

На рис. 2 представлены две совокупности дисперсионных кривых групповых скоростей поверхностных волн Рэлея, построенных по данным двух землетрясений (1 и 2 на рис. 1). Эпицентр землетрясения 1 расположен в Таримском массиве, и пути распространения волн на указанную группу станций пересекают систему горных хребтов. Эпицентр землетрясения 2 находится в Предхуньдуньском прогибе, и волны от землетрясения до тех же станций большую часть пути проходят по этому прогибу. Совокупность кривых, соответствующих землетрясению 1, характеризуется значительно большими групповыми скоростями, чем совокупность кривых, соответствующих землетрясению 2. Ту же закономерность можно наблюдать на рис. 3, где представлены дисперсионные кривые для одного и того же землетрясения, но соответствующие разным трассам: проходящим преимущественно через горные районы и на значительном протяжении пересекающим Ферганскую впадину. Групповые скорости, полученные на трассах, проходящих

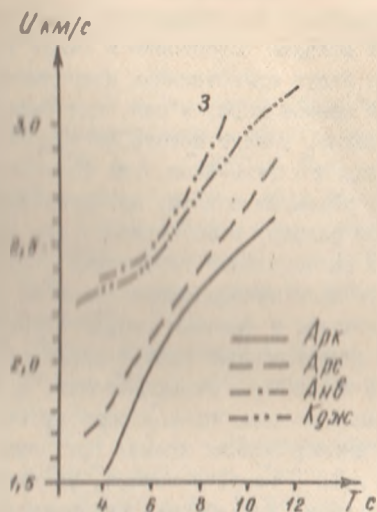


Рис. 3. Дисперсионные кривые групповой скорости поверхностных волн Релея для землетрясения 3, построенные "вручную" по данным станций Арал, Арсланбоб, Ананьево, Каджисай.

через горные районы, больше групповых скоростей, прослеживаемых на трассах, пересекающих Ферганскую долину.

На основании вышеизложенного можно считать, что метод поверхностных волн может быть применен для изучения строения земной коры Киргизского Тянь-Шаня. Для территорий, где отсутствуют наблюдения за объемными волнами (Срединный и Южный Тянь-Шань), данные поверхностных волн будут единственным источником информации о скоростном разрезе земной коры, а там, где такие наблюдения проводятся, они, возможно, внесут некоторые коррективы. Ожидается, что для района Северного Тянь-Шаня, где получены данные о строении земной коры по объемным волнам, поверхностные волны помогут уточнить скоростной разрез, в особенности его верхнюю часть, сведения о которой на значительной территории отсутствуют.

Задачей предстоящих исследований являются получение дисперсионных кривых групповых и фазовых скоростей поверхностных волн от большого числа землетрясений разной удаленности на возможно большем количестве трасс и их интерпретация. С этой целью будут использованы машинные методы, позволяющие проводить сопоставление экспериментальных дисперсионных кривых групповых и фазовых скоростей поверхностных волн с теоретическими, рассчитанными для заданных моделей земной коры, и подбирать оптимальный вариант разреза.

Практический интерес представляет интерпретация наблюдаемой дисперсии на однородных по своему строению трассах. В условиях горного Тянь-Шаня однородными можно считать трассы сравнительно небольшой протяженности, что затрудняет выполнение поставленной задачи. Однако относительно густая сеть региональных сейсмических станций позволит помимо осредненных данных о дисперсии групповых и фазовых скоростей на пути эпицентр-станция получать такие сведения между сейсмическими станциями и, следовательно, иметь представление о строении земной коры на участках сравнительно небольшой протяженности.

ЛИТЕРАТУРА

1. САВАРЕНСКИЙ Е.Ф. Сейсмические волны. М.: Недра, 1972.
2. ЛЕВИН А.Л. Поверхностные и каналовые сейсмические волны. М.: Наука, 1973.
3. Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам./Под ред. Е.Ф.САВАРЕНСКОГО. М.: Мир, 1965.
4. САВАРЕНСКИЙ Е.Ф. Об определении строения Земли по дисперсией скоростей распространения поверхностных волн. М., 1966.
5. НАЛКЕ В.П., ЛЕВИН А.Л., САВИТОВА Т.М. Совместная интерпретация объемных и поверхностных волн для одного из районов Средней Азии. - В кн.: Машинная интерпретация сейсмических волн. Межвузовская конференция. М.: Наука, 1966, вып.2.
6. ПИКАРУЛДЗЕ Д.В. Строение Земли по поверхностным волнам. Тбилиси: Мцрн ереба, 1970.
7. ЛЕВИН А.Л. Метод поверхностных волн - состояние и ближайшие перспективы. - Изв. вузовских учебных заведений. Геология и разведка, 1980, № 6.
8. САДЫКОВ Ф.С., КОСАРЕВ Г.Л. Строение Земли по дисперсии поверхностных сейсмических волн. Ташкент: ФАН, 1981.
9. ГАЙТГОССЕН К.А., ЛЕВИН А.Л., РАТНИКОВА Л.И. Региональные исследования земной коры Евразии поверхностными волнами, регистрируемыми группой ПОРСАР. - В кн.: Математические модели строения Земли и проблемы землетрясений. Вычислительная сейсмология, М.: Наука, 1982, вып.14.
10. КУТОНИЗАН Б.М., АГАБАЕВ Х.А., ФЛЕНОВА М.Г. Строение земной коры Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. - В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1971.
11. МЕДЖИТОВА З.А. Детальное изучение земной коры Чуйской впадины методом поля скоростей. - В кн.: Вопросы прогноза землетрясений, Душанбе: Дониш, 1983.
12. САВИТОВА Т.М. Глубинное строение земной коры Северного и Среднего Тянь-Шаня. - В кн.: Соотношение геологических процессов и инженерных сооружений в складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: ИЛИМ, 1981.

13. ЛАНДЕР А.В., ДРЕЖИН А.Л., ПИСАРЕНКО В.Ф., ПОГРЕБИНСКИЙ Г.А. О спектрально-временном анализе колебаний. - В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973.

Т.Я.Беленович

О ВЕКТОРЕ МАКСИМАЛЬНОГО СМЕЩЕНИЯ ГОРНЫХ МАСС И ЕГО СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ И НОВЕЙШИМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Определение механизмов очагов землетрясений проводится по методике А.В.Введенской [1], которая, как известно, не дает однозначного решения вопроса об истинной плоскости разрыва в очаге.

В настоящей статье предлагается способ однозначной интерпретации данных о механизмах очагов, который выражается в следующем. Предположим, что в очагах землетрясений при разрыве происходит смещение по обеим плоскостям одновременно. В этом случае направление максимального смещения горных пород совпадает с направлением биссектрисы угла, сторонами которого будут векторы подвижек по обеим плоскостям разрывов. Направление смещения горных пород, совпадающее с биссектрисой, условно назовем вектором максимального смещения. Движения в очагах, происходящие при разрыве по обеим плоскостям одновременно, описаны в работах А.Г.Москвиной и О.В.Соболевой [2], Л.А.Мишариной и К.В.Пшенникова [3] при исследовании конкретных сильных землетрясений.

Исходя из теоретической модели очага, плоскости бортов разрывов (исходные плоскости) взаимно перпендикулярны, следовательно, направление вектора при взбросовом, взбросо-сдвиговом типах смещений в очагах землетрясений должно совпадать с направлением осей алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (осей растяжения), при сбросовом, сбросо-сдвиговом - осей алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (осей сжатия).

Данные определений механизмов очагов землетрясений за 1960-1980 гг. и схема распределения знаков подвижек в очагах землетрясений (М 3,9) Киргизии за этот период [4] явились основой для построения карт районирования территории республики по направлению вектора максимального смещения (рис. 1). Большие стрел-

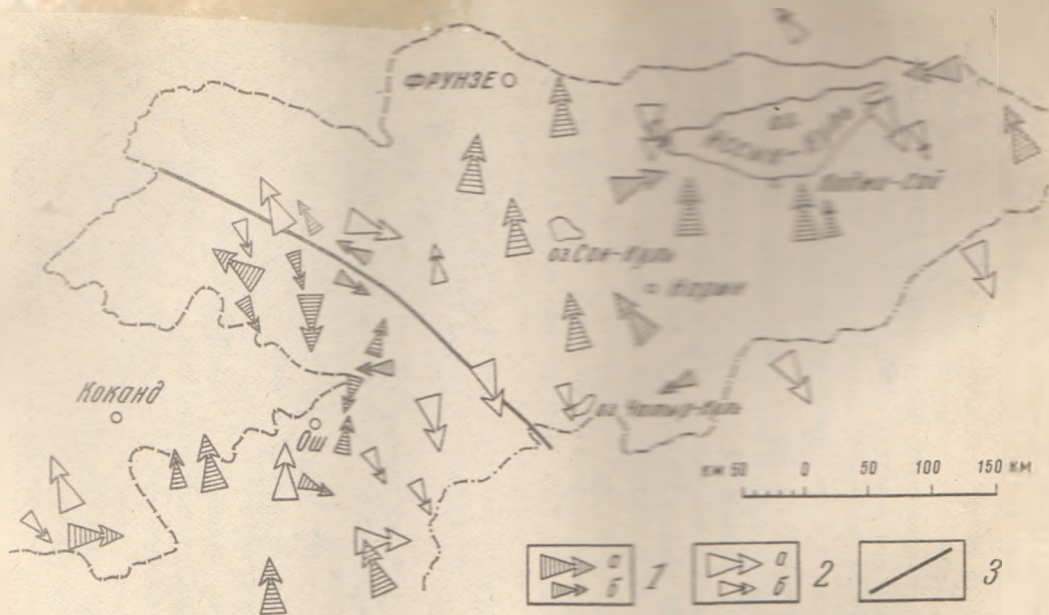
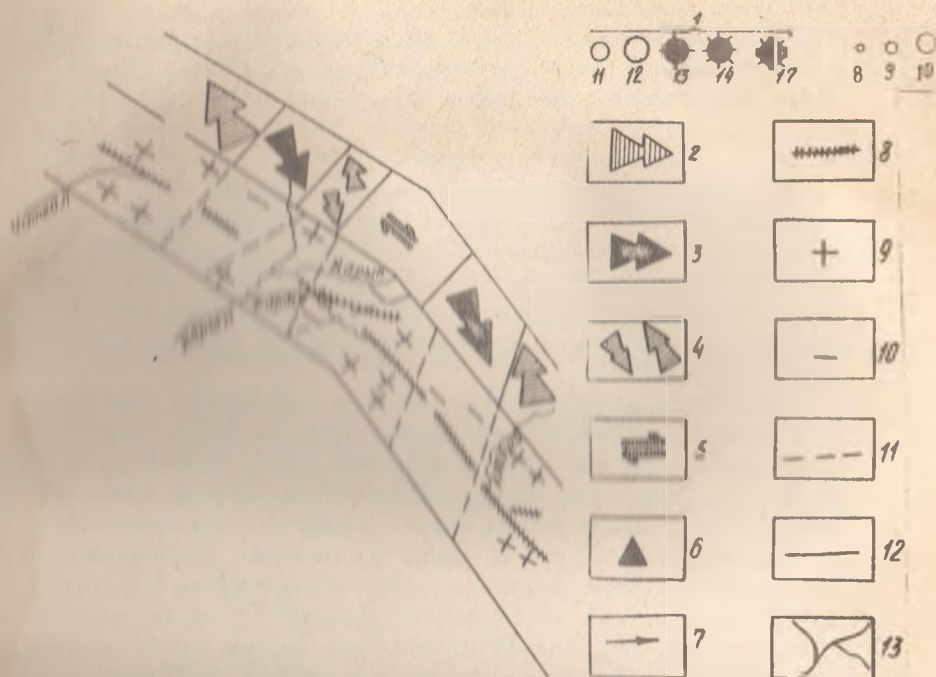


Рис. 1. Схема распределения векторов движения горных масс по данным изучения механизма очагов сильных ($M > 3,9$) землетрясений Тянь-Шаня за 1960–1980 гг. 1 – векторы движения горных масс в очагах с деформацией взрывового типа: а – по данным нескольких землетрясений, б – по единичным землетрясениям; 2 – то же в очагах с деформацией сбросового типа; 3 – Таласо-Ферганский глубинный разлом.

ки показывают направления векторов у нескольких близко расположенных землетрясений, небольшие — у отдельных землетрясений. На карте выделены участки, для которых направление векторов у землетрясений обоих типов смещений упорядочено и не менялось в течение последних 20 лет. Кроме того, в участках с преобладанием очагов взбросового, взбросо-сдвигового типов смещений вектор в основном направлен к северу, а в участках сбросового, сбросо-сдвигового типов — к югу. В районе Кочкорской впадины вектор движения масс имеет северо-восточное, а в северо-западной части Иссык-Кульской впадины — южное направление.

Поведение вектора в зоне Таласо-Ферганского глубинного разлома описано в [5]. Рассмотрим более подробно направление вектора движения горных масс и его связь с сейсмичностью вдоль осевой линии разлома в зоне шириной 50 км, т.е. по 25 км с левого и правого её борта. В [4] представлена карта районирования территории Киргизии по распределению знаков подвижек в очагах землетрясений. В зоне Таласо-Ферганского разлома механизмы очагов определены у 16 наиболее сильных ($M \geq 3,9$) землетрясений из 23 случившихся за 1966-1976 гг. Из этой карты видно, что по данным определений механизмов очагов зона разлома не выделяется как единая сейсмогенная, она делится на шесть крупных блоков различных знаков подвижек.

На рис. 2 показана зона Таласо-Ферганского глубинного разлома, стрелками изображены направления максимальных смещений горных масс согласно определениям механизмов очагов, полученным автором, а также движения блоков по данным В.Н.Крестникова [6]. Вертикальные стрелки являются границами блоков. Как видно из рисунка, границы, разделяющие участки разных знаков движений, проходит вкрест структуры разлома и делят его на отдельные "блоки". Выделенные блоки пронумерованы по направлению с северо-запада на юго-восток. Для первого блока характерны взбросовые движения, вектор максимального смещения у происшедших в нем землетрясений направлен к северо-западу; для второго — сбросовые, вектор имеет преимущественно юг-юго-восточное направление. Третий блок территориально совпадает с районом пересечения Таласо-Ферганской зоны с Нарын-



Ушп. 11. Зона Тала-Ферганского глубинного разлома.

1 - изостатический уровень депрессии; 2 - направление вектора максимального смещения горных масс в очагах с деформацией взбросового типа; 3 - то же в очагах с деформацией сбросового типа; 4 - разнонаправленность векторов смещений в очагах взбросового типа деформаций; 5 - при одних; 6 - сейсмическая станция Арслан-Боб; 7 - граница блоков разных знаков движений; 8 - простирающие зоны Тала-Ферганского глубинного разлома, движения блоков по данным В.Н.Крестникова; 9 - блок относительно поднимается; 10 - относительно опускается; 11 - граница блоков разных движений по данным В.Н.Крестникова; 12 - то же по данным автора; 13 - реки и их притоки.

Чичканской, для него характерны взбросовые движения, причем вектор максимального смещения в очагах имеет два направления. На сложность движений в этом районе указывалось в [7], объяснялась она тем, что здесь могут быть наиболее сложные соотношения напряжений. Кроме того, этот блок характеризуется повышенными значениями градиентов изостатических аномалий. Четвертый блок, юго-восточная граница которого из-за отсутствия достаточных данных о механизме очагов проведена весьма неуверенно, прослеживается вдоль течения р. Карасу (восточная) до границы пятого блока. Здесь предполагается наличие сдвиговых смещений. Направление вектора совпадает с простиранием зоны разлома. Такие же смещения отмечают О.К.Чедия и другие.

Пятый блок характеризуется сбросовым движением. В этом блоке о движении по разлому можно судить только по одному (левому) крылу разлома, так как данных о механизме очагов правого крыла не имеется. Направление вектора максимального смещения (если судить только по одному землетрясению) совпадает с его направлением в первом блоке. Из рис. 2 видим, что смещения, установленные из механизмов очагов, достаточно хорошо коррелируются с движениями блоков, выделенных геологическими методами О.К.Чедия, В.Н.Крестниковым и др. [6]. В обоих случаях зона разлома по типу движений делится на шесть блоков. Кроме того, изучение механизмов очагов землетрясений позволяет не только разбить зону разлома на блоки, характеризующиеся различным типом движений, но и определить в них направления максимальных смещений горных пород при разрыве в очагах землетрясений. В выделенных блоках с одинаковым типом движений (за исключением третьего и четвертого) направления векторов максимальных смещений совпадают. Третий блок, как уже говорилось, территориально совпадает с районом, где Нарыно-Чичканская зона пересекает Таласо-Ферганскую. В [6] отмечалось, что здесь вдоль Нарыно-Чичканской зоны разлома прослеживается одноименная депрессионная зона. Вероятно, формирование её здесь связано с действием растягивающих напряжений.

В [8] высказано предположение, что очаги наиболее сильных землетрясений попадают на границы смены знаков движений или нахо-

длтон вблизи последних, поскольку именно таким зонам должны со-
ответствовать наибольшие градиенты вертикальных тектонических
движений. На рис. 3 представлены карты эпицентров очагов сильных
и слабых 8.4 К 11 (рис. 3а) и слабых 8.4 К 11 (рис. 3б) землетрясений за



Рис. 3. Карты эпицентров землетрясений, произошедших в зоне
разлома за 1960-1970 гг.: а - с $M > 3.9$, б - с меньшей
магнитудой.

1955-1978 гг. Из карт видно, что наиболее сильные землетрясения за отмеченный промежуток времени происходили на границах смны знаков движений отдельных блоков земной коры или вблизи последних. Слабые землетрясения расположены по всей зоне разлома почти равномерно. Единственным местом, характеризующимся относительно меньшим количеством как сильных, так и слабых землетрясений, является участок сдвиговых смещений. Здесь за 23 года не произошло ни одного землетрясения выше 12 энергетического класса.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что сдвиговые смещения в зоне разлома имеют место, но на ограниченном участке, размер которого приблизительно 25-30 км. Неточность связана с тем, что юго-западная граница четвертого блока выделена неуверенно.

Таким образом, местами будущих сильных землетрясений, вероятнее всего, должны быть участки различных (вертикальных или близ-вертикальных) знаков движений. На это указывали многие исследования. Однако использование предлагаемых нами направлений векторов движения горных масс, не описанных до сих пор в литературе, позволяет глубже понять динамику движений отдельных блоков земной коры.

Анализируя детально карту районирования по направлению векторов смещений (рис. 1), можно выделить границы, разделяющие участки с различным их (векторов) направлением (рис. 4) (стрелки показывают направления векторов смещений в очагах землетрясений по разные стороны от границы). В конечном итоге мы получили своего рода зоны растяжения. На территории Киргизии в северо-восточной от Таласо-Ферганского разлома части Тянь-Шаня довольно четко выделяются четыре поперечные зоны первого порядка. Однако отсутствие достаточно полного материала не позволяет более детально и точно провести границы зон. На некоторых участках они отмечены весьма неуверенно, на других - просто оборваны. В юго-западной части Киргизии поперечные зоны выделяются в районе Баткена и восточнее от него в районе Хайдаркана. На других участках они имеют криволинейные направления, связанные со сложностью геологического строения.

Далее рассмотрено поведение векторов движений горных масс на глубине и сейсмоактивных зонах Киргизии, выделенных по сейсмологическим данным [7]. При построении разрезов принималось следующее: центр сферы стереографической проекции совмещался с гипотезным эпицентром, произошедших на определенной глубине и расстоянии от центра земного шара, и расстояние от центра земного шара до эпицентра принималось равным радиусу сферы. Векторы от центра сферы к эпицентру принимались направленными к дневной поверхности, к которой относятся земные массы. В пределах каждой сейсмоактивной зоны при построении разрезов участки, в которых направление векторов смещений горных масс у поверхности близко направлению гипоцентра землетрясения, были выделены в дневной поверхности или только вглубь земной коры. Кроме того, в отдельных сейсмоактивных зонах на определенной глубине (10-15 км) выделялись участки смешанного направления движений, которые, вероятно, связаны с какими-то глубинными неоднородностями.

Проектируя на дневную поверхность границы разно направленных векторов, можно выделить участки максимальных и минимальных сосредоточений. Наиболее интересными для сейсморегионирования являются участки максимальных сосредоточений. На рис. 4 эти участки показаны черными пунктиром. Заметим, что по всей исследуемой территории из-за малочисленности данных такие участки выделены неравномерно и неравнозначно. Наиболее уверенно они построены к юго-западу от Тяньшэ-Ферганского глубинного разлома, к северо-востоку от него — в Нарын-Сонкульской зоне, в районе Барскауна и других, менее выраженных, участках (рис. 4).

Таким образом, на рис. 4 представлена сводная карта границ, разделяющих участки с различным направлением векторов смещений горных масс (направления показаны стрелками) и участии возможных максимальных сосредоточений дневной поверхности. Нанесены также 6-8-балльные землетрясения, произошедшие за последние 5 лет. Из рисунка видно, что эпицентры сильных землетрясений в основном располо-

особенно на современных структурах нового плана или вблизи последних.

Полученный материал является первой попыткой использования нового ряда данных о механизмах очагов землетрясений для сейсмогеотектонического и выделения участков максимальных сотрясений в моменты сильных землетрясений. На карте рис. 4 еще много белых пятен, которые в будущем времени (по мере поступления и обработки материала) будут заполнены. Настоящие границы, вероятно, будут определены только в связи с картировкой современной поля напряжений. В течение ближайшего периода времени получением границы будут заниматься, однако, весьма трудно. На их простирания влияют такие факторы, как тектоническое, сейсмологическое и геофизическое падения, или изменения магнитного и электрического полей, сейсмичность, концентрация деформации верхней мантии и многие другие, связанные с процессом деформации.

ЛИТЕРАТУРА

1. ПИДЖИНСКИЙ А. В. Определение поля смещений при землетрясении с помощью теории дислокаций. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1966, № 3.
2. МАКЕДОНОВА А. Т., СОВКОЛОВА О. В. Теоретическая модель очага и напряженно-деформированного поля землетрясений. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 9.
3. ПИДЖИНСКИЙ А. В., МАКЕДОНОВА А. Т. О возникновении двух плоскостных напряжений и очага землетрясения. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 10.
4. ПИДЖИНСКИЙ А. В. Определение динамики тектонических движений по направлению и очагам сильных землетрясений Киргизии. - В кн.: Методы и результаты исследования сейсмоактивных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982.
5. ПИДЖИНСКИЙ А. В., СОВКОЛОВА О. В. Вектор максимального смещения и сейсмическое течение горных масс в некоторых сейсмогенных зонах Киргизии. - Тез. докл. Всесоюз. сессии МСССР "Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах". Фрунзе: Илим, 1981.
6. ПИДЖИНСКИЙ А. В., ШТАЙНТ Д. П. О четвертичной истории и сейсмичности зоны Талас-Ферганского глубинного разлома. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 5.

7. ДЖАПУЗАКОВ К.Д., ИЛЪСОВ Б.И., КНАУФ В.И., КОРОЛЕВ В.Г., ХРИСТОВ В.В., ЧЕДИЯ О.К. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1977.
8. ЗАХАРОВА А.И., МАТАСОВА Л.М. Динамические параметры очагов землетрясений Восточного Узбекистана. - В кн.: Параметры землетрясений и очаговых зон. Ташкент: Фан, 1973.

Ф.Н.Юдахин, В.М.Терёхин

О МОРФОЛОГИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗОНЫ ПОПЕРЕЧНЫХ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ТЕРСКОЙ АЛА-ТОО ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Глубинные разломы в геологических процессах играют существенную роль, оказывая влияние на историю формирования литосферы, контролируя пространственное размещение магматогенных пород, определяя особенности строения структурно-формационных зон и их металлогенической специализации. Глубинные разломы, выступающие как зоны сочленения блоков земной коры, также являются своего рода плоскостями, по которым происходили и происходит различно направленные относительные перемещения этих блоков. Именно по зонам глубинных разломов в процессе их активизации наблюдается рядякя аккумулятивных и в пределах блоков тектонических напряжений. В связи с этим определение особенностей внутреннего строения, глубины заложения, длительности и многофазности развития разрывов или зон разрывных нарушений приобретает важное значение для классификации последних и отнесения их по вышеотмеченным признакам к глубинным разломам. В пределах центральной части хребта Терской Ала-Тоо преимущественно распространены разломы трёх направлений - восток-северо-восточного, северо-западного, субширотного (рис. 1). Последние являются большей частью оперяющимися глубинных разломов. Разломы восток-северо-восточного простирания, продольные, имеющие глубокое заложение, длительную историю многофазного развития, преобладают. Они являются, как правило, главными, разграничивающими структурно-формационные зоны. В меньшей мере распространены разломы северо-западного направления, поперечные, играющие также важную роль в формировании допалеозой-

и, как следствие этого, мезозойско-кайнозойских структур. Для вышеупомянутых разломы фиксируются в отображающих специфику геологического строения района геофизических полях, по результатам радиальной гравиметрической и среднemasштабной аэрогеофизической съемки.

Магнитное и радиохимическое поля центральной части хр. Тяньшань Ала-Тоо (рис. 2) имеют сложную структуру, обусловленную сложением концентрического строения описываемой территории, которая состоит из периферическую часть Иосик-Кульского структурного массива, Юрканскую риниокаледонскую структурно-формационную зону и позднекаледонскую часть Среднего Тянь-Шаня [1]. Эти складчатые структуры, раздвоенные крипами глубинными разломами, протянувшись и постепенно в восточном направлении и, отклоняясь восточнее восточнее на Север, подразделяют своеобразный складчатый на структурный рисунок геофизических полей. По степени дифференцированности, контрастности, различию значений направлений магнитного поля подразделяются на четыре анимальные зоны: Иосик-Кульскую, Юрканскую, Алакольскую и Джетим-Таргайскую (рис. 2). Каждая из этих зон также отличается своеобразным особенностями структурного рисунка радиохимических полей. Указанные особенности проявляются и в гравиметрическом поле. Отмечаемые в геофизических полях параллельного характера границы между анимальными зонами пространственно совпадают и вследствие этого отожествляются с границами разломов. Иосик-Кульская анимальная зона характеризуется контрастными границами и гранитоидами Иосик-Кульского структурного массива, характеризуются отрицательной степенью дифференцированности, контрастности магнитного поля и в основном отрицательными значениями напряженности. Отличительными особенностями магнитного поля зоны является неометричность аномальных помешений и слабо выраженный, почти отсутствующая ориентированная направленность изолиний. Широкое распространение гранитоидов обуславливает высокую дифференцированность и контрастность, а также существенные помехи радиохимических полей [2]. Юрканской

оз. Иссык - Куль

50 0 50 км

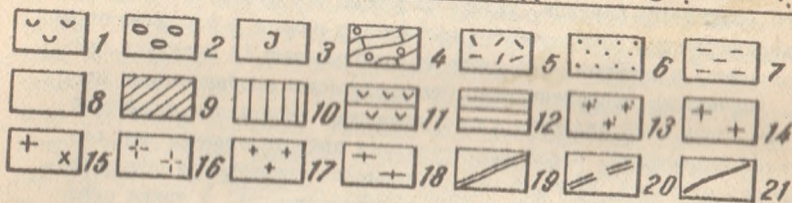


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части хр. Терский Алл-Тоо.

1 - ледники, ледниковые отложения;

морских, литочно-морских и континентальных отложе-

1 - порфироидный палеозой-мезозой; 3 - континентальные фации; 4 - прибрежно-морские построцветино и континентальные осадочные толщи карбона;

Министерство внутренних дел:

А. Г. Ринков, доктор геологических наук и профессор, и Г. В. Терещенко, кандидат геологических наук, старший научный сотрудник:

и карбонаты и терригенные отложения кардужоргилской

[illegible]

М — инфаркты, инсульты, гипертония плагиры, диабет, проктит, мушкетерская болезнь (дизентерия), учимостики, тер-
роризм (интерес).

Із мінеральних, фалуніти, углеродисті сульфидизировані мінеральні і олієві предіого рифей:

I1 - I2 - нижний протерозой - нижний рифей: I1 - метаэффузивы, порфироиды нижнего рифея; I2 - сланцы, амфиболиты, порфироиды нижнего протерозоя;

и концентрирует в центре единого внешнего палеозоя;

1) мінеральні породи вулканічного комплексу (граніто-діорити, габро, базальти);

Оптимизация и адаптивные алгоритмы в теории управления

16 - гранитоиды ирдыкского комплекса:

17-18 - плагиограниты, кварцевые диориты минторского комплекса;

19-21 - разломы глубокого заложения, выделяемые по геологическим (19) и геофизическим (20) данным; цифры на чер-
точках 1 - разрывы от структурной линии Тянь-Шаня.

Центральный, Тарковский, 3 - Барскаунский, 4 - Арсенийский, 5 - Корумшинский, 6 - Дано-Иссык-Кульский.

1. 11/11/11 11:11:11

Имп. пими цифрами обозначены тектонические блоки:

I — Джидишуйский; II — Иттышский.

аномальной зоне свойственна высокая степень дифференцированности и контрастности магнитного поля. Диапазон изменения напряженности поля значителен — от $-1,5 + -2$ до $8-10$ мГ. Для зоны характерны резкое изменение по простиранию её ширины и смена в этом же направлении знака магнитного поля ΔT_a . В западной части Бурханской аномальной зоны преобладает положительный знак напряженности поля, а в восточной — отрицательный, на фоне которого выделяются локальные, вытянутые по простиранию зоны положительной аномалии. Аномальные повышения и аномалии магнитного поля Бурханской зоны имеют как изометричную в плане форму, так и вытянутую. Простирания их меняются от субширотного до северо-восточного. Элементы горных пород представлены метаморфическими, эффузивными и интрузивными породами. Анализ радиогеохимических полей показывает, что их региональный фон в восточной части Бурханской зоны более повышенный, чем в западной. К югу от Бурханской зоны выделяется Алабельская аномальная зона. В среднем течении р. Бурхан зона выклинивается, а в северо-восточном направлении мощность её увеличивается. Алабельская аномальная зона характеризуется слабой степенью дифференцированности и контрастности как магнитного, так и радиогеохимических полей. Магнитное поле имеет отрицательные значения напряженности. Интенсивность поля варьирует в незначительных пределах — от $0,5$ до $2,0$ мГ.

В пределах описываемой площади Джетым-Тарагайская аномальная зона представлена небольшим фрагментом. Пространственно она связывается с периферической частью Срединного Тянь-Шаня и специфика структуры её геофизических полей обусловлена составом слагающих структурно-формационные зоны пород. Магнитное поле Джетым-Тарагайской аномальной зоны характеризуется различной степенью дифференцированности и контрастности, переменным знаком напряженности. Изменение интенсивности поля значительное — от -1 до $+8$ мГ. Особенности структуры радиогеохимических полей аналогичны свойственным для магнитного.

Трансформированные гравиметрические поля характеризуются существенным понижением значений (рис. 3). Высокоградиентный переход к области понижений обусловлен зоной разломов, важнейшей структурной линией Тянь-Шаня и резким изменением глубины залегания кристаллического фундамента. В пределах зоны перехода от Джетым-Тарагайской аномальной зоны к расположенной севернее Алабельской отмечаются аномальные участки магнитного и радиогеохимических полей. Характеризуются они высокой степенью дифференцированности и



Рис. 2. Карта магнитных аномалий ΔT_a центральной части хр. Тер-
окой Аля-Тор.

1-3 - изолинии магнитного поля ΔT_a : 1 - положительные,
2 - отрицательные, 3 - нулевые;

4-7 - аномалии магнитного поля ΔT_a положительного зна-
ка интенсивностью: 4-0+2 мГ; 5-0+5 мГ; 6-1+5 мГ и отри-
цательного знака интенсивностью: 7 - -2 + -5 мГ;

8 - положение глубинных разломов на фоне магнитного
поля ΔT_a .

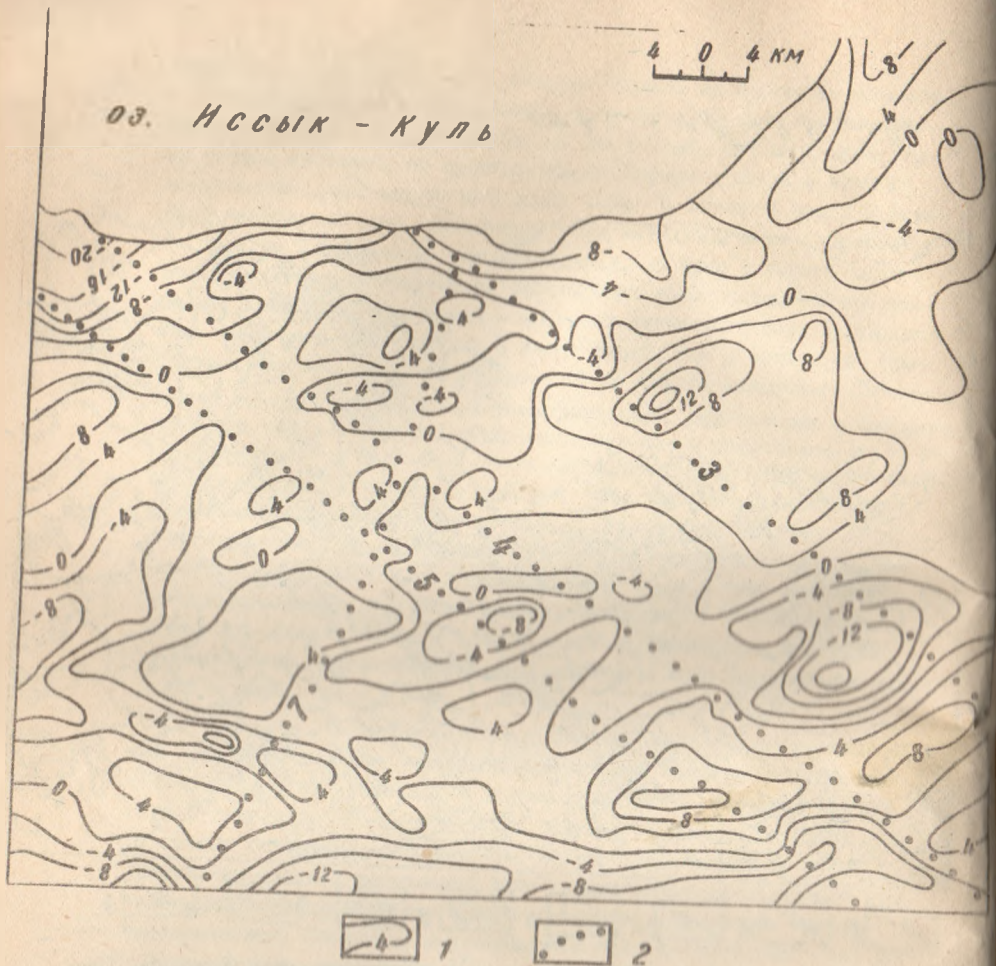


Рис. 3. Карта остаточных аномалий гравиметрического поля центральной части хр. Терской Ала-Тоо:
 1 — изолинии остаточного поля силы тяжести; знак перед цифрой указывает на положительные или отрицательные значения поля;
 2 — положение глубинных разломов по гравиметрическим данным.

контрастности, выявляющей, судя по особенностям структурного строения полей, широким развитием разрывных нарушений. Анализ геологических материалов свидетельствует о том, что аномальные участки обусловлены распространением интрузивных пород - от Габбро до Гранитоидов.

Анализ характера геофизических и геологических аномальных зон показывает, что в их пределах довольно контрастно выделяются участки деструкции и в разрывных зонах, прослеживающиеся в северо-восточном направлении поперечной полосой. Пространственную ориентацию и при этом участки нарушения структуры отмечают и в Гравитационном поле. В структуре магнитного поля в пределах центральной части района Транс-Ала-Тоо упоминалось и ранее - в работе "Геология" по А.В.Иванову (2) и Транс-Иссык-Кульскому району (3, 4, 5, 6, 7). Нарушения струк-

турной ориентации в магнитном поле в общем простираются в направлении Транс-Иссык-Кульскому району (3, 4, 5, 6, 7) и второго порядка по мнению других.

Исследования геологических материалов подтверждают связь этой зоны деструкции с поперечной зоной разломов, хотя направленная зона, определяемая по последним данным, несколько не совпадает с простиранием Транс-Иссык-Кульского разлома. Анализ геологических материалов показывает, что поперечный Транс-Иссык-Кульский разлом является глубинным явлением имеет сложное строение и длительный историю развития, характеризующуюся периодами активизации и последующим спадом тектонической активности. Находясь в этих разломах и в верхних структурных этажах, так и в кристаллическом фундаменте (плотность $2,8 \text{ г/см}^3$), а также в гравитационном поле по участкам деструкции и градиентным зонам, определяющим относительно повышения значений трансформированного поля. В пределах описываемой территории зона разломов разлагается складчатую структуру восток-северо-восточного простирания по линии Алаша, в которой и имеет специфические черты геологического строения, обусловленные историей развития. Один из них, Дилисуйский, расположенный в западе от зоны, имеет довольно четкими признаками геологического разлития. Другой, Иттигский, являющийся более устойчивым блоком. Метаморфический фундамент его, согласно данным гравитационной съемки, приподнят по сравнению с кристаллическим основанием Дилисуйского блока.

Заложение Транс-Иссык-Кульской зоны глубинных разломов происходило, вероятно, в конце нижнего протерозоя или в допротерозое. Свидетельством тому является то, что эта разрывная структура прослеживается в кристаллическом допротерозойском фундаменте Иссык-Кульского срединного массива и уже в нижнем протерозое оказывала огромное влияние на историю развития описываемой площади. Заложение геосинклинальных прогибов происходило в условиях интенсивного прогибания земной коры, вероятно, ещё в допротерозое. Однако история геологического развития прослеживается с того времени, когда формировались наиболее древние толщи, представленные гнейсами, мраморами, амфиболитами и порфироидами. Последние наряду с небольшими трещинного типа интрузиями основного и среднего состава обуславливают сложную структуру участка магнитного поля, вытянутого в северо-восточном направлении и пространственно приуроченного к зоне сочленения структур Северного и Срединного Тянь-Шаня.

Распространение пород этого комплекса в северо-восточном направлении по простиранию геосинклинальной зоны ограничивается Алабельским глубинным разломом, являющимся основным элементом сформировавшейся к настоящему времени Транс-Иссык-Кульской глубинной зоны. Восточное крыло Алабельского разлома становится стабильным поднятием, западное же продолжает испытывать нисходящие тектонические движения. Возможно, что по Алабельскому разлому, как и по субширотным, происходило широкое излияние вулканогенов основного и кислого состава, претерпевших в последующем глубокий метаморфизм до амфиболитовой фазии. Определяющую в формировании протерозойской геосинклинали роль Алабельский глубинный разлом играл и в верхнем протерозое, нижнем и нижне-среднем рифее (?). Распространённые на южном склоне Тарской Ала-Тоо расслаивающиеся конгломераты, кварцито-песчаники, серицито-кварцевые сланцы и порфиroidы по кварцевым порфирам, дацитам и их туфам окургенкольской свиты, а также метазофусивы бельчийской свиты к востоку от линии Алабельского разлома не отмечаются. Магнитное ΔT_a и радиогеохимические поля с резким переходом приобретают спокойный характер структурного рисунка геофизических полей. Средний рифей ха-

проявлялся эпизод тектонической активности поперечных разрывных структур и активацией продольных, восток-северо-восточных разрывов. Подобная перераспределенка тектонических напряжений и, как следствие, преимущественно погружение земной коры по восток-северо-восточным глубинным разломам обусловили широкое распространение докембрийских известняков, углеродистых, серицито-глинистых сланцев верхнего яруса. Однако, судя по распространению пород этой свиты, Иттишский блок и в основном так и оставался областью раздвижения надинтия, а Джалисувайский — погружения. Интенсивность вертикального движения, сопровождавшегося накоплением складчатости (характерная черта Джалисувайской свиты и известняки, сланцы известняков), проявлявшаяся и в южной верхней рифе. Интенсивность и амплитуда вертикальных движений достигала в эту эпоху максимума. Иттишскими прогибными движениями охватывалась и южная часть Иттишского блока. Другое, как и по всему Джалисувайскому блоку, приводит надинтиями таргигонных толщ торской свиты. Южный риф отщепился и сместился вправо тектоническими движениями отделивших блоков. Значительное по амплитуде инверсионные вертикальные движения сопровождаются как складчатыми деформациями, так и широко проявившимися разрывными нарушениями. Наряду с восточно-северным разрывом восточно-северо-восточного простирания подчиненным значением поперечные разрывы и складываются новые тоглы на северо-западном направлении. Зависимо Барскаунского разлома, отщепилась Джалисувайский глубинной разрывной структурой, может возникнуть и Вильдский являющийся, в этом промежуточном периоде складчатых рифов. Северно восток, именно плоскость Барскаунского разлома, восточный элемент Транс-Ионик-Кульской глубинной зоны, являясь границей между продолжающим испытывать нисходящие движения Джалисувайским блоком и воздымающимся Иттишским. Воздымания Иттишского блока обусловило отсутствие в южной его части эффузивных торской свиты. Миграция в западном направлении смещения по являющемуся тектоническим движениям предопределила неполноту осыпания верхней части торской свиты, породы которой распространены в западе от Барскаунского разлома. Излиянием эффузивов (базальты и их разновидности, антитерриты) торской

свиты завершается верхнерифейский период тектогенеза. Подводящим каналом масштабных излияний основных эффузивов (мощность до 1000 м) являлся, очевидно, подновленный Арабельский разлом, так как к востоку от него верхняя эффузивная часть терсейской свиты практически отсутствует. После верхнего рифея наступает период относительного затишья тектонической активности поперечных структур. Периферическая южная часть Исык-Кульского массива после длительного прогибания отдельных её фрагментов испытывала поднятие в процессе инверсионных восходящих движений. После небольшого перерыва зона продолжала развиваться. Об этом свидетельствуют данные исследователей [7 - 9], отмечающих, что для восточной части Чаткало-Нарынской зоны характерны высокое стояние фундамента и частое отсутствие осадков венда, кембрия и нижнего ордовика. Граница между восточным и западным блоками проходит, являясь юго-восточным продолжением Транс-Исык-Кульской глубинной зоны, по меридиану западной оконечности хребта Ак-Шийрак. В палеозое и мезозое Транс-Исык-Кульская глубинная зона поднималась периодически как по всей своей протяженности, так и фрагментарно в пределах сочленения блоков структурно-формационных зон при активизации краевых глубинных разломов восток-северо-восточного простирания. В период становления южной части периферии Исык-Кульского срединного массива разломы Транс-Исык-Кульской глубинной зоны оказывают, как и разломы восток-северо-восточного направления, большое влияние на пространственное размещение широко распространенных малых интрузий кислого и среднего состава, для которых они являлись магмаподводящими каналами. Аналогичную роль разломы Транс-Исык-Кульской зоны играли и в ниже-среднем палеозое, в орогенный этап тектогенеза, характеризующийся внедрением и формированием огромных плутонов гранитоидов. Широкое распространение гранитоидов затрудняет первичную, предороженную структуру описываемого района и вызывает затруднение в расшифровке характера и определении величины размаха тектонических движений. Незначительно проявляются признаки асинхронности в вертикальных перемещениях по плоскости Транс-Исык-Кульской глубинной зоны Джилисуйского и Итташского блоков. Очевидно, именно в этот пери-

[illegible]

торией допалеозойского развития и причленяющегося к нему с востока Иттишского блока. Стабильность последнего в течение длительного времени обусловила слабую его раздробленность и, следовательно, проницаемость. Это и явилось причиной незначительного распространения девонских интрузий гранит-порфиров и гранитов в пределах Иттишского блока. Необходимо отметить, что история допалеозойского развития этих двух сочленяющихся по Транс-Иссык-Кульской глубинной зоне геоблоков предопределила и металлогенические особенности описываемого района. Повышенная раздробленность Транс-Иссык-Кульской глубинной зоны и Джилисуйского блока, характерные для них неоднократно сменяющиеся по знаку в условиях преимущественного растяжения земной коры тектонические подвижки, утонённая вследствие растяжения литосфера, разнообразие вещественного состава пород, слагающих зону и блок, глубина проникновения разломов, широкое проявление посторогенного магматизма, гидротермальных процессов способствовали созданию благоприятной геолого-структурной обстановки для рудоотложения. Поэтому именно в пределах Транс-Иссык-Кульской глубинной зоны и окружающих её районов, развитых в Джилисуйском блоке, можно предполагать наличие промышленного оруднения редких, судя по металлогении гранитоидных комплексов, элементов. В верхнем палеозое и, очевидно, мезозое для Транс-Иссык-Кульской глубинной зоны характерен период относительной стабильности. Признаки её тектонической активности в этот временной промежуток в пределах описываемой площади отсутствуют. В альпийский цикл тектогенеза Джилисуйский и Иттишский блоки являлись областью устойчивого поднятия, на фоне которого по разломам Транс-Иссык-Кульской глубинной зоны происходили отдельные тектонические подвижки, сформировавшие современную геоморфологическую картину площади. Минимум тектонической активности приходится на голоцен. В это время наряду с вертикальными перемещениями отдельных блоков, обусловивших разный эрозионный срез отдельных фрагментов Джилисуйского и Иттишского блоков, отмечаются горизонтальные. Последние способствовали нарушению корреляции геолого-структурных элементов вышеотмеченных блоков.

Тянь-Шань, Тянь-Иссык-Кульская глубинная зона имела длительную историю геологического развития и время заложения её кристаллов и допротерозоя или к нижнему протерозою. Как зона со-единяющая два блока она предопределила различную историю их раз-вития. Иттикопский блок в течение длительного периода - от допро-терозоя до позднекаменноугольного времени - являлся преимущественно устойчи-вым, стабилизированным подолгом, Джилисуйский, напротив, - областью интенсивной, поэтому в позднекаменноугольном времени сформировались два гете-рогенных блока, имеющих резко различными по своему комплексо-му составу, составу и развитию этого развития филиппинский (жест-кообразный, метаморфический) - иттикопский, по-прежнему развивающийся на совре-менности тектоническое напряжение. Тянь-Иссык-Кульская глубинная зона представляет собой область субпараллельных разломов, индиро-ванных по своему дифференцированному развитию развития окислительно-восста-новительных процессов. Интенсивным проявлением тектонической ак-тивности зоны являются высокие скорости деформации пород в её пределах. Тянь-Иссык-Кульская глубинная зона яв-ляется зоной развития активной упругой деформации, возникающих под воздействием позднекаменноугольных движений, разные режимы деформации обуславливаются различием в составе и структурах Джилисуйско-го и Иттикопского блоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. ИСАЕВ Н. И. Тектоническое районирование Саяно-Иссык-Кульской области. - Ташкент, 1962, 98 с.
2. ИСАЕВ Н. И. Структурное районирование Тянь-Шаня в пределах Тянь-Шаня. - В кн.: Тектоника докембрийских и палеозойских складчатых поясов Тянь-Шаня. Фрунзе; Илим, 1970.
3. ИСАЕВ Н. И., МАКИНОВ П. П. Особенности строения докембрийско-го Фрунзского пояса по данным гравииметрии и сейсмичность Тянь-Шаня. - В кн.: Геологическо-геофизические особенности и сейсмичность территории Кыргызии. Фрунзе; Илим, 1978.
4. ИСАЕВ Н. И. О глубинно-глубокой природе структуры Тянь-Шаня. - В кн.: Геология и ресурсы недр КМ Кирг. ССР. Фрунзе, 1962, вып. 1.

5. ПОМАЗКОВ К.Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудо-контролирующее значение. -Тр. Упр. геол. и охраны недр при СМ Кирг. ССР. Фрунзе, 1962, кн. 2.
6. ЮДАХИН Ф.Н., ЦЕХМЕЙСТРЮК А.Н., ЧЕКИНА С.А., МОЛОКОВ В.Л., МАРИНЧЕНКО Г.Г. Геолого-геофизическое районирование межгорных впадин Северной Киргизии. - Булл. МОИП, отд. геол., 1969, т. XLIV (6).
7. СМЫСЛОВ А.А. Закономерность распределения и миграция урана и тория в горных породах земной коры. - В кн.: Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Л., 1968.
8. Стратиграфические и интрузивные образования Киргизии./ Объяснительная записка к изданной геологической карте Киргизии масштаба 1:500000, кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.
9. КИСЕЛЕВ В.И., КОРОЛЕВ В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972.
10. ЮДАХИН Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983.
11. ДЖАЛУЗАКОВ К.Д., ИЛЫСОВ В.И., КНАУФ В.И., КОРОЛЕВ В.Г., ХРИСТОВ Е.В., ЧЕКИН О.К. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1977.

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ (О ПРОБЛЕМЕ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ТИНЬ-ШАНЬ-ПАМИР-КАРАКОРУМ-ГИМАЛАИ)

Неоднозначность гравиметрии в конюрах изучения глубинного строения литосферных областей Восточной Азии оценивается различными авторами по-разному [1-4]. Многообразие методических подходов к оценке возможности этого метода приводит зачастую к противоречиям, влияющим на понимание друг друга. Например, по оценке возможности зондирования мощности земной коры в пределах Памира мощность коры в 30 и 40 км.

Для зондирования глубинного строения литосферы большое значение имеет проблема зондирования сейсмического зондирования (ГСЗ). Зондирование по ГСЗ проводится по Международному Памиро-Гималайскому проекту [5]. Результаты ГСЗ могут получить основную информацию о гравиметрической эффективности других геофизических методов, применяемых для изучения земной коры, в частности, гравиметрии.

В статье предлагается рекомендация по комплексной интерпретации, основанной на результатах подбора плотностной модели указанного геофизического разреза ГСЗ, отвечающей наблюдаемому полю силы тяжести [6].

При комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии зачастую не учитывается тот факт, что если картину распределения отрицательных и положительных аномалийных границ по профилю можно рассмотреть как таковую, т.е. соответствующую сейсмическим условиям геофизического разреза именно по данному профилю, то наблюдаемое поле силы тяжести в каждой точке содержит информацию интегрального характера, отвечающую объемному распределению аномальных масс. Поэтому при анализе графиков Δg следует учитывать преимущественность аномального поля вкост профиля.

Гравиметрическим профилем ГСЗ субмеридионального направления исследованного геофизического поля силы тяжести [6] с различным простиранием разрезов для исследуемых участков. Для правильного пред-

ставления характера приведенного графика (рисунок) отметим, что в общем плане лишь северная часть профиля расположена почти вкрест простирания поля силы тяжести: наиболее низкие значения графика 4g центральной части профиля соответствуют полю меняющегося простирания, в районе же "структурного шва Инда" зона градиентов 4g пересекает линию профиля под углом около 45° . Следовательно, для южной части геотраверса полностью исключается возможность даже качественной интерпретации аномального поля силы тяжести по его графику — здесь необходимо учитывать ограниченность геологических структур по простиранию.

При подборе плотностного варианта сейсмического разреза следует принимать во внимание и то обстоятельство, что, возможно, раздел Мохо не является границей первого рода, т.е. граница между земной корой и верхней мантией не является резкой, а представляет собой переходной слой. Некоторыми исследователями его мощность оценивается в 20 км. Следовательно, в принципе в этих пределах могут различаться и глубины плотностных и скоростных границ.

Визуальное сопоставление аномального графика поля силы тяжести с поведением скоростной границы М свидетельствует в пользу их коррелируемости, хотя очевиден, например, тот факт, что наиболее глубокое положение границы М под оз. Каракуль не соответствует по местоположению минимуму поля 4g, приуроченному к Юго-Восточному Памиру.

Говоря о скоростной характеристике земной коры, отметим, что наиболее неоднородна в этом отношении верхняя часть разреза до глубины порядка 30 км, однако в этом интервале полученные скорости не превышают 6,0–6,5 км/с. Наиболее сложным является сейсмический разрез севернее оз. Зоркуль — повышенная плотность отражающих площадок, насыщенность разреза точками обмена. С глубиной скоростная картина упрощается.

Необходимо подчеркнуть отмеченный авторами [5] тот факт, что рассматриваемый разрез характеризуется более высоким градиентом изменения скорости по вертикали, чем по горизонтали.

Наиболее выдержанной по всему геотраверсу границей является

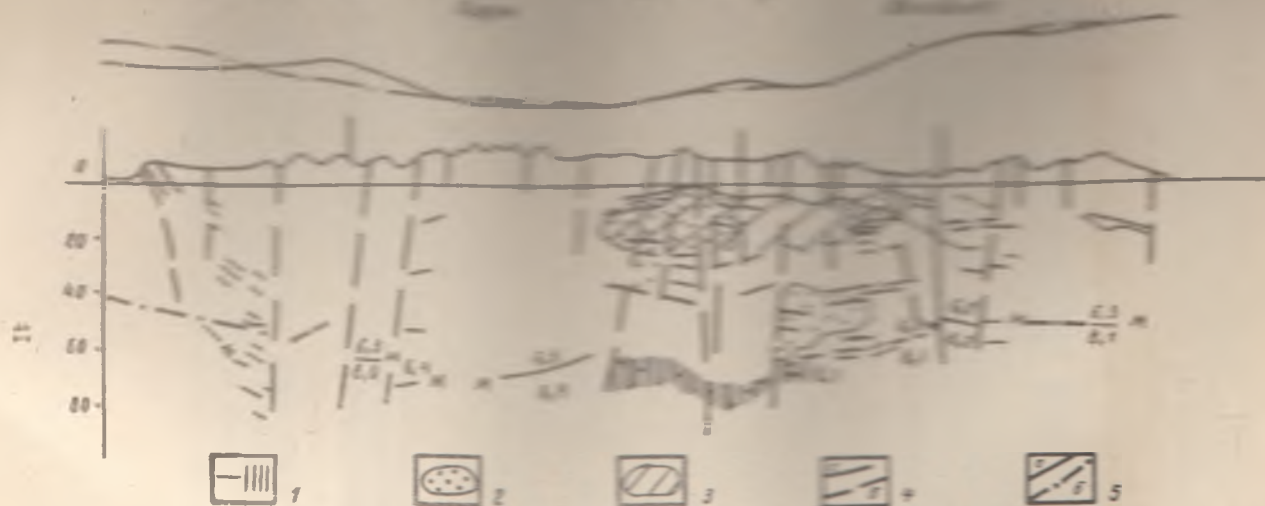


Рис. 1. Плотностная модель нижней коры по профилю ГСЗ Титлатун-Сринагар [5]. 1 - сейсмические границы или границы М-хо (М) приведены значения скоростей; 2 - зоны с повышенной плотностью точек обмена; 3 - разрезы, содержащие породами повышенной плотности; 4 - разломы по геологическим (а) и сейсмическим (б) данным; 5 - графики наблюдаемой (а) и расчетной (б) аномалий силы тяжести и соответствующая плотностная граница М.

ся поверхность М. Следует отметить, что на различных отрезках профиля она протрассирована по различным типам волн, граничная скорость на ней меняется от 8,0 до 8,4 км/с. Вторая по выдержанности — поверхность нижнего слоя, трассируемая отражающими горизонтами и залегающая на глубинах от 25 до 45 км. Характер информации об изменении поля силы тяжести в районе рассматриваемого профиля позволяет фактически судить лишь о его связи с поведением границы М, принимая при этом земную кору за однородную или слоистоградиентную среду.

Сопоставление расчетной кривой Δg с наблюдаемой с учетом сделанных выше оговорок показало, что наиболее удовлетворительное совпадение фиксируется при значении избыточной плотности верхней мантии относительно земной коры $+0,4 \text{ г/см}^3$. Эта величина не противоречит общепринятым данным [4]. Однако при совпадении расчетного поля с наблюдаемым в центральной части разреза последнее в правой части геотраверса оказалось недокомпенсированным. Более детальная информация об изменении поля Δg в пределах Памира и Тянь-Шаня позволила получить более четкое представление, например, о характере градиента наблюдаемой кривой, что, как известно, дает возможность судить, в свою очередь, о глубине залегания аномального объекта.

Мы отмечали, что характер скоростного разреза меняется вдоль траверса. Это нашло отражение и в плотностном разрезе: оказалось, что область, отличающаяся наличием интенсивного поля обменных волн, соответствует разрезу, сложенному более плотными породами (рисунок). В нашем случае их избыточная плотность составляет $+0,1 \text{ г/см}^3$. Как видно из рисунка, на плотностном разрезе, однако, не нашли отражения нижние горизонты областей с повышенной концентрацией точек обмена. Это объясняется тем, что при нашем масштабе исследований эффекты от такого рода неоднородностей мы уловить не можем.

В южной части геотраверса расхождение наблюдаемой и расчетной кривой обусловлено, как уже отмечалось, тем, что двухмерная модель разреза не отвечает действительности. На рисунке приведена плотностная граница, рассчитанная по наблюдаемому полю с уче-

...распределения неоднородностей. Как видно, от 35-
...и в пределах Индостанского полуострова мощность земной коры
...и 60 км и более в пределах Гималлов. Профиль ГСЗ дает
...картину поведения границы М. Например, в пределах
...длина дуги параллельно положению круто наклонен-
...структуру блока, характеризующуюся рез-
...мощности земной коры. Севернее,
...мощность земной коры, наоборот, умень-
...и в южной Индии - вновь резко воз-
...обуславливаемый таким
...границы, трудно уловить
...и на южной окраине Индостана
...симметричных на-

В исследовании донных Палеогеновый предгорный прогиб хал-
туринского этапа восточнее для палеогеновой области южной и ее
предгорья в "Григориан", и "Палеогеновый" или при мощ-
ности палеогеновой толщи до 5 км, соответствия границ М находится
на глубине 4-5 км. На основании же определения нами на глубине
до 10 км, для при этом определенных возможности совпадение
границы, следует. Из соотношений этих данных следует, что,
палеогеновый этап восточнее донной южной рассматривалась нами как одно-
мощная (5 км, что то же, независимо от того) предгорья, то ее разрез
на 5 км, южной южной предгорьями отнесительный малая плотными поро-
дами, в исследовании донной Габриэлиан.

Исследования и результаты, полученные, что на наблюдаемом графике ано-
дизации вблизи фотокатализатора происходит "структурный шок Инда" и Кэно-
дизация вблизи фотокатализатора. Для этих фотокатализаторов участки резкого изменения
графиков катодизации при фотокатализаторе М.

Таким образом, на основе использования скоростной модели деформации на профиле глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шаня Памир-Нарыну-Гималай определен наиболее оптимальный вариант параметрической модели земной коры, что позволяет перейти к численной реконструкции удлинении профильных расчетов на территории Южной Азии. Результаты этих модельных расчетов свиде-

тельствуют в пользу предположения о том, что выделяемое вдоль этого профиля по данным сейсмологии и магнитометрии относительно-ное разуплотнение вещества верхней мантии, охватывающее интервалы глубин 100-150 + 200-300 км и соответствующее астеносферному слою, в плотностном отношении отличается, видимо, настолько незначительно, что не находит отражения в наблюдаемом гравитационном поле. С другой стороны, область земной коры, отличающаяся наличием границ обмена, находит признаки выражения как плотностная неоднородность.

Принципиальное значение изложенных выше результатов заключается в том, что показана идентичность природы волнового поля и аномалий силы тяжести. Отсюда вытекает возможность экстраполяции плотностного разреза на весь регион Высокой Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. МЕЛЬКАНОВИЧ И.М., КОНОНОВА Н.А., КОСТРОМИНА В.А. и др. Особенности строения земной коры Средней Азии по данным гравиметрических исследований. - Докл. АН УССР, 1970, № 2.
2. СИГИН Ю.И. Проблемы изучения глубинного строения областей повышенной складчатости. - Тр. ВИНТИ, ноябрь, 1972, т. 178.
3. ЮСУПХОЖАЕВ Х.И., ХАСАНОВ П.Х. Изучение строения земной коры по профилю Араль-Ташкент-Ош-Зеркуль по данным гравиметрии. - Сов. геология, 1977, № 6.
4. БЕЛЯВСКИЙ Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981.
5. БЕЛОУСОВ В.В., БЕЛЯВСКИЙ Н.А., БОРИСОВ А.А., БУТОВСКАЯ Е.М. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань-Каракорум-Гималаи. - Сов. геология, 1979, № 1.
6. MARUSSI A. *Geophysics of the Karakorum and Hindu Kush. Scient. rept. 2. Geophysics* I. Leiden E.J. Brill, 1964.

ПРЕДМЕТ: ПУТИ И МЕТОДЫ И ДОСТИЖЕНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Взрыв геотермических градиентов и теплового потока Киргиз-
ского теплового поля по данным измерений температур в глу-
бине скважины [1, 2, 3]. Средние значения градиентов на глуби-
не скважины 100 м составляли $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а диаметры их изометрий
составляли 100 м. Средние значения теплового потока 55 $\text{мВт}/\text{м}^2$ при
температуре скважины 100°C $\text{мВт}/\text{м}^2$. В целом величины градиентов и
теплового потока в два раза больше. В широтном направлении подде-
ловых градиентов и теплового потока зоны орошения западного протезирования,
восточного и центрального, Западного Киргизского - пошатаны,
восточного и центрального и Западного Киргизского - пошатаны
и восточного и центрального в восточном направлении. В пределах зон по-
шатаны восточного и центрального [1, 2].

[illegible]

Известно, что устья отрицательных геохимических градиентов. В частности, в южной части бассейна на глубинах около 1000 м. обнаружены многочисленные и мощные палеофосфоритовые отложения. Кроме того, в южной части бассейна имеются многочисленные и мощные палеофосфоритовые отложения, в частности, в южной части бассейна. В южной части бассейна обнаружены многочисленные и мощные палеофосфоритовые отложения, в частности, в южной части бассейна. В южной части бассейна обнаружены многочисленные и мощные палеофосфоритовые отложения, в частности, в южной части бассейна.

Данные по геохимическим градиентам и температурам на указанных участках в отношении и мощности оловянной земной коры [5] позволяют определить в ряде пунктов бурения глубоких скважин значения геохимических градиентов в нижней части земной коры (ба- зальтового шлейфа) и верхней мантии по формуле

$\frac{1}{2} \times \frac{1}{2} = \frac{1}{4}$

(I)

Таблица

Пункт геотермических измерений (скважина)	$T_{глуб.}$ °C	$H_{глуб.}$ км	$g_{глуб.}$ °C/км	$g_{глуб.} \cdot H_{глуб.}$ °C	$H_{глуб.}$ км	$g_{глуб.}$ °C/км	$g_{глуб.} \cdot H_{глуб.}$ °C	T_i °C	ΔT °C	H_i км	ΔH км	g_i °C/км	$H_{глуб.}$ км
7 Степное	12	0,8	31	24,8	15	26	390	585	158,2	20	4,2	37,7	39
40С - I	11	2,8	20	56,0	15	31	465	"	53,0	30	12,2	4,3	204
I Сосновка	25	2,9	12	34,8	15	13	195	"	343,2	40	22,1	15,5	85
6 Ивановка	12	1,2	29	34,8	15	32	480	"	58	20	3,8	10,5	90
2П Беловодск	21	3,1	16,5	51,2	15	27	405	"	108	30	11,9	9,0	110
3П Шалба	19,6	6,5	18	117,0	16,5	19	350	"	98	40	15,0	6,5	150
108 Избаскент	12	3,0	26	78,0	20	22	440	"	55	35	12,0	4,6	190
570 Хаджиабат	21	2,5	29	72,5	25	17-20	425	"	67	60	32,5	2,1	197
Чон-Кой	14	-	-	-	15	17	225	"	316	70	55,0	5,8	227
1411 Хайдаркан	12	-	-	-	25	17	425	"	148	100	75,0	2,0	455

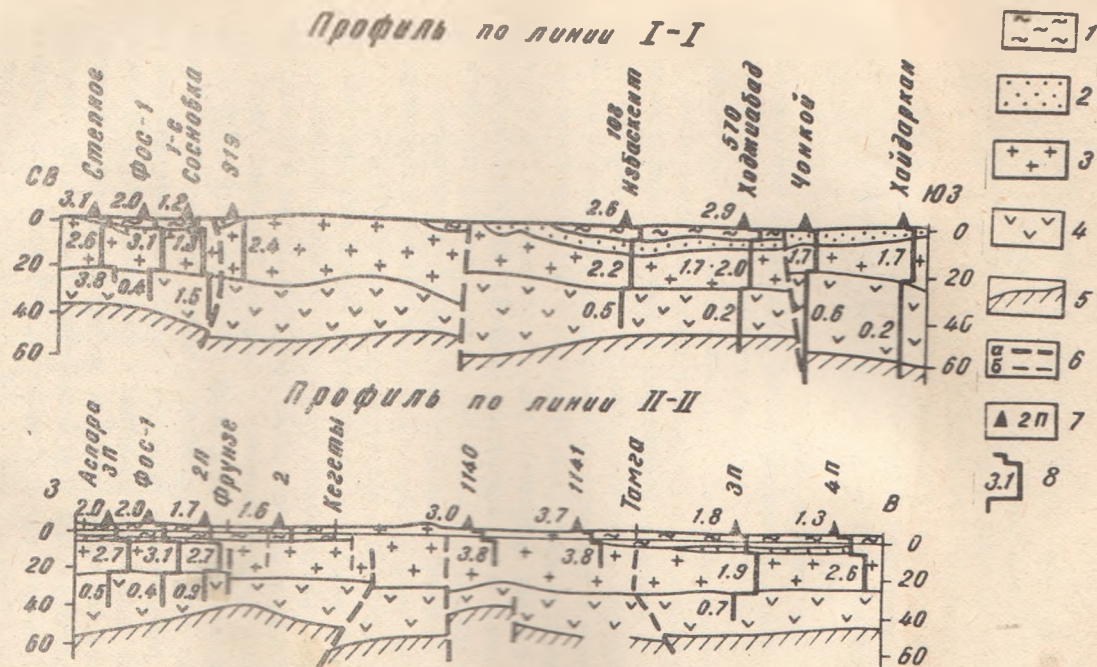


Рис. I. Геотермические профили. (Составил автор с использованием данных о строении земной коры Тянь-Шаня Н.А.Беляевского, В.Н.Крестникова, И.Л.Нерсисова, А.Н.Лобанченко). I - мезозойские и кайнозойские осадки; 2 - осадки верхнего палеозоя; 3 - гранитный слой; 4 - базальтовый слой; 5 - поверхность Мохоровичича; 6 - разломы: а - глубинные, б - прочие; 7 - глубокие скважины, в которых проводились геотермические измерения; 8 - средние послойные значения геотермических градиентов в град. С/100 м.

Из этих данных очевидно видно, что, очевидно, связано с наличием радиоактивных и других источников тепла в породах осадочного типа этого района, и также с развитием здесь относительно более древнего структурно-инвазивного пород. В целом средняя величина потока в границах зоны Восточно-Чуйской, Илийско-Кульской и восточной части Тарбагатайской впадины ниже средней и находится в пределах $0,2-0,4 \text{ мВт/м}^2$. Из этих фактов выделены аномалии повышенного теплового потока в восточной части Восточно-Чуйской и юго-западной части Тарбагатайской впадин и структурных циклов Тарбагатайского и Куингсайского циклов.

В Восточной части Тянь-Шаня радиационные градиенты в пределах $0,2-0,4 \text{ мВт/м}^2/100 \text{ м}$ и довольно равномерно значения $0,2-0,4 \text{ мВт/м}^2/100 \text{ м}$ или меньше (таблица). Средняя величина градиентов для Восточного Тянь-Шаня примерно $0,4^{0,5}/100 \text{ м}$, в северной части $0,2-0,4 \text{ мВт/м}^2/100 \text{ м}$. Для всего Тянь-Шаня исключительны высокие радиационные градиенты в Восточном поясе (в восточной и центральной части на $0,4-0,6 \text{ мВт/м}^2/100 \text{ м}$). Очевидно, это связано с развитием увеличением количества радиоактивных пород в восточной части южной горы. Исключительно outstanding опорная зона Восточно-Чуйской впадины и зона Тарбагатайско-Киргизского глубинного разлома, где градиенты в Восточном поясе возрастают. Реальным объяснением этих фактов — поступлением значительного количества тепла из мантии в пределах мантийного источника тепла над радиационно-тепловой зоной Восточно-Киргизской аномальной зоны. Показатели структурных нарушений и южной горы этого района свидетельствуют о преобладании в мантии.

Из этого видно, что в Восточном и Центральном Тянь-Шане градиенты в пределах $0,2-0,4 \text{ мВт/м}^2/100 \text{ м}$, что свидетельствует о меньшем количестве радиоактивного тепла и уменьшении поступления тепла из мантии по сравнению с Саяно-Алтайским Тянь-Шанем. Эти же высокие значения градиентов обнаружены здесь и в верхней мантии на глубине около 100 км.

При средней теплопроводности пород базальтового слоя $1,60 \text{ Вт/м}^2 \text{ [2]}$ средняя величина теплового потока в этом слое составляет около 10 мВт/м^2 , в Северном Тянь-Шане — примерно

13 мВт/м², а в Срединном и Южном — 7 мВт/м². Полученные результаты показывают, что вклад мантийной и нижнекоровой составляющей в суммарный глубинный тепловой поток территории Тянь-Шаня в среднем не превышает 12–15%. Соответственно вклад верхнекоровой (существенно радиогенной) составляющей достигает 85–88%.

Глубина поверхности солидуса в Тянь-Шане, сопоставляемая с глубиной залегания астеносферного слоя, оценена исходя из температуры плавления пород верхней мантии в 1300°C [6] и значений геотермического градиента в базальтовом слое в предположении его незначительного изменения в верхней части мантии (таблица). Такая оценка дает глубины 85–204 км для Северного Тянь-Шаня и 190–227 км для Срединного и Южного. Аномально низкие глубины солидуса (до 39 км) определены в северной части Восточно-Чуйской впадины, что свидетельствует о наличии здесь зон расплава в нижней части земной коры. Далее поверхность солидуса погружается с севера на юг до 110 км, а затем воздымается до 85 км в зоне Терской-Киргизского и Барскаунского глубинных разломов. В Южном Тянь-Шане глубины поверхности солидуса систематически больше в 2 раза и более, чем в Северном, и нарастают к югу. Эти данные отличаются от приведенных в [7].

Положение солидуса на глубинах 90–110 км соответствует нормальной средней толщине литосферы. Такая толщина литосферы определена для самой северной части Тянь-Шаня на границе с Казахской платформой, в западной части Южного и Срединном Тянь-Шане по данным [8]. В южной и восточной частях Тянь-Шаня она увеличивается в 2 раза и более, что может явиться следствием деструкции и скупчивания литосферы в зоне предполагаемого столкновения Индостанского и Азиатского континентов. В [9] отмечено, что плотность глубинного теплового потока на подошве литосферы, достаточная и необходимая для формирования новейшего поднятия Тянь-Шаня за счет возбуждения нижней границы литосферы нестационарным тепловым потоком, должна быть не менее 50–80 мВт/м². Такие значения определены только в Северном Тянь-Шане в северной части Восточно-Чуйской впадины и могут быть предположены для центральной части Иссык-Кульской впадины и её горного обрамления, входящих в Восточ-

по Иргизскому аномаличную зону повышенного теплового потока. Следовательно, только в этих районах может быть принята гипотеза о поднятии мантийных поттолитов как ведущем факторе тектонической активизации в позднюю премя. Для остальной, большей по размерам, территории Тянь-Шаня ведущим фактором активизации является дес-трукция литосферы в результате субмеридионального сжатия, кото-рый происходит в результате чередующихся поднятий и прогибов, диаго-нальных движений [10].

Т.Я.Беленович [11] проведено изучение направлений деформаций в пределах землетрясений на глубинах до 25 км, т.е. в нижней части разрывного и разрывного сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня. По этим данным в условиях преобладающего субмеридионального сжатия выде-ляются структуры сжатия и растяжения второго и третьего порядков. Главные оси растяжений второго порядка проходят по Таласо-Ферган-скому (запад-восток) и Ат-Баши-Иныльчекскому (север-юг) глубин-ным разломам (рис. 2).

По материалам Т.Я.Беленович в Срединном и Южном Тянь-Шане западнее Таласо-Ферганского разлома и в Южном Тянь-Шане восточнее этого же разлома преобладает сжатие в меридиональном направлении. В Северном и Срединном Тянь-Шане к востоку от Таласо-Ферганского и восточнее от Ат-Баши-Иныльчекского глубинных разломов развиты че-двярные и субмеридиональные, северо-западное и в значительно меньшей степени субширотные направления зоны сжатия и растяже-ний по сдвигам. Эти основные оси растяжения со сдвигами проходят субширотными через район Иссык-Кульского улья и околении Восточ-ной Чуйской и Нарын-Душаньской впадин, в север-северо-западном на-правлении по Ферганскому глубинному разлому и без сдвига по до-лине р. Чирчик. Субмеридиональная ось сжатия проходит несколько западнее р.Фергане.

Основные субширотные оси сжатия проходят через Иссык-Куль-скую и Сарыдаганскую впадины. Субширотные оси растяжения выделены в Иссык-Кульской впадине вдоль Каркокольского разлома и в приосевой впадине южнее Терджанского хребта.

Восточная половина активная и постоянно в субмеридиональ-ном и в западной половине субширотных структур растяжения со сдви-

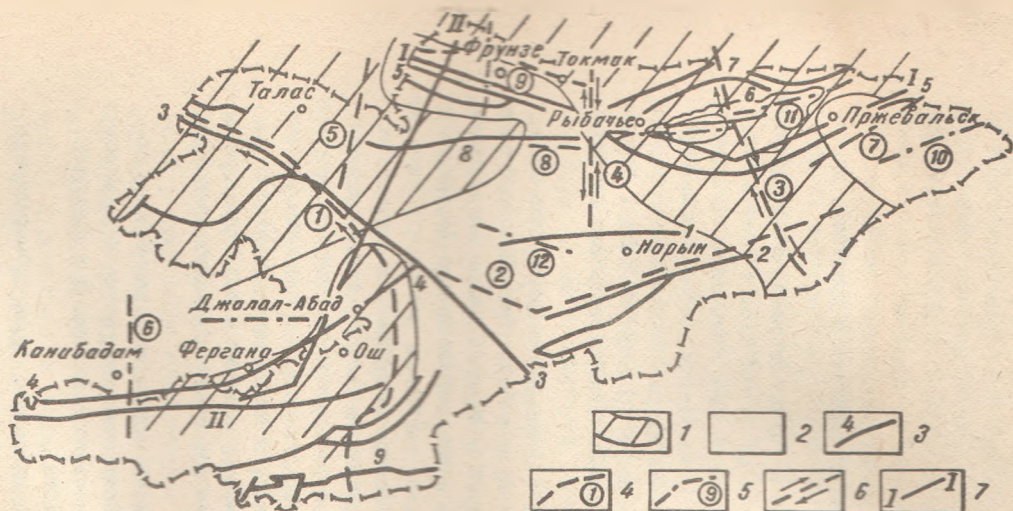


Рис. 2. Схема расположения аномалий теплового потока и основных новейших структур Киргизского Тянь-Шаня. Аномалии плотности теплового потока: I - более 55 мВт/м^2 ; 2 - менее 55 мВт/м^2 ; 3 - неотектонические краевые разломы по О.К.Челдя [4] (цифры на рисунке): I - главный Тянь-Шаньский, 2 - Ат-Бashi-Инильчекский, 3 - Таласо-Ферганский, 4 - Южно-Ферганский, 5 - Терскей-Киргизский, 6 - Кунгейский, 7 - Кеминский, 8 - Каракольский, 9 - Дарваз-Каракульский; основные оси растяжения и сжатия в нижней части гранитного слоя по материалам Т.Я.Беленович; 4 - растяжения (цифры в кружках): I - Таласо-Ферганская, 2 - Ат-Бashi-Инильчекская, 3 - Барскаунская, 4 - Боомская, 5 - Чатканская, 6 - Канибадамская, 7 - Центрально-Терскейская, 8 - Каракольская; 5 - сжатия: 9 - Фрунзенская, 10 - Сарыджазская, 11 - Иссык-Кульская, 12 - Сонкульская; 6 - направления сдвига в зонах сжатия и растя-

Рядом с орогенными породами на основные сейсмоактивные неотектонические субмеридиональные и северо-восточные глубинные краевые разломы, выделенные В.В.Чадин [12] в результате сейсморайонирования территории Киргизии масштаба 1:2 500 000 (рис. 2). В узлах пересечения и направлении этих структур формируются современные сейсмоактивные участки. Например, в Северном Тянь-Шане — это Чуйский, Ферганский, Нарын-Кульский, Сарыкамьшский, Центрально-Кунгейский и др. [13]. В настоящее время уже достаточно данных для выделения Центрально-Тянь-Шанского сейсмоактивного участка в узле пересечения Нарын-Кульского и Тянь-Шанского глубинных разломов.

Сопоставление карты сейсмического районирования Киргизии в масштабе 1:10 000 000 с равномасштабной картой теплового потока показывает соответственно зоны повышенных потоков балльности землетрясений, которые в Тянь-Шане имеют коровое происхождение, и наоборот. В целом хорошо видно чередование в широтном направлении зон пониженной и повышенной балльности северо-западных разломов, соответствующих аномальным зонам теплового потока [13, 14].

Комплексное рассмотрение геотермических условий и направления деформаций в нижней части гранитного слоя в известных сейсмогенных зонах и сейсмоактивных участках показывает, что все они в основном представляют собой зоны растяжения, зачастую со сдвигами, расположенные в узлах пересечения глубинных разломов, с высокотемпературной повышенной тепловым потоком (рис. 2). Это Ферганский, Ферганский и Тянь-Шанский сейсмогенные зоны, Кунгейский и др. Южного Тянь-Шанской, Чуйский район Южно-Ферганской, Ферганский и Центральный части Южно-Кульской зон.

Чуйский участок Северного Тянь-Шанской, восточная часть Южно-Кульской Кульской и западная часть Южно-Ферганской сейсмогенных зон являются зонами сдвигов с пониженным тепловым потоком. Первый и третий участки расположены в узлах пересечения глубинных разломов.

Таким образом, сейсмогенные зоны и сейсмоактивные участки могут характеризоваться пониженными тепловыми потоками, если сейсмогенность из определяется условиями растяжения, и по-

ниженными потоками в условиях сжатия. Использование вышеприведенных критериев позволяет наметить потенциально опасные в сейсмическом отношении участки для более детального изучения. Это прежде всего Центрально-Терскойский участок, упоминавшийся ранее, узлы пересечения Барскаунского и Ат-Баши-Интыльчекского разломов, а также следующих разломов и зон растяжений: Каракольского и Чичканской, Главного Тянь-Шаньского и Боомской, Южно-Ферганского и Канибадамской и др.

Из вышеизложенного следует, что комплексное использование материалов геотермических и магнитометрических исследований позволило определить изменения геотермических градиентов и плотности теплового потока в земной коре и верхней мантии Тянь-Шаня, определить глубины до солидуса и соответственно толщину литосферы в различных его районах. Низкие значения градиентов (до $0,9^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) и плотности теплового потока (до $10\text{ мВт}/\text{м}^2$) в нижней части земной коры и верхней мантии на большей части изученной территории, увеличение толщины литосферы с севера на юг от 40–90 до 200 километров и более подтверждают гипотезу о новой активной активации Тянь-Шаня под действием деформации и окупивания литосферы в результате столкновения Индостанского и Азиатского континентов. На локальных территориях Северного Тянь-Шаня (центральная часть Иссык-Кульской впадины и её горного обрамления, северная часть Восточно-Чуйской впадины) высокие значения плотности теплового потока (более $50\text{ мВт}/\text{м}^2$) в нижней части земной коры позволяют допускать поднятие здесь мантийных астенолитов и влияние их на процесс активации. Установлено, что в суммарной плотности теплового потока, регистрируемого в верхней части земной коры Тянь-Шаня, преобладает радиогенная составляющая, вклад которой достигает 85–88%.

Показано, что сейсмогенные зоны и сейсмоактивные участки Тянь-Шаня характеризуются повышенными тепловыми потоками, если сейсмическая активность их определяется условиями растяжения, и пониженными потоками в условиях сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

1. ЛЮБИМОВА Е.А., ФИРСОВ Ф.В., ЗУЕВ Ю.Н. Данные о геотермических градиентах и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине. - В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1973, №12.
2. ШВАРЦМАН В.Г. Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня, Фрунзе: Илим, 1980.
3. ШВАРЦМАН В.Г. Тепловые поля Киргизского Тянь-Шаня. - В кн.: Геолого-геодинамические методы исследований в сейсмоопасных зонах, Фрунзе: Илим, 1982.
4. ШВАРЦМАН В.Г. Показатели Кюри Киргизского Тянь-Шаня по магнитным измерениям геомагнитного поля. - В кн.: Геолого-геодинамические характеристики сейсмоопасных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1979.
5. ПЕТРОВИЧЕВ В.Н., ПЕРСОНОВ И.А., ШТАНТЕ Д.П. Четвертичная тектоника и глубинное строение Памира и Тянь-Шаня. - Советская геология, 1980, № 2.
6. СМЕРДЛОВ А.А., МОИСЕВИЧ У.И., ЧАДОВИЧ Т.З. Тепловой поток и радиобатиметрия Земли. Л.: Недра, 1979.
7. ШИГАН Н. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 1.
8. ВЕТШАКОВ В.А., ВИННИК Л.П., КУНШУНОВ Ф.Х., РЫБОЙ В.З., СТАРОШИН Д.П. Скоростные разрывы верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих к северу структур. - Узб. геол. ж., 1981, № 6.
9. ГЛИКО А.О., РОБЕНСКИХ О.П. Утонение литосферы в условиях интенсивного прогресса и механизм образования новейших поднятий. - В кн.: Постектоника и современная динамика литосферы, Таллин, 1982, ч.1.
10. ХАМИ В.К. От тектоники плит к более общей тектонике глобальной тектоники. - Постектоника, 1978, № 3.
11. БАДАХИ Ф.П. Геофизические данные о геодинамике литосферы Вирганского Тянь-Шаня. - В кн.: Методы и результаты исследований сейсмоактивных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982.

12. КАЛМУРЗАЕВ К.Е., ДЖАНУЗАКОВ К.Д., ИЛЬЯСОВ Б.И., КНАУФ В.И., КОРОЛЕВ В.Г., ЧЕДИА О.К. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1977.

К.Е.Калмурзаев, Э.Ш.Шакиров, В.Н.Погребной, М.Омуралиев, Л.Е.Ким

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМОГИННЫХ ЗОН СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ МЕТОДОМ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Северный Тянь-Шань является одним из сейсмоактивных регионов, где часто в широком диапазоне глубин (5-90 км) происходят сильные землетрясения, сопровождающиеся изменением физического состояния отдельных слоёв земной коры, что отражается в вариациях геофизических полей.

Для изучения особенностей вариаций геомагнитного поля в Киргизии производятся непрерывные измерения отдельных элементов земного магнитного поля на магнитовариационных станциях типа "ИЗМИРАН-4" в пунктах Чумаш, Новостройка, Таш-Мойнок, Арал, расположенных по меридиональному профилю. Магнитовариационные пункты Таш-Мойнок и Боом образуют одно широтный профиль, пересекающий меридиональный. Таким образом, изучению вариаций магнитного поля проводится по двум расположенным вкосо профилям с пятью стационарными пунктами магнитовариационных наблюдений. Основным, базовым пунктом наших исследований, является Таш-Мойнок. Он оснащен магнитной станцией "ИЗМИРАН-4", протонным магнитометром МПП-1, квантовыми магнитометрами КМ-2М, а с 1982 г. - протонным композитным магнитометром (КПМ). С помощью КПМ в Таш-Мойноке вычисляются абсолютные значения базисных линий магнитограмм "ИЗМИРАН-4", периодически аттестуется магнитометрическая аппаратура типа М-33, ОПМ, М-27. Периодически измеряются абсолютные значения полного вектора и горизонтальной составляющей геомагнитного поля, а также вычисляется абсолютное значение вертикальной составляющей геомагнитного поля в остальных четырех стационарных пунктах.

В 1988 г. на Фрунзенском прогностическом полигоне начаты режимные магнитометрические наблюдения на двух меридиональных профилях - Аламединском и Аля-Арчинском. Расстояния между точками выбраны 0,5-0,4 км в зависимости от геолого-географических усло-

ний. Точки опрашивались раз в 3-5 дней методом синхронных наблюдений на базовой и профильных точках с точностью измерения 0,7-2,0 нТ квантовыми магнитометрами М-33. Основной базовой точкой, относительно которой рассчитывались разности T , выбран магнитовариационный пункт Таш-Мойнок. По результатам профильных режимных наблюдений уточнено пространственное положение крупных разломов, выделены и изучаются некоторые индикаторные точки полигона.

В литературе отмечается, что перед сильными землетрясениями электропроводность горных пород может резко измениться [1]. Нам представляется, что для изучения физического состояния пород на больших глубинах наиболее перспективными видами исследования являются методы магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования, так как поля вариаций различного периода проникают глубоко до глубин опрашиваемого глубинного слоя. Последовательное развитие сети магнитных станций на территории Киргизии позволяет уже сейчас проводить предварительную оценку возможности применения метода магнитовариационного зондирования для изучения геоэлектрического разреза Северного Тянь-Шаня и использования его особенностей в прогностических целях.

В настоящей статье анализируются данные, полученные с помощью магнитовариационных станций Арал, Таш-Мойнок, Новостройка, Чумак и Бозом. Первые четыре станции расположены по меридиану $74^{\circ}40' E$, Бозом находится на меридиане $76^{\circ}00' E$ на широте магнитной обсерватории Таш-Мойнок. Расположение МВС показано на рисунке. На указанных МВС для регистрации вариаций переменного магнитного поля применялись трехкомпонентные полевые магнитовариационные станции "ИСМИРАН-4", датчиками которых служат кварцевые гальванометры конструкции В.Н.Боброва [2]. Регистрация вариаций осуществлялась со скоростью 20 мм/ч, что позволяло достаточно надежно регистрировать и анализировать магнитные возмущения с минимальными периодами 10-15 мин. Станции настроены на цену деления 1,0±0,0 нТ/мм для горизонтальной компоненты и 2,0±3,0 нТ/мм для вертикальной.

Впоследствии и дальнейшем будут изучаться особенности геоэлек-

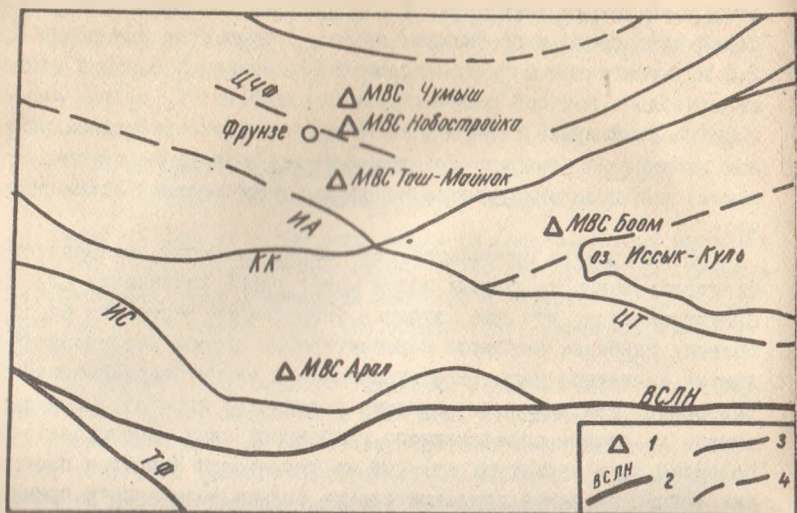


Схема расположения магнитовариационных станций.

1 - магнитовариационная станция; 2 - региональные разломы: ВСЛН - важнейшая структурная линия Николаева, ТФ - Таласо-Ферганский; 3 - разломы более высокого порядка: ЦТ - Центрально-Терскайский, ИС - Ичкедетау-Сусамырский, КК - Каракольская зона, ЧК - Чилико-Кеминский, ИА - Иссыката-Аламединский, ЦЧФ - Центрально-Чуйская флексуно-разрывная зона; 4 - разломы предполагаемые.

трического разреза, представляет интерес рассмотрения геолого-геофизической обстановки районов расположения МВС. МВС Арал находится в юго-западной части Джумгалской впадины в районе сподового отрицательного магнитного поля величиной 0-100 нТ по карте изодинам аномального магнитного поля. Впадина асимметрична - южное крыло ее пологое, а северное - крутое, оборвано разломом восточного - западного характера. Мегантиклинали, обрамляющие впадину, ориентированы в одном направлении. По плоскости разлома джумгалские массивы надвинуты на осадочные толщи кайнозоя. Горизонтальные перемещения неотектонических движений направлены к югу, после чего впадина в новейшем этапе испытывает преимущественно растяжение в малой амплитудой и постепенные относительные сдвиги в малой амплитудой. Разлом участка в пределах МВС Арал состоит из двух зон: из терригенной толщи кайнозоя, мраморизованных известняков, доломитов, фаязитовых сланцев, кристаллических сланцев и сланцев протерозоя, прерываемых большим количеством гранитоидов андрузитового и андрузитовидного возраста. Гипотетический участок на тектонической схеме докембрийского фундамента расположен в Киргизско-Терской зоне складчатой системы Северного Тянь-Шаня. В 25-30 км по южному направлению проходит линия Николаева субширотного простирания, с юга перекрывается Мянжи-Арамсинская зона северо-западного простирания [2].

МВС Арал находится в южной западной части Иссык-Кульской впадины в зоне растянутой положительной аномалии, 200-300 нТ, субширотного простирания, которая в юго-востоке переходит в дрифт, под влиянием интенсионации, аномалию в 500-600 нТ, захватывающую район Орто-Таво-Таво-Таво-Таво-Таво. Окрестности станции по характеру строения новейших структурных форм представляют собой переходной участок. Западно-Кузнецовская и Западно-Терская мегантиклинали, обрамляющие Западно-Иссык-Кульскую впадину, заперты в одном направлении, а восточные отроги мегантиклинали Нарын-Тарского хребта - в северу. Через данный участок проходит региональная северная Иппик-Тоомская зона субмеридионального простирания [3]. Аналогичная зона - Западно-Иссык-Кульско-Уйгас-

ская и Борколдой-Ортотокойская с северо-западными простирациями - прослеживаются соответственно северо-восточнее в 35-40 и южнее в 10-15 км. Окрестности рассматриваемой станции на тектонической карте являются частью Иссык-Кульского блока [4]. Разрез его составляют граниты, грано-сиениты пермского возраста, терригенно-карбонатная формация среднего-верхнего карбона, обломочная формация (конгломераты, песчаники, алевролиты) нижнего карбона, обломочная формация (туфы, туфопесчаники, конгломераты, песчаники) верхнего девона - нижнего карбона, гранит-порфир-липаритовая формация нижнего-среднего девона, а также граниты силурийского возраста. Нижняя часть разреза представлена дацит-андезитовой формацией кембрия (?) и осадочно-метаморфическими породами протерозоя.

МВС Таш-Мойнок и Чумыш находятся соответственно в южном и северном обрамлении Восточно-Чуйской впадины в зоне спокойного магнитного поля 0+100 нТ, а МВС Новостройка - в центральной её части в зоне положительной магнитной аномалии +200 нТ. Восточно-Чуйская впадина асимметрична, с крутым, глубоко прогнутым, южным крылом и пологим, слабо прогнутым, северным. Южное крыло впадины разбито обширным разломом взбросово-сдвигового характера - Иссык-Атинским, Шамсинско-Тондожским и Чонкурчакским. Северо-западнее от сочленения двух последних разломов и находится МВС Таш-Мойнок. Мегантиклинали Киргизского хребта и Киндиктасских гор, обрамляющие впадину, запрокинуты в северном направлении. Соответственно горизонтальные составляющие неотектонических движений здесь ориентированы к северу. Окрестности МВС Чумыш и Новостройка испытывают относительное прогибание с малой амплитудой и растяжение со слабой интенсивностью, а район МВС Таш-Мойнок подвергается преимущественно поднятию и испытывает сжатие.

МВС Таш-Мойнок расположена в южной части Иссык-Кульского блока Чуккумского массива, прилегающей к Карабалтинской складчатой зоне. В пределах МВС Новостройка проходит Централно-Чуйская флексурно-разрывная зона субширотного простираения. Данная зона представляет собой границу Иссык-Кульского и Киндиктасского блоков Чуккумского массива [5]. МВС Чумыш находится в южной части Киндиктасского блока.

Состав участков домезозойского фундамента в пределах МВС Таш-Мойнок и Новостройка близок. Разрез сложен верхнепалеозойскими красноцветами, терригенно-карбонатными толщами девона-карбона, осадочно-вулканогенными толщами среднего девона, кислыми эффузивами нижнего-среднего девона, эффузивами среднего состава нижнего девона, дицит-андезитовой формацией среднего ордовика, карбонатно-терригенной формацией среднего кембрия-нижнего ордовика, андезит-диабазово-кремнисто-терригенной формацией нижнего-среднего кембрия и метапородами докембрия.

Разрез участка в пределах МВС Чумыш представлен вулканогенно-осадочной и осадочной формациями девон-карбона, гранит-гранодиоритовой формацией ордовика-силура, молассами-песчаниками, граувакитами и конгломератами верхнего ордовика - нижнего силура, кремнисто-песчанно-алевритовой и андезит-терригенной формациями среднего ордовика, карбонатно-терригенной формацией среднего кембрия - нижнего ордовика, андезит-диабазово-кремнисто-терригенной формациями нижнего кембрия и метапородами раннего докембрия.

Как известно, на поверхности Земли поле геомагнитных вариаций состоит из первичной, внешней, части и вторичной, внутренней, возникающей от токов, индуцированных в проводящих геологических телах первичным полем. Эти токи в соответствии с законом электромагнитной индукции затухают с глубиной. Глубина проникновения индуцирующего поля зависит от периода вариаций и изменяется от нескольких километров для пульсаций с периодами единицы-десятки секунд до 600-800 км для суточных вариаций. Характер же индуцируемых токов зависит от распределения электропроводности - параметра, отражающего состав и физическое состояние геологического пространства, в частности, земной коры.

В качестве величины, характеризующей геоэлектрический разрез, принято основное соотношение магнитовариационного зондирования, а именно отношение Z/H , где Z - вертикальная, а H - горизонтальная компоненты поля магнитных вариаций. В данном исследовании анализировались возмущения периодов 0+15, 15+30, 30+60 мин, а также внезапных начал геомагнитных бурь, имевших место в 1978-1981 гг. Для определенности условно примем следующие обозначения:

глубину проникновения поля внезапных начал назовем ПЕРВЫМ ВЕРХНИМ слоем, глубину же проникновения поля бухт с периодами до 15 мин - ВТОРЫМ, от 15 до 30 мин - ТРЕТЬИМ и 30-60 мин - ЧЕТВЕРТЫМ НИЖНИМ слоями. Отношения Z/H для указанных возмущений по каждой МВС отдельно приведены в таблице.

Из таблицы видно, что величины Z/H для различных слоев как по одной станции, так и при сравнении МВС профиля Арал-Чумыш четко дифференцированы. Так, по МВС Арал Z/H для каждого слоя изменяются в пределах 0,202-0,262, при этом первый слой наиболее, а третий - наименее проводимый. Аналогично и по МВС Новостройка величины Z/H изменяются в пределах 0,222-0,280, причем наиболее проводящим также является первый, а наименее - самый нижний, четвертый, слой. Наиболее дифференцировано изменяются отношения Z/H по МВС Боом, от 0,165 для первого до 0,262 для четвертого слоев. Наименьшие значения Z/H для всех четырех слоев отмечают по МВС Таш-Мойнок (0,164-0,190).

Пусть среднее значение Z/H определенной бухты, внезапного или для рассматриваемый период времени представляет собой показатель "номинального уровня" проводимости, а средноквадратическое отклонение (K) значений параметра Z/H - степень изменчивости проводимости данного слоя при воздействии различных процессов. Распределение значений средноквадратических отклонений по различным периодам индукций магнитного поля приведены в таблице. Максимальное средноквадратическое отклонение составляет около 37% от среднего значения, что соответствует наибольшей степени изменения проводимости. В районах МВС Арал и Боом первый и третий слои характеризуются меньшей S , а второй и четвертый слои, наоборот, большей. В районе же МВС Таш-Мойнок первый, третий и четвертый слои, напротив, характеризуются максимальной S , а второй - минимальной (5,5%). Сравнительно малым колебанием проводимости (9,6-14,9%) отмечаются слои земной коры в районе МВС Новостройка.

Средноквадратические отклонения значений Z/H бухт с периодами $T=0-15'$, $T=15-30'$, $T=30-60'$, имевшие место в районе МВС Чумыш, позволяют отметить, что второй слой характеризуется максимальной изменчивостью проводимости (до 29,7%), а третий - относительно

МВС	Z/H внезапных начал	Z/H буровых геомагнит. возмущений с серии I		
		0 + 15'	15 + 30'	30 + 60'
Арал	$0,202 \pm 0,034$ (16,8)	$0,243 \pm 0,049$ (20,2)	$0,262 \pm 0,036$ (13,7)	$0,250 \pm 0,065$ (26,0)
Таш-Мойнок	$0,173 \pm 0,050$ (28,9)	$0,182 \pm 0,033$ (5,5)	$0,190 \pm 0,055$ (28,9)	$0,164 \pm 0,060$ (36,6)
Новостройка	$0,222 \pm 0,033$ (14,9)	$0,257 \pm 0,036$ (14,0)	$0,250 \pm 0,024$ (9,6)	$0,280 \pm 0,036$ (12,9)
Чумыш	Нет	$0,249 \pm 0,074$ (29,7)	$0,250 \pm 0,056$ (22,4)	Нет
Боом	$0,165 \pm 0,030$ (18,2)	$0,249 \pm 0,056$ (22,5)	$0,238 \pm 0,042$ (17,6)	$0,262 \pm 0,065$ (24,8)

Примечание. В скобках даны среднеквадратичные отклонения, %.

меньшей. Следовательно, эти слои в районе МВС Чумыш по изменению проводимости обнаруживают некоторое сходство между вторым и третьим слоями в районах МВС Арал и Боом. Известно, что проводимость слоев горных масс находится в функциональной зависимости от теплового режима и процессов выноса и привноса веществ земной коры. Можно предположить, что во втором и четвертом слоях в районах МВС Арал, Боом и, возможно, Чумыш, а также в первом, третьем и четвертом слоях МВС Таш-Мойнок имеет место неустойчивый температурный режим. Здесь происходит более активный процесс выноса и привноса глубинного вещества. Подобное истолкование относительно слоев района МВС Новостройка затруднено. Здесь либо все четыре слоя в целом находятся на низком уровне тепло-массопереноса, либо вообще отсутствует активный процесс привноса и выноса вещества в данный период времени. Таким образом, из проведенного предварительного анализа полей бухт и внезапных начал можно сделать следующие выводы:

отношения Z/H дифференцированы относительно различных слоев как по одной станции, так и по профилю, и дают возможность следить по их изменению за физическим состоянием горных пород соответствующего слоя и, следовательно, использовать эти данные в прогностических целях;

четко выделяется по повышенной проводимости зона МВС Таш-Мойнок, ограниченная разломами взбросово-надвигового характера - Иссык-Атинским, Шамсинско-Тундукским и Чон-Курчакским;

обнаружено, что изменение проводимости геоэлектрических слоев земной коры отдельных участков Северного Тянь-Шаня может достигать 37%. Наиболее изменчивыми являются первый, третий и четвертый слои района МВС Таш-Мойнок и второй и четвертый слои в районах МВС Арал, Боом и Чумыш.

ЛИТЕРАТУРА

1. БАРСУКОВ О.М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1.
2. БОБРОВ В.Н. Трехкомпонентная магнитная вариационная станция

- "ИЗМИРАН-4". - Геомagnetизм и аэрономия, 1965, 5, № 1.
3. КАЛМУРЗАЕВ К.Е., ОМУРАЛИЕВ М. Контрастность дислокаций земной коры и региональные поперечные структуры Гянь-Шаня. - Изв. АН Киргиз. ССР, 1981, № 3.
 4. КНАУФ В.И., КУЗНЕЦОВ М.П., ШИЛОВ Г.Г. Структура домезозойского фундамента. - В кн.: Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины. Фрунзе: Илим, 1978.
 5. КНАУФ В.И., КУЗНЕЦОВ М.П., ШУРМАНБЕТОВ К., ШИЛОВ Г.Г. Структуры домезозойского фундамента Чуйской впадины. - В кн.: Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе: Илим, 1975.

И.М.Бисенгалиев

МАГНИТОРАЗВЕДКА ПРИ КАРТИРОВАНИИ ФУНДАМЕНТА УЧАСТКОВ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ПЛОТИН В ГОРНЫХ УСЛОВИЯХ

При изучении тектоники погребенного фундамента в комплексе с другими геолого-геофизическими методами широко применяются наземные магнитометрические работы. Однако при геологическом истолковании результатов этих съемок обычно не учитываются специфические особенности аномального магнитного поля, важнейшей из которых является зависимость формы аномалий от пространственной ориентировки аномальных объектов относительно стран света, точнее, относительно магнитного полюса, а также, например, зависимость соотношения максимумов и минимумов аномальной кривой от думба падения тела и т.д.

Часто интерпретацию аномалии ΔZ_a представляется возможным пропустить совместно с аномалиями ΔT_a : в таких случаях без учета вышеуказанных факторов можно получить результаты, не соответствующие действительности.

В горных условиях следует оценивать и при необходимости учитывать искажающее влияние горного рельефа. Кроме того, в районах, испытывающих значительную динамическую перестройку, важное значение приобретает и направление вектора остаточного намагничивания.

В статье рассматриваются вопросы повышения геологической эф-

фективности магниторазведки путем более полного извлечения информации, содержащейся в наблюдаемом поле, на примере профильной съемки, проведенной в Таласской долине. Наблюдения проводились магнитометром М-27, шаг съемки 50 м (рисунок). Расположение профиля в долинной части междуречья Каракол-Уч-Кошой определялось необходимостью решения геологической задачи-выявления возможных тектонических структур в фундаменте, слагающем основание гравийно-галечников на участке проектирования плотины.

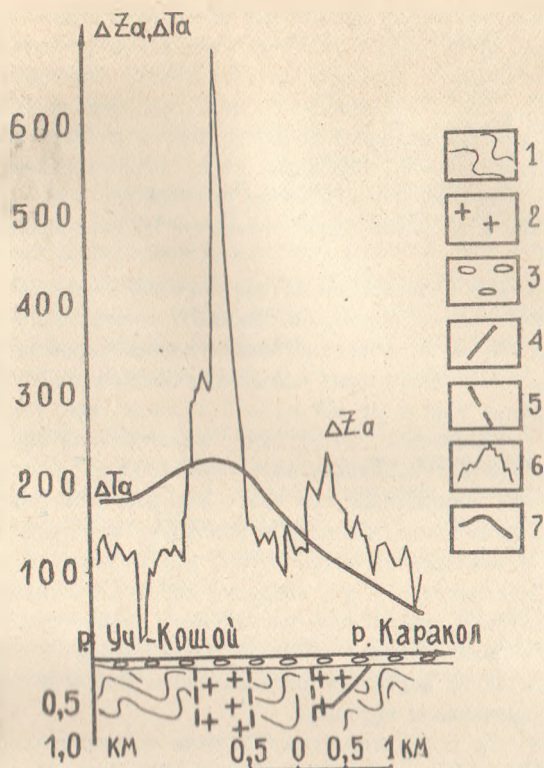
Характерной особенностью графика изменения магнитного поля ΔZ_{α} является пикообразный вид кривой, обусловленный резким изменением поля от одного пункта наблюдения к другому. Эти вариации лежат в пределах 10-50 гамм. Они, как известно, отражают магнитную неоднородность самых верхних частей геологического разреза. Этот общий фон изменения магнитного поля нарушается наличием двух максимумов. Расположенная в южной части профиля положительная аномалия относительной интенсивностью более 100 гамм имеет ширину около 500 м. Аномалия двугорбая, с более пологой левой ветвью и резко обрывающимся характером поля в правой её части.

В центральной части профиля отмечается четкая аномалия интенсивностью более 600 гамм. Ширина её около 500 м. Аномалия асимметрична: при резком изменении поля вдоль левой ветви правая осложнена появлением ещё одного максимума, обусловленного дополнительным аномальным объектом. Далее по профилю отмечается пик отрицательного характера интенсивностью около 80 гамм.

Для уяснения геологической природы магнитных аномалий ΔZ_{α} , выявленных наземной съемкой, проведем их сопоставление с полем ΔT_{α} , определенном аэромагнитной съемкой масштаба 1:200000. Отметим, что при субширотном простирании структур и субмеридиональном направлении профиля аномалия ΔT_{α} с точностью до постоянной равна аномалии ΔZ_{α} .

При общем запад-северо-западном простирании поля ΔT_{α} к

¹ АЛЕКСЕЕВ В.В., ХЕСИН Б.Э. Особенности интерпретации магнитных наблюдений в горноскладчатых областях юга СССР./Обзор. Сер. региональная, разведочная и промысловая геофизика, ВИЭМС, 1971.



Графики изменения магнитного поля. 1 - коренные породы; 2 - породы повышенной магнитности (гранитоиды?); 3 - гравийно-галечниковые отложения; 4 - геологические границы; 5 - разрывные структуры по данным магниторазведки. Графики: 6- ΔZ_{α} ; 7- ΔT_{α} .

междуречью Талас-Уч-Кошой приурочена зона смены знака поля: северо-восточная часть характеризуется положительным полем, на фоне которого отмечаются аномалии интенсивностью более 500 гамм, юго-западная же часть междуречья представлена отрицательным полем спокойного характера интенсивностью до 200 гамм. Зона смены знака поля выражена нечетко, изодинами имеют петлеобразный характер. На местности зона приурочена к южным склонам гор Ортотау, слагающим междуречье, а за рекой Талас переходит на северные склоны гор Кунгей.

Сопоставление результатов наземной съемки с данными аэромагнитной позволяет более однозначно судить о геометрической форме геологических объектов, обуславливающих данный характер поля. Как известно, чем выше уровень наблюдения магнитного поля, тем меньше аномальный эффект от магнитного объекта, при этом аномалия от тела, ограниченного на глубину, может исчезнуть, а эффект от крупного объекта (так называемого бесконечного на глубину) останется менее интенсивным, но более широким в плане.

В нашем случае имеют место обе указанные ситуации. На кривой ΔT_{α} не отразилась аномалия ΔZ_{α} , приуроченная к южной части профиля. Следовательно, эта аномалия обусловлена неглубоко залегающим объектом, ограниченным на глубину. Асимметричный характер аномалии — пологая левая и крутая правая ветви — свидетельствует о более пологом характере юго-западного контакта аномального объекта с вмещающими породами.

Аномалии ΔZ_{α} интенсивностью 600 гамм на графике ΔT_{α} соответствует поле, указывающее на то, что аномалия обусловлена объектом, прослеживающимся на глубину.

Прежде чем судить о природе рассматриваемой аномалии, следует оценить искажающее влияние рельефа местности. Дело в том, что точки наблюдения этой аномалии расположены в узком ущелье в стороне, примыкающей к крутым, обрывистым склонам гор Ортотау. В аномальном поле ΔT_{α} , как уже отмечалось, горы не получили четкого отражения. Искажающее же их влияние на кривую ΔZ_{α} выражается в том, что рельеф, сложенный коренными породами, являясь в данном случае наиболее близко расположенным к чувствительной системе

прибора аномальным объектом, обуславливает пикообразную часть аномалии, наложенную на таковую от геологического объекта в фундаменте долины, перекрытом галечниковыми отложениями.

Если исключить влияние рельефа, то максимум аномалии ΔZ_{α} сдвинется вправо и будет совпадать с экстремумом графика ΔT_{α} . Это свидетельствует о том, что аномальный объект намагничен по земному полю. Симметричный характер полезного сигнала позволяет предполагать вертикальный характер контакта аномального объекта с вмещающими породами фундамента. Отметим, что левая ветвь аномалии лежит на продолжении разломов, закартированных в коренных породах по правому и левому берегу р. Талас при геологической съемке масштаба 1:50000. То же относится к пикообразному уменьшению интенсивности графика поля ΔZ_{α} , расположенного севернее по профилю.

Таким образом, учет особенностей магнитных эффектов в зависимости от пространственного положения аномальных объектов и оценки искажающего действия рельефа позволяет повысить геологическую эффективность магниторазведочных работ. Совместная интерпретация полей ΔZ_{α} и ΔT_{α} дала возможность сузить неоднозначность результатов интерпретации.

В заключение отметим, что изложенное выше наряду с данными геологического и сейсмологического характера позволило оценить данный участок как неблагоприятный для возведения плотины.

И. М. Бисенгалиев

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА НА р. ТАЛАС

Для изучения физико-механических свойств пород района проектируемого водохранилища нами отобраны монолиты горных пород по профилю, проложенному по обоим берегам р. Талас. В структурном плане исследуемая площадь приурочена к Макбальской геосинклинальной зоне Северного Тянь-Шаня.

В геологическом строении района принимают участие в основном породы протерозоя, представленные доломитами, мраморами,

кварцитовидными песчаниками, хлоритовыми и филлитовыми сланцами, андезитовыми порфиритами, и четвертичные отложения, сложенные гравийно-галечниками с включениями валунов. Тело проектируемой здесь плотины на обоих бортах будет расположено на скальном основании, в связи с чем изучение физико-механических свойств этих пород имеет большое значение (табл. I и 2).

По данным полевых геофизических работ осадочно-метаморфический тип образований, аналогичный рассматриваемым породам протерозоя, характеризуется скоростями распространения продольных волн 5-5,5 км/с и поперечных 2,5-2,7 км/с, в то время как для гравийно-галечниковых отложений эти параметры соответственно составляют 2,3 км/с и 1,3 км/с; удельное электрическое сопротивление пород протерозоя колеблется в пределах 2000-5000 ом, гравийно-галечниковых отложений - порядка 300 ом. Мощность последних достигает 100 м.

Как известно, сопоставление данных лабораторных исследований монолитов и полевых определений физических параметров пород в их естественном залегании позволяет косвенно судить о таких факторах, как, например, степень выветрелости пород, влияние трещиноватости и т.д. Так, скорости продольных и поперечных волн в таких случаях могут изменяться до двух раз.

Для исследованных нами образцов (табл. I) скорости продольных волн V_p имеют относительно высокие значения, с одной стороны, и мало изменяются в различных направлениях для одного образца - с другой. Сопоставимые значения они имеют и для двух образцов порфирита (табл. I, породы № 2 и № 5). Всё это свидетельствует о высокой прочности скальных пород, слагающих борта долины.

Сопоставим физико-механические свойства описываемых пород с таковыми Кировского водохранилища на р. Талас*. Образцы пород Кировского водохранилища также представлены сланцами и песчаниками протерозойского возраста, отобранными из штолен и керна сква-

* ТЕРМЕТЧИКОВ М.К. Физико-механические свойства горных пород месторождений Киргизии и их корреляционный анализ. Фрунзе: Илим, 1979.

Таблица I

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ИССЛЕДУЕМОГО УЧАСТКА

Порода	Структурные характеристики													Скорость продольной волны, м/с		
	весовая влажность W , %	объемная влажность $W_{об}$, %	водопоглощение W_n , %	водонасыщение W_n , %	коэффициент насыщения $K = \frac{W_n}{W_{об}}$	полная влагем- кость $W_{пл}$, %	удельный вес γ_d , г/см ³	объемный вес насы- щенных пород γ_{sat} , г/см ³	объемный вес воздуш- но сухих пород γ_a , г/см ³	объемный вес абсолютно сухих пород γ_d , г/см ³	объемный вес пород под водой γ_s , г/см ³	пористость P , %	перпендикулярно залеганию	в направлении с юга на север	в направлении с востока на запад	
Туф андези- тового пор- фирита	0,102	0,272	0,397	0,592	0,70	1,48	2,78	2,71	2,69	2,67	1,71	4,0	4103	3907	4210	
Порфирит	0,146	0,384	0,396	0,563	0,71	1,53	2,74	2,67	2,64	2,63	1,67	4,0	4675	4583	4631	
Среднезерни- стый песчаник ороговикован- ный	0,092	0,281	0,295	0,377	0,78	0,97	2,73	2,69	2,67	2,66	1,68	2,6	3984	3729	3800	
Хлоритово-гли- нистый сла- неп	0,103	0,285	0,330	0,491	0,67	1,35	2,77	2,71	2,68	2,67	1,70	3,6	4506	4856	4676	
Порфирит	0,110	0,292	0,652	0,695	0,94	1,51	2,76	2,69	2,67	2,65	1,69	4,0	4530	4440	4380	

Таблица 2

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ИССЛЕДУЕМОГО УЧАСТКА

Порода	деформационные показатели						прочностные показатели, МПа						технологические показатели				
	модуль Юнга, кг/см ²			коэффициент Пуассона			при сжатии			при разрыве			дробимость	крепость по толчению	V _{max} , см ³	V _{min} , см ³	tg α
	перпендикулярно залеганию	в направлении с юга на север	в направлении с востока на запад	перпендикулярно залеганию	в направлении с юга на север	в направлении с востока на запад	перпендикулярно залеганию	в направлении с юга на север	в направлении с востока на запад	перпендикулярно залеганию	в направлении с юга на север	в направлении с востока на запад					

Туф андезитового порфирита	4,7	4,2	4,9	0,17	0,19	0,10	1,35	128	146	13,4	11,3	14,6	13,8	2,04	0,11	0,82
Порфирит Среднезернистый песчаник ороговикованный	4,5	4,3	4,9	0,18	0,17	0,09	132	118	168	15,5	12,9	12,5	12,5	2,32	0,14	0,79
Хлоритово-глинистый сланец	4,9	5,2	4,9	0,19	0,15	0,20	162	170	157	17,2	18,4	17,6	13,3	1,90	0,16	0,74
Порфирит	3,6	4,7	4,6	0,09	0,12	0,10	123	150	162	8,1	10	14,5	14,4	2,29	0,21	0,78
	4,6	4,3	4,4	0,11	0,13	0,10	118	110	105	169	13,7	16,5	19,3	1,49	0,08	0,75

жин. Отмечается различие свойств одноименных литологических разностей по всем параметрам, особенно по величине скоростей прохождения волн. Для образцов Кировского водохранилища оно почти в два раза отличается от значений V_p , определенных в естественном залегании: для сланцев предел изменения V_p (8 образцов) составляет 2,015 км/с – 2,86 км/с с единичными значениями 1,1 км/с и 3,225 км/с, для песчаников (12 образцов) – 3,68 – 4,53 км/с. Таким образом, породы Кировского водохранилища претерпели большие изменения, чем породы исследованного нами района.

К.Д. Джанузакوف, В.И. Слепой

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ГРУППОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КИРГИЗИИ

Разделение всех землетрясений на групповые и негрупповые необходимо для более точной оценки сейсмической активности А и других показателей долговременного среднего сейсмического режима [1]. Распределение групповых землетрясений в пространстве позволяет сделать важные выводы о строении земной коры [2,3]. Замечено также, что в некоторых случаях группы слабых толчков являлись предвестниками сильных разрушительных землетрясений [4].

Закономерности группирования землетрясений исследовались многими учеными. В [5] показаны пространственно-временные и магнитудно-частотные распределения роев. В [6, 7] описываются методика поиска групповых землетрясений, а также статистические закономерности группирования коровых землетрясений Таджикистана. Идея этой методики основана на предположении, что пространственно-временное распределение негрупповых землетрясений достаточно хорошо описывается простейшим стационарным пуассоновским потоком с постоянной плотностью λ .

Остановимся на обих предпосылках методики поиска групп применительно к условиям Киргизии. Во-первых, все землетрясения происходят как в пространстве (φ, λ, H), так и во времени t , следовательно, их нельзя рассматривать только в пространстве или только во времени. Учитывая, что в условиях Киргизии разброс гипоцентров по глубине невелик (только 2,7% всех землетрясений имеют глубину более 20 км), параметр H можно исключить. Кроме то-

го, координаты $\bar{\varphi}$ и $\bar{\lambda}$ удобно объединить, заменив их координатой S , которая соответствует площади поверхности района, внутри которого будет производиться выборка. Во-вторых, переход от координат $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, t)$ к координатам (S, t) будет обоснованным, если выборка событий зависит только от площади данного района и не зависит от его расположения. Такой переход выполнен в зонах с равномерным поверхностным распределением эпицентров. Предположим, что указанным условиям удовлетворяют все сейсмогенерирующие зоны. Каждая такая зона имеет свою среднюю плотность распределения эпицентров. На территории Киргизии выделяют три сейсмогенерирующие зоны: Северный Тянь-Шань, юго-запад Киргизии и Южный Тянь-Шань. Каждая из них, в свою очередь, состоит из нескольких подзон, микрзон и т.д. В-третьих, будем считать, что поток негрупповых событий подчиняется закону Пуассона, или является простейшим стационарным пуассоновским потоком, который характеризуется интенсивностью λ и априорными вероятностями $P_m(\tau)$ появления m событий в интервале времени τ :

$$P_m(\tau) = \frac{(\lambda \tau)^m}{m!} e^{-\lambda \tau} \quad (1)$$

Однако пуассоновский поток лишь приблизительно описывает натуральный поток всех негрупповых событий.

Среднее число всех событий на отрезке времени τ равно $\lambda \tau$. При равномерном распределении событий на площади S имеем

$$N(S, \tau) = \mu S \tau = \lambda \tau \quad (2)$$

Здесь $N(S, \tau)$ — общее количество пуассоновских событий на площади S за период времени τ , μ — количество событий на единицу площади в единицу времени и представляет сейсмическую активность той зоны, внутри которой производится выборка. Таким образом, закон Пуассона можно переписать в следующем виде:

$$P_m(S\tau) = \frac{(\mu S \tau)^m}{m!} e^{-\mu S \tau} \quad (3)$$

Для того, чтобы с уверенностью выделять события, не подчиняющиеся пуассоновскому распределению, зададимся, например, однопроцентным уровнем вероятности и будем считать, что группа из m со-

бытий почти наверняка не подчиняется закону Пуассона, если вероятность возникновения этих событий на площадке ΔS за время Δt меньше 0,01, т.е.

$$\frac{(M\Delta S\Delta t)^m}{m!} e^{-M\Delta S\Delta t} < 0,01. \quad (4)$$

Поскольку на практике попарные сравнения, как правило, наиболее удобны, полагая $m = 2$, получим

$$\frac{(M\Delta S\Delta t)^2}{2} e^{-M\Delta S\Delta t} < 0,01.$$

Неравенство можно решить в общем случае относительно произведения $M\Delta S\Delta t$. Имеем два решения: $M\Delta S\Delta t < 0,15$ и $M\Delta S\Delta t > 8$. Первое соответствует группам, второе - затишьям (лакунам). Критическое значение элемента объема поверхностно-временного пространства $\Delta V = \Delta S\Delta t$ можно получить, вычислив удельную интенсивность M пуассоновского потока. Из соотношения (2)

$$M = \frac{N(S, T)}{ST}, \quad (5)$$

где S - площадь рассматриваемой сейсмогенной зоны, $N(S, T)$ - общее количество пуассоновских событий данной зоны за время T . Определить точное значение величины $N(S, T)$ можно лишь тогда, когда из общего числа всех землетрясений $N^*(S, T)$ будут исключены все не пуассоновские события. Именно поэтому необходимо хотя бы опровергнуть значение $N(S, T)$. Например, когда заранее известно, что число групповых землетрясений ничтожно мало по сравнению с их общим числом, можно, как в [6], полагать $N(S, T) \approx N^*(S, T)$. Однако, если впоследствии оказывается, что групповые толчки составляют большой процент от общего числа всех землетрясений, такую оценку следует пересмотреть несмотря на то, что это может привести к значительному ослаблению ограничений. Более точную оценку числа

$N(S, T)$ можно получить из условия стационарности пуассоновского потока. Известно также, что возникновение роев и афтершоков вызывает всплески сейсмической активности, а затишья соответствуют её спаду. Поэтому весь период наблюдений разбивается на равные отрезки времени. Поскольку площадь района фиксирована, достаточно построить график зависимости числа представительных

землетрясений от времени наблюдений. Как правило, такие диаграммы позволяют выделить стабильные участки, на основе которых можно получить стационарный режим зони, т.е. определить количество представительных землетрясений, по своему временному распределению близких к распределению Пуассона. Построим график повторяемости этих землетрясений и, определив угол наклона γ , установим более число всех событий на данный отрезок времени.

Итак, имеем оценку

$$\Delta S \Delta t < 0,15/M. \quad (6)$$

Подставляя вместо ΔS значение πd^2 , где d - расстояние между эпицентрами, получим

$$d^2 \Delta t < 0,15/\pi M. \quad (7)$$

Производя выборку и сравнивая попарно между собой координаты и моменты возникновения различных землетрясений, можно определить расстояние между эпицентрами d и интервал времени Δt , разрешив тем самым вопрос о взаимном группировании этих событий.

Очевидно, что землетрясения, которые далеки друг от друга, но произошли в течение небольшого периода, а также те, которые близки друг к другу, но произошли с большим разрывом во времени, могут удовлетворить критерию (7), хотя группироваться, вероятно, не будут. Такие негрупповые непьюассоновские события можно считать отклонениями, или флуктуациями.

Поэтапный процесс оценки критического значения поверхностно-временного объема $\Delta V = \Delta S \Delta t$ поясним на примере Южного Тянь-Шаня. Анализ ежегодных графиков повторяемости позволяет считать землетрясения с $K \geq 9$ представительными с 1962 г. Диаграмма зависимости числа представительных землетрясений от времени, дифференцированная по годам, обнаруживает относительно стабильный участок в период наблюдений с 1963 по 1973 гг. За это время в районе Южного Тянь-Шаня (площадь 89,78 тыс. км²) зарегистрировано 1014 землетрясений 9-го класса, 609-10-го, 205 - II-го и 54 землетрясения 12-го класса. Построив график повторяемости этих землетрясений, находим $\gamma = 0,4294$, $M = A_\Sigma = 0,01494$ км²/год). Период наблюдений в II лет для землетрясений более высокого энергетического класса считаем недостаточным.

Таким образом, в силу (7), имеем
 $\Delta d'/\Delta t = 0,15/\pi M = 3,2 \text{ км}^2/\text{год}.$

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.
2. МОГИ К. Расположение очагов сильных толчков, предваряемых форшоками, а также роев землетрясений. - В кн.: Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968.
3. МОГИ К. Лабораторные испытания неоднородных пород на разрыв. - В кн.: Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968.
4. ПРОЗОРОВ А.Г. Характеристики группирования землетрясений мира. - Вычислительная сейсмология, 1983, № 15.
5. LIO Y. On Time and Space Distributions and Magnitude - Frequency Distribution of Swarm. - Tisin, J. Seismol. Soc. Jap., 1983, vol. 1.
6. МИРЗОЕВ К.М. Группирование землетрясений Таджикистана. - Изв. АН Таджикской ССР, 1980, № 1.
7. МИРЗОЕВ К.М., АЗИЗОВА А.А. Статистические закономерности группирования коровых землетрясений Таджикистана и прилегающих территорий. - В кн.: Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1983.

З.А.Кальметьева

О СВЯЗИ ЧАСТОТНОГО СОСТАВА КОЛЕБАНИЙ С ХАРАКТЕРОМ ИЗЛУЧЕНИЯ ОЧАГА

Изучение записей слабых землетрясений Восточной Ферганы показало, что в земной коре есть источники с существенно различным характером излучения сейсмической энергии. Это позволило разделять их на два основных типа - сколовые и взрывоподобные [1, 2]. Записи таких землетрясений различаются и по частотному составу. Например, от взрывоподобных очагов иногда наблюдаются слабые низкочастотные первые вступления. Задача настоящей работы состояла в измерении периодов продольных (P) и поперечных (S) волн на записях землетрясений обоих типов и их сравнении.

Периоды P и S волн измерялись на записи в момент наступления максимальной амплитуды. Для продольной волны замеры производились на вертикальной, а для поперечной - на обеих горизонтальных со-

ставляющих. Измерения проводились согласно инструкции [3]. В случаях, когда запись землетрясения оказывалась осложненной высокочастотными наложениями, измерялся период основного низкочастотного колебания.

Известно, что частотный состав колебаний в очаге землетрясения зависит от его энергетического класса. Периоды колебаний могут зависеть также от глубины очага. При регистрации колебаний, кроме того, может происходить искажение первоначального частотного состава за счет влияния среды, передающей эти колебания, и частотных характеристик приборов. При выполнении работы влияние всех перечисленных факторов учитывалось.

Исходный материал описан в [1, 2]. Все сейсмические станции располагались в местах выхода на поверхность кристаллических пород и имели однотипную аппаратуру с идентичными характеристиками. Это позволило не учитывать влияние среды и частотных характеристик аппаратуры на измеряемые значения периодов. Чтобы исключить влияние энергетического класса и эпицентрального расстояния, были отобраны землетрясения с M , равным 8–10, и рассматривались их записи, полученные на эпицентральных расстояниях 50–200 км. По данным К.К. Запольского, в этом диапазоне энергий и расстояний частотный состав колебаний от землетрясений мало меняется [4].

Характер зависимости частотного состава объемных волн от глубины очага не совсем ясен. Литературных данных по этому вопросу почти не имеется. На рис. 1 показаны значения периодов продольных и поперечных волн от очагов разных глубин независимо от их типа. Глубины очагов определялись методом, основанным на определении скоростей первых вступлений P и S волн [5]. Из рисунка видно, что имеет место тенденция к уменьшению периода колебаний с увеличением глубины очага. Если не учитывать данных для поверхностных источников ($H = 0$ км) из-за малого их числа, то средний период продольной волны при изменении глубины очага от 3 до 18 км уменьшается на 0,1 с, а поперечной – на 0,2 с.

Перейдем к рассмотрению частотного состава колебаний от землетрясений первого и второго типов. На рис. 2 показаны значения периодов продольных (колонка слева) и поперечных волн (колонка

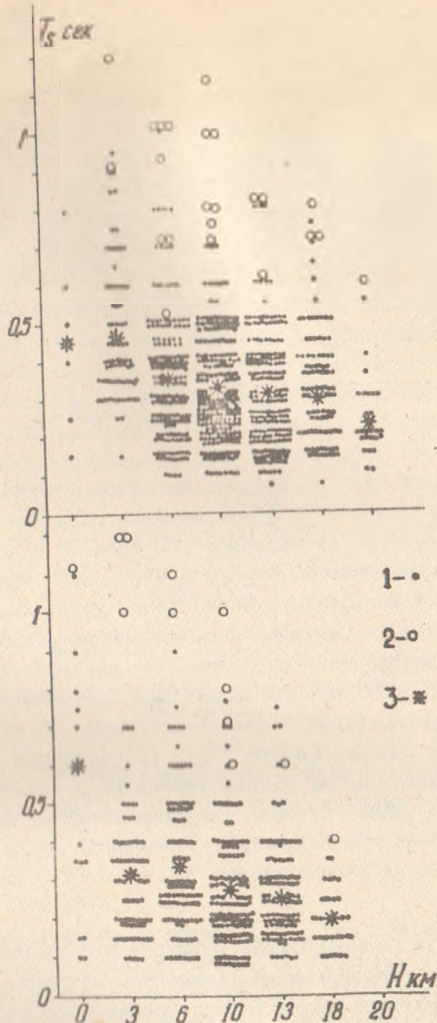


Рис. 1. Распределение периодов колебаний продольных и поперечных волн в зависимости от глубины очага. Значения периодов: 1 - для простых записей; 2 - для записей, на которых основное колебание осложнено наложением высоких частот; 3 - средние значения периодов для одной глубины.

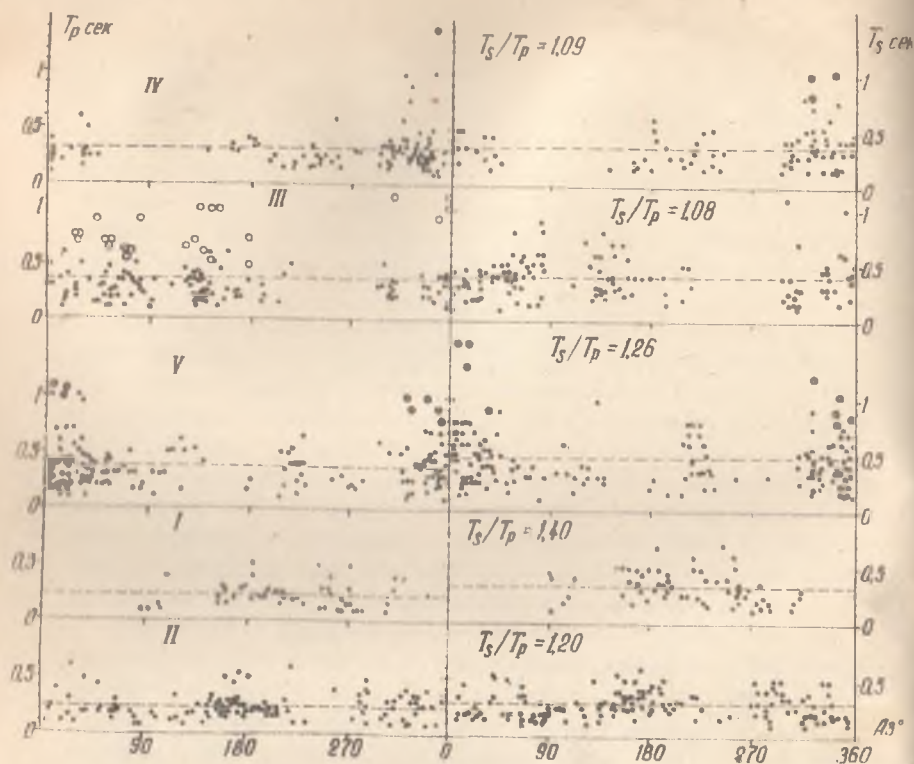


Рис. 2. Азимутальное распределение периодов продольных и поперечных волн от землетрясений, эпицентры которых расположены: I - в центральной части Таласо-Ферганского разлома; II - в северной части горного обрамления Ферганы; III - вдоль направления Андижан - Наманган; IV - между населенными пунктами Узген и Карасу (Ошский узел); V - вдоль серии Южно-Ферганских разломов.

ка справа), зарегистрированных в различных азимутах от эпицентров. В работах [1, 2] были выделены эпицентральные зоны, номера которых обозначены на рисунке римскими цифрами. В их пределах преобладают источники какого-либо одного типа. В зонах IV и III представлены данные от взрывоподобных источников, а в зонах V, I и II — данные от источников сколового типа. На рисунке показаны также значения отношений средних периодов продольных и поперечных волн T_s/T_p для каждой зоны.

Из рис. 2 видно, что в значениях периодов для всех землетрясений наблюдается существенный разброс. Можно видеть также, что этот разброс неодинаков в различных направлениях от эпицентра. Как правило, периоды продольных волн варьируют в пределах от 0,1 до 0,6 с, однако в некоторых азимутах они достигают значений 1,0 с и более. Имеет место различие в частотном составе колебаний от сколовых и взрывоподобных источников. Первые из них обладают более высокочастотным излучением. Для землетрясений из зоны Таласо-Ферганского разлома (зона I) и северной части горного обрамления Ферганы (зона II) среднегрупповые значения периодов продольных волн равны 0,23 и 0,25 с соответственно. Следует заметить, что в некоторых азимутах от землетрясений из этих зон наблюдались особо высокочастотные колебания, периоды которых не удалось измерить, так как они меньше 0,1 с и лежат за пределами точности наших измерений. Для очагов из зоны Южно-Ферганской серии разломов (зона V) среднее значение периодов продольных волн несколько выше и равно 0,33 с. От взрывоподобных источников средние значения периодов продольных волн, а также интервал их изменения оказались заметно большими. Для землетрясений, эпицентры которых расположены вдоль направления Андижан-Наманган (зона III), среднее значение равно 0,39 с, а для землетрясений из района Ошского узла (зона IV) — 0,33 с.

Отношения средних периодов T_s/T_p для источников рассматриваемых двух типов также неодинаковы. От сколовых очагов периоды поперечных волн заметно больше периодов продольных волн и их отношения для землетрясений из зон V, I и II равны соответственно 1,26, 1,40 и 1,20. Излучение взрывоподобных источников в целом более

низкочастотно, а значения периодов продольных и поперечных волн оказались приблизительно одинаковыми, поэтому отношения T_s/T_p для них близки к единице. Для землетрясений из зон IV и III они равны соответственно 1,09 и 1,08.

Вышеприведенные значения T_s/T_p вычислены путем деления средних значений T_s и T_p для каждой зоны. При выполнении данной работы эти величины были вычислены и другим способом - путем осреднения отношений T_s/T_p , полученных для каждого землетрясения в отдельных зонах. Результаты оказались практически одинаковыми при обоих способах вычисления. Средние значения отношений T_s/T_p при втором способе вычисления оказались равными 1,49, 1,37 и 1,26 (для зон I, II и V), а для взрывоподобных - 1,08 и 1,10 (для зон IV и III).

Глубины очагов землетрясений в рассматриваемых зонах неодинаковы. Наиболее мелкие очаги оказались в зоне III; лишь некоторые из них достигают глубины 10 км. Очаги в остальных зонах расположились на глубинах 1,0 км и более. Учитывая, что периоды колебаний хотя и незначительно, но уменьшаются при увеличении глубины очагов, было проведено сравнение частотного состава колебаний от отдельных землетрясений из разных зон с одинаковой глубиной очага. Из зон I, III и V было отобрано по одному землетрясению с глубиной очага 10 км (рис. 3). Из рисунка видно, что периоды поперечных волн от этих землетрясений близки по величине, а продольных - нет. От очага взрывоподобного типа из зоны III периоды продольных волн во всех азимутах принимают заметно большие значения, равные примерно 0,4-0,5 с.

Согласно литературным данным, величина T_s/T_p в разных районах Земли принимает значения от 1,0 до 1,8 [6]. Полученные нами значения этой величины находятся в тех же пределах. С точки зрения нашего результата наблюдаемые вариации значений величины T_s/T_p [7] должны объясняться природой очагов землетрясений. Д.Ф.Васильев [7] при моделировании источника типа сдвиг по готовому разлому получил значение T_s/T_p , равное 1,35. Наши значения отношения T_s/T_p для сколовых землетрясений полностью согласуются с результатом этого эксперимента.

Теоретически рассчитанные значения величин T_s/T_p для разных

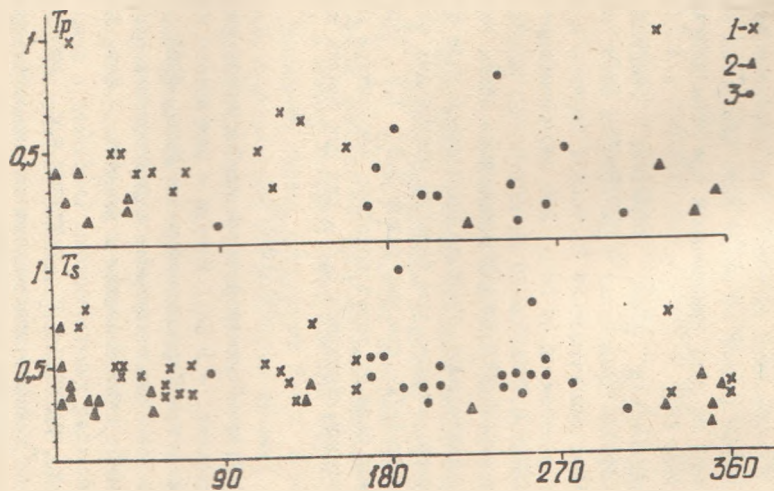


Рис. 3. Распределение периодов продольных и поперечных волн от землетрясений с глубинами очагов $H = 10$ км: 1 - из зоны III; 2 - из зоны V; 3 - из зоны I.

моделей подвижек в очаге неодинаковы. Например, Сэвидж и Хаскел установили, что эта величина должна принимать значение, равное единице, если очаг имеет форму длинной узкой дислокации. Аки и Брун рассматривали случаи, когда трение на разрыве приводит к неполному соросу напряжений. По их данным величина T_s/T_p численно должна совпадать с отношением скоростей продольных и поперечных волн. Однако предлагаемые модели не могут быть адекватны очагам реальных землетрясений по ряду принимаемых при этом допущений, как отмечается в работе [8].

В заключение можно отметить следующее. Установлено, что периоды продольных и поперечных волн, наблюдаемые на записях слабых землетрясений Восточной Ферганы в диапазоне эпицентральных расстояний от 50 до 200 км, уменьшаются при увеличении глубины очагов.

Периоды поперечных волн для источников обоих типов оказались примерно одинаковыми. Периоды продольных волн от сколовых источников заметно меньше, чем периоды поперечных волн и поэтому средние отношения T_s/T_p для них равны 1,3 - 1,5. Периоды продольных и поперечных волн от взрывоподобных источников приблизительно одинаковы и поэтому отношения T_s/T_p для них близки к единице.

ЛИТЕРАТУРА

1. КАЛЬМЕТЬЕВА З.А. О классификации слабых землетрясений по характеру излучения. - В кн.: Методы и результаты исследования сейсмоактивных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982.
2. КАЛЬМЕТЬЕВА З.А. Опыт изучения характеристик слабых землетрясений в связи с тектоническим строением. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1980, № 1.
3. НЕРСЕСОВ И.Л., РАУТИАН Т.Г., ХАЛТУРИН В.И., РИЗНИЧЕНКО Д.В. Инструкция по динамическим измерениям на сейсмограммах. - Тр. ИФЗ АН СССР, 1961, № 17 (184).
4. ВУНЭ В.И., ГЗОВСКИЙ И.В., ЗАПОЛЬСКИЙ К.К. и др. Методы детального изучения сейсмичности. - Тр. ИФЗ АН СССР, 1960, № 9 (176).
5. ГРИН Т.П., КАЛЬМЕТЬЕВА З.А. Определение скоростных разрезов и

- глубин землетрясений при детальньх сейсмологических наблюдениях. - В кн.: Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978.
6. АНТОНОВА Л.В., АЛТИКАЕВ Ф.Ф., КУРОЧКИНА Р.И., НЕРСЕСОВ И.Л., РАУТИАН Т.Г., ХАЛТУРИН В.И. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М.: Наука, 1968.
 7. ВАСИЛЬЕВ Ю.Ф. Моделирование сейсмического шва. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966. № 3.
 8. РАУТИАН Т.Г., ХАЛТУРИН В.И., ЗАКИРОВ М.С. Изучение условий в очаговых зонах по сейсмической коде. - В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

Т.П.Грин

О ВЛИЯНИИ СЛОИСТОСТИ НА ОБРАЗОВАНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОБЪЕМНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

В настоящее время вопросы динамики распространения упругих колебаний в средах с переменными модулями упругости практически не разработаны [1, с.284], поэтому при расчётах сейсмических годографов обычно исходят из чисто кинематических (лучевых) представлений, в основе которых лежит принцип Ферма. Согласно этому принципу, годографы первых вступлений Р- и S-волн от землетрясений должны состояться сейсмическими лучами, приходящими к земной поверхности наикратчайшими по времени путями (вариационный принцип).

С точки зрения чисто кинематических условий распространения волн справедливость принципа Ферма не вызывает сомнений. Однако изучение годографов первых вступлений Р- и S-волн от слабых землетрясений в диапазоне эпицентральных расстояний до 200 км показало, что при распространении сейсмической энергии в земной коре этот принцип динамически не выполняется [2,3]. Несмотря на быстрое нарастание скорости с глубиной, годографы остаются прямолинейными и показывают скорости, соответствующие глубине залегания очага. Исследование волновой картины от достаточно сильных землетрясений в диапазоне эпицентральных расстояний до 600-700 км ещё более убеждает в справедливости сказанного и показывает, что при

распространении сейсмической энергии в земной коре широких лучевых фронтов не образуется. Наоборот, сейсмическая энергия распространяется не в виде лучей, равномерно "заполняющих" пространство, а в виде концентрированных потоков (или импульсов), которые сформируются в области некоторых границ раздела и распространяются вдоль них. По этой причине на экспериментальных годографах, построенных от отдельных землетрясений, скоростные разрезы не отражаются полностью и значительные их интервалы оказываются "выпущенными". Так, например, от поверхностных землетрясений с глубинами очагов до 10 км постоянно наблюдается следующее (рис. 1).

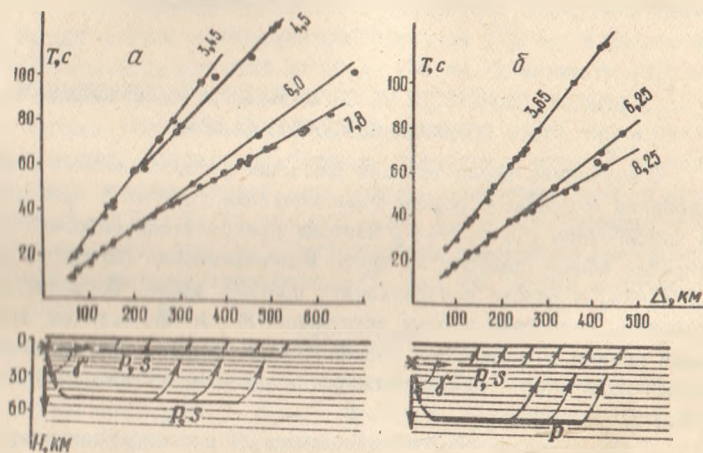


Рис. 1. Годографы и схемы распространения Р- и S-волн в земной коре от землетрясений: а - 21.04.77, 0=10-03-54.0, $\varphi = 40^{\circ}08'$, $\lambda = 70^{\circ}55'$, $K = 12.5$; б - 9.04.77, 0=03-29-25.1, $\varphi = 41^{\circ}07'$, $\lambda = 73^{\circ}10'$, $K = 11.0$.

Вначале долго прослеживаются волны с низкими скоростями (5,8-6,1 км/с), пробегающие приблизительно по глубине, где находится источник, а после излома годографа на эпицентральной расстоянии

около 200 км в первые вступления обычно выходят глубинные волны от зоны перехода кора-мантия со скоростью 7,8–8,2 км/с; здесь огромный интервал скоростного разреза от 10 до 50–60 км остаётся "выпущенным" и на годографе первых вступлений не отражается. С точки зрения лучевых представлений такие явления можно объяснить присутствием мощного слоя пониженной скорости в средней части земной коры, поверхность которого должна находиться на глубине 10–15 км. Однако годографы от источников, расположенных в этом интервале глубины, показывают, что мощного волновода здесь нет. При погружении очагов землетрясений на глубину 10, 15, 18 и 20–25 км скорости Р-волн возрастают и равны соответственно 6,1; 6,3; 6,5 и 6,7–6,9 км/с. Сказанное означает, что причину эффекта "пропущенных" слоёв следует искать в чём-то другом.

Аналогичные явления наблюдаются и в верхней мантии. Интерпретация годографа от коровых землетрясений Памира и Тянь-Шаня показывает, что в диапазоне эпицентральных расстояний от 1000 до 2200 км в первых вступлениях наблюдаются импульсы Р-волн, которые не проникают в глубину, а распространяются вдоль зоны перехода кора-мантия со скоростями от 7,8 до 8,5 км/с. Далее происходит смена волн и в первые вступления выходят импульсы от 20-градусной границы раздела с кажущейся скоростью около 12,5 км/с. При этом огромный интервал от 50–80 км до поверхности 20-градусной границы, находящейся приблизительно на глубине 500 км, остаётся "выпущенным" и сказать что-либо о его скоростном строении можно лишь на основе данных от землетрясений, очаги которых залегают в верхней мантии [4].

Указанные явления свидетельствуют, очевидно, о том, что законы возникновения и распространения сейсмических волн в Земле до конца не ясны и выяснение этих законов на основе изучения годографов остаётся главной темой нашего исследования. В настоящей статье будут рассмотрены годографы первых вступлений Р- и S-волн от подкоровых Памиро-Гиндукушских землетрясений с глубинами очагов 80–100, 140–160 и 200–220 км. При изучении волновой картины от коровых землетрясений, когда глубины очагов обычно не превышают 25 км, а длина годографов составляет несколько сотен кило-

метров, земная поверхность принимается за плоскость. Теперь же разница в масштабе десятикратная, и при интерпретации годографов от подкорových землетрясений необходимо учитывать кривизну земной поверхности. Верхняя мантия, однако также имеет слоистое строение и следует ожидать, что при распространении сейсмической энергии здесь могут иметь место аналогичные эффекты. Цель нашего исследования состояла в том, чтобы проверить это предположение и если оно окажется верным, сделать из этого соответствующие выводы.

Материал и годографы. В Памиро-Гинкудушской зоне ежегодно происходит несколько сотен подкорových землетрясений с глубинами очагов от 80 до 250 км, однако в большинстве своём они слабы и регистрируются лишь в пределах восточной части Средней Азии на расстояниях до 1000 км. Немногие из этих землетрясений обладают всё же достаточной силой и регистрируются сейсмическими станциями, отстоящими на расстояниях до 2000 км, а иногда даже и всей сетью сейсмических станций СССР. Подробные данные о временах пробега сейсмических волн от таких землетрясений приведены в соответствующих разделах Бюллетеней сети сейсмических станций СССР. На основе этих данных построены наши годографы.

По методу теоретических годографов глубины очагов надёжно определены лишь в тех случаях, когда в области эпицентра (т.е. на расстояниях, не превосходящих глубину очага h) имеются сейсмические станции. По этой причине все сильные землетрясения не могли быть использованы для нашей цели. Северо-восточная часть рассматриваемой зоны подкорových землетрясений находится в пределах Памира, где имеются сейсмические станции в Хороге, Кулябе и Мургаба. Для построения наших годографов отбирались в основном землетрясения, произошедшие вблизи одной из этих сейсмических станций, в таких случаях значительных ошибок при определении глубин их очагов появиться не могло. В некоторых случаях были использованы также землетрясения, эпицентры которых находились от ближайшей сейсмической станции на расстояниях, превосходящих h . Точность определения координат эпицентров около ± 20 км, а моментов возникновения землетрясений ± 2 с.

В диапазоне эпицентральных расстояний до 1000 км данных оказалось более чем достаточно. Кроме упомянутых трех сейсмических станций в ближней зоне (в пределах Памира) имелись сейсмические станции в Душанбе, Гарме, Обигарме и другие, а наиболее удаленными в этом диапазоне были сейсмические станции Фрунзе, Алма-Ата, Пржевальск и другие, расположенные в пределах Северного Тянь-Шаня. Наиболее важные данные о временах пробега первых Р- и S-волн в диапазоне от 1000 до 2000 км были получены по наблюдениям сейсмических станций Ашхабад и Кызыл-Арват (1000-1400 км), находящихся в пределах Средней Азии, а также по наблюдениям сейсмической станции Семипалатинск (1600-1800 км), находящейся приблизительно в северном направлении от эпицентров землетрясений. Ввиду отсутствия сейсмической станции в районе Краснодарска на годографах в диапазоне 1800-2000 км остались "пробелы". Начиная с 2000 км точки на годографах соответствуют данным сейсмических станций Кавказа и далее европейской части территории СССР.

Таким образом, мы проследили закономерности во временах пробега волн Р и S от подкорковых землетрясений, начиная от самых малых эпицентральных расстояний вплоть до 4000 км. Приведем некоторые дополнительные сведения о каждом из построенных годографов и опишем их кинематические свойства.

Годограф для $h = 80-100$ км (рис. 2) составлен по данным от 24 землетрясений за 1955-1962 гг. 8 из этих землетрясений произошли на эпицентральных расстояниях, не превышающих $h/2$ от какой-либо из трех вышеуказанных сейсмических станций; для 10 землетрясений они не превышали h , а для 6 - находились в пределах от 105 до 180 км.

Годограф волны Р начинается на высоте около 16 ± 2 с по оси времени. После короткой гиперболической части, которая заканчивается между расстояниями 100 и 200 км, годограф остается прямолинейным вплоть до 20-градусного излома. После гиперболической части максимальный разброс точек на годографе равен 6-7 с; с увеличением эпицентрального расстояния этот разброс медленно, но монотонно возрастает, и на расстоянии около 2200 км (т.е. непосредственно перед изломом) достигает 11 с. Точки на годографе, такими

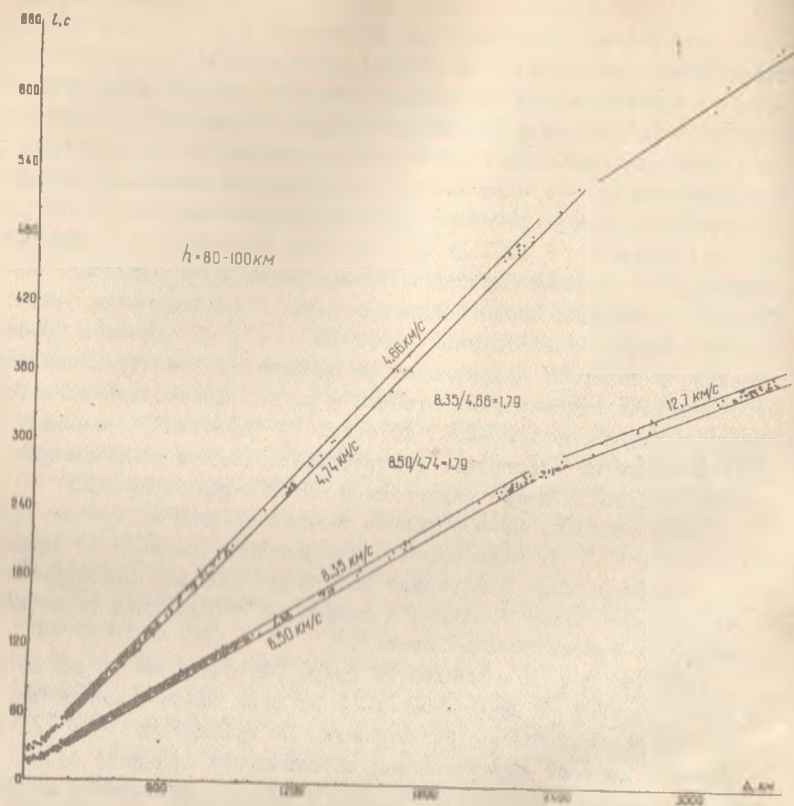


Рис. 2. Годограф Р- и S-волн от землетрясений с глубинами очагов 80-100 км.

образом, образуют медленно расходящуюся полосу, ограниченную снизу прямой с наклоном 8,50, а сверху – прямой с наклоном 8,35 км/с.

Излом годографа Р-волны находится на эпицентральной дистанции 2300 км. После излома разброс точек заметно не сокращается, но теперь уже остаётся постоянным и равным примерно 10с. Какой-либо заметной кривизны годографа до 4000 км не наблюдается; кажущаяся скорость волны здесь получилась равной 12,7 км/с.

Аналогично ведёт себя годограф волны S. Начальная его точка находится на высоте 28 ± 2 с. После гиперболической части разброс точек равен примерно 9с, а на расстоянии 2200 км он достигает 16 с, так что снизу точки ограничены прямой с наклоном 4,74 км/с, а сверху – прямой с наклоном 4,66 км/с. По сравнению с годографом Р-волны 20-градусный излом здесь смещён вправо приблизительно на 200 км. Кажущаяся скорость после излома надёжно не определена из-за малого количества точек. Отношения v_p/v_s минимальных и максимальных значений скорости на годографе до 20-градусного излома оказались одинаковыми и равными соответственно $8,35/4,66 \approx 1,79$ и $8,50/4,74 \approx 1,79$.

Годограф для $h = 140-160$ км (рис. 3) составлен по данным от 18 землетрясений за 1955-1962 гг. Для 9 из этих землетрясений эпицентральные расстояния до ближайшей сейсмической станции не превышали $h/2$ и находились в пределах от 15 до 70 км. Эпицентры других 6 землетрясений находились на расстояниях между $h/2$ и h , а для 3 остальных – незначительно превышали h . По сравнению с $h = 80-100$ км эти землетрясения немногочисленны и более слабы, поэтому в диапазоне эпицентральных расстояний от 1000 до 2200 км точек меньше, а кажущиеся скорости волн Р и S после 20-градусного излома вообще не удалось определить. И всё же основные закономерности во временах пробега волн на годографе до 2200 км проявились достаточно отчётливо.

Начальная точка годографа волны Р находится на высоте около 22 ± 2 с по оси времени. После гиперболической части, которая заканчивается на эпицентральной дистанции около 300 км, годограф, как и в предыдущем случае, остаётся прямолинейным вплоть до 20-градусного излома. В отличие от годографа для $h = 80-100$ раз-

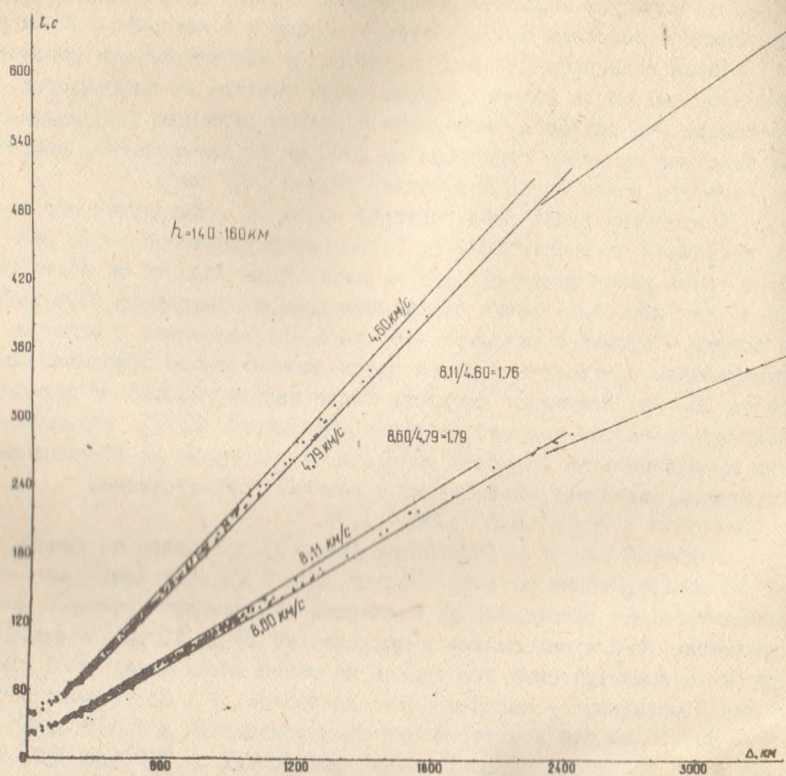


Рис. 3. Годограф Р- и S-волн от землетрясений с глубинами очагов 140-160 км.

брос точек здесь увеличивается значительно быстрее и, если на расстоянии 300 км он равен 6-7 с, то на эпицентральной дистанции 1200-1300 км разброс уже удваивается. Далее число точек мало, однако видно, что вблизи 20-градусного излома разброс достигает 20 с. Точки на годографе, таким образом, также образуют расходящуюся полосу, ограниченную снизу прямой с наклоном около 8,60, а сверху - прямой с наклоном 8,11 км/с.

Аналогично ведут себя времена пробега волны S . Годограф начинается на высоте 40 ± 2 с и после гиперболической части остаётся прямолинейным. В конце гиперболической части разброс точек равен 9 с, на расстоянии 1200-1300 км он удваивается, а вблизи 20-градусного излома достигает 25 с. Максимальная скорость на годографе равна 4,79, минимальная - 4,61 км/с. Излом здесь также смещен вправо приблизительно на 200 км по сравнению с годографом Р. Отношения минимальных и максимальных скоростей продольных и поперечных волн равны соответственно $8,11/4,61 \approx 1,76$ и $8,60/4,79 \approx 1,79$.

Годограф для $h = 200-220$ км (рис. 4) составлен по данным 46 землетрясений за 1955 - 1960 гг. В 19 случаях эпицентральные расстояния до сейсмической станции Хорог или Куляб не превосходили $h/2$, а для 44 землетрясений эпицентральные расстояния по крайней мере до двух этих сейсмических станций одновременно не превышали h . Землетрясения с глубинами очагов 200-220 км многочисленны и хорошо регистрируются далёкими станциями, поэтому скорости волн Р и S на этом годографе надёжно определены во всём диапазоне эпицентральных расстояний.

Начальная точка годографа волны Р находится на высоте 28 ± 2 с. Гиперболическая его часть продолжается до 400 км; далее годограф выпрямляется и остаётся прямолинейным до 20-градусного излома. Разброс точек медленно увеличивается с эпицентральным расстоянием; после гиперболической части он составляет 8 с, а перед изломом - 14 с. По сравнению с годографом Р для $h = 140-160$ км точки здесь образуют слабо расходящуюся полосу, ограниченную снизу прямой с наклоном 9,02, а сверху - прямой 8,82 км/с. После излома кажущаяся скорость увеличивается скачком до 12,58 км/с; раз-

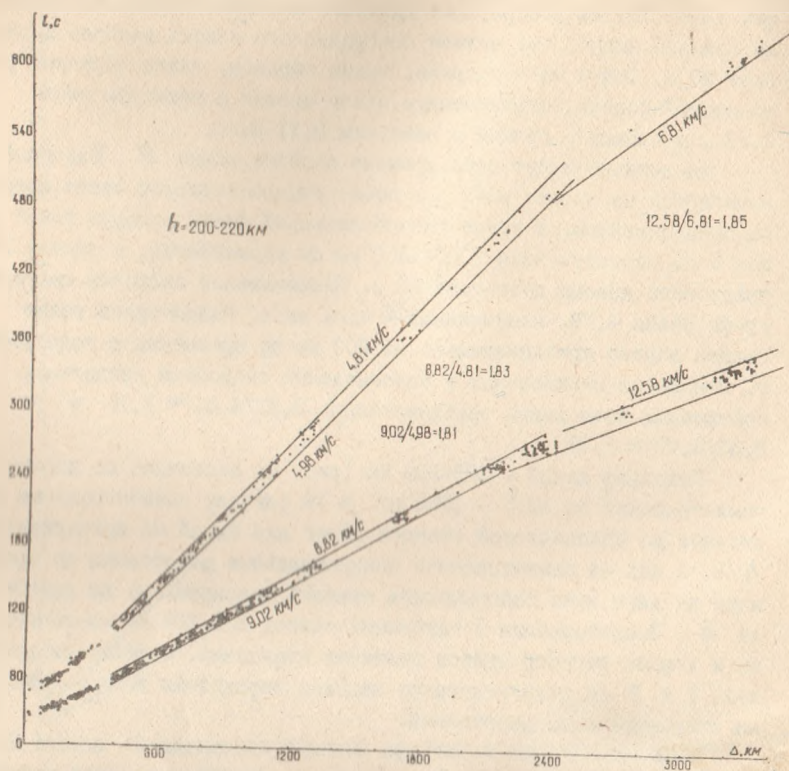


Рис. 4. Годограф Р- и S-волн от землетрясений с глубинами очагов 200-220 км.

брос во временах пробега Р-волн здесь не сокращается, но остаётся постоянным до 4000 км.

Начало годографа волны S находится на высоте 48 ± 2 с. Гиперболическая его часть заканчивается на расстоянии 400–500 км, и далее годограф остаётся прямолинейным. В конце гиперболической части разброс точек равен 11 с, а перед 20-градусным изломом он удваивается и достигает 22–24 с. Максимальная скорость волны S равна 4,98, а минимальная – 4,81 км/с. По сравнению с годографом Р 20-градусный излом здесь также смещен вправо и находится между 2300 и 2400 км. Кажущаяся скорость волны S после излома равна 6,81 км/с.

Деление "верхних" и "нижних" (т.е. минимальных и максимальных) значений скорости волн Р и S показывает значения, равные соответственно $8,82/4,81 \approx 1,83$ и $9,02/4,98 \approx 1,81$. Интересно, что такое же высокое отношение V_p/V_s сохраняется и после 20-градусного излома; оно равно $12,58/6,81 \approx 1,85$.

Интерпретация годографов. Прежде всего обращает на себя внимание то, что все годографы после гиперболической части остаются прямолинейными до 20-градусного излома, хотя кажущиеся скорости, которые они показывают, возрастают при увеличении глубины очагов. Это означает, что энергия Р- и S -волн, которая прослеживается в этом диапазоне эпицентральных расстояний, распространяется вдоль слоистости параллельно земной поверхности по глубине, где находятся очаги. Минимальные и максимальные кажущиеся скорости продольных волн на наших трёх годографах равны соответственно 8,35–8,50; 8,11–8,60 и 8,82–9,02 км/с. Наблюдаемое на годографах монотонное увеличение разброса точек объясняется различиями в глубинах очагов и, следовательно, путей распространения первых импульсов. Это явление характеризует скоростное строение среды в интервалах глубины 80–100, 140–160 и 200–220 км, где находятся очаги. Скорости, которые показывают годографы (кажущиеся скорости), должны быть выше истинных, так как волны пробегают по глубине вдоль дуги меньшего радиуса, чем радиус земной поверхности (6370 км), вдоль которой прослеживаются. Если это учесть, то минимальные и максимальные истинные значения скорости в рас-

смаатриваемых трёх интервалах глубины будут равны соответственно 8,23-8,37; 7,92-8,38 и 8,53-8,71 км/с. Эти цифры показывают, что скоростное строение верхней мантии в интервалах глубины 80-100 и 200-220 км сравнительно однородно и характеризуется малым разбросом в значениях скорости, равным соответственно 0,14 и 0,18 км/с. В интервале же 140-160 км разница между наибольшей и наименьшей скоростью распространения первых импульсов Р-волн достигает 0,46 км/с.

Наша интерпретация показывает, что мощного слоя пониженной скорости в интервале 100-200 км нет, так как максимальное значение скорости на глубине 140-160 км (8,38 км/с) остаётся приблизительно таким же, как и на глубине 80-100 км (8,37 км/с). Тем не менее, следует признать, что в интервале 140-160 км имеются низкоскоростные прослойки небольшой мощности, где скорость понижается до 7,92 км/с. По сравнению с земной корой, где отношение скоростей продольных и поперечных волн близко к 1,73 [3], на глубинах от 80 до 160 км это отношение повышено (1,76-1,79), а начиная с 200 км до поверхности 20-градусной границы принимает ещё более высокие значения, равные 1,81-1,83 и 1,85 соответственно. Более детальные выводы о скоростном строении верхней мантии Средней Азии можно сделать, если построить аналогичные годографы от землетрясений с глубинами очагов 110-130; 170-190 и 230-250 км. Более глубокие землетрясения в пределах Памиро-Гиндукушской зоны не происходят, и скоростное строение верхней мантии от 250 км до поверхности 20-градусной границы остаётся малоизвестным.

Таким образом, в земной коре и верхней мантии наблюдается аналогичная картина: сначала на годографах долго прослеживаются волны, пробегающие без проникновения в глубину приблизительно вдоль слоёв (или границ раздела), на уровне которых находятся очаги, затем происходит смена волн, и в первые вступления выходят импульсы от глубоко залегающих границ. При этом огромные интервалы скоростного разреза остаются "выпущенными". Эти эффекты свидетельствуют, очевидно, о том, что сейсмическая энергия в виде продольных и поперечных волн из очагов коровых и подкоровых землетрясений излучается преимущественно в двух взаимно перпендикуляр-

ных направлениях. Одна часть энергии излучается в горизонтальной плоскости в стороны от источников параллельно земной поверхности, другая - вертикально вниз в глубину. При этом в окрестности очагов в некотором угловом диапазоне между горизонтальной плоскостью, проходящей через источник, и вертикалью, направленной вниз, образуется некоторая зона γ , в пределы которой энергия продольных и поперечных волн не излучается.

Нам представляется, что рассматриваемое явление обусловлено влиянием слоистости среды на образование продольных и поперечных волн. Известно, что система уравнений движений, описывающая передачу колебаний в упругой однородной и изотропной среде, разделяется на два уравнения, соответствующих распространению продольных и поперечных волн [1, с. III]. При распространении первых происходит изменение объема частиц среды, а вторых - искажение их формы без изменения объема. Так что P - и S - волны представляют собой распространение какого-либо одного типа деформации в "чистом" виде. Далее представляется, что эти волны не могут образоваться сразу в "готовом" виде. В области очагов землетрясений сначала возникают сложные упругие колебания, при которых частицы среды подвергаются одновременно как объемным деформациям, так и деформациям изменения формы, а затем уже происходит разделение этих колебаний на два типа, соответствующих "чисто" продольным и поперечным волнам.

Процесс разделения колебаний будет сильно зависеть от упругих свойств среды, в которой находится источник. Если сложные упругие колебания возникнут в некотором объеме однородной и изотропной среды, то произойдет полное их разделение на два типа, причём это разделение должно происходить свободно в любых направлениях от источника. Однако разделение упругих колебаний и излучение продольных и поперечных волн во всех направлениях возможно лишь в однородной и изотропной среде. Система уравнений движения для среды, где упругие константы зависят хотя бы от одной из координат, значительно сложнее. В этом случае система не разделяется на два уравнения, соответствующих продольным и поперечным волнам. Е.Ф. Саваренский обращает на это внимание в обеих своих

книгах [I, с.284; II, с.160], а во второй из них замечает: "Если λ и μ зависят от координат, продольные и поперечные волны не разделяются и не наблюдаются поро́знь". Из теории, как видим, следует, что в срезах с переменными модулями упругости образование и распространение продольных и поперечных волн вообще невозможно; из источников, находящихся в таких средах, должны распространяться сложные упругие колебания, при которых частицы среды будут одновременно подвергаться двум типам деформаций. Если, однако, в некоторых направлениях от источника среда по своим свойствам будет приближаться к однородной и изотропной, то в таких направлениях образование продольных и поперечных волн возможно.

В слоистых средах, что имеет место в земной коре и верхней мантии, модули упругости в горизонтальных направлениях остаются постоянными. Поэтому разделение колебаний на продольные и поперечные волны должно происходить преимущественно в стороны от источников вдоль слоистости. Из сказанного вытекает, что в окрестности очагов землетрясений не должно образовываться широких волновых фронтов. Напротив, энергия продольных и поперечных волн должна излучаться в стороны в виде направленных потоков (или импульсов). Этим, очевидно, объясняется сильное влияние глубин очагов на скорости первых вступлений P - и S -волн и прямолинейность годографов. Из сказанного также следует, что в слоистых средах принцип Ферма динамически выполняться не может.

Из приведенных теоретических рассуждений вытекает ещё одно важное следствие. От большинства слабых коровых землетрясений, как известно, наблюдаются нормальные отношения скоростей продольных и поперечных волн, близкие к 1,73. С точки зрения изложенного в настоящей статье представления этот факт становится понятным. Разделение упругих колебаний на продольные и поперечные волны должно происходить приблизительно в одной и той же горизонтальной плоскости (точнее, в одном и том же интервале глубины или слое, где находится источник). Поэтому пути распространения первых P - и S -волн будут, как правило, совпадать, либо мало различаться. Вопрос о том, как в области некоторых очагов происходит существенное смещение по вертикали путей распространения

первых Р- и S-волн [3], достигающее нескольких километров при сильно пониженных (1,63-1,65) либо сильно повышенных (1,83-1,86) отношениях скоростей, остаётся пока до конца неясным.

Другое направление, в котором происходит излучение энергии продольных и поперечных волн, является вертикальным (т.е. вкрест слоистости). Это направление является оптимальным для распространения волн, так как потери энергии и её рассеивание при отражениях, преломлениях и обменных явлениях, неизбежно возникающих при пересечении границ раздела под углом к вертикали, здесь практически сводятся к нулю.

ЛИТЕРАТУРА

1. САВАРЕНСКИЙ Е.Ф. и КИРНОС Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М., Изд-во технико-теоретической литературы, 1955.
2. ГРИН Т.П., КАЛЫМЕТЬЕВА З.А. Определение скоростных разрезов и глубин землетрясений при детальных сейсмологических наблюдениях. - В кн.: Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978.
3. ГРИН Т.П., КАЛЫМЕТЬЕВА З.А. О влиянии направленности излучения очагов в условиях тонкой слоистости. - В кн.: Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978.
4. ГРИН Т.П. 20-градусная особенность годографа Р-волн от коровых землетрясений Средней Азии. - В кн.: Геофизические исследования сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983.
5. САВАРЕНСКИЙ Е.Ф. Сейсмические волны. М.: Недра, 1972.

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОДЫ
И ТИП ПОДВИЖКИ В ОЧАГЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Цель настоящей работы — изучить влияние типа подвижки в очаге на спектральный состав очагового излучения. Надежные сведения о спектре очага дает спектр коды [1]. Спектральные характеристики коды оценивались двумя способами: 1) по записям частотно-избирательной станции в диапазоне частот от 0,07 до 5 гц с применением методики перехода от спектра коды к спектру очагового излучения, предложенной в [2]; 2) по уровню коды на записях широкополосной аппаратуры СКМ и СКД. Эти приборы рассматривались как два частотных канала с полосами пропускания 0,2–1,6с (СКМ) и 0,2–16с (СКД). Приблизительными спектральными характеристиками в этом случае служили отношения уровней СКМ и СКД-коды в фиксированные моменты времени и периоды её колебаний по записям указанными приборами.

Работа основана на материале частотно-избирательной станции (ЧИСС) и стандартных широкополосных приборов СКМ и СКД. Частотно-избирательная станция установлена в Суфигургане (Южная Киргизия) в июле 1978 г. и ведет регистрацию вертикальной составляющей движения почвы восемью полосовыми каналами с центральными частотами 0,045; 0,07; 0,14; 0,32; 0,63; 1,25; 2,5; 5 гц.

Методом коды были построены очаговые спектры 69 землетрясений с эпицентрными расстояниями от 50 до 600 км и магнитудами от 3,7 до 6,7. Из них 22 — глубокие, мантийные, остальные — с очагами в земной коре. Около 80% всех рассмотренных землетрясений сосредоточено в области, ограниченной координатами $\lambda = 67-76^\circ$ в.д., $\varphi = 36 - 39,5^\circ$ с.ш. Это обусловлено географическим положением станции. Несильные землетрясения на территории Киргизии зарегистрированы лишь двумя-тремя каналами, что недостаточно для построения спектров.

Для второй части работы использовалось более 300 записей 57 землетрясений Киргизии и сопредельных территорий, зарегистрированных одновременно приборами СКМ и СКД. Магнитуда этих землетрясений изменялась от 3 до 7, эпицентрные расстояния — от 40

до 500 км; период наблюдений - с 1971 по 1982 гг.

Приближенные спектральные характеристики были получены следующим образом. Для каждого землетрясения, записанного одновременно приборами СКМ и СКД, строили графики функций $2A(t)$ и $T(t)$, где $2A$ - двойной размах колебаний коды, T - период, t - время, соответствующее наступлению данной амплитуды (или периода), отсчитываемое от времени в очаге. На следующем этапе оценили уровни СКМ-коды при $t = 100$ с и СКД-коды при $t = 1000$ с. Для повышения достоверности результата эти графики строились по нескольким станциям. В величины $2A_{СКМ}^{100}(t)$ и $2A_{СКД}^{1000}(t)$ вводились станционные поправки [7] и для каждого землетрясения определялись средние значения этих величин. Далее находили отношение уровня СКМ и СКД-коды (рис.1):

$$H_t = \frac{A_{1000}^{СКД}}{A_{100}^{СКМ}}$$

и величину периода колебаний при заданной магнитуде в фиксированный момент времени (для СКМ $t = 200$ с, для СКД $t = 300$ с). Поскольку эти параметры являются функциями магнитуды, то влияние исследуемого фактора-типа подвижки оценивалось относительно средних зависимостей $H_t(M)$, $T_{СКМ}(M)$, $T_{СКД}(M)$. Экспериментальные точки $H_t(M)$ осреднялись прямой. Кривые на графиках $T(M)$ были получены ранее по данным многих землетрясений. Затем находились величины $\Delta \lg H_t$, $\Delta \lg T_{СКМ}$ и $\Delta \lg T_{СКД}$ - отклонения экспериментальных точек от средних зависимостей, выраженные в единицах логарифма. Отклонения вверх обозначили знаком "плюс", вниз - "минус". Таким образом, землетрясения с положительными отклонениями более низкочастотны, с отрицательными - более высокочастотны по сравнению со средними.

Первоначально значения магнитуд землетрясений были взяты из оперативного бюллетеня, но разброс точек на графиках оказался слишком большим. Для улучшения сходимости данных магнитуда всех рассмотренных землетрясений переоценена по записям СКД-коды [7]. Формула пересчета имеет вид

$$M = 0,8 \lg A_{1000}^{СКД} + 5,2.$$

Среднее расхождение магнитуды, определенной по СКД-коде, с данны-

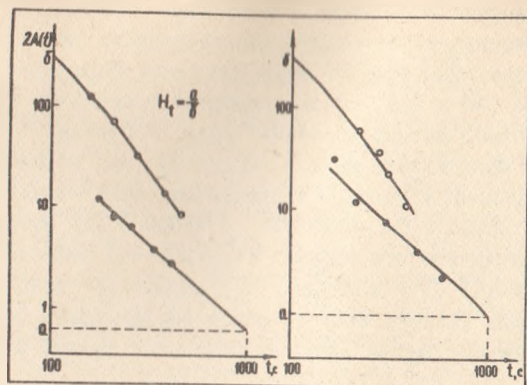


Рис. 1. Примеры определения параметра $H_t(M) = A_{1000}(\text{СКД})/A_{100}(\text{СКМ}) = a/b$ по записям коды двух землетрясений: слева - 2 июля 1974 г. (время в очаге 16 ч 41 мин, $\varphi = 42^\circ 14'$, $\lambda = 75^\circ 19'$, $N=10$, $K=13$); справа - 11 декабря 1980 г. (время в очаге 14 ч 35 мин., $\varphi = 41,3^\circ$, $\lambda = 69,2^\circ$, $K=13$, $M=5,2$).

ми оперативного бюллетеня составило $0,0 \pm 0,3$.

Для значительной части землетрясений динамические параметры очагов (положение нодальных плоскостей и осей главных напряжений) были определены и предоставлены Т.Я.Беленович [6], а также взяты из [3-5].

Принадлежность данного землетрясения к взбросовой или сбросовой подвижке определялась нанесением нодальных плоскостей и осей главных напряжений на сетку Вульфа. Затем тип подвижки уточнялся в зависимости от положения осей главных и промежуточных напряжений по методике А.А.Гангнуса [8].

Методика определения очаговых спектров смещения предложена и подробно описана Т.Г.Раутиан в [2]. Она основана на использова-

нии калибровочных кривых (семейства спектральных огибающих) и переходной функции от спектра коды к спектру очагового излучения. По записям землетрясений станцией ЧИСС строятся спектральные огибающие коды. С помощью калибровочных кривых, полученных ранее для Киргизии [9], определяется уровень огибающих в момент времени

$t = 100\text{с}$ - ЧИСС-спектр коды $-2A_{100}(f)$. Переход от спектра коды $2A_{100}(f)$ к спектру очагового излучения $M(f)$ осуществляется по формуле

$$M(f) = 2A_{100}(f) + d(f),$$

где $d(f)$ - переходная функция. Мы воспользовались значениями гармской переходной функции [2], что стало возможным после оценки станционных поправок для Суфикургона относительно Гарма [9].

Очаговые спектры одних и тех же землетрясений, построенные на материале Суфикургона и Гарма, близки по форме. Различия в уровне плоской части невелики:

$$\Delta \lg M_0 = 0,17 \pm 0,10.$$

В [10] сделана попытка найти различия в форме спектров в зависимости от положения очага в той или иной эпицентральной зоне Киргизии. С этой целью по территориальному признаку выделено 6 зон с различными геологическими условиями. Однако существенных зональных различий в форме спектра не обнаружено. Мы попытались выявить посредством параметров $H_f(M)$ спектральные особенности землетрясений четырех эпицентральных областей, различающихся своим геологическим строением: 1) восточной части Тянь-Шаня (восточная часть Киргизского и Таласского хребтов, Кунгей и Терской Ала-Тау, Звильский Ала-Тау); 2) западной части Тянь-Шаня (горное обрамление Ферганы); 3) Алая; 4) Гиндукуша.

На графике $H_f(M)$ (рис. 2) условными знаками выделены данные четырех эпицентральных зон. Экспериментальные точки осреднены прямой. Для каждой зоны найдены средние значения отклонений величин H_f от центральной линии, выраженные в единицах логарифма (табл. I).

Землетрясения Алая и Восточного Тянь-Шаня являются самыми низкочастотными, наиболее высокочастотные - землетрясения Гиндукуша. В дальнейшем мы не делали зональных различий и весь материал рассматривали для Киргизии в целом.

Таблица I

Очаговая зона	$\Delta \lg H_z$, лог. ед.
Алай	$0,06 \pm 0,09$
Восточный Тянь-Шань	$0,00 \pm 0,19$
Западный Тянь-Шань	$-0,09 \pm 0,15$
Гиндукуш	$-0,23 \pm 0,09$

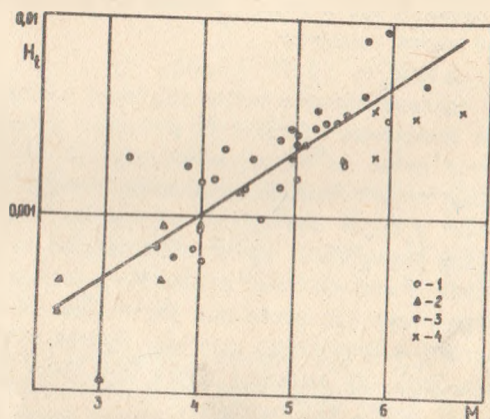


Рис. 2. График зависимости $H_z(M)$ для землетрясений различных очаговых зон: 1-восточной части Тянь-Шаня, 2-западной части Тянь-Шаня, 3-Алая, 4-Гиндукуша.

Спектры смещения и тип подвижки в очаге.

Очаговые спектры смещений состоят из плоской низкочастотной части, совпадающей по уровню с сейсмическим моментом, и высоко-

частотного склона, спадающего по второй степени частоты. Пересечение этих частей определяет угловую частоту f_0 . Некоторые спектры имеют более сложную форму с переходной зоной от плоской части к высокочастотному склону, ограниченной двумя угловыми частотами f_1 и f_2 .

В зависимости от типа подвижки в очаге (сброс или взброс) спектры были разбиты на две группы. Отдельно выделены глубокие памирские и гиндукушские землетрясения. Примеры очаговых спектров для каждой из групп даны на рис. 3. Большинство землетрясений сбросового типа (75%) имеет простую форму спектра, взбросового (86%) – сложную с переходной зоной; 82% глубоких землетрясений – сложной формы спектра.

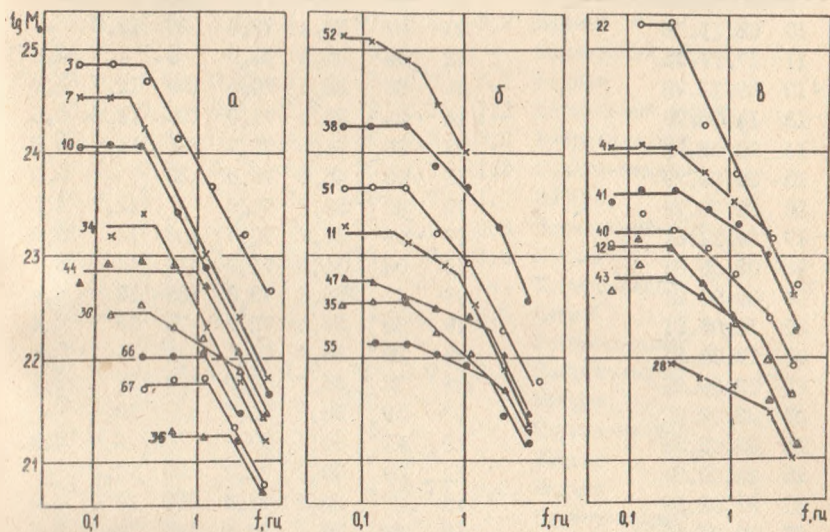


Рис. 3. Примеры спектров смещений $M(f)$ для землетрясений: а – сбросового, б – взбросового типа с очагами в земной коре, в – с очагами на глубинах от 80 до 250 км. Нумерация спектров соответствует данной в табл. 2.

Очаговые параметры землетрясений и характеристики их спектров приведены в табл. 2, в частности, даны значения логарифма сей-

№ п/п	Дата	Время в очаге		Координаты			К	М
		ч	мин	Ус.ш.	Дв.д.	Н, км		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	08.08.78	00	01	36,5	71,2	200	-	5,5
2	27.09.78	17	23	39,0	74,2	30	11,1	-
3	08.10.78	14	20	39,4	74,6	33	13,6	-
4	23.10.78	08	07	36,7	70,1	200	14,4	5,8
5	01.11.78	19	48	39,5	72,6	20	-	6,8
6	01.11.78	23	40	39,4	72,4	10	11,9	-
7	02.11.78	06	24	39,4	72,6	25	14	-
8	02.11.78	11	15	39,4	72,6	10	-	5,3
9	07.11.78	03	04	37,4	71,7	150	13	5
10	08.11.78	00	57	39,4	72,4	20	13,8	-
11	17.11.78	12	59	38,5	70,5	5	-	4,8
12	30.12.78	05	06	38,0	70,6	150	12,7	4,8
13	14.08.79	14	24	36,6	71,0	175	13,8	5,3
14	20.08.79	03	50	36,5	70,7	230	14,5	5,8
15	25.09.79	13	05	45,3	76,6	33	-	6,0
16	20.10.79	19	40	39,1	70,6	-	12,2	4,5
17	28.04.81	17	54	36,6	70,7	200	14	5,6
18	02.05.81	16	04	36,6	71,0	210	16	6,7
19	09.06.81	04	11	38,6	73,3	160	12	4,4
20	10.06.81	19	03	37,3	72,7	75	12	4,4
21	13.06.81	07	29	36,4	67,6	10	14	5,6
22	12.09.81	07	15	35,2	73,9	100	15	6,1
23	22.02.82	17	59	35,5	73,7	з/к	13,4	-
24	23.02.82	12	23	40,5	77,4	10	11,5	4,3
25	23.02.82	21	09	39,2	72,0	30	11,2	-
26	27.02.82	19	22	36,6	71,6	280	12	4,4
27	07.03.82	12	24	38,1	72,5	140	14	5,6
28	20.03.82	17	24	38,5	73,3	140	10,8	3,8
29	24.03.82	02	12	38,5	75,9	15	11,6	4,3
30	30.03.82	19	12	39,3	72,7	30	11,8	4,4

Таблица 2

$lg M_0$	f_0	f_1	f_2	$\Delta \epsilon$	N	n	Тип подвижки
I0	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7
23,7	1,2	0,3	3	150	1	0,8	Сдвиго-надвиг
22,2	1,0	0,6	2,5	4	0,6	1,4	Надвиг
24,8	0,3	-	-	40			Сброс
24,0	1	0,3	2,4	170	0,9	0,8	Сдвиго-надвиг
25,8	0,22	-	-	120	-		Сдвиго-надвиг
22,3	1,1	0,3	2,4	5	0,9	0,8	Сдвиго-надвиг
24,5	0,2	-	-	5	-	-	Нормальный сброс
24,2	0,25	-	-	5	-	-	Пологий сброс со сдвигом
22,8	1,8	0,6	3	90	0,8	0,8	Надвиг
24,0	0,25	-	-	5	-	-	Нормальный сброс
23,2	0,6	0,22	1	6	0,6	0,7	Надвиг
23,1	0,5	0,3	1,3	3	0,7	1,2	Нормальный сброс
23,5	1,2	0,4	2,6	80	0,8	0,9	Взбросо-сдвиг
24,2	0,7	0,23	2,5	90	1,0	1,2	Сдвиго-надвиг
24,4	1	0,3	2,3	500	0,9	1,0	Взброс
23,8	1,3	0,3	2,5	30	1,0	0,6	Нормальный сброс
23,9	1,1	0,25	2,5	170	1,0	0,8	Надвиг
25,5	0,4	-	-	400	-	-	Сдвиго-надвиг
22,6	1,6	0,6	2,5	4	0,7	0,6	Сброс
22,9	0,6	-	-	4	-	-	Взбросо-сдвиг
24,3	0,52	0,14	1,2	50	0,9	0,7	Взбросо-сдвиг
25,2	0,23	-	-	100	-	-	Взброс
24	0,25	-	-	4	-	-	Сдвиго-надвиг
22,6	1,3	0,3	2,0	17	0,8	0,4	Надвиг
22,3	1,0	0,33	1,6	4	0,7	0,6	Надвиг
22,5	1,5	-	-	11	-	-	Сдвиго-надвиг
24,0	0,7	0,3	1,9	60	0,8	1,0	Сдвиго-надвиг
21,9	1,7	0,3	3,0	8	1,0	0,5	Взбросо-сдвиг
22,8	0,63	0,3	1,0	3	0,5	0,7	Взбросо-сдвиг
22,3	1,3	0,3	3,0	12	1,0	0,7	Нормальный сброс

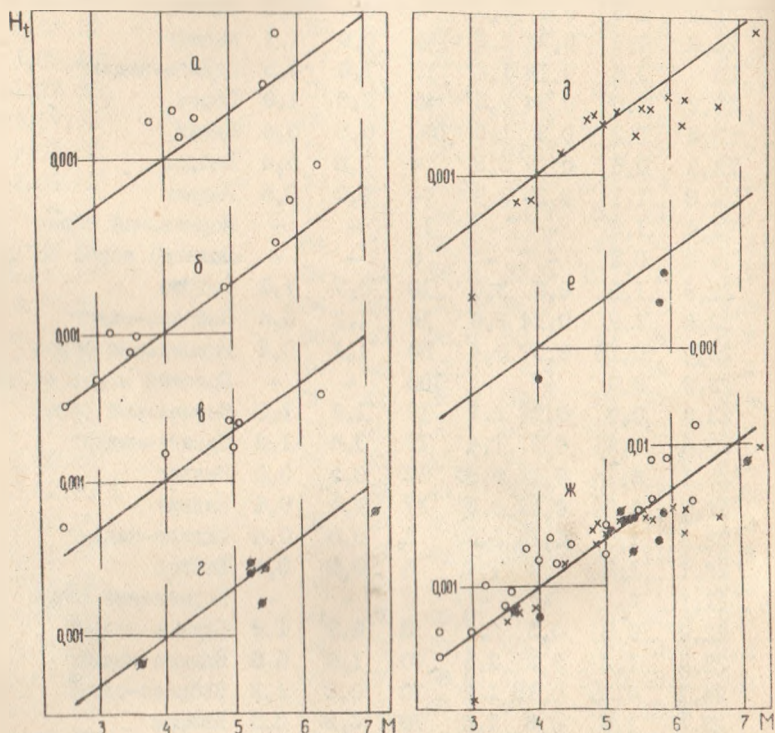
I	2	3	4	5	6	7	8	9
31	11.04.82	19	19	36,7	70,8	210	12	4,7
32	13.04.82	02	25	37,4	69,3	20	11	4,3
33	19.04.82	22	16	38,4	73,6	170	10,8	3,6
34	22.04.82	06	11	37,5	70,1	40	12	4,3
35	23.04.82	10	04	40,9	71,0	15	11,5	4,2
36	24.04.82	14	19	39,9	75,8	-	10	3,3
37	25.04.82	22	30	41,1	71,8	15	10	3,1
38	06.05.82	15	52	41,2	71,6	20	14	5,8
39	14.05.82	17	57	39,3	68,4	3	11,9	4,4
40	01.07.82	10	43	36,6	70,4	80	12	4,7
41	02.07.82	07	03	36,8	71,0	230	14	5,4
42	18.08.82	12	01	37,3	72,0	30	12	4,7
43	02.09.82	10	03	36,6	70,6	220	12	4,5
44	27.09.82	12	37	39,4	73,7	30	13	4,9
45	29.09.82	04	24	37,4	73,1	20	14	5,4
46	30.09.82	05	44	38,0	73,9	100	12	4,7
47	12.10.82	04	49	37,2	69,7	10	12	4,6
48	16.12.82	00	40	36,0	68,7	10	16	6,7
49	31.12.82	19	46	42,8	77,4	15	14	5,6
50	03.01.83	09	41	35,9	69,0	10	12	4,4
51	06.02.83	01	52	36,1	68,9	10	12,9	4,9
52	13.02.83	01	40	40,0	75,2	15	15,6	6,1
53	13.02.83	07	23	40,0	75,3	30	13	5,6
54	13.02.83	16	03	40,0	75,3	30	11,6	4,3
55	13.02.83	22	53	40,0	75,3	30	11,1	4,8
56	16.02.83	04	02	40,3	73,0	10	10	3,3
57	17.02.83	20	27	40,0	75,1	15	12,3	4,6
58	23.02.83	14	13	40,4	63,7	15	13,5	5,2
59	26.02.83	20	07	38,8	70,5	3-10	13,8	5,5
60	23.03.83	12	11	37,1	73,1	90	13,4	-
61	30.03.83	06	46	40,1	75,4	15	13,7	5,4
62	30.03.83	16	13	40,0	75,4	5	12,9	4,9
63	31.03.83	17	56	39,2	72,5	30	11,6	4,3
64	05.04.83	00	55	41,8	70,6	10	12,5	4,7
65	06.04.83	22	18	38,8	71,4	10	13,6	5,4
66	22.04.83	21	01	39,9	75,3	3/11	11,4	4,1
67	05.05.83	10	22	39,9	75,4	15	11,0	3,9
68	09.05.83	13	52	38,4	73,6	130	11	3,9
69	09.06.83	07	12	38,6	75,7	15	11,8	4,4

Продолжение таблицы 2

I0	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7
22,6	2	0,6	3,0	50	0,6	0,5	Сдвиго-надвиг
23,0	0,54	0,3	0,8	4	0,6	0,9	Пологий сброс со сдвигом
22,1	2,2	0,3	3,0	25	1,0	0,3	Надвиг
23,2	0,4	-	-	3	-	-	Пологий сброс со сдвигом
22,5	1,2	0,3	3,0	10	1,0	0,9	Сдвиго-надвиг
21,2	2,5	-	-	7	-	-	Пологий сброс со сдвигом
21,2	1,8	0,6	2,5	2	0,7	0,6	Надвиг
24,2	0,8	0,32	2,2	140	0,9	1,1	Надвиг
23	0,8	0,14	1,4	10	1,0	0,5	Сдвиго-надвиг
23,2	1,0	0,34	2,5	40	0,8	1,0	Сброс
23,6	1,2	0,3	2,0	100	0,8	0,6	Сдвиг
23,0	0,6	0,17	0,8	4	0,8	0,4	Взброс
22,8	1,1	0,25	2,0	14	0,9	0,6	Надвиг
22,9	1,0	-	-	11	-	-	Нормальный сброс
24,0	0,3	-	-	5	-	-	Пологий сброс со сдвигом
22,8	1,0	0,6	3,0	10	0,7	1,3	Взброс
22,8	1,2	0,14	2,0	16	1,2	0,4	Взбросо-сдвиг
26,0	0,16	0,07	0,4	50	1,1	0,8	Нормальный сброс
23,9	0,9	-	-	100	-	-	Пологий сброс со сдвигом
23,0	0,8	0,23	2,2	10	1,0	1,0	Нормальный сброс
23,6	0,55	0,3	1,4	17	0,6	1,2	Сдвиго-надвиг
25,1	0,25	0,11	0,35	60	0,5	0,6	Надвиг
23,7	0,24	0,12	0,35	17	0,5	0,6	Надвиг
22,2	1,0	0,23	1,5	3	0,8	0,4	Сдвиго-надвиг
22,1	1,3	0,3	1,8	5	0,8	0,4	Взброс
21,1	2,1	-	-	2	-	-	Нормальный сброс
22,9	0,8	0,3	2,2	8	0,9	1,0	Сдвиго-надвиг
23,4	1,2	0,3	2,5	70	1,0	0,8	Сдвиго-надвиг
24,1	0,35	0,18	1,2	10	0,8	1,2	Взбросо-сдвиг
23,4	1,0	0,3	1,8	70	0,8	0,5	Взброс
23,9	0,33	-	-	8	-	-	Сдвиго-надвиг
23,1	0,6	0,26	1,2	8	0,7	0,8	Надвиг
22,4	1,1	0,12	3	8	1,3	0,6	Взброс
23,1	1,1	-	-	25	-	-	Пологий сброс со сдвигом
24,0	0,32	-	-	7	-	-	Пологий сброс со сдвигом
22,0	1,4	-	-	4,5	-	-	Пологий сброс со сдвигом
21,8	1,4	-	-	4,0	-	-	Пологий сброс со сдвигом
21,8	2,4	-	-	16	-	-	Сброс
22,4	1,0	-	-	4,0	-	-	Пологий сброс со сдвигом

смического момента ($\lg M_0$), угловых частот (f_0, f_1, f_2) и сброшенного напряжения $\Delta \sigma$. Использовались еще две характеристики спектров - ширина (N) и крутизна (π) переходного участка [2]. Для сбросов ширина переходного участка $N = \lg(f_2/f_1)$ в среднем равна 0,2, для взбросов - 0,7. Крутизна переходной части находилась по формуле

$$\pi = \frac{\lg M_0 - \lg M(f_2)}{\lg f_2 - \lg f_1}.$$



Гис. 4. График зависимости $H_z(M)$ для землетрясений с разным типом подвижки в очаге: а - нормальный сброс, б - пологий сброс со сдвигом, в - сброс и сбросо-сдвиг, г - надвиг, д - сдвига-надвиг, е - взброс и взбросо-сдвиг, ж - совмещенный график $H_z(M)$. Прямые линии на каждом графике - средние значения сводного (ж).

Для сопоставления типа подвижки в очаге со спектральными параметрами $H_z(M)$ и $T(M)$ мы разбили все имеющиеся землетрясения на 6 групп: а) нормальный сброс; б) пологий сброс со сдвигом; в) сброс и сбросо-сдвиг; г) надвиг; д) сдвиг-надвиг; е) взброс и взбросо-сдвиг. На рис. 4 представлены графики $H_z(M)$ для каждой группы. Прямая линия на каждом графике - осредняющая сводных данных (рис. 4ж) Средние значения отклонений экспериментальных точек от центральной линии для каждой выделенной группы даны в табл. 3.

Таблица 3

Тип подвижки	$\Delta I_z H_z$	$\Delta I_z H_z$
Нормальный сброс	$+0,20 \pm 0,12$	$+0,12 \pm 0,12$
Пологий сброс со сдвигом	$+0,12 \pm 0,12$	
Сброс и сбросо-сдвиг	$+0,03 \pm 0,12$	
Надвиг	$-0,04 \pm 0,10$	$-0,12 \pm 0,12$
Сдвиг и сдвиг-надвиг	$-0,13 \pm 0,14$	
Взброс и взбросо-сдвиг	$-0,22 \pm 0,06$	

Самыми низкочастотными являются землетрясения типа нормальный сброс. Наиболее высокочастотные - землетрясения взбросового типа. В самостоятельную группу выделяются сдвиг-надвиги. Они занимают промежуточное положение между двумя вышеупомянутыми и ведут себя по-разному, по-видимому, в зависимости от величины сдвиговой составляющей. Остальные группы либо представлены малочисленными данными, либо близки к одной из выделенных групп. Эксперимент показал, что подобная классификация для поставленных целей слишком детальна и поэтому мы остановились на двух основных типах - взбросе и сбросе. Мы объединили графики в один сводный, обозначив одинаково (незалитый кружок) все землетрясения сбросового типа, из взбросовых выделили надвиги и сдвиг-надвиги. Средние значения $\Delta I_z H_z$ для двух основных групп (взброс и сброс) даны в табл. 3.

Оказалось, что и видимые на записи периоды колебаний в коде $T_{СКМ}$, $T_{СКД}$ зависят от типа подвижки в очаге (рис. 5). В качестве численной характеристики использовались средние значения отклонений периодов от центральной линии (табл. 4).

Распределение числа землетрясений по величинам $\Delta I_z H_z$, $\Delta I_z T(СКМ)$ и $\Delta I_z T(СКД)$ в зависимости от типа подвижки для двух объединенных групп - взбросов и сбросов - показано на рис. 6.

Таким образом, мы подтвердили вывод предыдущих исследователей [2, II, 12 и др.] о том, что тип подвижки в очаге оказы-

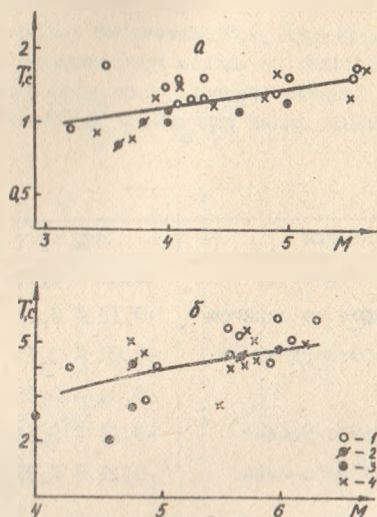


Рис. 5. Зависимость периодов колебаний коды от магнитуды для землетрясений с разным типом подвижки в очаге: а-по записям приборами СКМ, средняя величина периода $T=1,4$ с при $M=5$; б-по записям приборами СКД, $T=4$ с при $M=5$. 1-нормальный сброс, пологий сброс со сдвигом, сброс и сбросо-сдвиг, 2-взброс и взбросо-сдвиг, 3-надвиг, 4-сдвиго-надвиг.

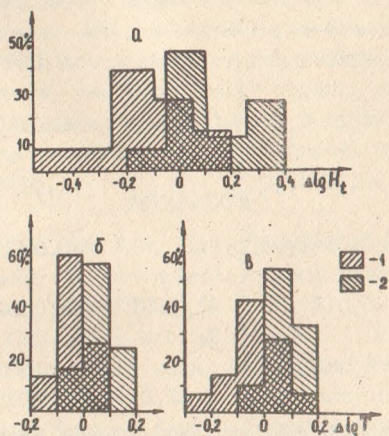


Рис. 6. Распределение числа землетрясений: а-по величине $\Delta \lg H_x$ (I-взбросового типа, $n=22$; 2-сбросового, $n=24$); б-по величине $\Delta \lg T$ - записи приборов СКМ (I-взбросового типа, $n=15$, 2-сбросового, $n=12$); в-по величине $\Delta \lg T$ - записи приборов СКД (I-взбросового типа, $n=14$, 2-сбросового, $n=9$).

Таблица 4

Тип подвижки в очаге	СКМ ($t=200c$), $T_{cp}=1,4c$ при $M=5$		СКД ($t=300c$), $T_{cp}=4c$ при $M=5$	
	$\Delta \lg T$	$\overline{\Delta \lg T}$	$\Delta \lg T$	$\overline{\Delta \lg T}$
Нормальный сброс	$+0,05 \pm 0,04$	$+0,05 \pm 0,05$	$+0,07 \pm 0,04$	$+0,05 \pm 0,06$
Пологий сброс со сдвигом	$+0,07 \pm 0,09$		$+0,07 \pm 0,04$	
Сброс и сбросо-сдвиг	$+0,025 \pm 0,04$		$+0,01 \pm 0,08$	
Надвиг	$-0,09 \pm 0,04$	$-0,03 \pm 0,05$	$+0,02 \pm 0,03$	$-0,03 \pm 0,07$
Сдвиго-надвиг	$-0,01 \pm 0,06$		$+0,006 \pm 0,08$	
Взброс и взбросо-сдвиг	$-0,05 \pm 0,015$		$-0,10 \pm 0,07$	

вает существенное влияние на спектральный состав очагового излучения: взбросы более высокочастотны по сравнению со сбросами. Удобным и чувствительным параметром для изучения спектральных особенностей землетрясений оказалась сейсмическая кода. Полагают, что одна из причин этого явления заключается в особенностях напряженного состояния среды, вызывающего определенный тип подвижки. Взбросы происходят под действием преобладающего близгоризонтального сжатия при максимальном трении на разрыве и увеличении уровня высокочастотной части спектра; сбросы - в условиях преобладающего близгоризонтального растяжения с меньшим трением на разрыве [12].

Увеличение уровня высокочастотных колебаний может быть обусловлено наличием барьеров и других препятствий вдоль плоскости разрыва. Теоретическая барьерная модель очага [13] была подтверждена серией опытов на образцах с гладким и неоднородным разрывом [14, 15]. В случае гладкого разрыва излучается низкочастотный импульс небольшой амплитуды. Огибающая спектра имеет простую форму, состоящую из плоской части на низких

частотах и высокочастотного склона. Излучение неоднородного разрыва более высокочастотное. Спектр состоит из трех прямых: между плоской частью и высокочастотным склоном появляется переходная зона.

Полученные результаты можно использовать для задач сейсморайонирования. Выделяя очаговые зоны с преобладающим типом подвижки, мы можем более обоснованно судить о спектральном составе будущих землетрясений. Они также могут служить дополнительным критерием при установлении типа подвижки в случаях, когда при решении этой задачи возникает неопределенность ответа.

ЛИТЕРАТУРА

1. РАУТИАН Т.Г., ХАЛТУРИН В.И. Спектральные свойства коды местных землетрясений как инструмент исследования очагового излучения. - ДАН СССР, 1976, № 3.
2. РАУТИАН Т.Г., ХАЛТУРИН В.И., ЗАКИРОВ М.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981.
3. ШКЛЯР Г.П., ГОЛУБЯТНИКОВ В.Л. и др. Каталог механизмов очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана ($K > 10$) за 1979 г. - В кн.: Землетрясения Средней Азии и Казахстана 1979. Душанбе: Дониш, 1981.
4. ШКЛЯР Г.П., ГОЛУБЯТНИКОВ В.Л. и др. Каталог механизмов очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана 1980. Душанбе: Дониш, 1982.
5. ШИРОКОВА Е.И. Параметры очагов Маркансуйского землетрясения и его афтершоков. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1981, №1.
6. БЕЛЕНОВИЧ Т.Я. Сеймотектоническая деформация и некоторые временные особенности сейсмичности территории Киргизии. - Канд. дисс. Фрунзе, 1983.
7. ЗЕМЦОВА А.Г. Сейсмические кода-волны и оценка магнитуд землетрясений Киргизии. - В кн.: Методы и результаты исследования сейсмоактивных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982.
8. ГАНТНУС А.А., ВЕРМИШЕВА Л.Ю. Применение типизации подвижек в очагах землетрясений для решения сеймотектонических задач. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 3.
9. ХАЛТУРИН В.И., ЗЕМЦОВА А.Г. Огибающие кода-волн землетря-

- сений Киргизии и оценка добротности среды. - В кн.: Геофизические исследования сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983.
10. АБРАМОВА И.Б. Изучение спектров землетрясений Киргизии. - В кн.: Строение земной коры и сейсмичность северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978.
11. МАРТЫНОВ В.Г., МОЛНАР П., РАУТИАН Т.Г., ХАЛТУРИН В.И. Предварительные результаты исследования спектров землетрясений гармского района в свете проблемы прогноза сильных землетрясений./Сб. советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе-Москва, 1976, т. I, кн. I.
12. КОПНИЧЕВ Ю.Ф., НЕРСЕСОВ И.Л., МЕДВЕДЕВА Е.В. Некогерентное излучение сильных землетрясений с различными механизмами очагов. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 6.
13. *DAS S., AKI K. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. - J. Geophys. Res., 1977, 82, n36.*
14. ВИНОГРАДОВ С.Д. Влияние неоднородности поверхности разрыва на излучение упругих волн. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № I.
15. ВИНОГРАДОВ С.Д. Условия на разрыве и спектры излучаемых им волн. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1982, № IO.

Л.Р.Кригер

О ВЛИЯНИИ ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ МИГРАЦИИ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВОЗНИКНОВЕНИЕ СИЛЬНЫХ

Вопросам миграции землетрясений посвящено большое число работ советских и зарубежных авторов [1-5]. Установлено, что эпицентры как сильных ($M \geq 6$) [3], так и слабых ($K \geq 7$) [4-6] землетрясений мигрируют. Как правило, под миграцией землетрясения понимается перемещение эпицентров в некоторой эпицентральной зоне из одной точки в другую.

Район исследования включает в себя Чуйскую и Иссык-Кульскую впадины и их горные обрамления. В работе использованы эпицентры землетрясений, полученные по инструментальным данным с

К > II за 1929-1979 гг., кроме того, для района Чуйской впадины рассматривались землетрясения с К > 7 за период детальных наблюдений (1968-1980 гг.). На рис. 1 представлена карта эпицентров землетрясений с К > II. По пространственным распределениям эпицентров землетрясений весь район можно разбить на шесть эпицентральных зон (на рис. 1 они отмечены римскими цифрами). Наибольший интерес представляет II эпицентральная зона - именно здесь произошли такие разрушительные землетрясения, как Верненское 1887 г., Чиликское 1890, Кеминское 1911 и Жаланаш-Тыпское 1978г.

Для каждой из зон построены пространственно-временные схемы хода сейсмичности, на оси ординат которых откладывалось время, а на оси абсцисс - одна из географических координат (в данном случае долгота). В результате анализа схемы было выявлено, что весь сейсмический процесс можно разделить на периоды активизации и затишья. В качестве примера рассмотрим II эпицентральную зону. На рис. 2 представлена пространственно-временная схема, построенная для этой зоны. Согласно этой схеме сейсмический процесс во II зоне делится на два периода активизации и два периода затишья. В табл. 1 показаны общее число землетрясений, происшедших в каждый период и в среднем за год, а также сумма выделявшейся энергии за эти сроки.

Таблица 1

Годы	ΣN	$N_{\text{ср}}$	$\Sigma E_{\text{дх}}$	$E_{\text{ср, дх}}$
1928-1939 12	15	1,25	$2535 \cdot 10^{11}$	$211 \cdot 10^{11}$
1940-1944 5	-	-	-	-
1945-1959 15	23	1,54	$77 \cdot 10^{11}$	$3.35 \cdot 10^{11}$
1960-1978 19	13	0,68	$31 \cdot 10^{11}$	$1,640^{11}$

Из таблицы видно, что длительность обоих периодов активизации приблизительно одинакова, длительность же периодов затишья сильно отличается: первый период составляет 5 лет, а второй - 19

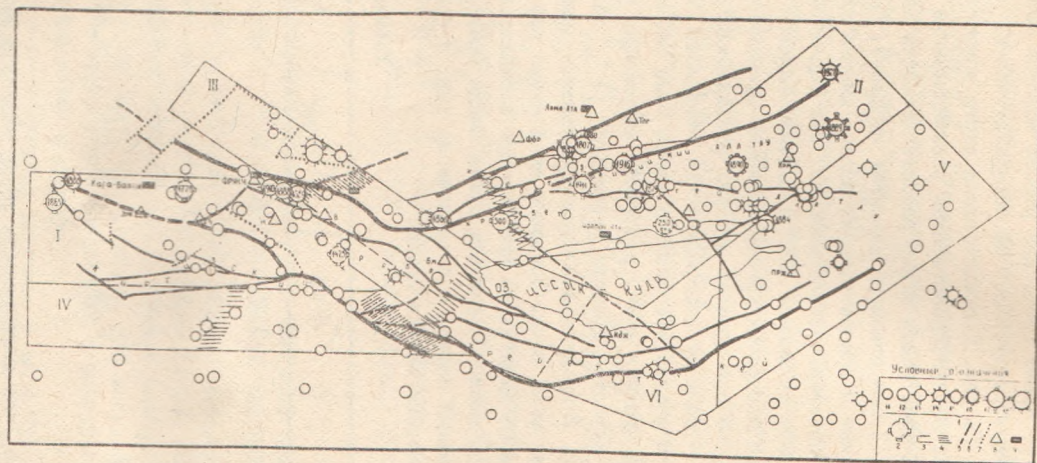


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с $K \geq II$ с 1885 по 1979 гг.:
 1-энергетический класс землетрясений; 2-древние землетрясения; 3-границы зон; 4-границы участков; 5-межглыбовые разломы; 6-межблоковые разломы; 7-внутриблоковые разломы; 8-сейсмостанции; 9-населенные пункты.

и завершается Жаланаш-Топским землетрясением с $K=15$. Общее количество энергии, выделившейся за этот срок, равно $31 \cdot 10^{11}$ дж, т.е. приблизительно $1,6 \cdot 10^{11}$ дж в год. По-видимому, выделялась небольшая доля энергии, а остальная накапливалась и высвобождалась в виде землетрясения с $M=6,6$. Покажем, как менялось место расположения эпицентров землетрясений с $K=11-12$ относительно его очага.

Первый период активизации начинается в краевой восточной части зоны, следующий перемещается в западную часть, затем опять на восток и т.д. Последнее землетрясение в этот период произошло в центральной части зоны. Поскольку зоны, как правило, представляют собой вытянутые вдоль структур полосы, то миграция очагов землетрясений рассматривалась в виде перемещения вдоль некоторой прямой. (На рис. 2 направление перемещения эпицентра обозначено стрелкой). Второй период активизации начинается землетрясением I_2 энергетического класса, расположенным в краевой западной части зоны. Интересно отметить, что и в первый активный период, и во второй активна вся зона. Эпицентры быстро мигрируют из одной части зоны в другую, вовлекая в сейсмический процесс всю зону. Однако во второй половине второго активного периода работает только центральная часть зоны, т.е. амплитуда миграции резко уменьшается. Завершается второй активный период также в центральной части зоны. Наступает период затишья, который завершается Жаланаш-Топским землетрясением. На рис. 3 показаны графики изменения амплитуды миграции землетрясений с $K=11-12$ перед сильными. Несмотря на то, что ряд точек имеет довольно большой разброс, в целом наблюдается тенденция уменьшения амплитуды миграции, другими словами, расстояние между рассматриваемым эпицентром и предыдущим больше, чем между этим же эпицентром и последующим за ним. С точки зрения модельных исследований можно предположить, что происходит стягивание трещин к месту возникновения магистрального разрыва [7]. Вместе с тем, время между возникновением двух соседних эпицентров увеличивается, что приводит к уменьшению скорости миграции. Следовательно, перед возникновением сильного землетрясения ($K=15$) скорость миграции землетрясений с $K=11-12$ уменьшается. Под скоростью ми-

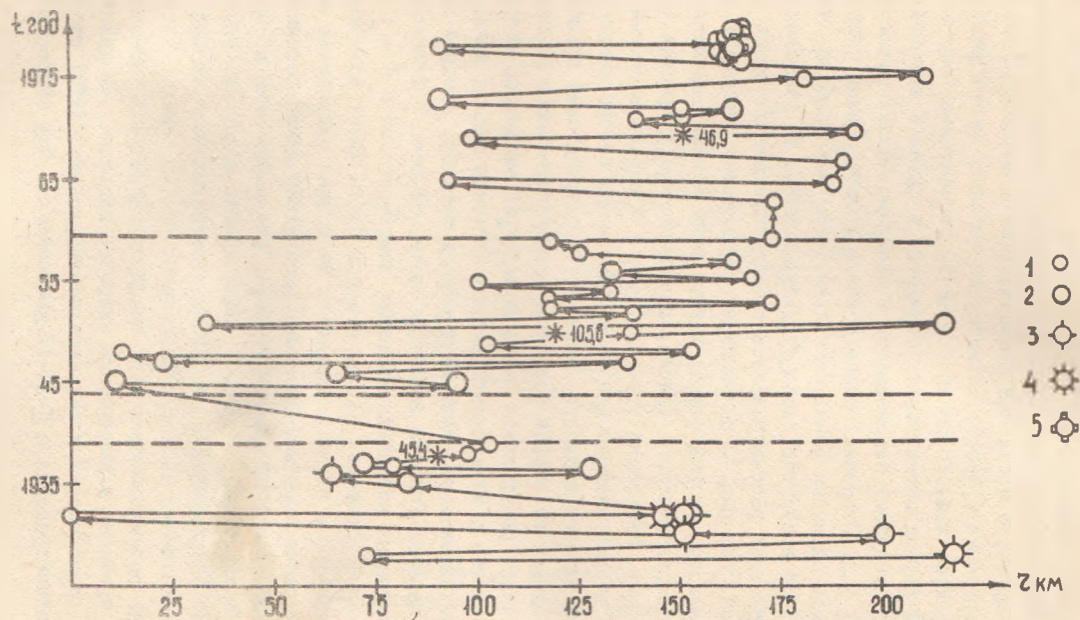


Рис. 2. Пространственно-временная схема распределения землетрясений с $K \geq II$ за 1929-1979 гг. Энергетический класс землетрясений K : 1-II; 2-II; 3-III; 4-IV; 5-V.

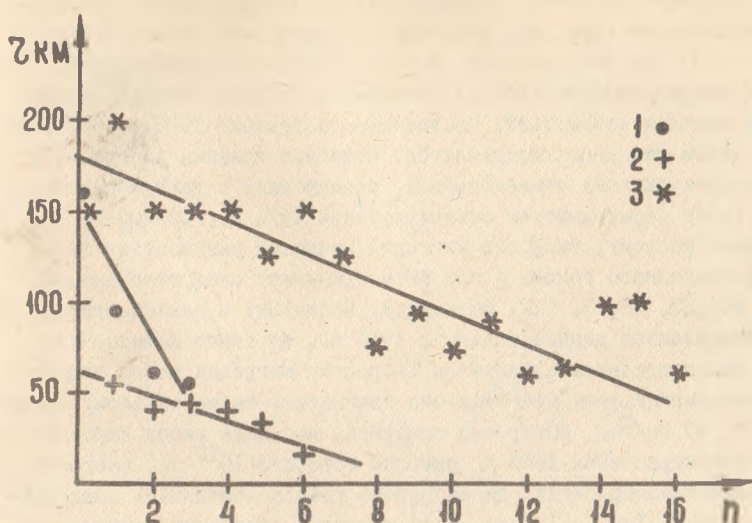


Рис. 3. Графики изменения амплитуды миграции землетрясений с K=II-12 перед: 1-Сарыкамьшским; 2-Барскаунским; 3-Жаланащ-Топским.

грации эпицентров следует понимать величину, равную отношению расстояния между двумя соседними эпицентрами к промежутку времени между ними. В табл. 2 показано изменение скорости миграции землетрясений с K=II-12 перед Жаланащ-Топским землетрясением.

Таблица 2

№ землетр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Год возникн.	1965	1966	1969	1971	1972	1973	1975	1976	1977	1978
Миграция, км/год	80	95	90	90	55	10	60	45	30	57

Согласно табличным данным построены графики изменения скорости миграции (рис. 4). Из графиков видно, что после 1966 г., т.е. за 15 лет до основного толчка скорость миграции землетрясений II-12 энергетических классов уменьшается и лишь непосредственно перед толчком возрастает. Исключение составляют 1973 и 1975 гг., но в целом тенденция сохраняется. Подобные графики построены и для других сильных землетрясений, происшедших в данном районе.

Перед Сарыкамьшским землетрясением 1970 г., равным по силе Жаланаш-Тюпскому, скорость миграции начинает уменьшаться за 15 лет до основного толчка и при этом принимает следующие значения: 39, 25, 20, 7, 0,2, 60 км/год. Поскольку в данной статье рассматриваются данные только с 1929 г., то перед Кемино-Чуйским землетрясением следить за скоростью миграции можно лишь в течение девяти лет, при этом она изменяется таким образом: 137, 55, 20, 25 км/год. Интересно отметить, что даже перед Барскаунским землетрясением 1965 г., энергия которого 10^{13} дж, скорость миграции землетрясений одиннадцатого класса изменялась аналогичным образом. Так, с 1955 г. были получены следующие данные: 44,5, 40, 32,5, 23, 23,9, 22 км/год. В 1965 г. происходит землетрясение с $K=13$, после которого начинается затишье, завершившееся двумя землетрясениями с интервалом в 1 год с энергетическими классами 13,5 и 13,8. Скорость миграции перед первым из них принимала такие значения: 32,5, 4,7, 5,8, 5 км/год.

Сравнивая ход кривых на графиках, можно видеть, что все они принимают бухтообразную форму за исключением Жаланаш-Тюпского землетрясения, для которого две точки лежат вне графика. Однако, если провести среднюю кривую, то она также примет форму бухты. Таким образом, если время, в течение которого скорость миграции землетрясений II-12 энергетических классов уменьшается, принять за время подготовки более сильных землетрясений, то мы получим значения, которые приведены в табл. 3.

Как видно из таблицы, для землетрясений с $K=15$ скорость миграции изменяется примерно за 15 лет. Для Барскаунских землетрясений с $K=13-14$ картина несколько сложнее: перед землетрясением 1965 г. скорость миграции начала изменяться за 10 лет до основ-

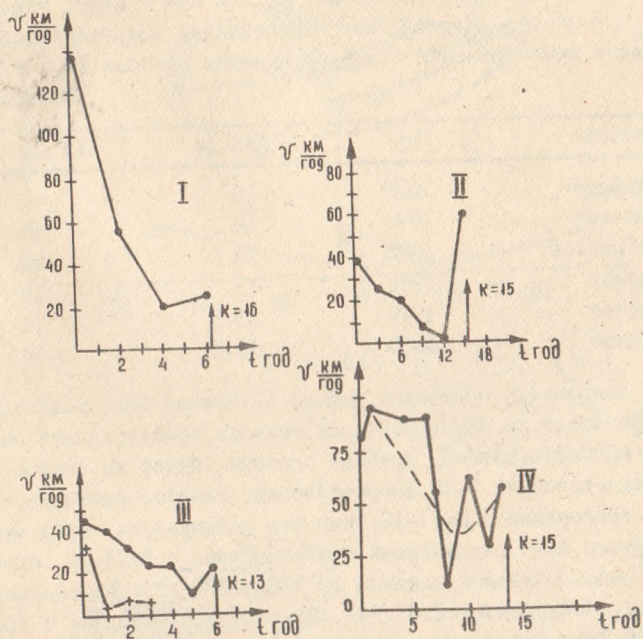


Рис. 4. Графики изменения скорости миграции землетрясений с $K=II-12$ перед сильными ($K \geq 13$): I-Кемино-Чуйское; II-Сарыкамышское; III-Барскаунские; IV-Жаланащ-Топское.

ного толчка, а перед землетрясениями 1979 и 1980 гг. - за 14 лет, т.е. в течение примерно такого же времени как и перед землетрясениями с $K=15$. По-видимому, вся накопившаяся энергия выделилась в виде двух землетрясений с энергетическим классом 13,5 и 13,8.

Таблица 3

Землетрясение	Год	$K = \lg E, \text{дж}$	$\Delta t, \text{лет}$
Кемино-Чуйское	1938	16	?
Сарыкамьшское	1970	15	15
Жаланаш-Тыпское	1978	15	13
Барскаунское	1965	13	10
Барскаунское	1979	13,5	14
Барскаунское	1980	13,8	14

При выполнении настоящей работы интересно было установить, распространяется ли полученная для сильных землетрясений закономерность на более слабые, другими словами, будет ли скорость миграции землетрясений 7-10 энергетических классов изменяться перед землетрясениями с $K=11-12$, как это наблюдалось перед сильными. Для этого были рассмотрены землетрясения с $K=11-12$, происшедшие в районе Чуйской впадины за 1968-1979 гг.: Шамсинское (27.10.82), Кочкорское (2.07.74), Юрьевское (14.05.78) и Аральское (1.06.78). Все они расположены в разных местах Чуйской впадины. За область и время подготовки были приняты параметры, полученные З.А.Меджитовой по аномальным значениям отношения скоростей продольных и поперечных волн [8,9]. Скорость миграции рассматривалась у землетрясений, происшедших в этой области в период подготовки. В табл. 4 приведены значения скоростей миграции землетрясений 7-10 энергетических классов перед землетрясением с $K=11-12$, а на рис. 5 а, б показаны графики изменения скоростей миграции для Шамсинского 1972 г. и Аральского 1978 г. землетрясений.

Энергетический класс представленных землетрясений равен 12. Стрелками на рисунках показано перемещение эпицентров.

За период подготовки перед Шамсинским землетрясением произошло 17 толчков с $K=7-9$. Как видно из рисунка 5а, вначале эпи-

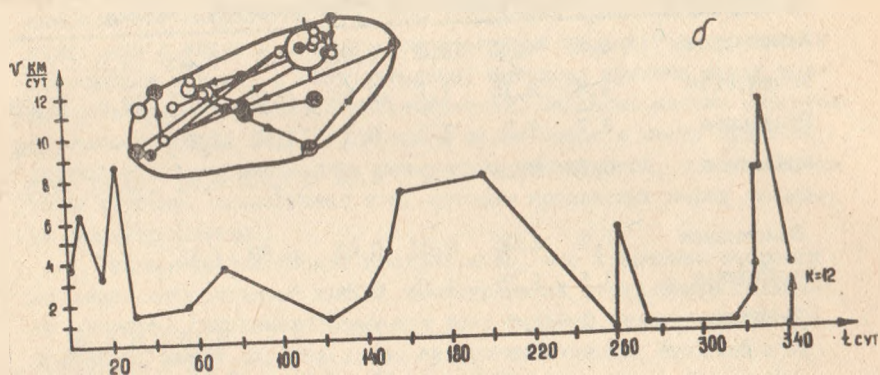
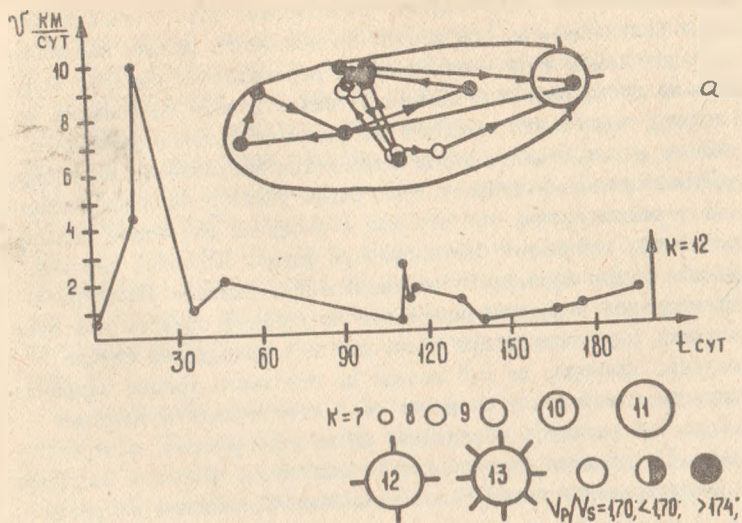


Рис. 5. а-графики изменения амплитуды миграции слабых землетрясений ($K=7-9$) перед Шамсинским землетрясением в области подготовки, выделенной по изменению отношения скоростей V_p/V_s З.А.Меджитовой; б-графики изменения амплитуды миграции слабых землетрясений ($K=7-9$) перед Аральским землетрясением.

центры перемещались вдоль области подготовки, т.е. с запада на восток, в дальнейшем за три месяца до основного толчка направление миграции изменилось — очаги стали перемещаться поперек зоны, с севера на юг и, наконец, основной толчок возник на востоке зоны. В период подготовки скорость миграции постепенно уменьшается и только в тот момент, когда изменяется направление миграции, ход графика изменения скоростей миграции также несколько искажается, но в общем график так же, как и в случае для более сильных землетрясений, принимает бухтообразную форму. Подобная картина наблюдалась и для Аральского землетрясения. Вначале землетрясения перемещались в направлении с юга на север в области подготовки, скорость перемещения при этом, как и в предыдущем случае, уменьшалась. Примерно за 3,5 месяца до основного толчка направление миграции изменяется, скорость её в этот момент возрастает (от 0,2 до 0,6 км/сут), после чего снова уменьшается, т.е. опять наблюдается тенденция бухтообразного изменения скорости миграции слабых землетрясений перед более сильными. Увеличение скорости

Таблица 4

Землетрясение	Скорости миграции землетрясений, км/год								
Шамсинское	0,6	4,45	10,0	0,92	2,0	0,35	2,5	1,2	
Кочкорское	1,35	2,15	1,1	13,25	0,83	0,77	12,5	0,28	
Дрьевское	3,7	6,3	3,2	8,6	1,4	1,8	—	0,36	
Аральское	0,18	0,16	2,2	0,69	0,015	0,61	0,41	7,5	
Шамсинское	1,5	1,06	0,31	0,61	0,83	1,35			
Кочкорское	0,1	1,15	0,15	0,24					
Дрьевское	1,0	2,1	4,2	7,0	7,7	0,16	5,0	0,38	
Дрьевское	0,43	1,78	3,0	7,7	7,7				

миграции слабых землетрясений с изменением её направления было отмечено перед всеми землетрясениями II-го и I2-го классов. При модельных исследованиях трещинообразования Журковым и др. [10] было установлено, что иногда скорость образования трещин резко возрастает. Они считают, что скорость образования трещин увеличивается в некоторой области нагруженного образца, оказавшейся "по некоторым причинам в особом положении". Возможно, что землетрясения, которые изменили направление миграции, наблюдаются там, где напряженное состояние среды несколько больше, чем в окружающем пространстве, за счет чего и отмечается незначительное увеличение скорости миграции. Однако, так как разница в напряжениях небольшая, изменение скорости миграции также незначительно.

Поскольку напряжения в земной коре накапливаются очень медленно, то при помощи модели трещинообразования, по-видимому, можно объяснить и изменение скорости миграции слабых землетрясений перед более сильными. Из [10] следует, что при малых скоростях нагружения образца незадолго до образования макроразрыва скорость накопления трещин падает, а затем вновь резко возрастает. Уменьшение скорости накопления трещин приводит к тому, что в единице объема в определенный промежуток времени их происходит меньше, а следовательно, интервал времени между каждой последующей трещиной увеличивается. Согласно модели подготовки землетрясений ЛНГ[II], трещины стягиваются к месту будущего разрыва, значит, расстояние между ними уменьшается, т.е. наблюдается картина, аналогичная той, которая происходит перед сильными землетрясениями.

Таким образом, можно предположить, что изменение скорости миграции относительно слабых землетрясений перед более сильными является закономерностью для всех сильных землетрясений и, вероятно, может служить одним из прогностических признаков их возникновения.

ЛИТЕРАТУРА

1. БОТ М. Прогноз землетрясений. - В кн.: Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968.
2. MOHR P.A. Relationships between recent Middle East and African earthquakes. - *Nature*, 1969, 223, N5208.
3. БУНЭ В.И. О миграции очагов сильных землетрясений в пределах Южно-Тянь-Шаньской зоны. Сейсмический режим. - В кн.: Материалы Первого Всесоюзного симпозиума 12-17 декабря 1966г. Душанбе: Дониш, 1969.
4. ГАЙСКИЙ В.И., МИХАЙЛОВА Р.С. Исследования некоторых свойств сейсмического процесса по слабым землетрясениям. - В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971.
5. КРИГЕР Л.Р. К вопросу о пространственно-временных закономерностях сейсмичности горного обрамления озера Иссык-Куль. - В кн.: Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978.
6. ГРИН В.П. Об изменении сейсмичности во времени на территории Чуйской впадины. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1976, №6.
7. МЯЧКИН В.И., КОСТРОВ Б.В., СОБОЛЕВ Г.А., ШАМИНА О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. - В кн.: Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975.
8. МЕДЖИТОВА З.А. Изучение пространственно-временного распределения величины отношения скоростей V_p/V_s в Чуйской впадине и её горном обрамлении. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 10.
9. МЕДЖИТОВА З.А. Пространственно-временное распределение отношения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн на территории Чуйской впадины и её горного обрамления. - В кн.: Строение земной коры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978.
10. ДУРКОВ С.Н., КУКСЕНКО В.С., ПЕТРОВ В.А., САВЕЛЬЕВ В.Н., СУЛТАНОВ У.С. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел. - В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.

II. БРЕЙС В.Ф., МЯЧКИН В.И., ДИТРИХ Дж.Х., СОБОЛЕВ Г.А. Две модели объяснения предвестников землетрясений. - В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976, т. I, кн. 2.

К.Д. Джанузаков, Т.Я. Беленович, А.Г. Земцова, Р. Шукурова
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 6 МАЯ 1982 г.
И ЕГО АФТЕРШОКОВ

6 мая 1982 г. к востоку от поселка Баткен в 15 ч 42 мин по Гринвичу произошло землетрясение с энергетическим классом $K=14,4$ ($M=5,7$). Динамические параметры очага определены по ЧИСС-спектру коды [I] с использованием материала частотно-избирательной станции Суфикурган:

1) логарифм сейсмического момента, численно равный уровню плоской части очагового спектра - $\lg M_0 = 24,2$ дин см;

2) угловые частоты, ограничивающие переходную часть спектра - $f_1 = 0,32$ гц, $f_2 = 2,2$ гц;

3) угловая частота - абсцисса пересечения плоской и высоко-частотной части спектра - $f_0 = 0,8$ гц;

4) величина сброшенного напряжения $\Delta\sigma = 140$ бар. В эпицентральной зоне исследуемого землетрясения интенсивность сотрясений достигала 7 баллов по шкале MS K-64.

Для определения координат эпицентра были использованы данные 32 сейсмических станций Средней Азии и Казахстана. При инструментальной обработке землетрясения по близким сейсмическим станциям на эпицентральных расстояниях до 200 км рассматривались только вступления волн $\bar{P}$. Из-за сильного размаха колебаний вступления волн S определить не удалось, в связи с чем график Вадати построен всего по трем точкам. Данные $(V_p/V_s =$

$1,74$; $t_0 = 15^h 42^m 20,8^s$), полученные при таком построении, естественно, вызывают некоторые сомнения. Обработка землетрясения методом засечек с использованием двух годографов (для Ферганской впадины и её горного обрамления) и годографа Е.А. Розовой для Средней Азии позволила уточнить результаты.

С помощью Ферганского годографа [2] нами получены следую-

щие кинематические характеристики землетрясения: $\varphi = 40^{\circ}10' \text{с.ш.}$; $\lambda = 71^{\circ}33' \text{в.д.}$; $t_0 = 15^{\text{h}}42^{\text{m}}20,9^{\text{s}}$; $h = 15-20 \text{ км}$; $K=14,4$. Погрешность в определении t_0 составила $\pm 0,5 \text{ с}$, засечки получены с разбросом $\pm 10 \text{ км}$. Результаты обработки годографом Е.А.Розовой [3]: $\varphi = 40^{\circ}06' \text{с.ш.}$; $\lambda = 71^{\circ}38' \text{в.д.}$; $t_0 = 15^{\text{h}}42^{\text{m}}19,0^{\text{s}}$. Погрешность в определении t_0 $\pm 1,2 \text{ с}$, засечки получены с разбросом $\pm 15 \text{ км}$.

Сравнение результатов обработки двумя годографами показывает, что координаты эпицентров землетрясений расходятся на 12 км ; разница в t_0 равна $1,9 \text{ с}$.

Из сопоставления значений t_0 , полученного при двух построениях методом засечек, с его значением из графика Вадати видно, что последнее совпадает со значением, полученным при обработке землетрясения Ферганским годографом. Следовательно, годограф Е.А.Розовой для Средней Азии можно использовать лишь в тех случаях, когда нет другого, более детального годографа.

Определение механизма очага землетрясения и шести его афтершоков проводилось по методике А.В.Введенской [4], углы выхода луча из очага построены с учетом скоростного разреза Х.Атабаева для Ферганской впадины и её горного обрамления [2] и представлены Л.М.Матасовой. Результаты определений получены в региональной Среднеазиатской группе обработки с использованием данных о знаках первых смещений Р волн 43 сейсмических станций Средней Азии и Казахстана для основного толчка 6 мая 1982 г. и не менее 20 станций для последующих афтершоков.

На рис. 1 изображены сводные схемы определений механизмов очагов (простирающие и падающие две плоскости разрывов) основного толчка (пунктирные линии) первых двух (а) и последующих (3,4), (5,6) афтершоков (рис. 1 б, в). Из рисунков видно, что простирающие и падающие второй наиболее вероятной плоскости разрыва основного толчка совпадают (в пределах погрешности построения) с её простирающими и падающими у последующих шести афтершоков. Азимут простирающей наиболее вероятной плоскости 113° , угол с горизонталью 36° , падение плоскости к юго-западу.

На примере исследований Исфара-Баткенского, Хайдарканского, Жаланаш-Тюпского, Даравт-Курганского, Барскаунско-

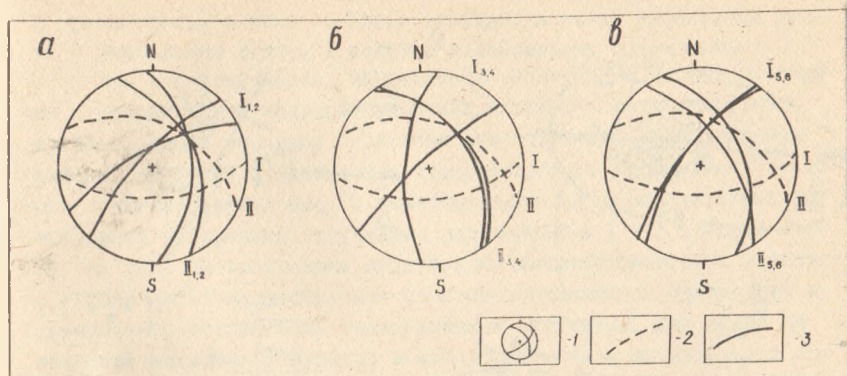


Рис. 1. Механизм очагов основного толчка и шести повторных афтершоков. I – верхняя полусфера сетки Вульфа (механизм очагов); 2 – простираание и падение двух (I, II) плоскостей разрывов землетрясения 6 мая 1982 г.; 3 – то же для шести повторных афтершоков, $I_{1,2}$ ($II_{1,2}$) и т.д. обозначают азимут простираания первой (второй) наиболее вероятной плоскости разрыва для I, 2 (а), 3, 4 (б), 5, 6 (в) афтершоков.

го и Каджисайского землетрясений, произошедших в различных сейсмогенных зонах Киргизии, выявлено, что населенные пункты, в которых отмечен наибольший балл (данные макросейсмических исследований), территориально совпадают с участками максимальных сотрясений, выделенных по данным определений механизмов очагов. В [5] представлена карта районирования территории Киргизии по направлению векторов максимального движения горных масс и отмечено, что разнонаправленность векторов, вероятнее всего, связана с простираанием современных структур нового плана. В связи с этим в настоящей статье мы попытались проанализировать полученные результаты по землетрясению 6 мая 1982 г. согласно подходу, описанному ранее. На рис. 2а показаны простираание макросейсмических изосейст, геологических структур, двух плоскостей разрывов

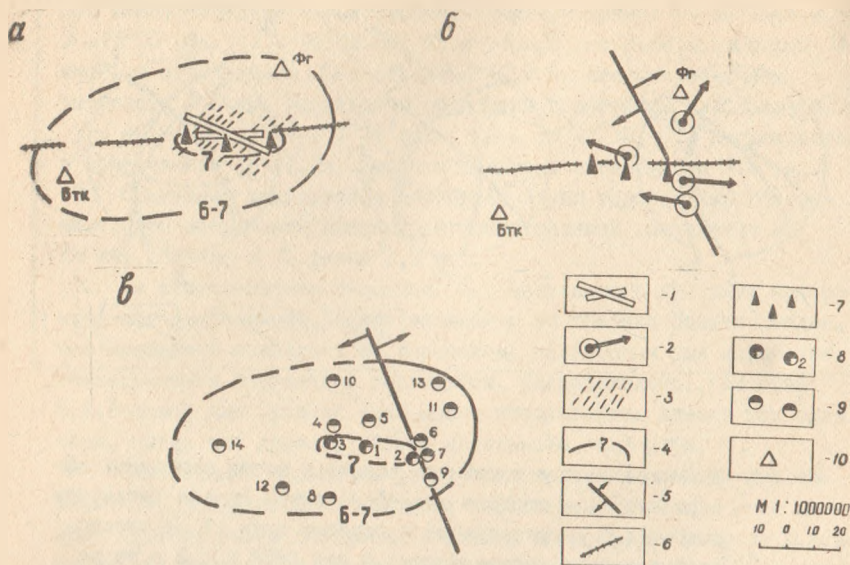


Рис. 2. Сводная схема распределения плоскостей разрывов, макросейсмических изосейст (а), векторов смещений горных масс (б), участков максимальных сотрясений и населенных пунктов наибольшей балльности в эпицентральной зоне землетрясения 6 мая 1982 г. (в). 1 - простирание двух плоскостей разрывов основного толчка; 2 - направления векторов смещений горных масс у землетрясений, произошедших в плейстосейстовой зоне исследуемого землетрясения; 3 - участок возможных максимальных сотрясений, выделенных по данным определений механизмов очагов [5]; 4 - простирание макросейсмических изосейст (цифры показывают величину балльности); 5 - граница, разделяющая участки с различным направлением векторов смещений (стрелки указывают направления смещений в очагах землетрясений по обе стороны от границы); 6 - простирание геологических структур; 7 - населенные пункты, в которых при землетрясении отмечены максимальные сотрясения; 8 - пункты с сотрясением 7 баллов; 9 - 6 баллов; 10 - сейсмические станции Баткен, Фергана.

в эпицентральной зоне основного толчка, а также населенные пункты с наибольшим баллом и участки максимальных сотрясений.

Как уже отмечалось, направления векторов не всегда совпадают с простиранием макросейсмических изосейст, вытянутых, как правило, вдоль основных геологических структур. В исследуемом районе (рис. 2б) отмечено два противоположных направления векторов движений горных масс у землетрясений $K \geq 10$ относительно современной поперечной структуры, выделенной в [5]. Кроме этого, на рис. 2в изображено простираание макросейсмических изосейст с указанием в них населенных пунктов определенной балльности и простираание современной геологической структуры. Как видно из рисунка, населенные пункты, в которых отмечены максимальные сотрясения, расположены в западной от поперечной структуры части исследуемой зоны. К востоку они находятся либо на поперечной зоне, либо вблизи последней.

Таким образом, на основании вышеприведенного можно сделать вывод, что максимальное излучение из очага распространялось в западном направлении от поперечной зоны, о чем свидетельствуют также данные макросейсмических обследований, приведенные в таблице.

Таблица

Пункт	Δ , км
7 баллов	
Шуран	5
Кадамжай	18
Хаджа-Корум	12
6-7 баллов	
Советское	14
Якутан	8
Вуадиль	20
Фрунзенское	21

Продолжение таблицы

I	2
6 баллов	
Хайдаркан	24
Тамаша	27
Киргизкыштак	28
Кувасай	34
Сох	35
Фергана	36
Баткен	54
5 баллов	
Кызыл-Кия	55
Чаувай	60
Каравац	62
Ленинское	86
Даурат Курган	87
Араван	96
Ош	118
Сулюкта	161
Исфана	164

Выделяемая сейсмологическими методами поперечная геологическая структура находится примерно в 60 км от Баткена и в 120 км от Суфикургона. Приблизительно на тех же расстояниях от этих пунктов наблюдается выполаживание на встречных графиках затухания нормированных к коде максимальных амплитуд поперечных волн по профилю Суфикурган-Баткен [6]. В диапазоне расстояний от 100 до 200 км для Суфикургона и от 50-60 до 100 км для Баткена эффективный коэффициент затухания уменьшается до 0,8 (рис. 3). Можно предположить, что этот эффект обусловлен влиянием на затухание вышеупомянутой структуры.

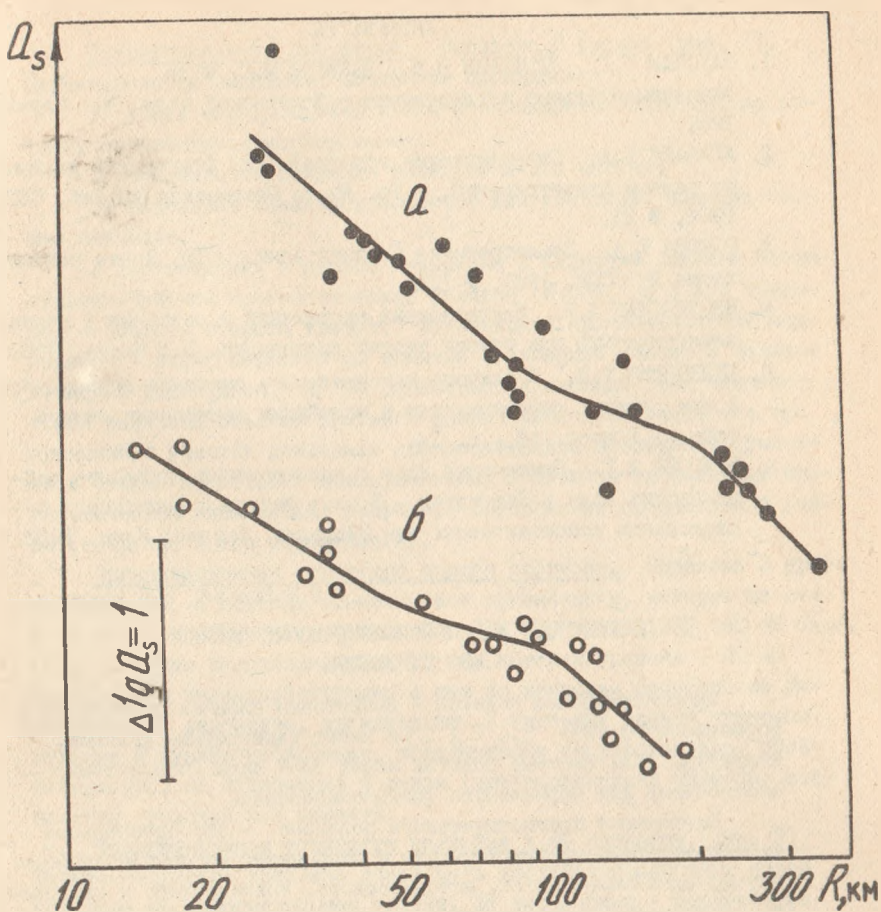


Рис. 3. Графики затухания нормированных к коде максимальных амплитуд поперечных волн по профилю Суфигурган-Баткен: а - в направлении запад-восток (очаг на западе от регистрирующей станции) по данным Суфигургана, б - в направлении восток-запад по данным станции Баткен.

ЛИТЕРАТУРА

1. РАУТИАН Т.Г., ХАЛТУРИН В.И., ЗАКИРОВ М.С. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981.
2. АТАБАЕВ Х.А. Специфические годографы для Ферганской долины по данным землетрясений. - Тр. Ин-та математики АН Узб. ССР, 1962, № 25.
3. РОЗОВА Е.А. Землетрясения Средней Азии. - Тр. Ин-та сейсмологии АН СССР, 1947, № 123.
4. ВВЕДЕНСКАЯ А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969.
5. БЕЛЕШОВИЧ Т.Я. О векторе максимального смещения горных масс и его связи с сейсмичностью и новейшими движениями земной коры. - В наст. сб., с. 14.
6. ЗЕМЦОВА А.Г. Применение коды к исследованию затухания сейсмических волн в Киргизии. - В кн.: Методы и результаты исследования сейсмоактивных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982.

Ф.Н.Юдахин, В.П.Романов

ПРОГНОСТИЧЕСКИЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН И ЕГО СТРУКТУРЫ

Прогностический полигон - достаточно сложная система информационного типа [1, 2]. Он имеет характерные функции, структуру. Как система полигон имеет свои виды (подсистемы) обеспечения для нормального функционирования.

Назначение прогностического полигона - это организация систематических прогностических исследований на основе единого научно-организационного, методического, технического и кадрового обеспечения в соответствии с требованием нормативно-технической документации для решения задач прогноза землетрясений.

Для организации систематических прогностических исследований следует выяснить структуру прогностического полигона - территориальную, организационную, функциональную.

Территориальная структура. Выделено 3 уровня (рис. 1). Структуризация выполнена на основе принципов:

- 1) учета народно-хозяйственной значимости объектов, на которых организуются исследования;
- 2) очередности создания полигона и его частей;
- 3) выделения локальных объектов или участков, имеющих особое значение.

В соответствии с первым принципом в Киргизии выделен Иссык-Кульско-Чуйский прогностический полигон (ИЧПП), а в его пределах - объекты второго уровня: Фрунзенский прогностический подполигон - первоочередной по времени реализации объект и Чолпон-Атинский подполигон (1 и 2-й привилегии). На площади этих подполигонов выделены объекты третьего уровня (использовались все три принципа): участки усиленных прогностических наблюдений (участки в стадии подготовки землетрясений) и объекты специальных прогностических наблюдений, например, Фрунзенский промышленный район (г. Фрунзе и его окрестности).

Организационная структура службы прогноза. Выделено 3 уровня (рис. 2). К первому отнесены все организации, которые по статусу выше, чем Институт сейсмологии АН Киргизской ССР (ИС АН Кирг. ССР), а также республиканские органы. Второй уровень - ИС АН Кирг. ССР и взаимодействующие с ним по вопросам сейсмологии Министерства, ведомства, организации. К третьему уровню отнесены станции и пункты наблюдения, объединенные территориально, организационно, по назначению и целям (прогностический полигон, подполигон, участок или объект).

Функциональная структура полигона и её элементы (рис. 3). Данная структура призвана обеспечить достижение основных целей полигона на информационном уровне. Её назначение - переработка информации в широком смысле (наблюдение прогностических данных, передача их в центр обработки, обработка, принятие решения о сейсмической опасности).

Выделено 4 функциональных элемента (системы):

- 1) система наблюдений;

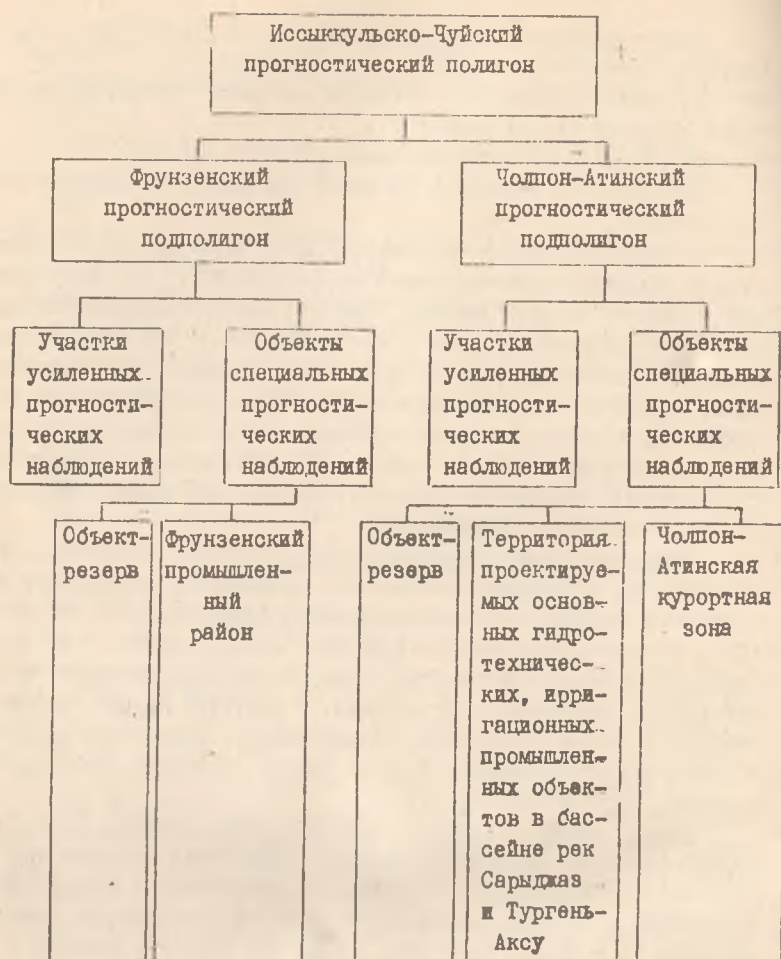


Рис. 1. Территориальная структура Иссыкульско-Чуйского прогностического полигона.

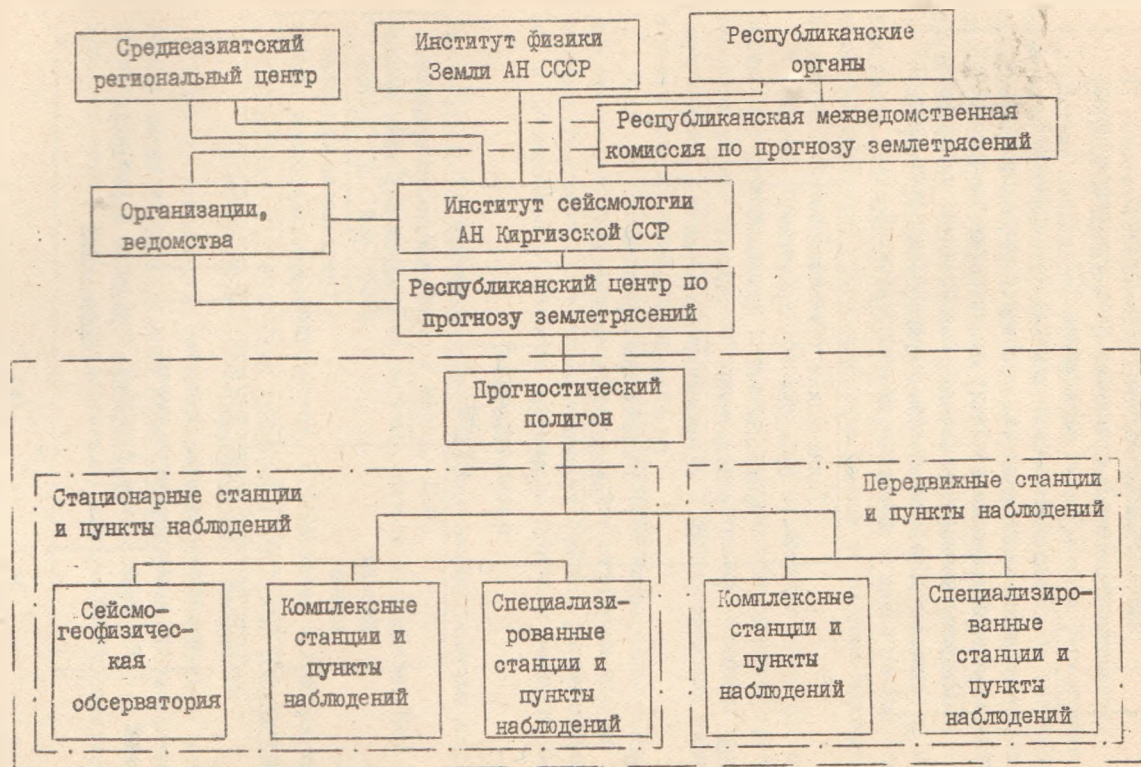


Рис. 2. Организационная структура прогнозных исследований.

Система
принятия
решения

Окончательное решение по прогнозу землетрясения, принимает Институт сейсмологии АН Киргизской ССР
Рекомендательное решение по прогнозной оценке землетрясения, принимает межведомственная республиканская комиссия по прогнозу землетрясений
Текущая прогнозная оценка, вырабатывает и принимает система обработки данных и республиканская комиссия по прогнозу землетрясений

Система
обработки
данных
и
хранения

Технические средства представления результатов	Технические средства хранения данных
Технические средства обработки данных	
Технические средства накопления и подготовки	
Технические средства приема-передачи данных	

Система
приема-
передачи
данных

Каналы связи	Технические средства приема-передачи данных
	Технические средства приема-передачи данных

Система
наблюдений

Методы прогноз- тических исследо- ваний	Технические средства приема-передачи данных
	Технические средства проведения наблюдений

Рис. 3. Функциональная структура прогнозных исследований.

- 2) система приема-передачи данных;
- 3) система обработки и хранения данных;
- 4) система принятия решения о сейсмической опасности.

Система наблюдений обеспечивает измерения и регистрацию во времени и пространстве прогностической информации по заданной программе и в соответствии с нормативно-технической документацией. Система наблюдения включает: 1) методы прогностических исследований; 2) технические средства проведения наблюдений.

Система приема-передачи данных призвана передавать по каналам связи (телерадиоканал, проводной канал и канал связи, обслуживаемый нарочным) прогностические данные от системы наблюдения в систему обработки данных.

Система обработки и хранения данных предназначена для обработки (как ручной, так и с помощью технических средств) прогностических данных в заданном режиме (оперативный, текущий, ретроспективный), решения сейсмологических и прогностических задач, а также для хранения данных.

Система принятия решений обеспечивает непрерывное получение прогнозных оценок по полигону или его отдельным частям. В системе предусмотрено текущее получение оценок, рекомендательное и окончательное принятие решения по прогнозу землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. ВИЛКАС Э.И., МАЙМИНАС Е.З. Решения: теория, информация, моделирование. М.: Радио и связь, 1981.
2. ЛОЖЕ И. Информационные системы. Методы и средства./Пер. с франц. М.: Мир, 1979.

К.Е.Абдрахматов, Б.И.Ильясов, З.А.Меджитова

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Знание современных тектонических движений позволяет установить закономерности и дать количественные прогностические оценки текущих и возможных движений земной коры [1]. Эти движения земной коры, непосредственно измеренные на поверхнос-

ти, играют также важную роль в изучении общего геологического развития, так как отражают процессы, происходящие в земной коре. Особое значение имеют повторные высокоточные геодезические измерения для совершенствования методики сейсмического прогнозирования землетрясений. Поэтому определенный интерес представляет изучение связей современных тектонических движений с пространственно-временными закономерностями сейсмического процесса. В настоящей статье представлены результаты исследований авторов для Южной эпицентральной зоны Фрунзенского прогностического полигона, занимающей центральную часть Чуйской впадины. Район работ, его тектоника и схемы нивелирных профилей на рис. 1. (Данные по современным тектоническим движениям предоставлены В.Т.Цурковым.)

Как известно, сейсмичность является проявлением современных тектонических движений. Нами проведено сопоставление временного хода современных вертикальных движений земной коры (СДЗК) с временным ходом уровня сейсмической активности A_{10} в пределах Южной эпицентральной зоны (рис. 2).

Как видно из рисунка, поднятие всех реперов по линиям, проходящим вкрест простирания основных тектонических структур района, совпадает с повышением уровня сейсмической активности, а их опускание - с понижением последнего. Количественная зависимость между СДЗК и уровнем сейсмической активности, имеющая линейный характер, представлена на рис. 2 б. Из рисунка видно, что резкое поднятие реперов и повышение уровня сейсмической активности предшествуют возникновению относительно сильных землетрясений района ($K=12$), однако повышение сейсмической активности несколько запаздывает по сравнению с поднятием реперов.

В.П.Грин и В.И.Кнауф в [2] показали, что "проявление сейсмичности носит "кусочный" характер, т.е. в течение достаточно длительного времени землетрясения возникают в отдельных местах района группами, не накладываясь друг на друга, а "пристраиваясь" к уже имеющимся группам. В сейсмический процесс при этом вовлекается всё большая площадь". Такое явление объясняется ими блоковой (глыбовой) структурой сейсмогенного слоя, созданной в ходе длительной доновой истории геологического развития [3]. Таким образом,

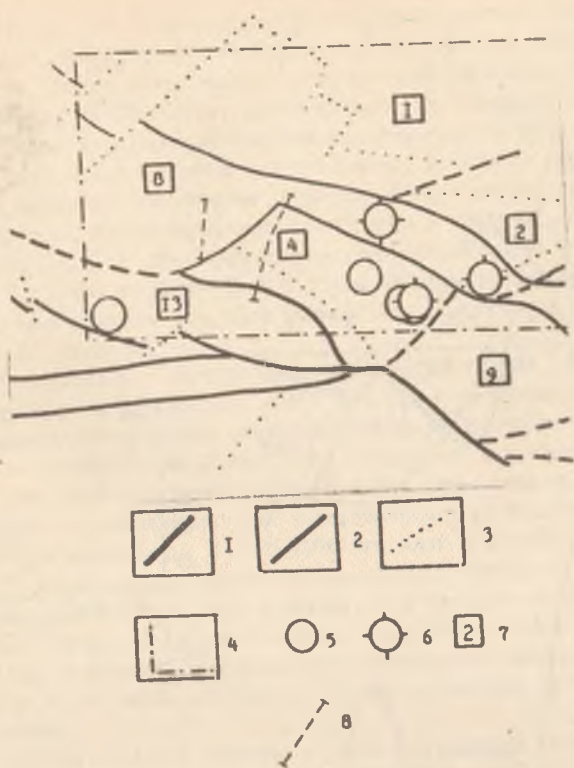


Рис. 1. Схема блоковой тектоники центральной части Чуйской впадины (по В.И.Кнауфу [2]). Разломы: 1-межблоковые, 2-межблоковые, 3-крупные внутриблоковые, 4-границы полигона. Эпицентры землетрясений с энергетическим классом: 4-K-II, 5-K-I2; 7-б блока; 8-нивелирные линии.

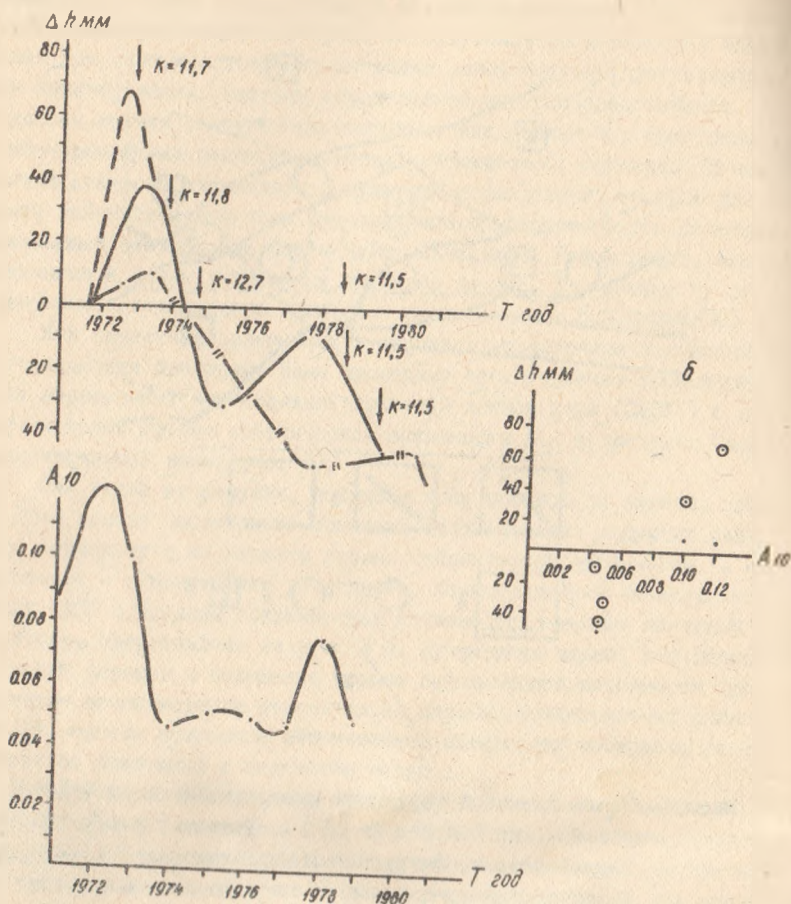


Рис. 2. Сопоставление временного хода современных движений (1 - движения фнд.репера "Альплагерь" относительно фнд. репера "Фунзе", 2 - фнд.репера "Кашка-Су" относительно фнд. репера "Белогорка") с ходом сейсмической активности A_{10} в пределах Южной эпицентральной зоны (а). Стрелками указано время проявления сильных землетрясений и их энергетический класс, б - корреляция уровня сейсмической активности A_{10} с накоплением разности превышений по указанному линиям.

установлено, что современные тектонические движения вызывают напряженное состояние анизотропной системы, имеющей дискретное строение. Естественно ожидать, что реакция различных частей такой системы на СДЗК будет различной, что не может не отразиться на пространственно-временных закономерностях сейсмичности. В этой связи интересным и важным представляется выявление связей между СДЗК и сейсмическим режимом отдельных блоков земной коры. Нивелирная линия Фрунзе-альплагерь находится в пределах Аламединского блока (№ 4) и своим северным концом опирается на Чуйский блок (№ 8). Линия же Кашка-Су-Белогорка целиком расположена в пределах Чуйского блока. Это дает возможность сопоставить поведение указанных блоков.

Исследование временного хода сейсмичности [2-5] в Южной эпицентральной зоне показало, что в отдельные временные интервалы наблюдается очередность выделения сейсмической энергии в блоках. Так, за 1968-1974 гг. блоки 4 и 8 работали в унисон, т.е. усиление сейсмической деятельности в одном блоке вело к усилению её в другом. В последующие годы синхронность в их сейсмической деятельности нарушилась. В 1975-1976 гг. блок 4 работал, а блок 8 - нет. В период относительного сейсмического затишья с сентября 1976 по май 1978 гг. блок 4 молчал, а в блоке 8 отмечен один эпицентр. В наиболее активный период с мая 1978 по апрель 1979 гг. основное количество выделившейся сейсмической энергии приходится на блок 4, но работал и блок 8. С мая по декабрь 1979 г. молчат оба блока.

Анализ графиков временного хода современных движений по линиям, лежащим в пределах разных блоков (№ 4 и № 8), показывает, что перед землетрясениями 12-го энергетического класса, происшедшими в 1972-1973 гг., равнинная часть Чуйской впадины (блок 8) была вовлечена в поднятие Киргизского хребта. Об этом говорит синхронность работы блоков 4 и 8. В период относительного сейсмического затишья, когда блок 4 не работал, здесь начали проявляться вековые движения, являющиеся устойчивыми во времени и развивающиеся унаследованно. Это выразилось в поднятии реперов, расположенных в пределах горной части. Блок 8 в период сейсмического за-

тишьа унаследованно опускался. В сейсмически активных, 1978-1979 гг. работал блок 4, репера в его пределах опускались; начавшаяся работа блока 8 была отмечена поднятием реперов в его пределах. Однако вследствие ограниченности нивелирных линий и малой частоты их опроса вышеприведенное сопоставление имеет предварительный характер.

Следует отметить, что тенденции реперов, расположенных в горной части, к поднятиям с последующей активизацией сейсмичности, а к опусканиям - при относительном сейсмическом затишье отмечалась также в Цриалмаатинском сейсмоактивном районе [6] и юго-западной Грузии [7].

Таким образом, на основании вышесказанного можно сделать предварительный вывод: периоды сейсмической активизации для зон унаследованного новейшего поднятия характеризуются относительным опусканием земной поверхности, а для зон новейшего опускания - её поднятием. В периоды относительного сейсмического затишья смещение реперов в пределах указанных зон характеризует унаследованное развитие последних.

Исходя из того, что в рассматриваемом районе выявляется прямая зависимость между ходом СДЗК и сейсмической активностью, можно предположить, что периоды повышения и понижения сейсмической активности в целом равны периодам современной тектонической активности. В Южной эпицентральной зоне в сейсмической деятельности наблюдается цикличность, проявляющаяся в чередовании периодов активизации с периодами относительного затишья. Длительность этих периодов составляет 9-10 лет [2-4]. В таком случае в современной тектонической деятельности также должна проявляться 9-10-летняя периодичность. Следует также отметить, что последний период сейсмической активизации по данным В.П.Грина начался в 1968 г. и сейчас, вероятно, наблюдается нисходящая стадия.

Вызываемые СДЗК деформации в пределах "гранитного" слоя [2] фиксируются на земной поверхности по смещениям реперов. На глубине индикатором упругих свойств среды является отношение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн V_p/V_s . Повторное нивелирование и параметр V_p/V_s могут характеризо-

вать изменение упругих свойств среды вследствие изменения её напряженного состояния. В связи с этим представляет интерес сопоставление временного хода СДЗК с ходом параметра V_p/V_s . Среднее статистическое значение этого параметра для Фрунзенского прогностического полигона составляет $1,72 \pm 0,02$. Значения $V_p/V_s < 1,70$ считались заниженными, $V_p/V_s > 1,74$ - завышенными. В [5, 8] показано, что увеличение сейсмической активности и возникновение сильных землетрясений в Чуйской впадине и, в частности в Южной эпицентральной зоне, предваряется увеличением числа землетрясений с аномальными (особенно заниженными) значениями V_p/V_s в очагах. В связи с этим более информативным является рассмотрение доли аномальных значений V_p/V_s в общем числе землетрясений - уровня аномалий V_p/V_s . На рис. 3 приведен сопоставление временного хода СДЗК с временным ходом уровня аномалий V_p/V_s в различных его вариантах. Здесь $N_{\text{общ}}$ - общее число землетрясений в Южной зоне за год;

$N_{\text{низ}}$ - число очагов с заниженными значениями V_p/V_s ;

$N_{\text{аном}}$ - число очагов с аномальными (заниженными и завышенными) значениями V_p/V_s ; $N_{\text{норм}}$ - число очагов с нормальными фоновыми значениями (1,70-1,74) параметра. Как видно из рисунка, временной ход кривых почти одинаков, причем наибольшее сходство с СДЗК показывают отношения $N_{\text{низ}}/N_{\text{норм}}$ и $N_{\text{аном}}/N_{\text{общ}}$.

На рис. 4 показан временной ход уровня аномалий V_p/V_s ($N_{\text{низ}}/N_{\text{норм}}$) и числа землетрясений в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте для Южной эпицентральной зоны. Из рисунка видно, что аномалии параметра V_p/V_s связаны с сейсмической деятельностью глубинных слоев земной коры. Авторам представляется, что такая четкая корреляция между ходом СДЗК, уровня сейсмической активности, уровня аномалий V_p/V_s не случайна и отражает тот факт, что все рассмотренные явления есть проявление единого поля напряжений в земной коре, создаваемого глубинными тектоническими процессами.

Одной из основных задач при изучении СДЗК является установление наиболее вероятной картины современных движений. В связи с изложенным выше нам представляется, что решение этой задачи

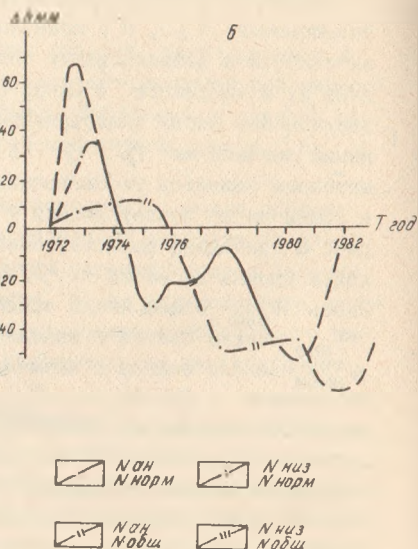
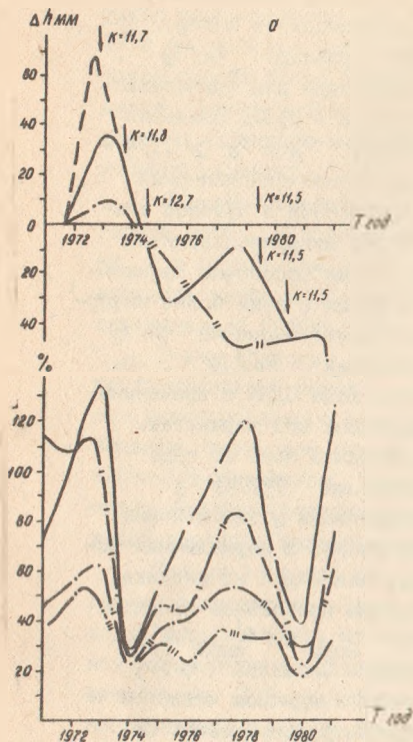


Рис. 3. Сопоставление временного хода современных движений с ходом уровня аномалий параметра V_p/V_s (а), б - вероятная картина временного распределения современных тектонических движений. (Пояснения в тексте).

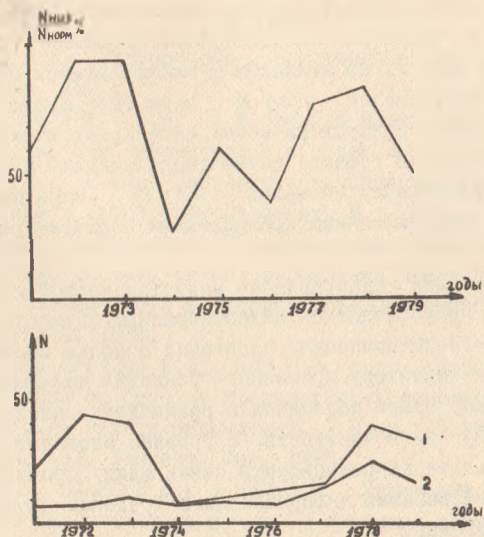


Рис. 4. Сопоставление временного хода уровня аномалий V_p/V_s и числа землетрясений в кристаллическом фундаменте (1) и осадочном чехле (2).

в сейсмоактивных районах в значительной степени облегчается анализом пространственно-временного распределения сейсмичности. В пределах районов, где изучение геофизических полей проводится уже длительное время, а частота опроса нивелирных линий мала, можно с определенной долей условности воссоздать наиболее вероятный ход СДЗК по аналогии с ходом уровня аномалий V_p / V_s или A_{10} . Так, в 1980 г. по аналогии с наблюдавшимся дальнейшим понижением уровня аномалий V_p / V_s нами было предсказано дальнейшее опускание реперов на обеих нивелирных линиях, что подтвердили полученные гораздо позже геодезические данные. Таким же образом по ходу уровня аномалий V_p / V_s нами предсказаны подтвержденные геодезическими наблюдениями поднятие реперов в 1981 г.

Приведенное выше сопоставление является первой попыткой подобного рода. Представляется целесообразным осуществление такого анализа на всех геодинамических полигонах с целью соответствующей паспортизации по характеру временного развития деформаций земной поверхности и типу связи последних с различными показателями сейсмичности [9] и, в частности, с уровнем аномалий V_p / V_s . В [9] также выявлена корреляционная связь между проявлениями сейсмичности и медленными деформациями в пределах Алма-Атинского и Гармского полигонов.

Как известно, в настоящее время имеется довольно большой набор признаков, которые в той или иной степени предшествуют землетрясениям. Для успешного прогноза необходимо знать силу, время и место будущего землетрясения. В настоящее время проблема определения времени возникновения землетрясения решается неоднозначно. Все методические рекомендации в определенной степени носят гипотетический характер. В основном имеют место только отдельные попытки привести в соответствие время возникновения уже происшедших землетрясений с характером изменения некоторых сейсмологических, геофизических, геохимических или геодезических параметров. Поэтому проведенное выше сопоставление данных повторного нивелирования с проявлениями сейсмического процесса, который в настоящее время представлен большим апробированным,

имеющим необходимое теоретическое и экспериментальное обоснование, материалом, представляется нам перспективным в поисках наиболее эффективных предвестников землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. НИКОНОВ А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.
2. ГРИН В.П., КНАУЗ В.И. К вопросу о пространственно-временных закономерностях сейсмичности и связи её с геологическими структурами. - В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978.
3. ГРИН В.П. Периодичность в проявлении сейсмичности и повторяемость землетрясений южного обрамления Чуйской впадины. - В кн.: Строение земной коры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня, Фрунзе: Илим, 1978.
4. ГРИН В.П., ИЛЬЯСОВ Б.И., КИМ Н.И. и др. Некоторые результаты исследований по поискам предвестников землетрясений в Чуйской впадине и её горном обрамлении. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976.
5. ГРИН В.П., ИЛЬЯСОВ Б.И., КИМ Н.И. Некоторые результаты прогностических исследований на Фрунзенском полигоне. - В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980.
6. БРЖАНОВ Ж.С., АЛДАМЖАРОВ К.Е., ОСТРОПИКО П.А. Кинематика современных вертикальных движений земной коры сейсмически активного района как шера его напряженного состояния. - В кн.: Тезисы докладов УШ Междуведомственного совещания по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. Ленинакан, 1980.
7. ЛИЛИЕНБЕРГ Д.А., ГОБЕДИШВИЛИ Р.Г., КОШКИНА Г.А. Взаимосвязь проявлений современных вертикальных движений и сейсмичности с морфоструктурной дифференциацией Юго-Западной Грузии. - В кн.: Современные движения земной коры, Геолого-геоморфологические исследования. М.: Радио и связь, 1982.
8. ИЛЬЯСОВ Б.И., МЕДЖИТОВА З.А. О возможности использования пространственно-временного распределения параметра ν/ν_s для прогностических целей на примере Фрунзенского прогноста-

- ческого полигона. - В кн.: Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Тез. докл. Всесоюзн. сессии МСССС. Фрунзе; Илим, 1981.
9. ФОТИАДИ Э.Э., ЕСИКОВ Н.П., ОСТРОПИКО П.А. О корреляции современных изгибных деформаций и наклонов земной поверхности с некоторыми показателями сейсмичности. - В кн.: Теоретические вопросы исследования современных движений земной коры. М.: Советское радио, 1980.

В.А. Кабо

ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ РАДОНА В ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ КИРГИЗИИ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ПРЕДВЕСТНИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Повышение концентрации радона в воде было впервые замечено перед Ташкентским землетрясением 1966 г. [1]. Этот факт послужил толчком к изучению радона как возможного предвестника сейсмических событий. Многочисленные исследования в этой области ведутся как в нашей стране, так и во всем мире [1-6].

Изучение аномального поведения радона проводится в Институте сейсмологии АН Киргизской ССР с 1976 г. Определение содержания этого газа осуществляется дискретным способом на электрометре СГ-1М в самоизливающихся термальных водах на сейсмогеохимических станциях Долинка, Иссык-Ата, Жеты-Огуз и Джалал-Абад. Анализ полученных при этом результатов дает возможность сделать некоторые выводы о возможной связи вариаций содержания радона с сейсмической активностью.

В данной статье представлены результаты режимных наблюдений за содержанием радона. Выбраны те временные интервалы, в течение которых происходили землетрясения со сравнительно небольшими (до 200 км) эпицентрными расстояниями (L) и $K \geq 9$. Многолетние наблюдения на станциях показывают, что такие же близкие землетрясения, но с меньшим энергетическим классом, как правило, не вызывают изменений фонового содержания радона.

Обработка данных производилась путем их усреднения за каждую пятидневку. Ежедневно, практически в одно и то же время, отбирается от 1 до 4 проб воды для измерения в ней концентрации

радона. Ошибка определения радона, обусловленная методом, составляет 5-7%. Разброс значений в пределах каждой пятидневки на графиках характеризуется их среднеквадратичной ошибкой.

Для определения прогностической значимости радоновых аномалий ниже приводятся данные наблюдений, проведенных на каждой сейсмогеохимической станции.

Сейсмогеохимическая станция Долинка. Измерение содержания радона производится с 1980 г. в скважине, которая вскрывает Чолпон-Атинское месторождение термальных вод. Эта скважина пробурена в ишсык-кульской свите (N_2/S) на глубину 1500 м. Температура воды на выходе 49,8°C. В этом районе свита представлена в основном песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинами.

На рис. 1-3 выбраны временные интервалы, в течение которых землетрясения с $K > 9$ вблизи скважины происходили довольно редко. Это вызвано тем, что концентрация радона в воде, как показывают многочисленные исследования, во многих случаях меняется как перед землетрясением, так и после него. Поэтому не всегда удается установить, какие именно изменения содержания радона предшествуют конкретному землетрясению, что для прогностических целей наиболее важно.

Рассмотрение имеющихся данных позволяет отметить некоторые особенности в поведении радоновых вариаций в воде рассматриваемой скважины, вероятно, связанных с проявлениями сейсмической активности.

Так, перед землетрясением 5 ноября 1980 г. (рис. 1) с $K=9,7$ и $L = 75$ км общее содержание радона повысилось за 50 - 55 дней до толчка по сравнению с предыдущим периодом с 9-II до 12-13 эман. При этом максимальные значения его содержания были отмечены за 2-3 дня до землетрясения и достигали 16-17 эман. В этот период среднее значение концентрации радона было 14,5 эман при колебаниях 2-3 эмана от среднего. Самые низкие значения содержания радона на приведенном временном интервале наблюдались перед началом общего увеличения радона и в последующие дни после землетрясения (7-9 эман).

Экстремальные значения концентраций радона на скважине обыч-

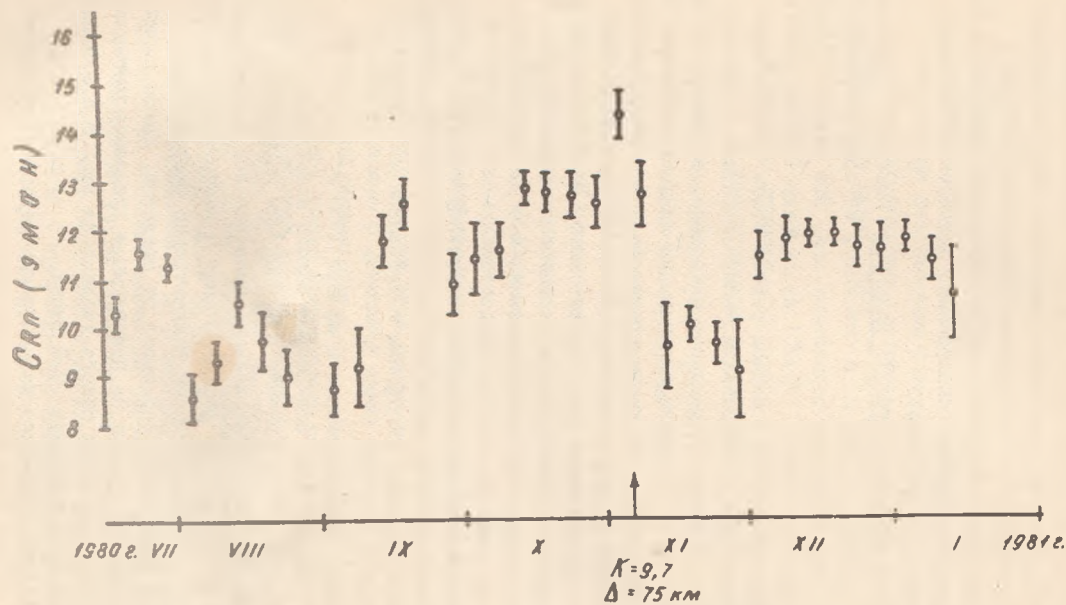


Рис. 1. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термальной воде на станции Долинка за июль 1980 - январь 1981 гг.

но отмечались в течение 10 дней как перед сейсмическим событием, так и после него. Самые высокие концентрации радона (20 - 22 эман) были замечены перед землетрясением 30 августа 1981 г. с $K=11,6$ и $L=120$ км. За 10-15 дней до него наблюдалась самая большая разница между максимальными и минимальными значениями содержания радона (10-13 эман) (рис. 2). В июне 1981 г. не установлено время начала его аномального повышения.

В период сейсмического затишья после относительного повышения радона обычно наступает некоторый спад, который характеризуется большим разбросом получаемых значений. Перед землетрясением 1 января 1983 г. с $K=12,8$ и $L=45$ км были хорошо заметны общие тенденции этой вариации. Причем после каждого нового роста концентраций радона его абсолютные значения становились больше по сравнению с предшествующими. В этом случае землетрясение произошло на фоне нового повышения радона.

Таким образом, рассмотренные примеры показывают, что даже для одной и той же скважины характер аномального изменения содержания радона, связанного, видимо, с сейсмическим толчком, имеет свои особенности. Землетрясение 5 ноября 1980 г. произошло после повышения значений радона на фоне их некоторого уменьшения. 30 августа 1981 г. толчок зафиксирован после заниженных результатов содержаний радона во время его некоторого увеличения. И, наконец, повышенные значения радона (13-14 эман) были получены через 2-5 дней после землетрясения 1 января 1983 г. (рис. 3).

Таким образом, отмечается заметное аномальное поведение радона в термальной воде на этой скважине перед землетрясениями, но при этом наблюдается неоднозначность его поведения.

Сейсмическая станция Иссык-Ата. Месторождение термальных вод Иссык-Ата принадлежит к термальной линии северного склона Киргизского хребта. Эта территория осложнена многочисленными тектоническими нарушениями. Стационарные наблюдения ведутся с 1979 г. на скважине 6-к, пробуренной в трещиноватых гранодиоритах силурийского возраста. Глубина скважины 170 м, температура воды 49°C.

Наиболее показательные вариации радона на Иссык-Атинском

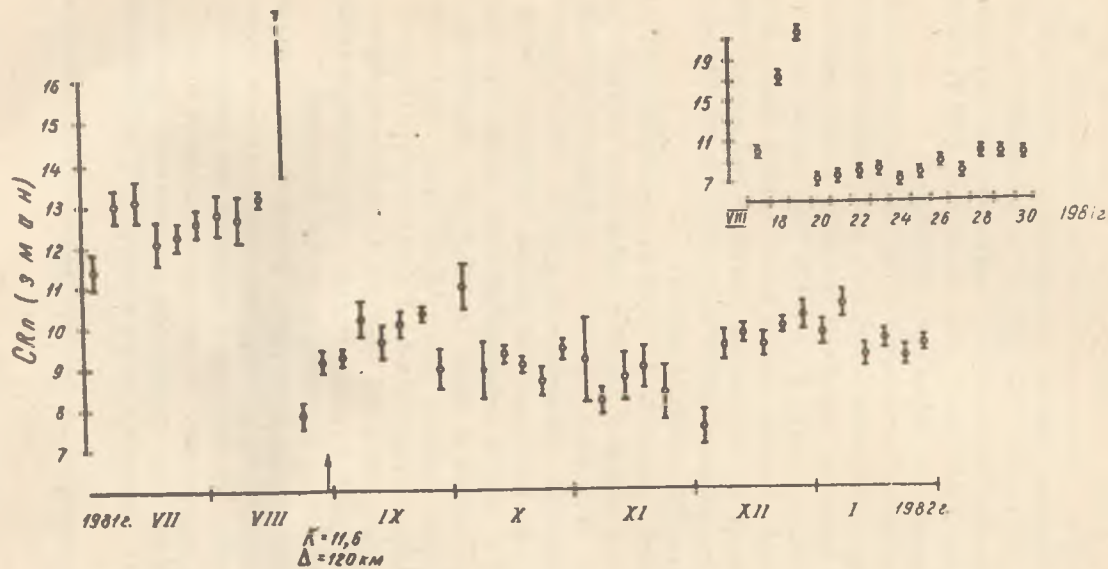


Рис. 2. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термальной воде на станции Долинка за июль 1981 - январь 1982 гг.

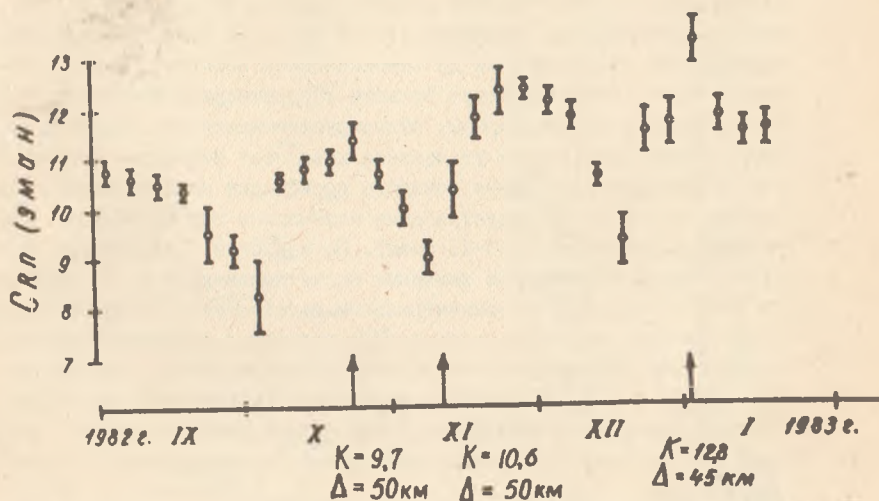


Рис. 3. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термальной воде на станции Долинка за сентябрь 1982 - январь 1983 г.

месторождении термальных вод предшествовали землетрясениям, происшедшим в период с сентября по декабрь 1980 г. (рис. 4). В это время заметно трехкратное увеличение концентраций радона, предшествующее довольно близким землетрясениям, происшедшим в этом районе. Максимальные значения (14–20 эман) во всех трех случаях наблюдались за 12–20 дней до сейсмического события, причем каждый раз они характеризуются большой среднеквадратичной ошибкой, что говорит о неравномерном, пульсирующем поступлении радона в воду. После аномального увеличения наступает некоторое понижение его концентраций, в конце которого происходит землетрясение. Последующие дни после землетрясения отличаются самыми низкими значениями концентраций (10–11 эман). По аналогии с характером аномалий радона минимальные значения после землетрясения 29 сентября 1980 г. с $K=10,4$ и эпицентральной расстоянием 150 км, по-видимому, не были получены из-за нового повышения содержания радона в воде, которое предшествовало трём землетрясениям, происшедшим 5–6 ноября с $K=9,0-9,7$ при эпицентральных расстояниях от 30 до 140 км. Аналогичные изменения концентраций радона в связи с близкими сейсмическими событиями наблюдались здесь также и в последующие годы.

Сейсмогеохимическая станция Джеты-Огуз. Термальные воды Джеты-Огуза расположены в зоне сочленения юго-восточной части Иссык-Кульской впадины с антиклинорием Терской Алатау. Скважины № 6 и № 20 с глубиной соответственно 162 и 520 м вскрывают трещиноватые известняки карбонового возраста. Температура воды на выходе в первой скважине $38,8^{\circ}\text{C}$, во второй – $25,5^{\circ}\text{C}$.

Стационарные наблюдения, которые ведутся с мая 1979 г., говорят о довольно постоянном содержании в водах радона. На приведенном графике (рис. 5) трудно выделить какие-нибудь характерные особенности в вариациях радона перед сейсмическими событиями. Можно лишь отметить неравномерность выноса радона в скважине № 6 перед землетрясениями 20 ноября ($K=9,4$) и 13 декабря ($K=10,3$) 1981 г. с эпицентральными расстояниями 78 км и 59 км и в скважине № 20 перед землетрясением 19 мая 1982 г. ($K=11,7$) с эпицентральной расстоянием 135 км. Возможно, что та-

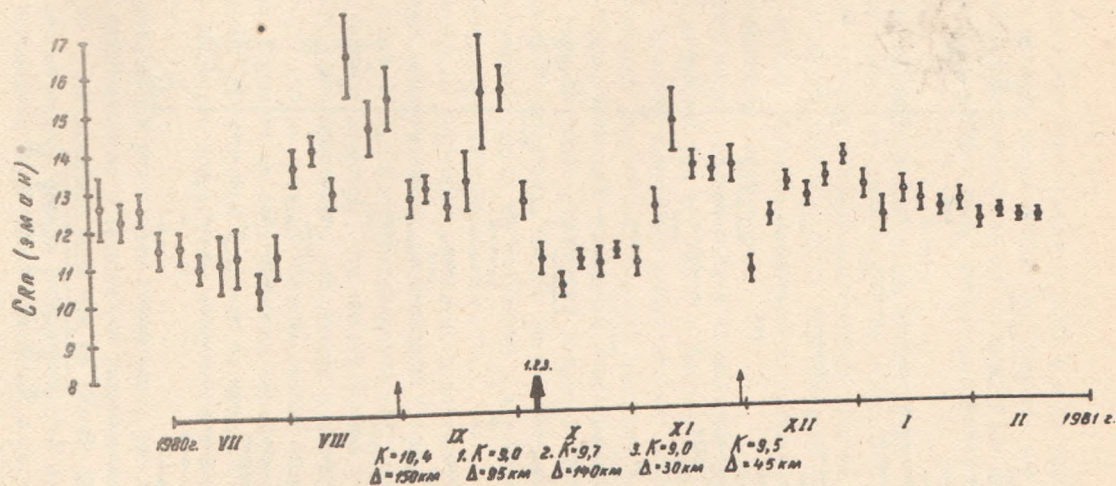


Рис. 4. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термальной воде на станции Иссык-Ата за июль 1980 - февраль 1981 гг.

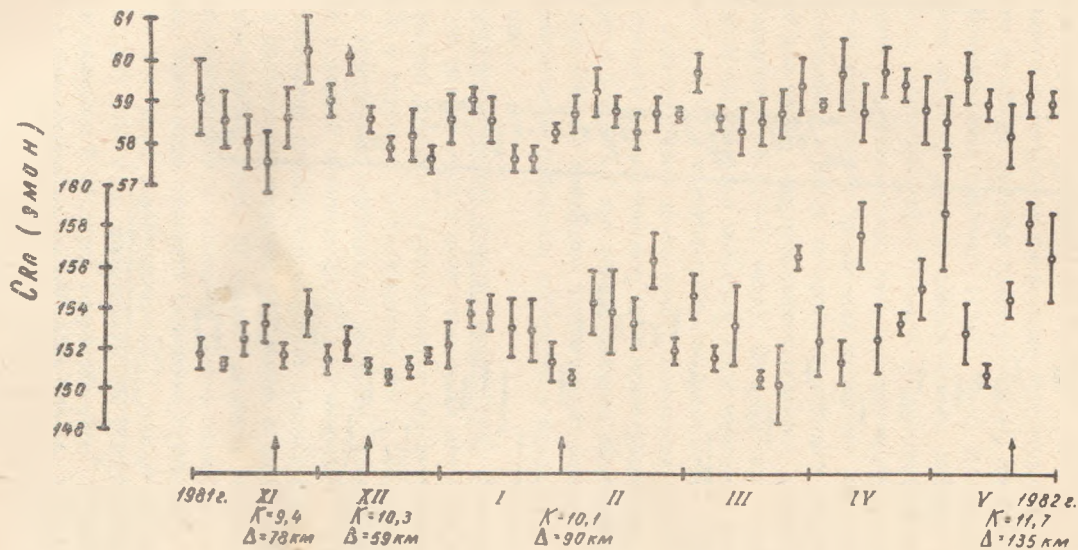


Рис. 5. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термальной воде на станции Джеты-Огуз за ноябрь 1981 - май 1982 гг.

кое неравномерное поступление радона в воду обусловлено сейсмичностью, но выявить какие-нибудь особенности аномальных его вариаций перед землетрясениями при сравнительно небольших колебаниях концентраций этого газа на используемой аппаратуре довольно трудно.

Сейсмогеохимическая станция Джалал-Абад. Стационарные наблюдения ведутся по двум скважинам с мая 1980 г. Скважина № 1-к имеет глубину 165 м и температуру воды на выходе $43,5^{\circ}\text{C}$, скважина № 5-РЭ - 1715 м и 41°C . Эти скважины вскрывают юрские осадочные породы, которые представлены глинами, песчаниками, гравийно-галечными отложениями.

Выявить общую закономерность аномальных вариаций радона перед землетрясениями так же, как и в Джеты-Огузских термах, весьма трудно. Большое количество сейсмических событий в этом районе не позволяет достаточно уверенно выделить вариации радоновых аномалий перед каким-либо отдельным землетрясением. По сравнению с другими термами общее содержание радона в воде мало (4-6 эман) и практически не меняется. Ошибка самих измерений при столь низких концентрациях радона не позволяет с достаточной точностью выявить аномальные вариации газа.

Наблюдалось некоторое понижение содержания радона в скважинах во время землетрясений, происшедших в конце 1981 - начале 1982 гг. с $K=9,0-11,2$ и эпицентрными расстояниями 18 - 150 км (рис. 6). Следует отметить, что землетрясения 5-9 мая 1981 г. с $K=10,0-14,4$ и сравнительно небольшими эпицентрными расстояниями (20-157 км) не вызвали никаких особых изменений в содержании радона. Обращает на себя внимание неравномерный вынос радона в скважине № 5 в период с апреля по июнь 1981 г., когда наблюдалось некоторое возрастание сейсмической активности в этом районе (рис. 7).

Представленные результаты показывают, что возможная связь отдельных землетрясений с вариациями радона в термальных водах Джеты-Огуза и Джалал-Абада пока еще не совсем ясна. По-видимому, сравнительно небольшой период наблюдений (3-5 лет) не дал возможности установить характерные изменения в содержании радона,

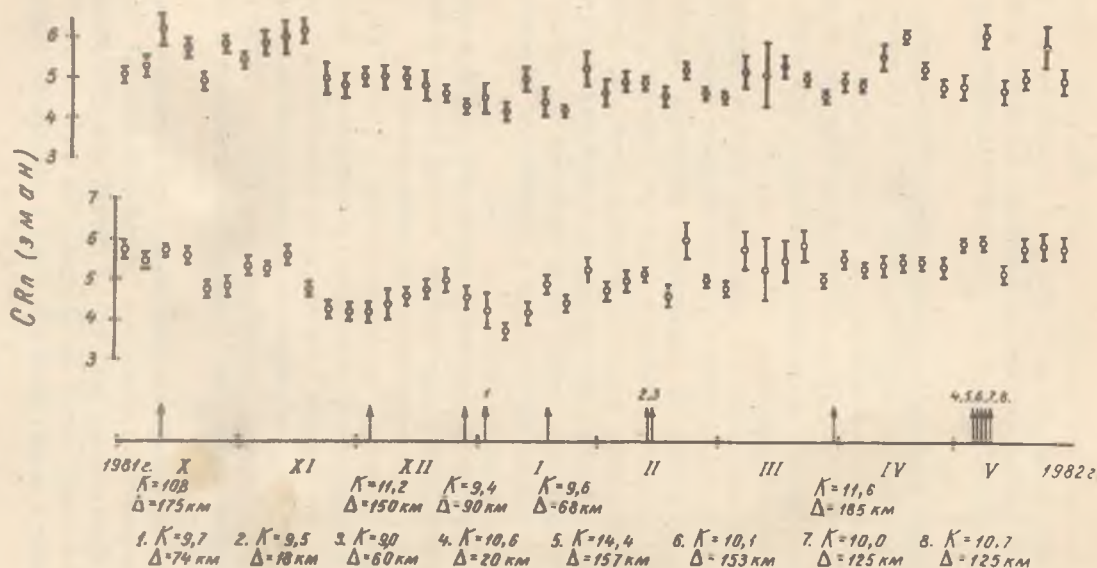


Рис. 6. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термальной воде на станции Джалал-Абад за октябрь 1981-май 1982 гг.

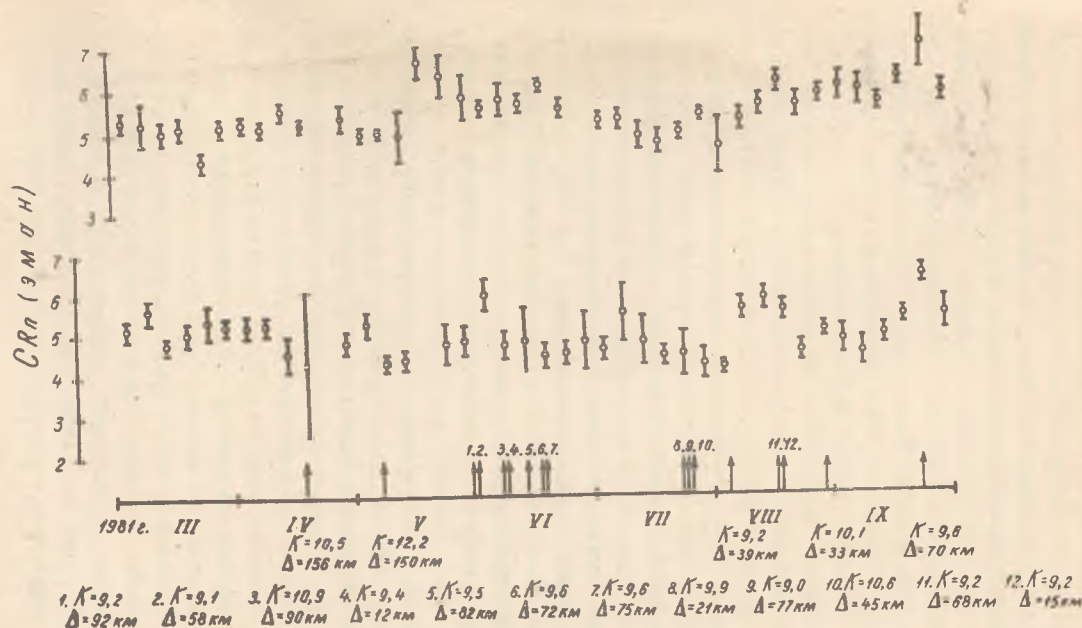


Рис. 7. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термальной воде на станции Джалал-Абад за март-сентябрь 1981 г.

позволяющие рассматривать его как предвестник. В то же время нельзя исключать вероятности того, что на фоне повышенного содержания радона в термах Джеты-Огуза трудно заметить те абсолютные значения аномальных его концентраций, которые получены на сейсмогеохимических станциях Долинка и Иссык-Ата. Если механизм, действующий на изменение содержаний радона, проявляется в системе вода-порода вблизи скважин, то относительные изменения концентраций этого газа на термальных водах Джеты-Огуза, Иссык-Ата и Долинки должны быть соизмеримы. А этого, как показывают полученные результаты, не наблюдается. Если же "аномальный" радон привносится в термальные воды флюидами или водами других водоносных горизонтов, то можно было бы ожидать гораздо больших значений его содержания в период сейсмической активности на сейсмогеохимической станции Джалал-Абад.

Вероятнее всего, радоновые аномалии, вызванные сейсмической активностью, образуются в непосредственной близости от источника или скважины термальных вод, т.е. в системе вода-порода. Незначительный период полураспада радона ($T = 3,85$ сут) усложняет его перенос на значительные расстояния даже при больших коэффициентах фильтрации. Физико-механические и геохимические особенности горных пород, в объеме которых возникают процессы, предшествующие землетрясению, могут по-разному влиять на процессы эманирования радона в воду или привнос извне. Этим можно объяснить неоднозначность вариаций радона в термальных водах Джеты-Огуза, Иссык-Ата, Джалал-Абада и Долинки. Деформации горных пород, которые вызываются готовящимся сейсмическим событием, видимо, по-разному воздействуют на процессы поступления радона в воду. Изменение деформационных свойств пород может не оказывать достаточного влияния на процесс эманирования, хотя по литературным источникам известны результаты исследований, подтверждающие подобный процесс. Однако сопоставимость абсолютных значений давлений, которым подвергались горные породы в лабораторных условиях, и давлений, которые могут возникнуть в природных условиях, еще не совсем ясна. Деформация может вызывать изменения химических и газовых компонентов, температуры,

пористости, электро-магнитных свойств горных пород и т.д. Причинно-следственная связь этих параметров может быть различной. Исследование её влияния на процессы эманирования или привноса радона извне позволит способствовать прогнозированию землетрясений.

Следовательно, радон может вести себя как предвестник, но его аномальное поведение во многих случаях различно. Необходимо выявлять причины, вызывающие эти аномалии.

ЛИТЕРАТУРА

1. УЛОМОВ В.И., МАВАШЕВ Б.З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. - ~~ДАН~~ СССР, 1967, т. 176, № 2.
2. ЗУБКОВ С.И. Радоновые предвестники землетрясений. - Вулканология и сейсмология, 1981, № 6.
3. КАЛЫРЗАЕВ К.Е., ХУСАИНОВ У.Х., КАБО А.Э. Концентрация радона и некоторые другие параметры подземных вод как возможные предвестники афтершоков Исфара-Баткенского землетрясения 1977 г. - В кн.: Сеймотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980.
4. КИССИН И.Г. Актуальные вопросы гидрогеологических и геохимических исследований для прогноза землетрясений. - Геохимия, 1979, № 3.
5. РИКИТАКИ Т. Предсказания землетрясений. Мир: М., 1979.
6. СУЛТАНХОДЖАЕВ А.Н., ТИМИНСКИЙ В.Г., УЛОМОВ В.И., ФАЙЗУЛЛИН И.С. Об использовании радона для прогнозирования землетрясений. - Уз.геол.ж., 1974, № 2.

К.Е.Калмурзаев, Ю.Г.Шварцман,
Ю.А.Каиев, М.А.Цевелев,
Е.Л.Мозолева

ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ РАДОНА В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ ГРУНТОВОМ СЛОЕ КАК ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Возможными предвестниками землетрясений могут быть изменения геохимических параметров подземных вод. Глубинные энергетические процессы, связанные с развитием очага будущего землетрясения, вызывают нарушение термодинамического равновесия горных пород и находящихся в них водно-газовых флюидов, что приводит к изменению химического состава последних. По динамике изменения химического состава подземных вод и мигрирующих в земной коре газов можно судить о развитии очага. На основе такого подхода могут быть найдены количественные критерии для достаточно точных оценок наиболее важных параметров сейсмичности: места, времени и силы готовящихся землетрясений [1].

В настоящее время получен большой фактический материал о связи тех или иных геохимических параметров с сейсмичностью, а также сформулированы важнейшие теоретические положения геохимического прогноза. Считается, что перспективными для прогноза землетрясений являются геохимические параметры (компоненты химического состава), имеющие малую химическую активность, которая должна служить гарантией того, что параметры не "затеряются" на пути миграции из-за взаимодействия с компонентами горных пород, и обладающие высокой физической подвижностью, обеспечивающей возможность миграции параметров на большие расстояния по вертикали и по площади в короткие сроки.

Наилучшим образом сформулированным условиям отвечают инертные газы. Они практически не вступают в химические соединения с другими элементами, имеют низкие температуры испарения (типичные для земной коры), присутствуют только в газообразном состоянии и, следовательно, обладают высокой физической подвижностью.

В связи с сейсмичностью в основном исследовался радон. Это связано с тем, что он среди инертных газов — единственный радиоактивный элемент и анализ его осуществляется высокочувствитель-

ным радиометрическим методом. Порог чувствительности этого метода по радону даже в полевых условиях около 10^{-15} г/г. Подобная чувствительность пока не доступна другим методам аналитических исследований. Для лучших вариантов химического анализа порог чувствительности находится на уровне 10^{-7} - 10^{-8} г/г. Наибольшую информацию получают при режимном изучении химического состава подземных вод в скважинах глубокого бурения. Однако высокая стоимость бурения и эксплуатации глубоких скважин сдерживает создание представительной сети наблюдательных станций. В связи с этим стали проводить контроль за изменением химического состава вод и газов в приповерхностных условиях. Это направление следует признать перспективным, так как в случае положительных результатов его апробации откроется широкая возможность создания надежной сети наблюдений при относительно невысоких затратах.

Первые исследователи считают, что на изменение содержаний химических компонент в приповерхностных условиях значительное влияние оказывают метеорологические и сезонные условия. Подобное влияние для эмиссии радона и газообразной ртути изучено Р.В.Классманом и Д.Д.Вебстером [2]. Они проводили исследования в слабосейсмичном районе шт. Колорадо, США. Измерения выполнялись в шурфе-погребке глубиной 2 м, пройденном в гнейсах и герметически закрытом сверху. На основании полученных в течение года результатов сделан вывод, что 94% изменений эмиссии радона объясняется изменениями метеорологических и сезонных условий. Развитие этого направления, по мнению американских исследователей, заключается в изучении корреляционных связей эмиссии радона и ртути со всем комплексом метеорологических условий и разработке математического аппарата для обработки данных с целью выделения "сигнала" о землетрясении среди "шумов" сезонно-метеорологических условий.

Для решения вопроса о возможности проведения геохимических исследований в приповерхностных условиях в целях прогноза землетрясений станции наблюдений следует располагать в сейсмогенной области, в зонах сейсмоактивных тектонических разломов. Настоящие исследования проводились в зоне Терской-Киргизского глубинного разлома в Северной Киргизии. Этот разлом является областью

высокой сейсмичности, генерирующей землетрясения с магнитудой более 6. Он отделяет горное поднятие Киргизского хребта от Чуйской межгорной впадины. Одно из его ответвлений - Иссык-Атинский разлом - проходит в непосредственной близости (в 2 км южнее) к г. Фрунзе. Это объясняет необходимость непрерывного "прослушивания дыхания" разлома с целью прогноза землетрясений.

Местоположение Иссык-Атинского разлома уточнено на местности по данным приповерхностной радоновой эманационной съемки. Вкрест простирания разлома пройдены четыре профиля, расстояние между которыми составляло 200 м, между точками наблюдений в профилях - 10 м. Пробы грунтового воздуха (почвенный слой в районе около 5 см) для определения радона отбирались из бурок глубиной 60-70 см с применением стандартного зонда. В качестве анализирующего прибора использовался ионизационный эманометр СГ-II. Он же применялся и при последующих режимных наблюдениях. Среднеквадратическая погрешность единичного наблюдения составляла $\pm 11\%$ относительных.

Схематический геологический разрез и данные радоновой съемки по одному из профилей приведены на рис. 1. На юге разлома концентрация радона увеличивается в 2-2,5 раза, на севере, под большой толщей отложений аномалия отмечается менее четко. На рисунке показаны точки заложения наблюдательных шурфов: № 1 - вне зоны разлома и № 2 - в зоне. Сечение шурфов 1х1 м, глубина 1,75 м, они постоянно закрыты герметизирующими шитами. В каждом шите имеется центральное отверстие диаметром 20 мм, постоянно закрытое пробкой. При отборе проб через это отверстие в шурф опускается шланг. Глубина отбора проб 1 м. Литологический разрез обоих шурфов тождественен, на всю глубину они пройдены в плотных желто-серых суглинках.

Природа радиоактивности проб воздуха, установленная по периоду полураспада (3,82 дня), является чисто радоновой. Радиоактивность проб воздуха, отбираемых из шурфов, определялась регулярно - два раза в неделю. Одновременно с отбором проб фиксировались значения температуры воздуха в шурфе и атмосфере на высоте 3 м. Один раз в две недели проводился контроль за радиоактив-

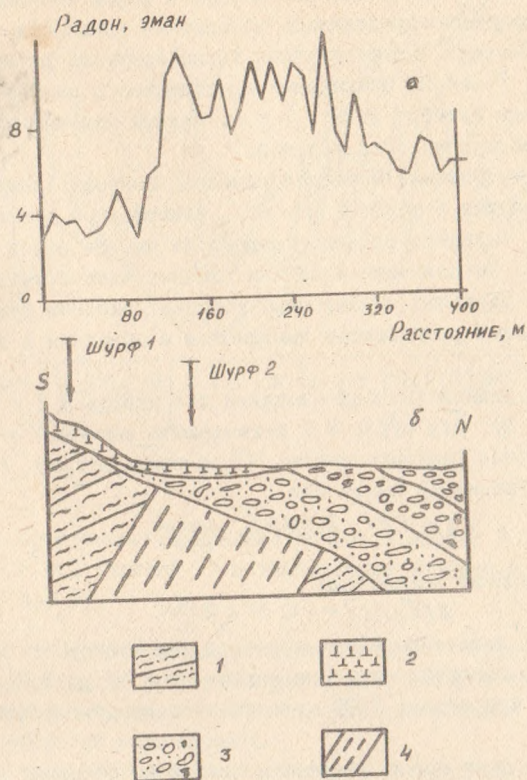


Рис. 1. Результаты профильной радоновой съемки (а) и схематический геологический разрез (б) в районе режимных наблюдений. 1 - сланцевые образования; 2 - суглинки; 3 - галечники и конгломераты; 4 - разлом.

ностью атмосферного воздуха. Она постоянно оставалась низкой - на уровне 0,02-0,05 эман, что соизмеримо с фоном ионизационной камеры. Периодически определялась абсолютная влажность воздуха в шурфах и атмосфере. Осуществлялся также контроль за атмосферным давлением. Режимные наблюдения проводились с начала июля 1981 г. до конца октября 1982 г., т.е. полный годовой цикл изменения метеорологических условий.

Поскольку изучаемые метеорологические факторы (температура и влажность воздуха в шурфе и вне его, атмосферное давление) взаимосвязаны, выделить влияние каждого из них на выход радона затруднительно. По полученным данным влияние влажности воздуха и атмосферного давления существенно уступает влиянию температуры. Поэтому анализ результатов выполнялся в основном с учетом температуры.

Поведение радиоактивности воздуха для шурфов № I и № 2 различно (рис. 2). Для шурфа № I установлена значимая отрицательная корреляция радиоактивности C_r с температурой $t^{\circ}\text{C}$ воздуха в шурфе. Уравнение имеет вид

$$C_r = 5,81 - 0,093 t, \text{ эман}, \quad (1)$$

при этом коэффициент корреляции

$$r(C_r/t) = -0,81 \pm 0,04.$$

В пределах зафиксированных значений температур от 0 до $+20^{\circ}\text{C}$ уровень радиоактивности изменяется от 5,81 до 3,95 эман или колеблется в пределах $\pm 20\%$ относительно среднего, т.е. незначительно.

Полученный факт можно объяснить следующим образом. Шурф № I находится вне зоны разлома и в нем отсутствует вертикальная (снизу вверх) компонента потока радона. Весь измеряемый здесь радон является продуктом его эманирования в пространство шурфа из близлежащего объема грунта. Поэтому концентрация радона в объеме шурфа № I названа "нормальным фоном" пород $C_{нф}$, т.е.

$$C_r = C_{нф}. \quad (2)$$

Отрицательная корреляция радиоактивности и температуры воздуха для шурфа № I связана с тем, что при увеличении температуры коэффициент диффузии радона, как известно, возрастает. Это

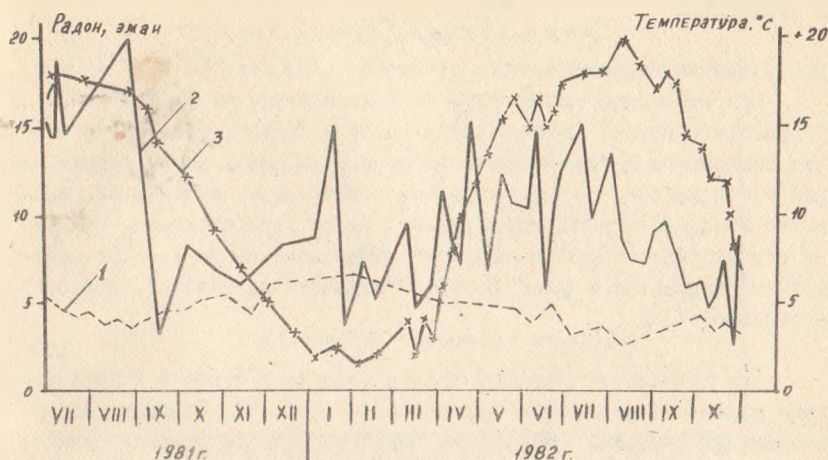


Рис. 2. Измеренные содержания радона в шурфах № I (кривая I) и № 2 (кривая 2) и температура воздуха в шурфах (кривая 3).

вызывает увеличение выхода радона в открытое пространство — атмосферу, "обедняя" радоном объем шурфа, который сверху герметически закрыт. Для радиоактивности воздуха в шурфе № I связи с сейсмичностью не установлено.

Для шурфа № 2 в отличие от шурфа № I радиоактивность характеризуется высокой степенью изменчивости и значительной амплитудой предельных уровней — от 3 эман в минимуме до 20 — в максимуме.

Кроме компоненты "нормального фона" пород, которая из-за тождественности грунтов в местах расположения обоих шурфов принята одинаковой, для шурфа № 2 выделена компонента, названная "нормальным потоком" — $C_{нп}$. Для этой компоненты установлена положительная корреляционная связь с температурой t °C воздуха

в шурфе вида

$$C_{нп} = 0,53 \exp(0,144 t), \text{ зман}, \quad (3)$$

при значении корреляционного отношения $\rho(C_{нп}/t) = 0,77 \pm 0,06$.

При изменении температуры воздуха в шурфе от 0 до + 20 °С "нормальный поток" увеличивается почти в 20 раз, т.е. значительно. Эта компонента интерпретируется как идущий снизу вверх вертикальный поток радона, который с ростом температуры, вызывающей увеличение коэффициента диффузии радона, будет увеличиваться. Величина радиоактивности, получаемая из измеренной $C_{измер}$ за вычитанием "нормального фона" пород и "нормального потока", является аномальной:

$$\Delta C_{аном} = C_{измер} - (C_{нф} + C_{нп}). \quad (4)$$

Для аномальной радиоактивности воздуха в шурфе № 2 установлена связь с проявлениями сейсмичности (рис. 3). Положительными аномалиями отмечены приближения землетрясений 14 февраля 1982 г. в районе с.Воронцовки (энергетический класс $K=9$) и 6 мая 1982 г. в районе г.Рыбачье ($K=II$). Оба указанных пункта в геолого-тектоническом плане располагаются в той же сейсмогенной зоне, где и пункт наблюдений.

Очаг первого землетрясения находился примерно в 10 км от места наблюдений. Можно полагать, что именно близость очага к месту наблюдения обеспечила очень четкую "предвестниковую" картину. В конце октября - начале ноября 1981 г. начался постоянный рост концентрации радона, который продолжался в декабре 1981 и январе 1982 гг. К 25 января 1982 г. радиоактивность достигла максимума (15 зман), т.е. превысила фон более чем в 3 раза, затем резко упала. Землетрясение последовало примерно через 2,5 недели после максимума. Ещё более наглядно на "предвестниковую" картину

этого землетрясения указывает кривая 2 рис. 3, полученная из исходной кривой $\Delta C_{аном}$ (кривая 1 рис. 3) преобразованием методом "скользящего среднего". Ширина "окна" составляла 4 недели, шаг - 1 неделя. Основой выбора ширины "окна" являются следующие условия:

равенство ширины "окна" целочисленным значениям периодичности наблюдений, которая составляет неделю;

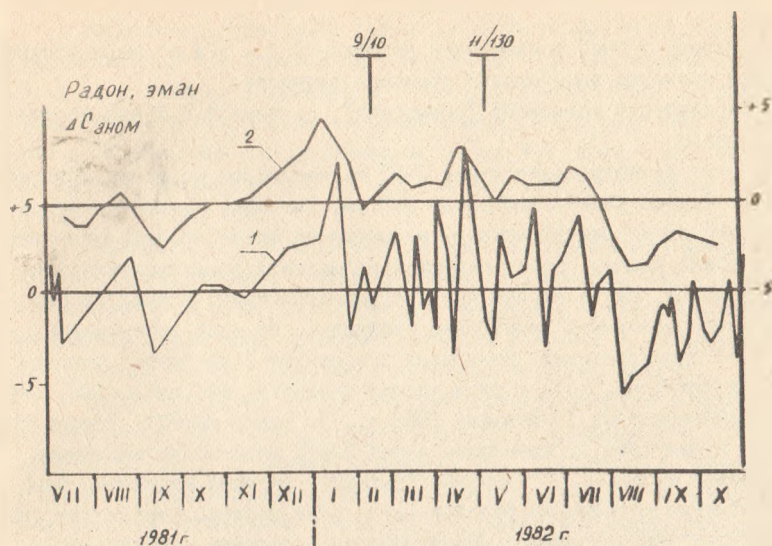


Рис. 3. Аномальные содержания радона в шурфе № 2. 1 - исходные данные, шкала слева; 2 - данные, полученные методом "скользящего среднего", шкала справа. Вверху указаны моменты землетрясений и их параметры: в числителе - энергетический класс К, в знаменателе - расстояние от места наблюдений до очага, км.

ширина "окна" должна быть не более $1/3 - 1/4$ от ширины ожидаемой аномалии во избежание пропуска аномалии;

исключение возможной "гармоники", связанной с лунно-месячным циклом.

Очаг землетрясения 6 мая 1982 г. находился от места наблюдений на прямом расстоянии около 130 км. Очевидно из-за удаленности очага этого землетрясения, несмотря на более высокий его энергетический класс, соответствующая аномалия $\Delta C_{\text{радон}}^{\text{ном}}$ проявилась не столь четко, как в случае первого землетрясения. К тому же она оказалась осложнена вариациями, имеющими, по всей вероятности, местное происхождение. На кривой "скользящего среднего" эти вариации сглажены, хотя в этом случае амплитуда аномалии ниже, чем для землетрясения 14 февраля 1982 г., но также четкая. Землетрясение 6 мая 1982 г. произошло через 10-12 дней после максимума на кривой $\Delta C_{\text{радон}}^{\text{ном}}$. Радоновое "дыхание" разлома изучалось нами в сравнении с опорным, фоновым как в зоне разлома, так и вне его в грунтах тождественного литологического состава - желто-серых суглинках.

Режимными наблюдениями в течение 16 месяцев, с начала июля 1981 г. до конца октября 1982 г., включающих полный годовой цикл изменения метеорологических условий, установлено, что влияние метеорологических и сезонных условий на концентрацию радона в грунтовой воздухе существенно лишь для участка в зоне разлома. Вне разлома это влияние практически отсутствует. Это позволило разделить величину измеряемой радиоактивности, или концентрации радона, на нормальную и аномальную компоненты. Нормальная компонента радиоактивности - это содержание радона, которое измерено в месте наблюдения во время сейсмического затишья. Она не является постоянной величиной, а меняется в зависимости от метеорологических и сезонных условий. Из всех изученных метеорологических факторов на уровень радиоактивности наибольшее влияние оказывает температура воздуха в шурфе. Получена корреляционная зависимость, в соответствии с которой для любого момента времени в данной точке наблюдений может быть вычислена величина нормальной компоненты.

Аномальная компонента равна разности измеренного значения радиоактивности и нормальной компоненты. Для аномальной компоненты в зоне разлома установлена связь с сейсмичностью. Её увеличением отмечены приближения землетрясений 14 февраля 1982 г. в районе с. Воронцовки (энергетический класс $K=9$, расстояние от места наблюдения до очага $R = 10$ км) и 6 мая 1982 г. в районе г. Рыбачье ($K=II$, $R = 130$ км).

Обработка исходных данных аномальной компоненты методом "скользящего среднего" (ширина "окна" - 4 недели, шаг - 1 неделя) позволила исключить низкочастотные вариации, вызываемые соответствующими вариациями метеорологических условий. В результате этого предвестниковые аномалии выделились особенно чётко.

Сдвиг фаз между изменением температуры воздуха в шурфе и вызванным им изменением радиоактивности (примерно 2-3 недели) показан на рис. 2. Вполне возможно, что "глубокие" и "широкие" отрицательные аномалии в августе-сентябре 1982 г., а также другие участки аномальной компоненты, однозначная интерпретация которых затруднена, связаны именно с этим обстоятельством. Поэтому представляется, что для уточнения прогностических критериев при обработке исходных данных следует развивать математический аппарат, в частности, применять метод "скользящего среднего" для исключения низкочастотных вариаций, методы корреляционного и автокорреляционного, а также гармонического анализа для учета сдвига фаз между изменением метеорологических условий и изменением радиоактивности и другие методы, назначение которых - выделение "сигнала" на фоне "помех".

ЛИТЕРАТУРА

1. Поиски предвестников землетрясений. - Мат-лы Междунаро. симпозиума 27 мая - 3 июня 1974 г. Ташкент: Фан, 1976.
2. *Preliminary analysis of meteorological and seasonal influences on crustal gas emission relevant to earthquake prediction.* Ronald W. Klusman and James D. Webster. - *Bull. of the Seismological society of America*, 1981, vol. 71, n. 1.

Э.Ш.Шакиров, Л.Е.Ким, В.Н.Погребной, Е.А.Баталева

АНОМАЛЬНОЕ ПОВЕДЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
НА МВС КИРГИЗИИ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 31.12.82

Известно, что перед некоторыми землетрясениями наблюдаются аномальные изменения геофизических полей, в том числе и геомагнитного [1]. На геофизических полигонах Советского Союза действует огромное количество пунктов геомагнитных наблюдений как стационарных, так и временных. Основное внимание уделяется работе на протонных магнитометрах как наиболее стабильных, выполненных на современном уровне, позволяющих не только регистрировать, но и накапливать, осреднять и передавать информацию по каналам в автоматизированный центр обработки. Отечественными протонными магнитометрами измеряется только модуль полного вектора геомагнитного поля, а не его отдельные составляющие, вследствие чего значительно обедняется информация о внутриземных процессах и остаются не выясненными природа, динамика формирования геомагнитных предвестников, а также возможная максимальная величина геомагнитного эффекта.

С 1974 г. нами начаты ежесуточные наблюдения на ΔZ магнитометрах оптико-механической системы с ценой деления 10 нТ/дел. и температурным коэффициентом, не превышающим 0,5 нТ/град, которые проводились с учетом температурной обстановки и контролем сползания нуля-пункта. В 1975 г. сеть увеличена до 10 магнитометрических пунктов. Сильнейшие в Средней Азии землетрясения (Газлийские 1976 г., Жаланаш-Тыпское 1978 г., Алайское 1978 г.) были отмечены на наших пунктах долговременными аномалиями, в основном отрицательного знака, достигающими по величине сотен нантесла [2]. С 1979 г. по Северному Киргизскому Тянь-Шаню нами начато создание сети магнитовариационных пунктов, оснащенных станциями ИЗМИРАН-4 с контролем базисных. Регистрация вариаций осуществлялась с чувствительностью 0,5-3,4 нТ/мм по Z - составляющей, 1,0-3,1 нТ/мм - по H - и 1,0-2,3 нТ/мм - по D -составляющим.

1 января 1983 г. на северном побережье Иссык-Куля в 35 км

к северу от г. Чолпон-Ата произошло сильное землетрясение с $K = 13,6$, ощущаемое в г. Фрунзе как четырехбалльное. Пространственно эпицентр оказался расположенным между двумя магнитовариационными станциями: на расстоянии 60 км к северо-западу от МВС Ананьево и 110 км к северо-востоку от МВС Боом, находящимися в Кунгейской сейсмогенерирующей зоне северной окраины Иссык-Кульской глыбы срединного массива [3]. Третья МВС Таш-Мойнок расположена в 200 км к западу от эпицентра в южном обрамлении Восточно-Чуйской впадины. Нами изучено поведение геомагнитных полей по группе станций ИЗМИРАН-4 за несколько месяцев до землетрясения и предпринята попытка выделить сейсмамагнитный эффект и вскрыть причины его образования. Обработке был подвергнут вариационный материал за период с 1 сентября 1982 г. по 20 января 1983 г. Наблюдаемое магнитное поле за это время характеризовалось интенсивными магнитными возмущениями. Магнитные бури происходили в среднем через 10-20 дней (рис. 1). Из рисунка видно, что во время сильных возмущений ход горизонтальной и вертикальной составляющих геомагнитного поля имел обратное направление. Изменения поля Z на станциях Ананьево и Таш-Мойнок идентичны, а на станции Боом имеют характерное отличие, а именно: если поле на станциях Ананьево и Таш-Мойнок за период конец сентября 1982 г. - середина января 1983 г. уменьшилось на ~ 20 нТ, то на станции Боом - на ~ 8 нТ.

Для Н-и Д-составляющих средний уровень наблюдаемого Н-поля за исключением сильно возмущенных дней с ноября по декабрь 1982 г. понизился на МВС Боом и Ананьево и не изменился на МВС Таш-Мойнок. Средний уровень наблюдаемого поля Д-составляющей остался таким же на МВС Боом и несколько увеличился на МВС Таш-Мойнок и Ананьево (рис. 1). Для выявления сейсмамагнитных аномалий была использована известная методика разностного поля по ночным часам, которая основана на том, что при расчете разностей по какому-либо парам МВС, расположенных на расстояниях первых десятков километров, региональная, внешняя, составляющая уничтожается, а локальная, возможно, сейсмамагнитная, остается. Ночные часы были выбраны для исключения влияния различного прохождения в двух раз-

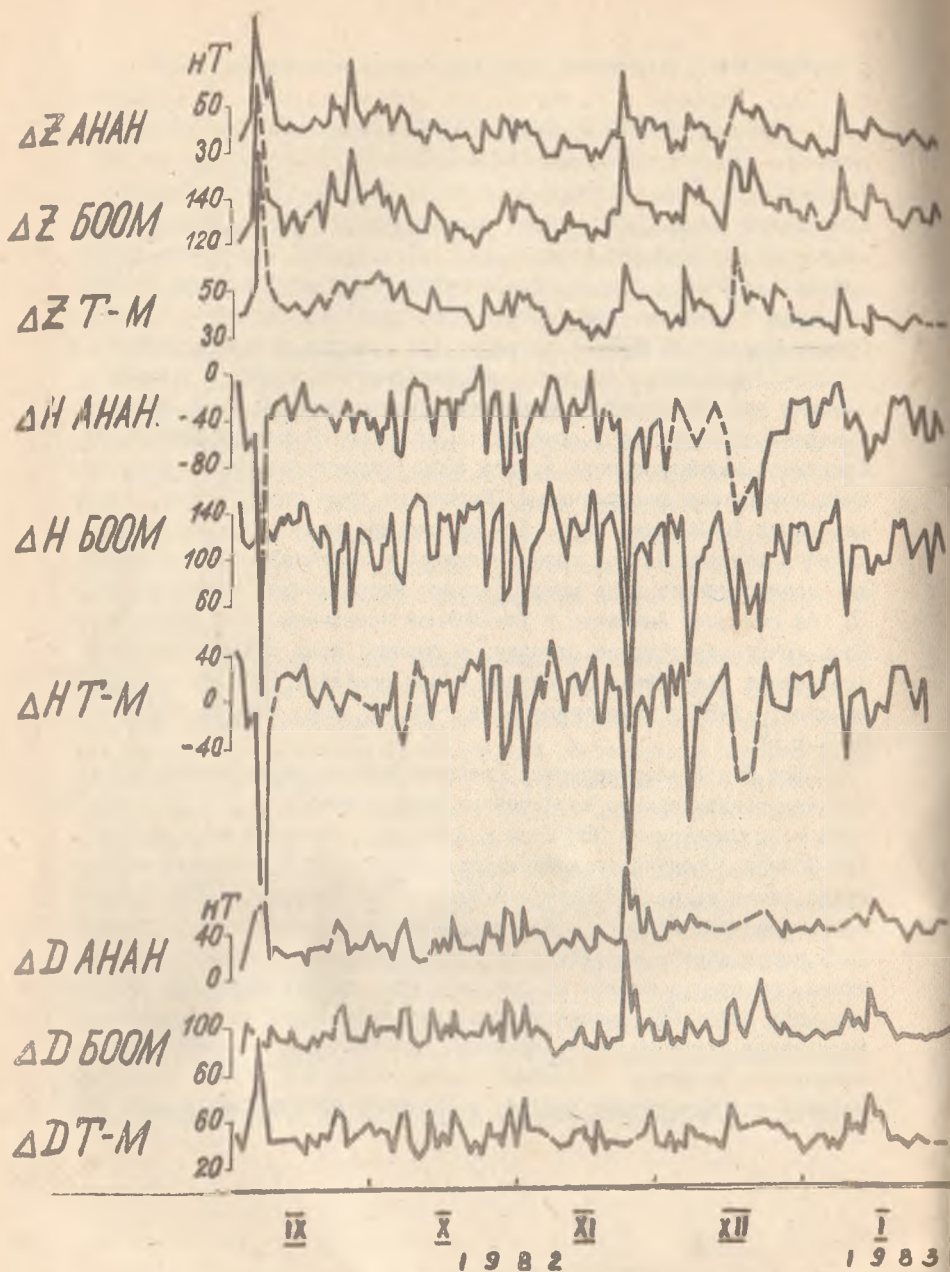


Рис. 1. Графики наблюдаемого геомагнитного поля на МВС Киргизии по 16 часу ΔT .

несенных пунктах спокойной дневной вариации. Рассчитывались и анализировались разности полей по трем составляющим пар станций Таш-Мойнок-Боом, Ананьево-Боом. В порядке эксперимента расчет разностного Z поля велся как по среднесуточным значениям, так и по трем ночным часам: 14, 16 и 18 ЧТ. Результаты расчетов приведены на графиках (рис. 2). После предварительного анализа четырех экспериментальных кривых по каждому разностному Z полю была выделена кривая 16 часа ЧТ как наиболее спокойная и в меньшей степени подверженная влиянию прохождения коротко-периодных вариаций (рис. 2). Следует отметить хорошую корреляцию хода разностных Z полей по отдельным часам. Для разностного среднесуточного Z поля характерны более резкие изменения по времени, очевидно, вследствие неучета прохождения спокойной суточной вариации и образования различного индукционного эффекта. Далее, при оценке общего уровня разностного поля были исключены дни с сильными магнитными возмущениями типа мировых бурь, из 142 рассматриваемых для анализа дней отобрано 90.

Разностное $\Delta\Delta Z$ поле по данным пар Таш-Мойнок-Боом и Ананьево-Боом характеризуется монотонным уменьшением поля на ~ 10 нТ за период сентябрь-декабрь 1982 г. Поскольку между станциями Ананьево-Таш-Мойнок разностное поле не обнаруживает изменений, то аномальное локальное поле, выразившееся в уменьшении $\Delta\Delta Z$ на ~ 10 нТ (при среднеквадратичной погрешности определения разности Z Таш-Мойнок-Боом 3,0 нТ и разности Z Боом-Ананьево 1,5 нТ), возникло вблизи станции Боом за три месяца до землетрясения.

Разностные поля Н- и Д-составляющих были вычислены по 16 часу ЧТ. Из графика разностного Н поля Таш-Мойнок-Боом (рис. 2) видно, что поле с конца сентября по декабрь увеличилось на 14 нТ, а затем в течение двух месяцев с 1 декабря 1982 г. по 20 января 1983 г. оставалось на достигнутом максимальном уровне при среднеквадратичном отклонении определения разности Н 1,9 нТ. Описанные изменения в разностном поле Н Таш-Мойнок-Боом обусловлены аномальным поведением наблюдаемого геомагнитного поля Н, на МВС Боом - некоторым повышением уровня наблюдаемого поля в сен-

тябре, октябре и уменьшением его к концу периода исследования (рис. 1). В разностном поле Н Ананьево-Боом аномальные изменения общего уровня поля аналогичны изменениям разностного поля Н Таш-Мойнок-Боом. Однако, если сравнить поведение Н поля в Ананьево и Бооме, т.е. принять третью станцию за базовую и рассчитать новые разности: Н Ананьево-Таш-Мойнок и Н Боом-Таш-Мойнок (рис.2), то увидим, что с начала до конца сентября поле $\Delta\Delta$ Н увеличилось на ~ 10 нТ, а в дальнейшем оставалось на этом уровне до 20 января 1983 г. Разностное же поле Боом-Таш-Мойнок уменьшилось на 14 нТ. Таким образом, совместное рассмотрение разностного поля Н по парам станций Таш-Мойнок-Боом, Ананьево-Боом, Ананьево-Таш-Мойнок, Боом-Таш-Мойнок позволило сделать вывод, что поле $\Delta\Delta$ Н уменьшилось на станции Боом на 14 нТ с октября до конца декабря 1982 г., т.е. примерно за три месяца до землетрясения.

Проанализируем поведение поля Д. Примем станцию Боом за базовую. Тогда разностное поле $\Delta\Delta$ Д пары Таш-Мойнок-Боом обнаруживает следующую структуру: в октябре поле $\Delta\Delta$ Д уменьшилось на ~ 6 нТ по сравнению с сентябрем, в ноябре оно восстановилось, в декабре вновь понизилось до уровня октября. Вариация носит, таким образом, волнообразный характер. Разностное поле $\Delta\Delta$ Д по паре Ананьево-Боом более простое по структуре - оно монотонно увеличивалось с сентября по декабрь на ~ 10 нТ. Если за базовую станцию принять Таш-Мойнок, то характер поля по паре Боом-Таш-Мойнок будет обратным описанному по паре Таш-Мойнок-Боом, а по паре Ананьево-Таш-Мойнок обнаруживается монотонное увеличение разностного поля $\Delta\Delta$ Д от сентября по декабрь на ~ 10 нТ. Таким образом, как по паре Ананьево-Боом, так и по паре Ананьево-Таш-Мойнок характер изменения поля $\Delta\Delta$ Д практически одинаков: поле монотонно увеличивалось с сентября по декабрь на ~ 10 нТ. Следовательно, можно сделать вывод, что аномальное поле $\Delta\Delta$ Д возникло в районе станции Ананьево за три месяца до Чолпон-Атинского землетрясения.

В результате проведенных исследований получено, что на МВС Таш-Мойнок, расположенной в 200 км к западу от эпицентра Z , Д-и Н-составляющие геомагнитного поля не испытали аномальных из-

менений. На МВС Боом, расположенной в 110 км к юго-западу от эпицентра, обнаружено аномальное монотонное уменьшение северной и вертикальной составляющих геомагнитного поля на 10 и 12 нТ соответственно за три месяца до момента толчка. На МВС Ананьево, расположенной в 60 км к юго-востоку от эпицентра, обнаружено аномальное увеличение поля D на ~ 10 нТ также за три месяца до толчка (рис. 2).

Магнитное склонение на территории Киргизии характеризуется небольшой величиной — около 4° , поэтому с известной степенью точности можно принять H за северную, а D — за восточную составляющую геомагнитного поля. Тогда аномальное увеличение восточной составляющей при нормальной северной в пункте МВС Ананьево можно объяснить поворотом и увеличением горизонтальной составляющей геомагнитного поля по часовой стрелке, начавшимися за три месяца до землетрясения. Аномальное уменьшение северной при нормальной восточной составляющей в пункте МВС Боом также обусловлено поворотом и уменьшением горизонтальной составляющей напряженности геомагнитного поля по часовой стрелке. Поворот вектора начался за три месяца до толчка. Кроме того, на пункте МВС Боом наблюдалось и аномальное уменьшение Z — составляющей.

Природа выявленной аномалии, возможно, связана с изменением магнитных свойств горных пород. Увеличивающееся напряженное состояние в области подготовки землетрясения, по-видимому, изменило структуру поля естественной остаточной намагниченности большого объема масс горных пород.

На основе вышеизложенного можно сделать следующие выводы: выявлены аномалии в поведении северной, восточной и вертикальной составляющих геомагнитного поля за три месяца до землетрясения с $K = 13,6$ на эпицентральных расстояниях 60 км и 110 км. Обнаруженную аномальную особенность можно качественно объяснить поворотом по часовой стрелке горизонтальной составляющей вектора полной напряженности геомагнитного поля; процесс аномального изменения геомагнитного поля не завершился даже спустя 20 дней после толчка. Для окончательного определения характера связи полученных аномалий с происшедшим землетрясением требуются дальнейшие наблюдения,

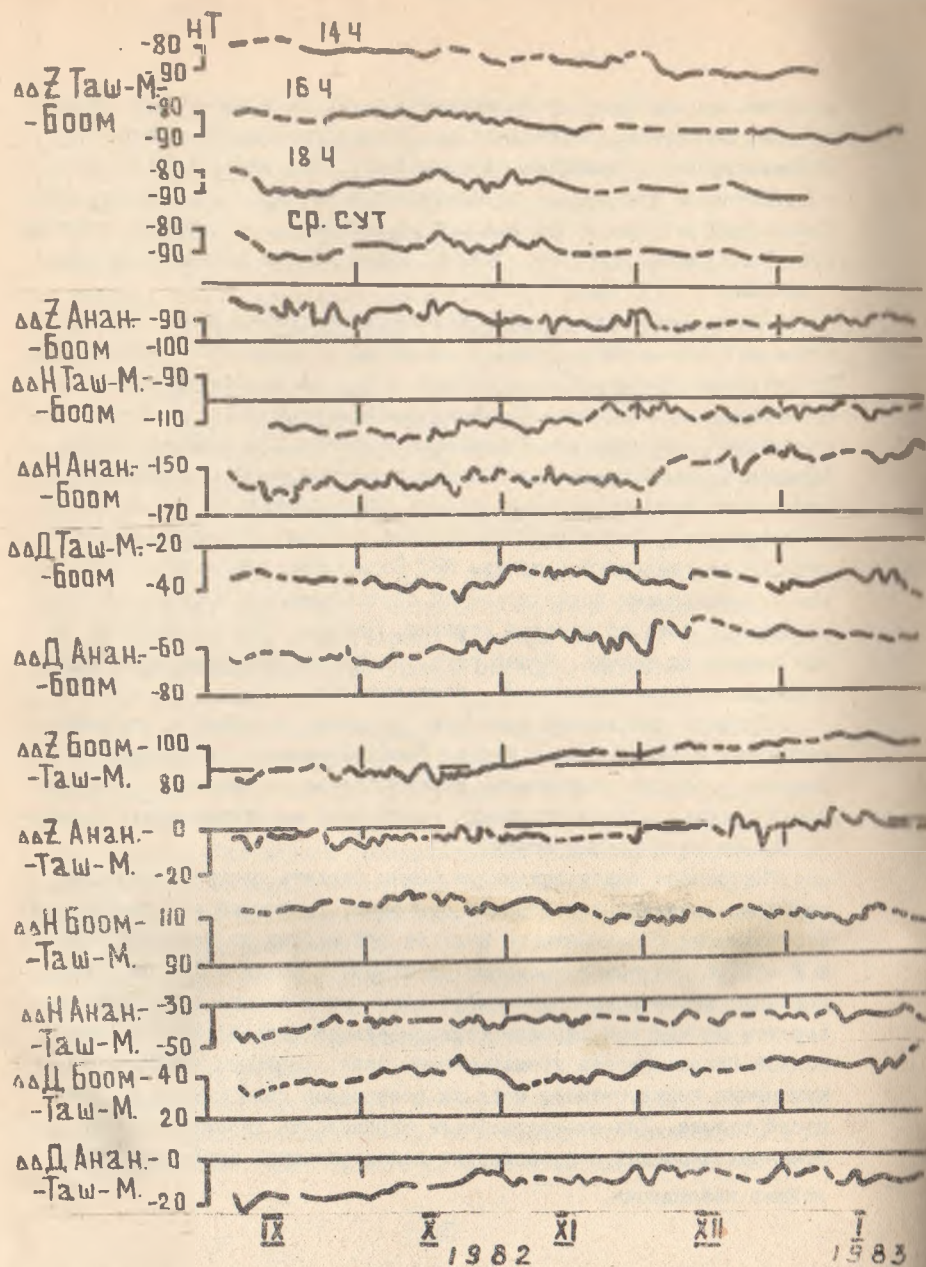


Рис. 2. Аномальное изменение разностного геомагнитного поля перед землетрясением 31.12.82.

Таким образом, геомагнитные методы исследования внутриземных процессов с целью поисков геомагнитных предвестников землетрясений являются достаточно обнадеживающими.

ЛИТЕРАТУРА

1. СКОВОРОДИН Ю.П. Явление тектономагнетизма и локальные геомагнитные вариации в сейсмоактивных зонах. - Автореф. докт. дисс. М., 1980.
2. КИМ Л.Е. Геомагнитные предвестники сильных землетрясений юго-восточной Ферганы. - В кн.: Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Фрунзе: Илим, 1981.
3. КНАУФ В.И., ЧЕДИЯ О.К., ШИЛОВ Г.Г. Сейсмогенерирующие зоны и их структурное положение. - В кн.: Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины. Фрунзе: Илим, 1978.

В.Н.Погребной

К ВОПРОСУ ЗАВИСИМОСТИ СПОКОЙНЫХ СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ОТ СТЕПЕНИ МАГНИТНОЙ ВОЗМУЩЕННОСТИ

В настоящее время в сейсмоактивных районах проводятся магнитотеллурические и магнитовариационные исследования для определения изменчивости электропроводности горных массивов как возможного предвестника готовящегося землетрясения. При этом используются пульсации, бухтообразные возмущения, солнечно-суточные вариации, мировые магнитные бури, полугодовые, годовые, одиннадцатилетние и вековые вариации.

Особое внимание исследователей, занимающихся магнито-теллурическим зондированием, привлекают солнечно-суточные вариации, позволяющие вследствие достаточно большого количества данных (мировая сеть насчитывает в настоящее время более 180 магнитных обсерваторий) производить сферический гармонический анализ, а также использовать при расчетах не только основную вариацию (период 24 ч), но и ее гармоники. Поэтому солнечно-суточные вариации служат основой для глобального опорного зондирования, с помощью которого сопоставляются и корректируются локальные электромагнитные зондирования.

Однако определенные с использованием спокойной солнечной суточной вариации (например, в различные сезоны года или периоды солнечной активности) основные параметры глобального магнитовариационного зондирования (кажущегося сопротивления R_T и фазы Φ_T) заметно различаются между собой [1]. Причина этого, по нашему мнению, в том, что исследователи пользуются Sq -вариациями, определенными по пяти спокойным международным дням соответствующего месяца, которые выбираются визуальным по магнитограммам с наиболее спокойным, на первый взгляд, магнитным полем. Такая методика выбора спокойной суточной вариации приводит к ошибкам, связанным с субъективными оценками. В [2] указывалось на то, что

Sq - вариации в день, который международная служба геомагнитных индексов определяет как спокойный, содержат поле возмущения, искажающее истинную Sq -вариацию. Также важно знать об искажении Sq -вариаций в зависимости от степени геомагнитной активности.

Нами предпринята попытка изучить такую зависимость по данным среднеширотной обсерватории "Киев" ($50^{\circ}43'N$, $30^{\circ}18'E$) за 1968 г., относящийся к периоду высокой солнечной активности, и дать рекомендации по правильному определению величины Sq -вариаций.

Предварительно, пользуясь ранее предложенной нами методикой [3], суточные хода солнечной суточной вариации H , D и Z - компонент геомагнитного поля, обозначаемой далее через

$S(H)$, $S(D)$ и $S(Z)$ соответственно, были разделены на спокойную (регулярную), обозначаемую далее через $S_r(H)$, $S_r(D)$, $S_r(Z)$, и возмущенную (иррегулярную), обозначаемую далее через $S_i(H)$, $S_i(D)$ и $S_i(Z)$, части.

На рис. I приведены графики суточных ходов как наблюдаемых S , так и разделенных на спокойную S_r и возмущенную S_i части за три последовательных дня - 20, 21 и 22 апреля 1968 г., причем один из них - 22 апреля 1968 г. - является международным спокойным днем. Из рис. I видно, что 21.04.68 не отмечается ожидаемого для среднеширотной обсерватории "Киев", расположенной выше фокуса Sq -токовой системы, характерного умень-

Однако определенные с использованием спокойной солнечной суточной вариации (например, в различные сезоны года или периоды солнечной активности) основные параметры глобального магнитовариационного зондирования (кажущегося сопротивления R_T и фазы Φ_T) заметно различаются между собой [1]. Причина этого, по нашему мнению, в том, что исследователи пользуются Sq -вариациями, определенными по пяти спокойным международным дням соответствующего месяца, которые выбираются визуально по магнитограммам с наиболее спокойным, на первый взгляд, магнитным полем. Такая методика выбора спокойной суточной вариации приводит к ошибкам, связанным с субъективными оценками. В [2] указывалось на то, что

Sq -вариации в день, который международная служба геомагнитных индексов определяет как спокойный, содержат поле возмущения, искажающее истинную Sq -вариацию. Также важно знать об искажении Sq -вариаций в зависимости от степени геомагнитной активности.

Нами предпринята попытка изучить такую зависимость по данным среднеширотной обсерватории "Киев" ($50^{\circ}43'N$, $30^{\circ}18'E$) за 1968 г., относящийся к периоду высокой солнечной активности, и дать рекомендации по правильному определению величины Sq -вариаций.

Предварительно, пользуясь ранее предложенной нами методикой [3], суточные хода солнечной-суточной вариации H , D и

Z -компонент геомагнитного поля, обозначаемой далее через $S(H)$, $S(D)$ и $S(Z)$ соответственно, были разделены на спокойную (регулярную), обозначаемую далее через $S_r(H)$, $S_r(D)$, $S_r(Z)$, и возмущенную (иррегулярную), обозначаемую далее через $S_i(H)$, $S_i(D)$ и $S_i(Z)$, части.

На рис. I приведены графики суточных ходов как наблюдаемых S , так и разделенных на спокойную S_r и возмущенную S_i части за три последовательных дня - 20, 21 и 22 апреля 1968 г., причем один из них - 22 апреля 1968 г. - является международным спокойным днем. Из рис. I видно, что 21.04.68 не отмечается ожидаемого для среднеширотной обсерватории "Киев", расположенной выше фокуса Sq -токовой системы, характерного умень-

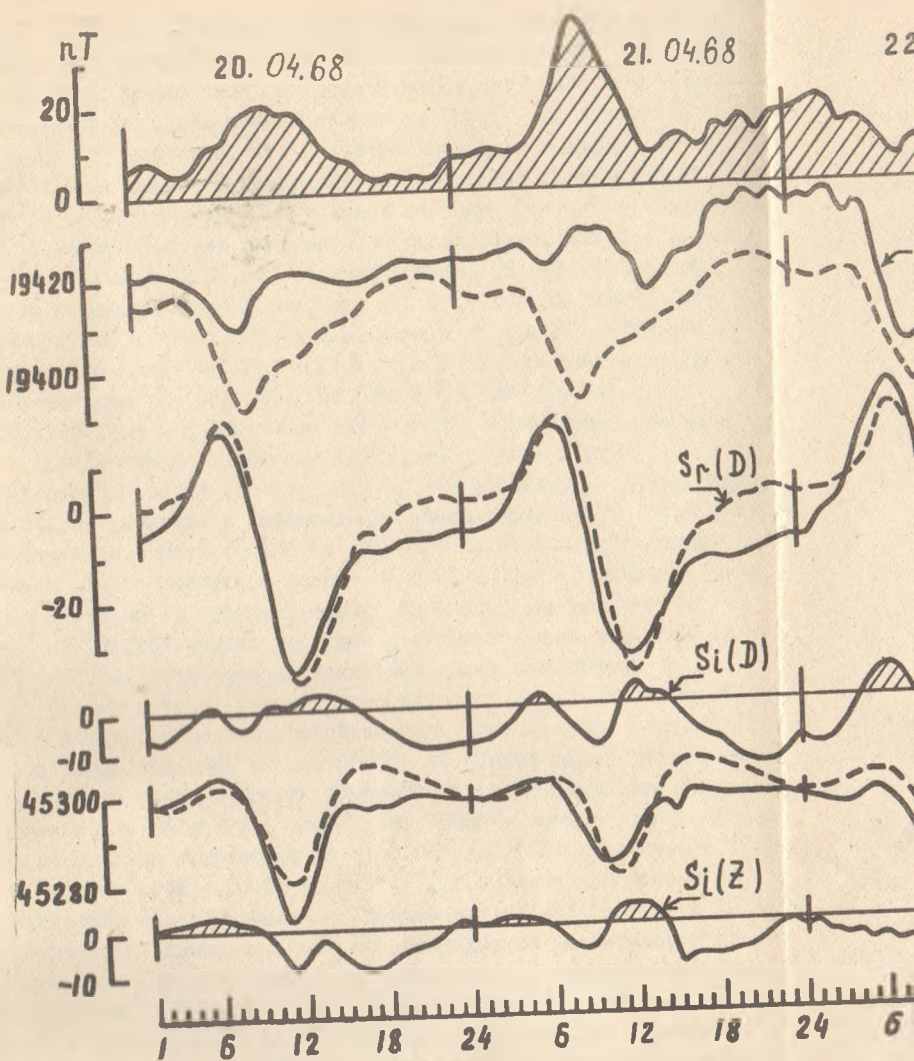


Рис. 1. Суточные хода H , D и Z - составляющих $\vec{H}$ поля за последовательные дни по данным с "Киев" (S - суммарная вариация, S_r и S_i - возмущенная компоненты).

нения H -составляющей в полуденные часы. Если рассматривать только H -составляющую в качестве характеристики Sq -токовой системы, то можно было бы сделать вывод, что либо фокус Sq -токовой системы переместился от широты $30^{\circ}N$ до широты $49^{\circ}N$, т.е. на 19° севернее, что маловероятно, либо токовая система

Sq в этот день отсутствовала. Однако, если рассматривать в качестве характеристики Sq -токовой системы D и X -составляющие, то 21.04.68 токовая система Sq имела место, как и в ближайшие дни - 20 и 22.04.68, причем кривая $S(D)$ практически все 3 дня сохраняла свою форму, а $S(X)$ резко увеличила свою амплитуду 20 и 22.04.68 по сравнению с 21.04.68. Как показало разделение поля $S(H)$, $S(D)$ и $S(X)$ на соответствующие составляющие $S_r(H)$, $S_r(D)$, $S_r(X)$ и $S_i(H)$, $S_i(D)$, $S_i(X)$, 21.04.68 в полуденные часы имело место возмущение, превышающее по своей величине амплитуду регулярно суточного хода $S_r(H)$. Суперпозиция полей $S_r(H)$ и $S_i(H)$ и привела к наблюдаемой 21.04.68 аномалии в поведении суточной вариации $S(H)$. Важно отметить, что поля $S_i(H)$ и $S_i(X)$ за 22.04.68 по своей величине одного порядка с полями $S_r(H)$ и $S_r(X)$, поэтому отнести 22.04.68 к международному спокойному дню ошибочно.

Дальнейший анализ проведен с использованием вариаций $S(H)$ как наиболее подверженных искажению полем возмущений.

Особый интерес представляет изучение поля $S(H)$ -вариаций в последовательные спокойные дни. Так, на рис. 2 представлены суточные вариации за 4-6.05.68 по обсерватории "Киев", которые выбраны международной службой в качестве спокойных международных дней. Из рисунка видно, что уровень поля $S(H)$ -вариаций постепенно возрастает от 4.05.68 до 6.05.68 и поле 6.05.68 выше уровня поля 4.05.68 на $\sim 25nT$, т.е. явно содержит в себе возмущение. И, действительно, разделив поля на $S_r(H)$ и $S_i(H)$ -компоненты, видим, что 6.05.68 наблюдается значительное по величине поле $S_i(H)$ (рис. 2), интенсивность которого сравнима по величине с полем $S_r(H)$. Таким образом, 6.05.68 нельзя отнести к спокойному в магнитном отношении. Наиболее спокойным днем следует считать 4.05.68. Аналогичная картина наблюдается и

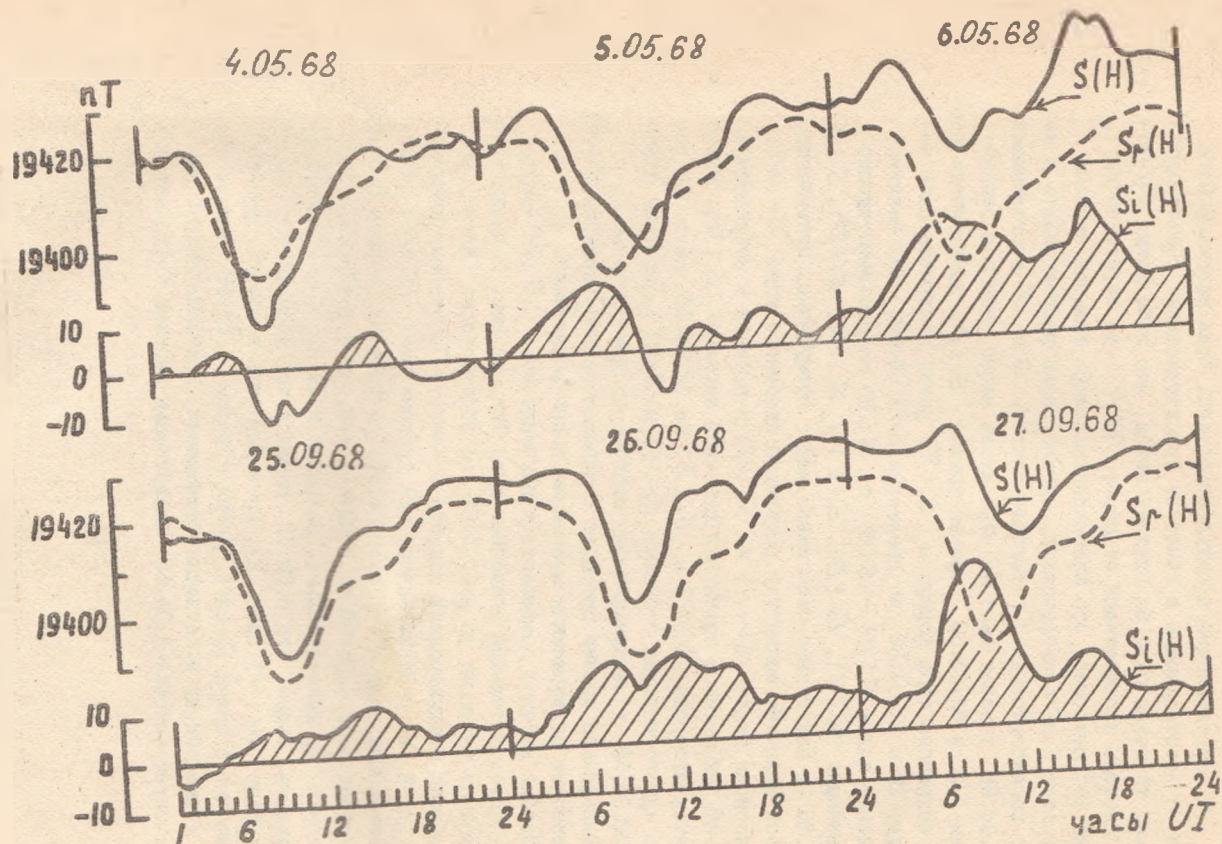


Рис. 2. Суточные хода H -составляющей геомагнитного поля за последовательные международные спокойные дни по данным обсерватории "Киев" ($S(H)$, $S_r(H)$ и $S_i(H)$ - суммарный суточный ход, спокойная и возмущенная компо-

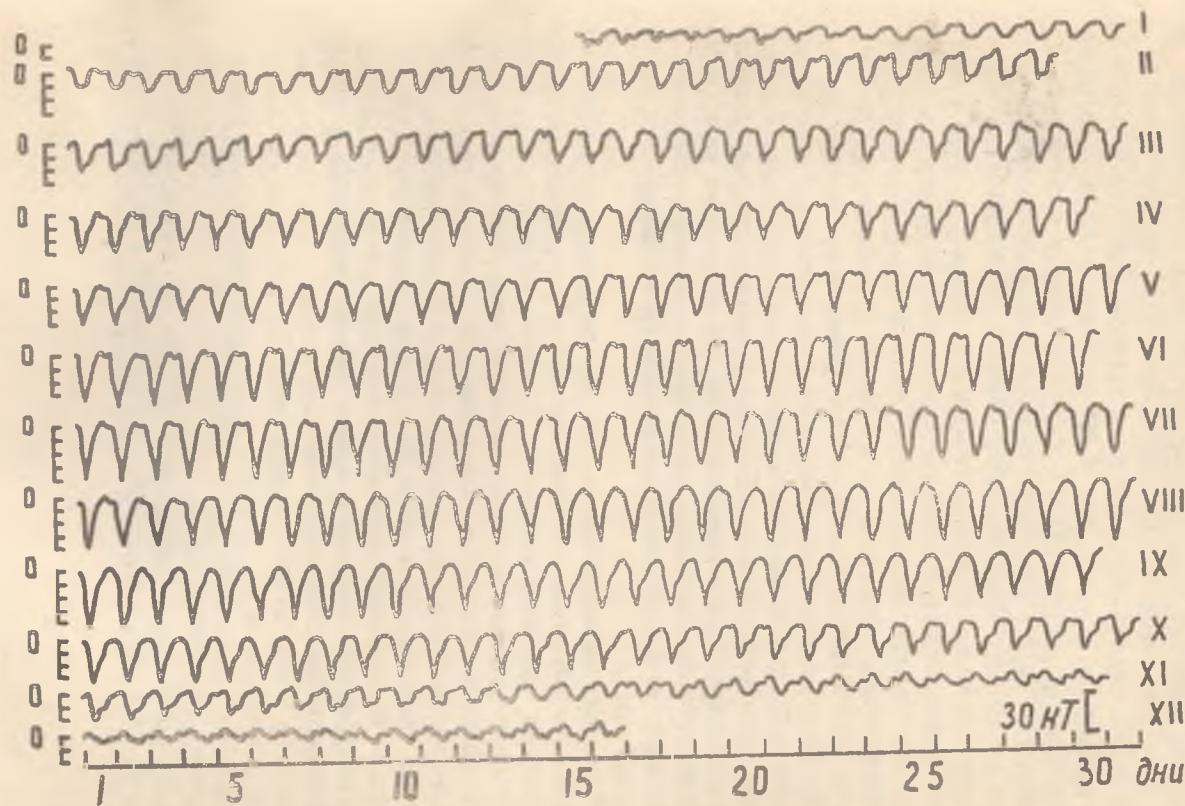


Рис. 3. Спокойные солнечно-суточные вариации H -составляющей геомагнитного поля по данным обсерватории "Киев" за 1968 г.

в серии спокойных международных дней 25.09.68 - 27.09.68 (рис.2). В этой серии наиболее спокойным днем следует считать только 25.09.68. На рис. 3 представлены суточные ходы $S_r(H)$ -вариаций по данным обсерватории "Киев" за период 16.01.68 - 16.12.68. Как видно из рисунка, $S_r(H)$ -вариации являются регулярными. Амплитуда $S_r(H)$ изменяется незначительно (в пределах 2-5 nT) ото дня ко дню, последовательно нарастая от минимальных (7-10 nT) до максимальных (40-45 nT) значений при переходе от зимы к лету. Аналогичный характер в изменениях поля ото дня ко дню и в сезонах года носят и суточные ходы $S_r(D)$ и $S_r(X)$ -вариаций. Полученные результаты являются доказательством независимости солнечно-суточной вариации от степени магнитной активности. Например, в июне суточные вариации $S_r(H)$ в международные спокойные дни 5,6,21,24 и 25 июня и в возмущенные дни - 10,11,12,13 и 14 июня практически одинаковы (разброс в величине суточной амплитуды в указанные дни с различной магнитной активностью не превышает 2-3 nT , т.е. находится в пределах ошибки вычисления поля). Как видно из рис. 3, аналогичные результаты наблюдаются в любой месяц года.

Таким образом, показано, что S_q -токовая система и обусловленные ею регулярные магнитные вариации S_r устойчивы, не зависят от степени магнитной активности. Кажущаяся изменчивость солнечно-суточной вариации ото дня ко дню объясняется наложением на поле S_r дополнительного поля возмущения S_i , имеющего иррегулярный характер. Поле S_r , определяемое по пяти невозмущенным дням месяца, содержит часть поля S_i . Поэтому рекомендуется для выделения S_r -вариаций пользоваться способом, описанным в [3], при котором не исключается ни один день из наблюдений, и позволяющим полностью исключить поле возмущения.

ЛИТЕРАТУРА

1. РОТАНОВА Н.М., ПУШКОВ А.Н. Глубинная электропроводность Земли. М.: Наука, 1982.
2. ПОГРЕБНОЙ В.Н. Разделение поля $S_q(H)$ -вариаций на LT - и UT -компоненты. - Геомагнетизм и аэрономия, 1974, 14, № 2.

3. ПОГРЕБНОЙ В.Н. Эффективный фильтр для разделения геомагнитных вариаций на спокойную и возмущенную части. - Изв. АН Киргиз. ССР, 1982, № 4.

В.И. Мохря

К ВОПРОСУ О СОЗДАНИИ МОБИЛЬНОГО КОМПОНЕНТНОГО ПРОТОННОГО МАГНИТОМЕТРА (КОМПОНЕНТНЫЙ ВАРИАНТ ММП-203)

В настоящее время всё острее ставится вопрос о создании специального мобильного компонентного протонного магнитометра КПМ для работы на опорных пунктах геомагнитных полигонов.

В плане решения этого вопроса перед автором была поставлена задача испытать возможность создания мобильного КПМ на базе серийно выпускаемого научно-производственным объединением "РУДТЕОФИЗИКА" пешеходного протонного Т-магнитометра модели ММП-203.

Согласно паспортным данным, диапазон полей, измеряемых магнитометром, 20 ± 100 тысяч нТл, систематическая составляющая погрешность $0 \pm 2,5$ нТл, средняя квадратичная погрешность отдельного измерения $0 \pm 1,5$ нТл, отсчетная точность счетной системы ± 1 нТл.

В паспортных данных сказано, что при изменении пространственной ориентации измерительного блока, расположенного на расстоянии одного метра от датчика, показания прибора могут меняться до 2 нТл. Для устранения этого явления и для удобства работы с прибором было решено коаксиальный кабель, соединяющий датчик с измерительным блоком, удлинить от полутора до трех метров. При этом несколько уменьшилась помехозащищенность системы по электрическому каналу. Так, электрический экран, "заземленный" на оплетку коаксиального кабеля, защищая катушку от электрических помех, вносит их внутрь входного контура через сопротивление "связи" оплетки. При удлинении соединительного кабеля электрическая помеха возрастает, также возрастает и её проникновение во входной контур пропорционально сопротивлению оплетки коаксиального кабеля, т.е. наблюдается квадратичная зависимость величины помехи от длины кабеля. Поэтому для повышения помехозащищенности магнитометра необходимо в качестве соединительного ка-

беля использовать не коаксиальный кабель, а кабель с двумя гибкими жилами в общем экране, покрытом изоляцией.

Естественно, что без изменения диапазона полей, магнитометр в компонентном варианте в Северо-Западном регионе мог быть испытан как Z -магнитометр, работающий компенсационным методом.

Вычисление горизонтальной компоненты $H_{\text{выч}}$ из наблюдаемых $T_{\text{набл}}$ и $Z_{\text{набл}}$ велось по формуле $H_{\text{выч}} = \sqrt{T_{\text{набл}}^2 - Z_{\text{набл}}^2}$. Для Северо-Запада выражение для оценки погрешности вычисленного значения горизонтальной составляющей имеет вид:

$$\Delta H_{\text{выч}} = 3,4 \Delta T_{\text{набл}} - 3,2 \Delta Z_{\text{набл}}.$$

Для компенсации горизонтальной составляющей было решено изготовить систему колец Гельмгольца диаметром 30 см, поворотный круг и пульт управления током компенсации.

Магнитная ось системы расположена горизонтально и во время наблюдения лежит в плоскости магнитного меридиана. Диаметр системы 30 см. В прямоугольный паз каждого кольца уложено по 80 витков эмалированного медного провода диаметром 0,35 мм в шелковой изоляции. Постоянная колец при этих параметрах $K_H = 477$ нТл/мА. Кольца выполнены из органического стекла толщиной 16 мм [1]. Система колец крепится на подвижном столике при помощи трех юстировочных винтов, что позволяет проводить юстировку её магнитной оси перпендикулярно оси вращения азимутального круга в процессе проведения контрольных наблюдений вертикальной составляющей.

Особое внимание заслуживает вопрос идентичности обоих колец системы Гельмгольца. Диаметры доньев пазов и их ширина выполнены с точностью до одной десятой доли миллиметра.

Автором предлагается многократно испытанный на практике метод проверки идентичностимоточных данных, т.е. числа витков и симметричности рядов намотки, путем измерения индуктивности обмотки колец.

В системе колец Гельмгольца диаметром 30, содержащей по 80 витков в каждом кольце, индуктивность левого кольца $L_{80}^L = 5,45$ мГн, а индуктивность правого кольца $L_{80}^P = 5,46$ мГн. При увеличении или уменьшении обмотки на один виток индуктив-

ность кольца меняется на 0,12 мГн, что на порядок превышает их реальную разность, равную 0,01 мГн. Такая система колец обеспечивает необходимую для работы датчика однородность поля компенсации.

Контроль сопротивления обмотки не обеспечивает должной симметрии, так как при плотноймотке колец, необходимой для их стабильности, медная проволока зачастую вытягивается на виток и более.

Правильность последовательного соединения колец системы в сборе контролируется путем измерения её суммарной индуктивности, которая должна превышать номинальную сумму индуктивности на величину коэффициента связи K : $L_{\Sigma} = L_{80}^I + L_{80}^{II} + K$, $L_{\Sigma} = 11,88$ мГн.

Для ориентации системы колец в пространстве необходим азимутальный поворотный круг, выполненный в виде фланцевого соединения, состоящего из неподвижного и подвижного кругов. Неподвижный круг с внутренним диаметром 230 мм выполнен из немагнитной латуни ЛС - 60 и снабжен тремя подъемными винтами. Угломерная шкала круга разбита на градусы. Подвижный круг снабжен столиком, на котором крепятся система колец Гельмгольца и датчик на подставке. Такая конструкция имеет низкорасположенный центр тяжести и позволяет во время измерения ориентировать систему колец в плоскости магнитного меридиана с точностью до четверти градуса и в плоскости горизонта (по линии Северо-Юг) с точностью нескольких угловых секунд. Поворотный круг снабжен жидкостным уровнем с осью, параллельной оси системы колец (рис. 1).

Для регулировки величины тока компенсации и изменения его направления имеется пульт, выполненный на базе магазина сопротивлений Р-33, в котором вместо двух высокоомных декад поставлены три переключателя, обеспечивающих коммутацию тока. Самая высокая из оставшихся четырех декад 100 Ом, самая низкая - 0,1 Ом, что дает возможность подбирать ток компенсации с дискретностью до 0,1% от его номинала [2]. Величина тока контролируется стрелочным миллиамперметром М-254 или М-109/1 класса точности 0,5%. Пульт управления питается от батарей элементов напряжением 4,5-

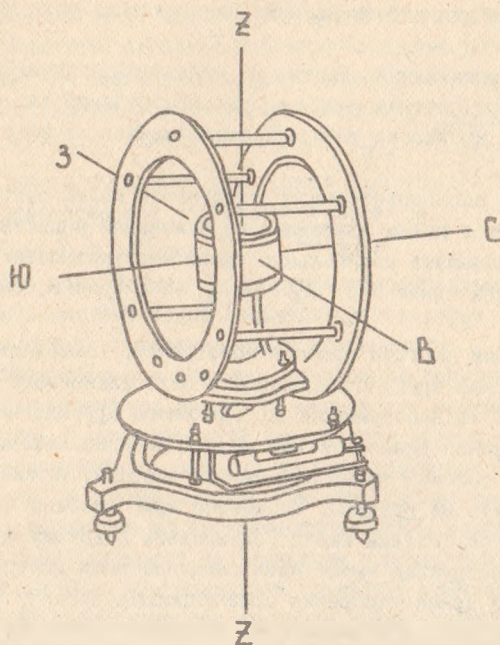


Рис. I. Схема мобильного КПМ.

6,08. В пульте предусмотрено вместо системы колец включение эквивалентного сопротивления около 30 Ом, обеспечивающего постоянство нагрузки источника тока. Такое же сопротивление 30 Ом, постоянно включенное в цепь последовательно, предотвращает случайную перегрузку на нее при регулировке тока компенсации. Применение источника со сравнительно высоким напряжением 6 вольт и больших гасящих сопротивлений снижает влияние нестабильности контактов цепи и обеспечивает постоянство компенсационного тока. Номинальный ток компенсации Н-составляющей, равной $15 \text{ I}_{50} \text{ нГл}$, соответствует $31,8 \text{ мА}$ и определяется по минимальному показанию измеряемой Z -составляющей во время проведения контрольных наблюдений.

Система колец с датчиком и поворотным кругом устанавливается на столбе на трех дюралевых или латунных подпятниках, имеющих канавки. Эти канавки должны быть направлены от центра столба по радиусу. Подпятники закрепляются на столбе при помощи клея типа БФ или другой компаундной массы. Подъемный винт поворотного круга, обозначенный индексами Ю (Юг) или цветной меткой, ставится на южный подпятник на линии С-Ю (Север-Юг) так, чтобы вертикальная плоскость, проходящая через центр и южный подъемный винт, совпала с плоскостью магнитного меридиана. Два других подъемных винта устанавливаются на подпятниках по линии З-В (Запад-Восток). Это дает возможность коррекцию установки уровня при наблюдениях производить только одним южным подъемным винтом.

Если применяется жидкостный уровень с ценой деления менее 10" на деление, то коррекция делается обычным способом вывода пузыря на середину шкалы. Если уровень имеет цену деления более 30" на деление, то коррекция делается методом касания края пузыря одного из выбранных штрихов.

Во избежание влияния остаточной намагниченности датчика на точность измерения модуля полной силы T его магнитная ось устанавливается горизонтально и перпендикулярно магнитной оси системы колец (точнее, перпендикулярно плоскости магнитного меридиана). Очевидно, при такой установке датчика влияние его остаточной намагниченности на точность измерения вертикальной составляющей практически исключается.

Система колец ориентируется так, чтобы ось уровня заняла положение З-В (Запад-Восток). При помощи двух подъемных винтов, находящихся на линии З-В, показания уровня выставляются на ноль. Причем первая половина сбег пузыря убирается восточным подъемным винтом, а вторая половина сбег пузыря - западным подъемным винтом. Практически это делается левой и правой руками синхронно. Система колец поворачивается на 180° , показания уровня выставляются на ноль, причем одна четвертая часть сбег пузыря убирается восточным подъемным винтом, вторая четверть сбег пузыря - западным подъемным винтом, третья и четвертая части сбег пузыря - коррекционными винтами на уровне. Система поворачи-

ется на 90° и южным подъемным винтом показания уровня выставляются на ноль. Затем эта операция повторяется в таком же порядке до тех пор, пока пузырь уровня не будет оставаться на нуле с необходимой точностью при любом азимуте системы колец.

Следует отметить, что специфика наблюдений Z -составляющей такова, что требования нивелировки по линии З-В могут быть на порядок ниже, чем по линии С-Ю.

Горизонтальная юстировка магнитной оси системы колец производится следующим образом. Магнитометр ставится в положение измерения вертикальной составляющей Z . Магнитная ось системы ориентируется в плоскости магнитного меридиана. В систему колец пускается ток, компенсирующий горизонтальную составляющую, и производятся измерения вертикальной составляющей в двух азимутах, отстоящих друг от друга на 180° . При перекладке прибора меняем направление тока компенсации. Искомое значение измеряемой компоненты есть суть среднего арифметического из этих двух измерений. Такое показание может быть получено непосредственно в том случае, когда магнитная ось системы будет расположена строго горизонтально. Это расхождение показаний в двух азимутах, вообще говоря, не вносит погрешности в определение Z -составляющей, так как искомое значение получается как среднее из двух показаний, но практически удобнее, чтобы они не расходились между собой больше чем на несколько нТл.

Расхождение отсчетов более 10 нТл, вызываемое негоризонтальностью магнитной оси (точнее, её неперпендикулярностью к оси вращения круга), устраняется регулировкой одним из юстировочных винтов, находящихся на линии Север-Юг, крепящих систему колец к поворотному кругу. Гайки этих винтов имеют цветные марки, "фиксирующие" их положение в пространстве.

Итак, для решения поставленной задачи необходимо решить вопрос о соотношении размеров датчика и выбранной системы колец. Чем больше система колец, тем однороднее она дает поле и счетная система магнитометра стабильнее работает. Но большие габариты имеют свои недостатки. Меньшая система более удобна в работе. Однако создаваемое ею поле имеет меньшую однородность и соответст-

венно сокращается время жизни сигнала прецессии. Компромиссное решение вопроса есть сложная функция многих показателей, характеризующих систему колец, параметры датчика, радиотехнические данные автоматики, усилителя и счетной системы магнитометра.

Датчик ММП-203 выполнен в виде двух встречно включенных соосных экранированных катушек, погруженных в цилиндрической сосуд с керосином объемом около 600 см^3 . Такая конструкция датчика вписывается в сферу диаметром около 10 см.

Если принять критерий, рекомендованный в работе [3], то для нормальной работы $\mathcal{Z}$ -магнитометра с подобным по размеру датчиком потребуется система колец Гельмгольца диаметром около одного метра.

Ранее проведенные автором эксперименты показали, что для датчика с погруженной в керосин катушкой необходимо учитывать эффективный размер, а не размер его сосуда.

Для практического решения вопроса о соотношении размеров датчика и системы колец $\mathcal{Z}$ -магнитометра для Северо-Запада и средних широт автором установлен следующий простой критерий: если счетная система устойчиво работает при двойном токе компенсации, то это служит гарантией нормальной работы $\mathcal{Z}$ -магнитометра [4].

На рис. 2 представлен график зависимости величины суммарного вектора T_{Σ} от тока компенсации $\mathcal{I}_K$ при его плавном изменении от 0 до $2\mathcal{I}$ и далее. Как видно, это кривая имеет минимум в области полной компенсации H - составляющей. Этот минимум соответствует $\mathcal{Z}$ -составляющей.

Построенная кривая является фактом соответствия эффективного размера датчика ММП-203 и системы колец Гельмгольца диаметром 30 см.

Следует отметить, что счетная система ММП-203 функционирует нормально с данными кольцами при увеличении тока компенсации до $3\mathcal{I}_H$. Следует отметить также, что при добавлении на одно кольцо одного витка устойчивая работа счетной системы наблюдается при увеличении тока компенсации до $2\mathcal{I}_H$. Этот факт дает основание надеяться на успешную работу $\mathcal{Z}$ -магнитометра в южных ши-

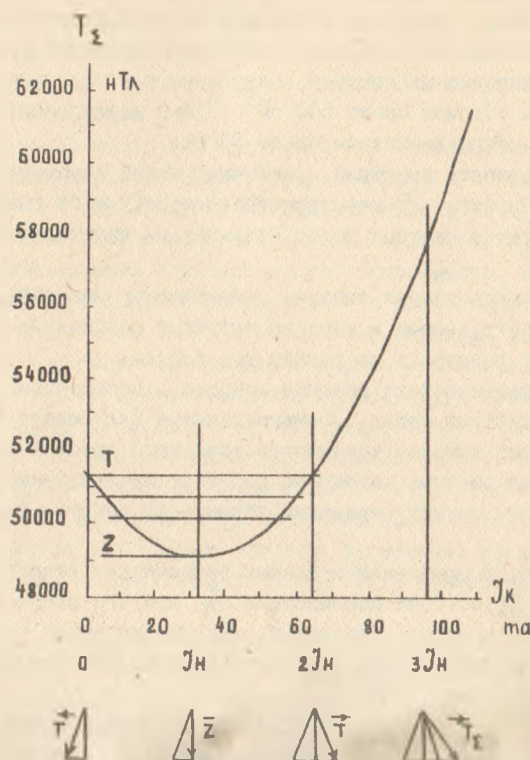


Рис. 2. Графики зависимости величины суммарного вектора T_{Σ} от тока компенсации J_K .

ротах Советского Союза.

Если на этом графике сделать дополнительные построения, то можно определить оптимальную величину тока компенсации J_H .

Аналогичная кривая с минимумом получается при неизменном токе компенсации и при плавном прохождении магнитной оси систе-

мы колец через плоскость магнитного меридиана. Такая кривая служит для нахождения рабочего азимута Z -магнитометра.

Определение магнитного азимута велось графическим методом по минимальному показанию вертикальной составляющей во время проведения контрольных наблюдений при изменении азимута магнитной оси системы колец. Такой метод позволяет устанавливать магнитную ось системы колец в плоскости магнитного меридиана с точностью до $0^{\circ},5$, что соответствует погрешности $\Delta Z < 0,25$ нТл.

Определение номинального тока компенсации неизмеряемой компоненты определялось графическим методом по минимальному показанию измеряемой компоненты во время проведения контрольных наблюдений при изменении тока компенсации. Такой метод позволяет устанавливать ток компенсации Н-составляющей с точностью порядка 0,5%, что соответствует погрешности $\Delta Z < 0,2$ нТл, и ток компенсации Z -составляющей с точностью 0,5%, что соответствует погрешности $\Delta H < 0,5$ нТл.

Следует отметить, что точность совмещения эффективного центра датчика с центром системы колец весьма не критична. Экспериментально установлено, что смещение центра датчика в любом направлении на 25-30 мм практически не влияет на работоспособность Z -магнитометра и точность его показаний.

Проверка преобразователя на предмет содержания ферропримесей методом девиации показала, что следов остаточной намагниченности в пределах нескольких десятых долей нТл не обнаружено.

Наблюдения модуля полной силы T и вертикальной составляющей Z на магнитометре ММП-203 чередовались с наблюдениями модуля силы T , вертикальной Z -и горизонтальной Н-составляющих компенсационными методами на основном КИМ обсерватории Воейково [2].

В испытании ММП-203 в компонентном варианте и проведении абсолютных наблюдений принимали участие сотрудники обсерватории В.С.Горшков, В.Н.Кузнецов, В.В.Можар, Г.П.Никаноров, В.Г.Синегубов и автор. Было проведено около пятидесяти наблюдений на двух магнитометрах. Результаты испытания представлены на графиках рис. 3, 4 в виде базисных значений обсерваторского варио-

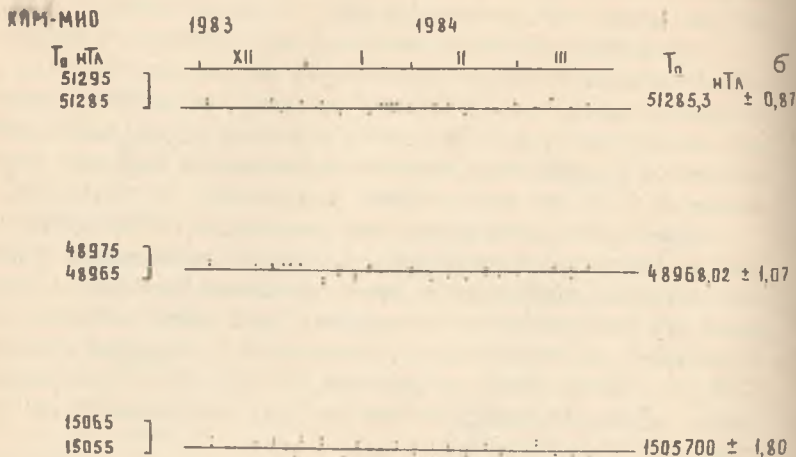


Рис. 3. Результаты абсолютных наблюдений на КПМ - МИО.

метра. Его скорость протяжки 20 мм/ч, чувствительность 4 нТл/мм.

Для приведения наблюдений к одному моменту времени, т.е. учета вариаций и исключения систематической погрешности, связанной с наклоном магнитной оси системы колец, вычисление базисных значений Z_0 и H_0 велось раздельно для измерений в положении уровня "Запад" и в положении уровня "Восток" [5]. За искомую величину базисного значения принималось их среднее значение:

$$Z_0 = (Z_{0з} + Z_{0в}) / 2, H_0 = (H_{0з} + H_{0в}) / 2.$$

Средние квадратичные погрешности отдельных базисных значений за период наблюдений для КПМ обсерватории составляют

$$\sigma_{T_0} = \pm 0,87 \text{ нТл}, \sigma_0 = \pm 1,07 \text{ нТл}, \sigma_{H_0} = \pm 1,80 \text{ нТл}.$$

Средняя квадратичная погрешность отдельного вычисленного базисного значения для КПМ обсерватории составляет

$$\sigma_{\text{но выч}} = \pm 4,5 \text{ нТл}.$$

ММП-203

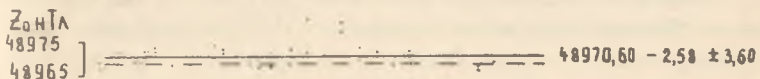
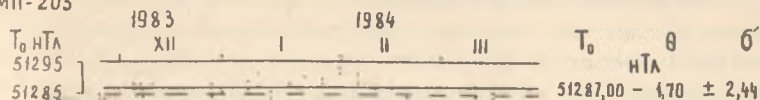


Рис. 4. Результаты испытания ММП-203 в компонентном варианте.

Средние квадратичные погрешности отдельных базисных значений за тот же период наблюдений для ММП-203

$$\sigma_{T_0} = \pm 2,44 \text{ нТл}, \quad \sigma_{\theta} = \pm 3,60 \text{ нТл}.$$

Средняя квадратичная погрешность отдельного вычисленного базисного значения для ММП-203 составляет

$$\sigma_{\text{но выч}} = \pm 8,0 \text{ нТл}.$$

Систематическая составляющая погрешности наблюдений на ММП-203 лежит в пределах паспортных данных завода-изготовителя и составляет по отношению КПМ обсерватории

$$\theta_{T_0} = + 1,66 \text{ нТл}, \quad \theta_{\theta} = + 2,58 \text{ нТл}, \quad \theta_{\text{но выч}} = - 2,86 \text{ нТл}.$$

Как видно из приведенных графиков, погрешности, полученные на оприйском ММП - 203, существенно превышают погрешности КПМ обсерватории. Особенно это выражено в вычисленном значении горизонтальной компоненты.

Практический материал наблюдений на основном КПМ обсервато-

рии Воейково и на компонентном варианте ММП-203 был получен в помещении абсолютного павильона. Преобразователь КИМ обсерватории располагался на столбе № 5, а его метрическая часть с блоками питания, частотомером и усилителем сигнала прецессии находилась в павильоне управления, расположенном в тридцати метрах от абсолютного павильона. Преобразователь ММП-203 был установлен на столбе № 3 абсолютного павильона на расстоянии двух метров от столба № 6. Счетный блок ММП-203, пульт управления током компенсации, миллиамперметр М-254 и батарея элементов располагались на расстоянии около двух метров от датчика ММП-203 и в четырех метрах от датчика КИМ.

Известно, что в условиях обсерватории Воейково, расположенной в пригороде Ленинграда, наблюдается высокий уровень промышленных помех. Эти помехи создаются электрофицированной железной дорогой, линиями электропередач переменного тока и целым рядом силовых агрегатов, порождающих блуждающие токи в районе расположения магнитометрической аппаратуры.

Следует отметить, что скорость протяжки ленты вариометра 20 мм/ч крайне мала для реализации точности КИМ при наличии короткопериодных вариаций, а особенно в условиях действия электромагнитных помех промышленного происхождения. Этот факт ярко выражен при вычислении H -компоненты из наблюдаемых T , а также, если приходится неоднократно обращаться к магнитограмме, чтобы внести поправки за вариации T , Z и H . Здесь ошибка конечного вычисленного значения набегает до нескольких нанотесла.

Сравнивая полученные результаты, нетрудно заметить, что ММП-203 даже при измерении модуля полной силы T сильнее реагирует на внешние помехи. То же самое можно сказать и о Z -компоненте.

Что касается вычисленных базисных значений, то их большая погрешность говорит о сомнительной пригодности этого метода для работ на территории обсерватории для увязки столбов и обследования помещений магнитных павильонов по H -компоненте.

Для этой цели обсерватория Воейково располагает "сверочным" протонным магнитометром, который наряду с измерением модуля полной силы T может компенсационным методом измерять H -и Z -компо-

ненты. Его систематическая погрешность не превосходит 0,002%, среднее квадратичное отклонение измерений — 0,4 нТл.

Предварительные испытания ММП-203 на магнитной станции "Озеро Красное" вдали от помех показывают несколько обнадеживающий результат. Здесь средняя квадратичная погрешность $b_{то} = \pm 1$ нТл, $b_{\theta} = \pm 1$ нТл, средняя квадратичная погрешность вычисленного базисного значения $b_{но\ выч} = \pm 3$ нТл. Ввиду кратковременного характера испытаний абсолютная увязка с основным рабочим КЛМ магнитной станции "Озеро Красное" с целью определения систематической составляющей погрешности ММП-203 не была сделана.

Таким образом, конструкция системы колец весьма стабильна, проста в обращении, достаточно мобильна, поэтому она может с успехом применяться на опорных пунктах геомагнитных полигонов.

Что касается полевых измерений $\mathcal{Z}$ -составляющей, то, видимо, используя опыт данной работы, следует отработать походный вариант $\mathcal{Z}$ -магнитометра на базе ММП-203, так как он обладает малыми размерами, экономичностью питания и соответствующей точностью измерений T и $\mathcal{Z}$.

Наиболее рациональным надо полагать вариант понижения границы измеряемых полей ниже 15 000 нТл и повышение помехозащитности преобразователя с таким расчетом, чтобы в Северо-Западном регионе измерять горизонтальную компоненту компенсационным методом. Это, несомненно, потребует повышения чувствительности преобразователя, усилителя сигнала прецессии и совершенства счетной системы магнитометра. Отсюда следует, что необходимо создать специальный мобильный компонентный магнитометр для работы компенсационным методом.

ЛИТЕРАТУРА

1. МОХИДОРЯ В.И. Компонентный протонный магнитометр обсерватории Воейково. — В кн.: Геомагнитное поле и внутреннее строение Земли. М., ДОИЗМИРАП, 1980.
2. МОХИДОРЯ В.И. Компонентный геомагнитометр для обсерваторий. — Геофизическая аппаратура, 1972, вып. 48.
3. WIENER T. A., 1970. *Notes on geomagnetic observatory and survey practice*, 217 pp. A.2487, UNESCO, Paris.

4. МЮХИОРЯ В.И. О диапазоне полей, измеряемых компонентным протонным магнитометром. - Геофизическая аппаратура, 1968, вып. 37.
5. МЮХИОРЯ В.И. Компонентный протонный магнитометр. - Геофизическая аппаратура, 1967, вып. 31.

В.С.Яковенко

УСЛОВИЯ ПОДЗЕМНОГО ИЗМЕРЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

В последнее время наблюдается повышенный интерес к измерению сейсмических сигналов не на поверхности раздела "земля-воздух", а внутри среды по некоторой глубине. Вызвано это возможностью повышения реальной чувствительности сейсмометрических каналов за счет наблюдаемого экспериментально эффекта убывания с увеличением глубины уровня сейсмической помехи, образуемой в основном поверхностными волнами. Для реализации этой возможности разработаны и изготавливаются специальные сейсμοприемники [1, 2], бурятся скважины, проходится штольни. Планируется решение разнообразных геофизических задач [2, 3].

Функционируют три глубинных сейсмических станции в институте сейсмологии АН Киргизской ССР. Материалы, полученные сразу же после установки скважинных сейсμοприемников, показали значительные расхождения между результатами регистрации одного и того же сейсмического сигнала на поверхности и внутри среды. Выявлено:

несоответствие результатов регистрации кривой увеличения глубинного сейсмометрического канала, рассчитанной и проверенной на поверхности;

зависимость результатов регистрации от глубины погружения сейсμοприемника и частоты принимаемых сейсмических сигналов;

изменение спектрального состава, зарегистрированного на глубине сейсмического сигнала, в отличие от зарегистрированного на поверхности;

увеличение длительности регистрируемых сигналов.

Попытки найти обстоятельное и полное объяснение этим эффектам закончились безрезультатно, хотя, как можно судить по литературным данным, не остались незамеченными. В [2] отмечается, что наряду с сейсмическим шумом по мере увеличения глубины

погружения сейсмоприемника убывает и уровень полезного сейсмического сигнала, имеющего на свободной поверхности двойную амплитуду в отличие от амплитуды внутри среды. В [4] приведены формулы для определения смещений, вызванных поперечной сейсмической волной внутри среды. Эти формулы дают правильное методологическое направление для анализа. Однако для расчетов они не используются, не проводится и анализ полного поля смещений, порождаемого сейсмическими сигналами внутри среды, под свободной поверхностью раздела.

В данной статье предпринята попытка дать характеристику указанным явлениям с использованием аппарата анализа линейных каналов передачи данных и на этой основе разработать методику интерпретации результатов регистрации сейсмических сигналов на глубине.

Рассматриваются два канала передачи сейсмических сигналов. Один - с регистрацией сигналов на поверхности раздела "земля-воздух", другой - с регистрацией внутри среды. Известно, что для характеристики любого канала достаточно определить его импульсную реакцию, или передаточную функцию, как отношение сигнала на выходе сейсмического канала к гармоническому сигналу на входе. Исходя из этого, достаточно изучить прохождение по исследуемым каналам гармонических сигналов дискретного множества частот.

Анализ сейсмического канала проводится на простой модели, характеризующейся однородной средой с заданными скоростями распространения продольных α и поперечных β сейсмических волн. Граница раздела "земля-воздух" плоская, горизонтальная, абсолютно мягкая. Входной сигнал - падающая, плоская, гармоническая волна единичной амплитуды с заданной пространственно-временной структурой. Потенциал её в случае падения продольной волны Р

$$\psi = \exp j(\omega t - \vec{k} \vec{r}), \quad (1)$$

поперечной SV поляризованной волны -

$$\psi = \exp j(\omega t - \vec{k} \vec{r}), \quad (2)$$

где ω - круговая частота волны;

$\vec{K}$ - волновой вектор;
 $\vec{r}$ - координатный вектор волны.

Сигнал на выходе исследуемых сейсмических каналов будем искать в виде суперпозиции смещений, вызываемых падающими и отраженными волнами:

$$\vec{U}_\Sigma = \vec{U}_p + \vec{U}_{pp} + \vec{U}_{ps} + \vec{U}_s + \vec{U}_{ss} + \vec{U}_{sp}, \quad (3)$$

где $\vec{U}_p, \vec{U}_s$ - смещение, вызываемое падающими продольной и поперечной сейсмическими волнами;

$\vec{U}_{pp}, \vec{U}_{ss}$ - смещения, вызываемые отраженными монотипными волнами;

$\vec{U}_{ps}, \vec{U}_{sp}$ - смещения, вызываемые отраженными обменными волнами.

Методика определения каждой из указанных волн хорошо известна [4], поэтому полная их система без пояснений сведена в таблицу. В ней $\vec{A}, \vec{B}, \vec{C}, \vec{D}$ - амплитудные векторы поляризации соответствующих волн; A, α, C, D - коэффициенты отражения; α и β - углы падения соответственно продольной и поперечной волн; h - глубина погружения сейсмоприемника; τ_{sp} - задержка поперечной волны относительно продольной.

Принятая система координат и геометрия распространения сейсмического сигнала для случая падения продольной волны изображены на рис. 1. Имея эти сведения, можно найти передаточные функции сейсмических каналов передачи сигналов как при регистрации на поверхности раздела "земля-воздух", так и на глубине h . Согласно данному определению, передаточная функция сейсмического канала для случая падения продольной волны и регистрации сигнала на поверхности раздела в точке с координатами ($x = 0$; $z = 0$)

$$K_p(j\omega) = \frac{\vec{U}_p + \vec{U}_{pp} + \vec{U}_{ps}}{\vec{U}_p} = 1 + \vec{A} + \frac{\alpha}{\beta} \vec{B}. \quad (4)$$

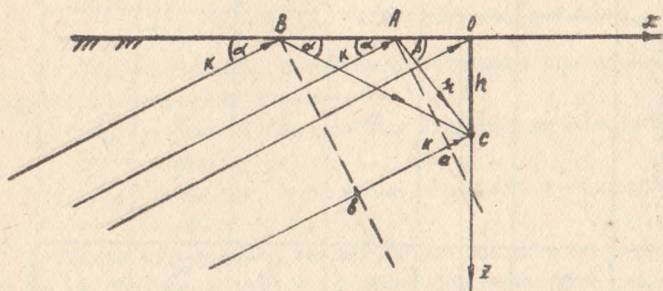
Горизонтальная и вертикальная компоненты передаточной функции

$$K_p^{zop}(j\omega) = \cos\alpha + A \cos\alpha + \frac{\alpha}{\beta} B \sin\beta; K_p^{веп}(j\omega) = -\sin\alpha + A \sin\alpha - \frac{\alpha}{\beta} \cos\beta \quad (5)$$

Эта же система функций при регистрации сейсмического сигнала

Таблица

Тип геометричес- кой волны	Выводение для определения	Компоненты x и z векторов поляризации $\vec{A}, \vec{B}, \vec{C}, \vec{D}$	Компоненты x и z волновых векторов $\vec{k}$ и $\vec{k}$	Компоненты коор- динатного вектора $\vec{z}$ на поверхности	Компоненты коорди- натного вектора $\vec{z}$ на глубине h
$\vec{U}_p$	$K \exp j(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})$	$\cos \alpha; -\sin \alpha$	$K \cos \alpha; -K \sin \alpha$	$(0; 0)$	$(0; -h)$
$\vec{U}_{pp}$	$\vec{A} K \exp j(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})$	$A \cos \alpha; A \sin \alpha$	$K \cos \alpha; K \sin \alpha$	$(0; 0)$	$(0; +h)$
$\vec{U}_{ps}$	$\vec{B} K \exp j(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})$	$B \sin \beta; -B \cos \beta$	$K \cos \beta; K \sin \beta$	$(0; 0)$	$(0; +h)$
$\vec{U}_s$	$K \exp j[\omega(t - \tau_{sp}) - \vec{k} \cdot \vec{r}]$	$-\sin \beta; -\cos \beta$	$K \cos \beta; -K \sin \beta$	$(0; 0)$	$(0; -h)$
$\vec{U}_{ss}$	$\vec{D} K \exp j[\omega(t - \tau_{sp}) - \vec{k} \cdot \vec{r}]$	$D \sin \beta; -D \cos \beta$	$K \cos \beta; K \sin \beta$	$(0; 0)$	$(0; +h)$
$\vec{U}_{sp}$	$\vec{C} K \exp j[\omega(t - \tau_{sp}) - \vec{k} \cdot \vec{r}]$	$C \cos \alpha; C \sin \alpha$	$K \cos \alpha; K \sin \alpha$	$(0; 0)$	$(0; +h)$



на глубине в точке с координатами $(x = 0; z = h)$

$$K_p^{\text{top}}(j\omega) = \cos\delta + A \cos\delta \exp(-j\frac{\omega}{\omega_0} 2\pi \sin\delta) + \frac{A}{\alpha \sin\beta} \exp[-j\omega(\frac{\pi}{\alpha \sin\beta} - \frac{\pi \cos(\delta + \beta)}{\alpha \sin\beta})],$$

$$K_p^{\text{bot}}(j\omega) = -\sin\delta + A \sin\delta \exp(-j\frac{\omega}{\omega_0} 2\pi \sin\delta) - \frac{A}{\alpha \sin\beta} \exp[-j\omega(\frac{\pi}{\alpha \sin\beta} - \frac{\pi \cos(\delta + \beta)}{\alpha \sin\beta})]. \quad (6)$$

$$K_S(j\omega) = \frac{\vec{U}_S + \vec{U}_{SS} + \vec{U}_{Sp}}{\vec{U}_S} = 1 + \vec{D} + \frac{B}{\alpha} \vec{C};$$

$$K_S^{\text{гор}}(j\omega) = -\sin\beta + D\sin\beta + \frac{B}{\alpha} C \cos\alpha;$$

$$K_S^{\text{верт}}(j\omega) = -\cos\beta - D\cos\beta + \frac{B}{\alpha} C \sin\alpha;$$

$$K_S(j\omega) = 1 + \vec{D} \exp(-j \frac{\omega}{\alpha} 2h \sin\beta) + \frac{B}{\alpha} \vec{C} \exp[-j\omega (\frac{h}{\beta \sin\beta} - \frac{h \cos(\alpha + \beta)}{\alpha \sin\beta})];$$

$$K_S^{\text{гор}}(j\omega) = -\sin\beta + D\sin\beta \exp(-j \frac{\omega}{\alpha} 2h \sin\beta) + \frac{B}{\alpha} C \cos\alpha \exp \cdot$$

$$\cdot [-j\omega (\frac{h}{\beta \sin\beta} - \frac{h \cos(\alpha + \beta)}{\alpha \sin\beta})];$$

$$K_S^{\text{верт}}(j\omega) = -\cos\beta - D\cos\beta \exp(-j \frac{\omega}{\alpha} 2h \sin\beta) +$$

$$+ \frac{B}{\alpha} C \sin\alpha \exp[-j\omega (\frac{h}{\beta \sin\beta} - \frac{h \cos(\alpha + \beta)}{\alpha \sin\beta})] \quad (1)$$

Полученные выражения дают возможность исследовать характеристики сейсмических каналов. Такие каналы передачи сигналов в теории связи хорошо известны [5]. Они классифицируются как каналы с рассеянием во времени, или частотно - селективными замираниями. Однако параметры сейсмического канала при регистрации сигналов на поверхности и в глубине совершенно разные. При регистрации на поверхности имеем канал с одинаковыми и равными нулю фазовыми сдвигами рассеянных сигналов. При угле падения сейсмической волны 90° фазо-частотная характеристика канала

$$\varphi(j\omega) = 0,$$

а амплитудно - частотная

$$W(j\omega) = |K(j\omega)| = 2,$$

т.е. величины постоянные, не зависящие от частоты.

При регистрации сейсмических каналов на глубине, под поверхностью раздела, положение изменяется. Если учесть, что аргументы слагаемых передаточной функции представляют собой фазы

$\varphi = \omega \tau$, где τ - задержка сигнала при распространении по рассматриваемому каналу, то модуль передаточной функции, т.е. амплитудно-частотная характеристика сейсмического канала, может быть представлен в виде

$$|K^2(j\omega)| = 1 + \vec{A}^2 + (\frac{B}{\alpha} \vec{B})^2 + 2\vec{A} \cos(-\omega \tau_1) + 2\vec{A} \cdot \frac{B}{\alpha} \vec{B} \cos \omega(\tau_1 - \tau_2),$$

$$\text{где } \tau_1 = \frac{2h \sin\alpha}{\alpha}; \quad \tau_2 = \frac{h}{\beta \sin\beta} - \frac{h \cos(\alpha + \beta)}{\alpha \sin\beta}, \quad (2)$$

а фазо-частотная характеристика

$$\operatorname{tg} \varphi(j\omega) = \frac{\bar{A} \sin \omega \tau_1 + \frac{\bar{B}}{\bar{A}} \sin \omega \tau_2}{\bar{A} \cos \omega \tau_1 + \frac{\bar{B}}{\bar{A}} \cos \omega \tau_2} \quad (9)$$

Видно, что как амплитудно-частотная, так и фазо-частотная характеристики сейсмического канала при регистрации сигналов на глубине зависят от частоты и времени задержки отраженных сигналов, которое в свою очередь является функцией глубины погружения сейсмоприемника, угла прихода сейсмического сигнала и скорости распространения волны. Для одного значения глубины погружения сейсмоприемника, скорости и угла прихода волны $A\tau X$ сейсмического канала представляет собой флюктуирующую функцию частоты принимаемых сигналов. В этом и есть суть эффекта частотной селективности замираний сигнала в сейсмическом канале при регистрации на глубине. Мерой замираний может служить значение функций корреляции $R(\omega_1, \omega_2)$. Если величина её близка к единице, то для этих частот сейсмический канал является каналом с гладкими или плоскими замираниями, если корреляционная функция меньше единицы, то сейсмический канал следует считать каналом с частотно-селективными замираниями. То же относится и к пространственно-селективным замираниям, также характеризующим сейсмический глубинный канал.

Сейсмические сигналы, распространяясь по такому каналу, неизбежно подвергаются искажениям. Изменяется структура регистрируемых сигналов по сравнению со структурой падающей или зарегистрированной на поверхности волны. Проиллюстрируем сказанное, выбрав параметры среды и сигналов, наиболее типичные для сейсмологии. Глубинные измерения обычно проводятся в верхних низкоскоростных слоях земной коры. Значения скоростей распространения здесь изменяются в широких пределах. Для анализа можно принять $\alpha = 2000$ м/с, $\beta = 1111$ м/с. Углы падения обычно близки к вертикальным. Глубины погружения сейсмоприемников, наиболее часто встречающиеся, 100 + 600 м.

Мерой искажения длительности сейсмического сигнала при регистрации на глубине можно считать соотношение между максимальной задержкой отраженных сигналов $T_{\max}$ и длительностью сейсмических сигналов T , характеризующее относительное увеличение

длительности. Обычно $T \geq T_{max}$ и заметного увеличения длительности регистрируемых сигналов не наблюдается. Тем не менее, при больших глубинах погружения сейсмоприемника, приводящих к большим задержкам T_{max} , и регистрации местных землетрясений, имеющих малую длительность, относительное увеличение длительности может быть значительным.

Кроме длительности регистрируемых сигналов, как уже отмечалось, значительным искажениям при регистрации на глубине подвергается структура сейсмических сигналов. Мерой этих искажений (частотной и пространственной) кроме корреляционных функций может служить и соотношение между частотой сигнала ω и величиной обратной задержки отраженных сигналов $\frac{z}{c}$. Сигнал искажается незначительно, если $\frac{z}{c} \gg \omega$, и значительно, если $\frac{z}{c} \leq \omega$. Для условий подземного наблюдения, изложенных выше, при

$h = 300$ м диапазон частот сейсмических сигналов, подвергающихся незначительным искажениям, можно ориентировочно ограничить частотой 1 гц. Более высокие частоты искажаются сильнее.

На рис. 2 изображены графики зависимости отношения уровня регистрируемых сигналов на глубине к уровню, регистрируемому на поверхности, в зависимости от глубины погружения сейсмоприемника, частоты регистрируемых сигналов и угла прихода сейсмической волны. Из рисунка видно, насколько сложна картина распределения смещений, вызываемых сейсмическим сигналом, и насколько сильно может искажаться сейсмический сигнал при регистрации на глубине.

Приведенный анализ условий измерения сейсмических сигналов на глубине вносит ясность в ту пестроту результатов, которая наблюдается на сейсмограммах глубинных сейсмических станций. Отсюда же следует и необходимость разработки специальной методики интерпретации результатов подземной регистрации сейсмических сигналов. Здесь теряет смысл понятие кривой увеличения сейсмометрического канала. В измерительную цепь включается и сейсмический глубинный канал. Структура измерительной цепи, образующаяся при этом, изображена на рис. 3. Здесь входные сигналы $U_p(t)$ и $U_s(t)$ преобразуются не только звеном с передаточной функцией $K_u(j\omega)$, представляющим собой инструментальную часть из-

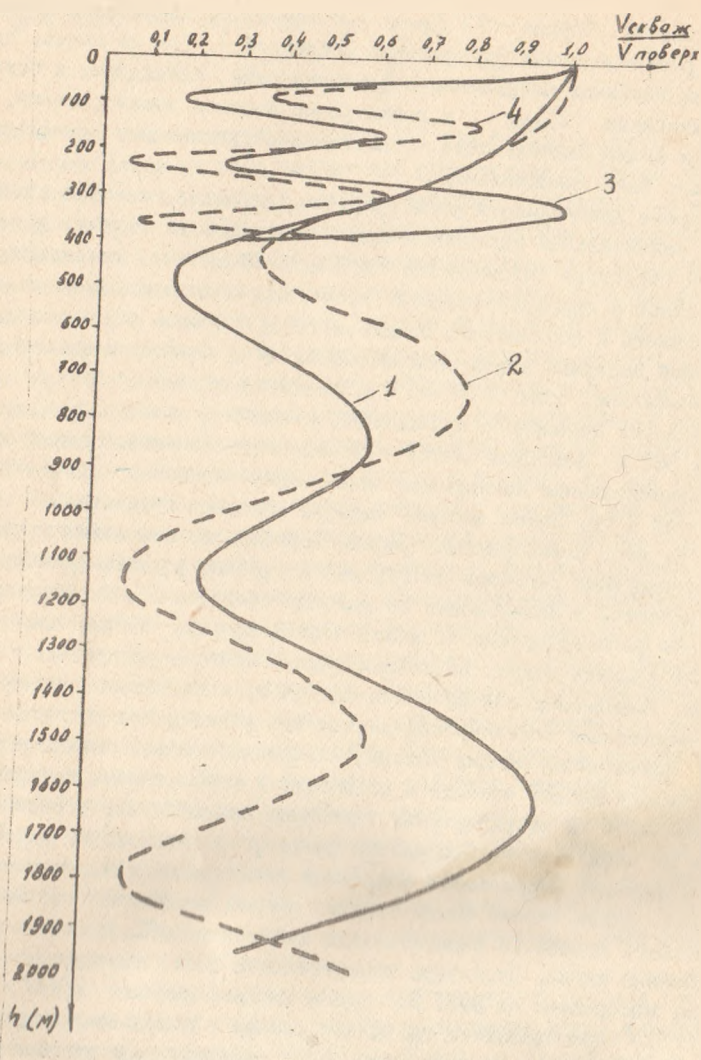


Рис. 2. Распределение амплитуд смещений сейсмического сигнала по глубине скважины. 1 - $\omega = 1$ гц, $\alpha = 50^\circ$; 2 - $\omega = 1$ гц, $\alpha = 70^\circ$; 3 - $\omega = 5$ гц, $\alpha = 50^\circ$; 4 - $\omega = 5$ гц, $\alpha = 70^\circ$.

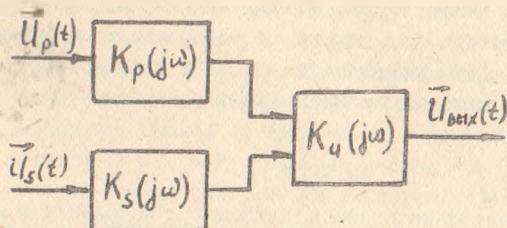


Рис. 3. Структура сейсмометрического канала при регистрации сигналов на глубине.

мерительного канала, но и звеньями $K_p(j\omega)$ и $K_s(j\omega)$, являющимися передаточными функциями сейсмического канала передачи сигнала при регистрации на глубине и определяемыми выражениями (6) и (7). Сложность введения и использования в алгоритме интерпретации измерений преобразований, описываемых передаточными функциями (6) и (7), очевидна. Она связана с многомерностью, необходимостью иметь данные об угле прихода сейсмической волны и скоростном разрезе в толще, покрывающей точку, где производятся измерения. При ручной обработке эти методы трудно осуществимы в автоматизированной измерительной системе реализация их вполне возможна.

При планировании работ с глубинными сейсмометрами не следует забывать о принципиальных моментах, присущих глубинной сейсмометрии, связанных с частотной и пространственной селективностью замираний сейсмических сигналов в этих каналах. Следствием прохождения сигнала по такому каналу является выпадение из спектра сигнала некоторых частот, что может привести к полной потере записи некоторых землетрясений. Поэтому перед установкой сейсμοприемника на глубину должна быть построена частотная характе-

ристика сейсмического канала для точки установки и оценено влияние на неё углов прихода сейсмических лучей.

Учитывая сказанное, можно сделать вывод о необходимости особенно тщательного анализа условий подземного измерения сейсмических сигналов и методов интерпретации результатов, перед постановкой конкретной геофизической задачи, так как не все задачи целесообразно решать применением столь сложных сейсмометрических каналов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. /Под ред. Э.Н.Арановича, Д.П.Кирноса, В.М.Фремда, М.: Наука, 1974.
2. ГАЛЫПЕРИН Е.Н., НЕРЕСОВ И.Л. и др. Изучение сейсмического режима крупных промышленных центров. М.: Наука, 1978.
3. Сейсмический риск и инженерные решения. /Под ред. Ц.Ломницца и Э.Розенблюта. М.: Недра, 1981.
4. САВАРЕНСКИЙ Е.Ф., КИРНОС Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, М., Гостехиздат, 1955.
5. КИРИЛЛОВ Н.Е. Помехоустойчивая передача сообщений по линейным каналам со случайно изменяющимися параметрами. М.: Связь, 1971.

В.Е.Цурков

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ТОКТОГУЛЬСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА ГЕОДЕЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Проблема изучения сейсмического режима в районах крупных водохранилищ давно привлекает внимание ученых и специалистов. Сооружение крупных искусственных водных резервуаров, накопление и использование водных масс вызывает перераспределение геостатических нагрузок и, как следствие, изменение сеймотектонической обстановки в районе расположения водохранилищ. В мировой практике известны случаи, когда заполнение водохранилищ существенно влияло на усиление сейсмической активности вблизи них и сопро-

вождалось сильными и даже катастрофическими землетрясениями [4].

Проводимые на физической поверхности земли геодезические измерения в районах водохранилищ повсеместно выявили прогибание земной поверхности под водохранилищами и вблизи них, а также корреляционную зависимость параметров этих прогибаний от удельной нагрузки воды как в процессе заполнения водохранилищ, так и в процессе их эксплуатации [5]. Систематические наблюдения за режимом деформации земной поверхности у водохранилищ, например геодезическим методом, могут выявить аномальные изменения параметров движений земной поверхности и, таким образом, указать на возможную подготовку землетрясения.

Особенно опасными в сейсмическом отношении представляются районы водохранилищ, создаваемых в зонах с повышенной сейсмической активностью. К числу таких зон, по результатам комплексного сейсмического районирования [3], можно уверенно отнести район Токтогульского водохранилища, характерной чертой расположения которого является пересечение его ложа Таласо-Ферганским глубинным разломом, являющимся одним из главных тектонических признаков Центральной Азии. Другие крупные сейсмо-тектонические дислокации представлены Токтогульским и Бала-Чичканским взбросами и Кара-Суйским надвигом.

В 1946 г. в 65 км от местоположения плотины произошло Чаткальское землетрясение с магнитудой 7,6; в 1971 г. в 40 км от плотины – Токтогульское землетрясение с магнитудой 5,6. С начала интенсивного заполнения ложа водохранилища (1976–1978 гг.) начались систематическое изучение и регистрация наведенной сейсмичности. Результаты этой работы показали, что после того, как уровень воды превысил отметку 100 м, сейсмическая активность в регионе резко возросла [7].

Производственное предприятие ГУГК проводит исследования современных движений земной коры (СДЭК) в районе Токтогульского водохранилища геодезическими методами с 1974 г. Проводимая работа является составной частью комплекса исследований по изучению влияния водного режима в крупных водохранилищах (районы гидроэлектростанций) на изменение сейсмической опасности в этих рай-

онах. Геодезические наблюдения ведутся в соответствии с нормативно-техническими документами ГУТК, при научно-техническом сотрудничестве с ЦНИИГАиК имени Ф.Н.Красовского и Институтом сейсмологии АН Киргизской ССР. Общая схема геодезических построений с учетом сейсмотектонической обстановки района Токтогульского водохранилища представлена на рис. 1. Выводы об относительной деформации земной поверхности делаются на основании результатов сопоставления высокоточных геодезических наблюдений, вы-

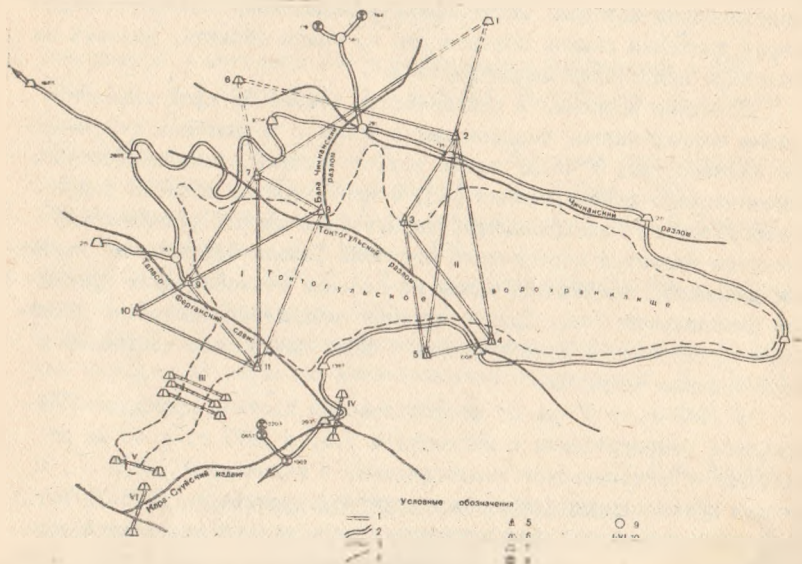


Рис. 1. Схема геодезических построений в районе Токтогульского водохранилища.

1 - сторона триангуляции; 2 - линия нивелирования I класса; 3 - базисная сторона; 4 - контур водохранилища; 5 - металлическая пирамида со штативом; 6 - металлический штатив; 7 - фундаментальный репер; 8 - скальный репер; 9 - грунтовый репер; 10 - номера геодезических построений.

полненных в разные годы на одних и тех же пунктах геодезических построений.

Точность геодезических измерений характеризуется следующими показателями:

средняя квадратическая ошибка нивелирования $\pm 0,6$ мм/км;

средняя квадратическая ошибка измерения горизонтального угла $\pm 0,5$;

средняя квадратическая ошибка измерения стороны светодаль-номером типа "Кварц" $\pm 10,0$ мм.

С целью выявления горизонтальных смещений земной поверхности выполняются повторные угловые измерения на двух геодезических построениях в виде четырехугольников по программе наблюдений триангуляции I класса и измерения сторон светодальномерами типа "Кварц".

Построение I состоит из геодезического четырехугольника и еще одного пункта трилатерации, связанного с геодезическим четырехугольником двумя сторонами. В построении измеряются 8 сторон и углы на пяти пунктах сети. На пункте 7 в программу наблюдений включены 2 направления на удаленные пункты (I и 6). Всё построение охватывает наиболее глубокую часть водохранилища и связывает геодезическими наблюдениями Таласо-Ферганский сдвиг и Токтогульский разлом.

Построение II состоит из геодезического четырехугольника. Измеряется 6 сторон. На пункте 2 в программу высокоточного измерения углов также включены 2 направления на удаленные пункты (I и 6).

Средняя длина стороны этих построений составляет около 10 км, минимальная длина стороны - 3 км, максимальная - 15 км. Кроме наблюдений на описанных геодезических построениях, в четырех местах измеряются обособленные стороны.

Построение III состоит из трех сторон длиной 2,3 и 5 км каждая, измеряемых на горизонтах 950 м, 1100 м и 1300 м. Эти линейные измерения служат для контроля за поведением точек земной поверхности, расположенных на различных берегах водохранилища в наиболее глубокой и узкой его частях.

Построения IV, V, VI представляют собой отдельные линии для-

ной 5,1 км, 1,2 км и 4,0 км соответственно. Причем линии IV и VI контролируют поведение зон сопряжения крупнейших разломов региона, а линия V – взаимное расположение берегов в конце водохранилища, в непосредственной близости от плотины.

Наблюдения за современными вертикальными движениями земной коры вокруг Токтогульского водохранилища выполняются методом повторного нивелирования I класса. С этой целью вдоль западного, северного и юго-восточного берегов водохранилища заложены или закреплены на местности знаками соответствующих конструкций пункты нивелирования I класса (фундаментальные, грунтовые и скальные реперы).

Кроме основной линии нивелирования, проложенной вблизи берегов, закреплены на местности подобным образом три линии нивелирования I класса, идущие в направлении к ложу водохранилища: фундаментальный репер (фунд.реп.) I64I5 – фунд.реп. 2688; грунтовый репер (гр.реп.) 560 – гр.реп. 29I и скальный репер (ск.реп.) 2203 – фунд. реп. I387, назначение которых состоит в привязке основной линии к реперам, не подверженным техногенным влияниям. Протяженность этих линий 12,9 км, 7,5 км и 20,1 км соответственно. Общая длина линий нивелирования I класса в районе водохранилища составляет 198,0 км. Среднее расстояние между закрепленными точками (реперами) по трассе повторного нивелирования I,7 км.

Первый цикл наблюдений по программе нивелирования I класса вокруг водохранилища был выполнен в 1974 г. до начала интенсивного заполнения водохранилища. Всего за 1974 – 1983 гг. выполнено 6 полных циклов повторных измерений по трассам нивелирования I класса. Некоторые результаты этих исследований и выводы (за 1974–1979 гг.) нами опубликованы [6]. Результаты дальнейших исследований (за 1979 – 1983 гг.) подтвердили сделанные нами выводы об опускании ложа водохранилища под действием факторов, обусловленных заполнением водохранилища и изменением объемов воды в результате его эксплуатации.

Вместе с этим резкие колебания уровня воды в процессе нивелирования внутри отдельных циклов и между циклами, происход-

шие практически ежедневно из-за интенсивной эксплуатации водохранилища, значительное увеличение объема воды в водохранилище (до 14 млрд м³), активизация мелких подземных толчков, обусловленных наведенной сейсмической активностью вблизи плотины Токтогульской ГЭС в процессе заполнения водохранилища, - все эти факторы поставили перед нами задачу более детального подхода к выяснению причин и величин параметров деформаций земной поверхности в этом районе. При этом главное внимание было уделено исследованию возможного влияния на результаты геодезических измерений аномалий уклонений отвесных линий, вызванных изменениями массы воды в водохранилище. Значения этого влияния, как показывают теоретические расчеты некоторых исследователей [1,2], могут достигать величин, которыми нельзя пренебрегать при оценке современных движений земной коры.

Наличие значительных масс воды в водохранилище обуславливает изменение направлений отвесных линий таким образом, что превышения, полученные из нивелирования I класса по линиям, идущим в направлении к водохранилищу и проложенным после заполнения его, будут больше, чем до заполнения, т.е. возникает ложный эффект опускания ложа водохранилища. Этот эффект имеет место также при сравнении результатов нивелирования разных циклов, выполненных уже после заполнения, и обуславливается колебаниями уровня воды в процессе эксплуатации водных запасов водохранилища.

С целью определения абсолютных величин опускания реперов, расположенных вокруг водохранилища, была проведена обработка всех циклов нивелирования, выполненных после начала заполнения водохранилища, в результате которой были получены величины вариаций высот реперов в циклах и между циклами в связи с изменениями гравитационного поля вблизи Токтогульского водохранилища из-за изменения в нем объема воды. Установлено, что максимальные изменения высот реперов, наиболее близко расположенных к водохранилищу, достигают + 20 мм. Поэтому интерпретация результатов геодезических измерений в исследуемом районе проводилась с учетом влияния гравитационного эффекта на положение геодезических знаков в пространстве.

На рис. 2 приведены графики накопления изменения высот точек земной поверхности между циклами вдоль трассы нивелирования вокруг Токтогульского водохранилища и профиль местности от фунда. реп. 16415, принятого за условный нуль. Таким образом, графиками отображаются изменения высот реперов в каждом цикле (1976, 1979, 1981, 1982 и 1983 гг.) относительно фундаментального ре-

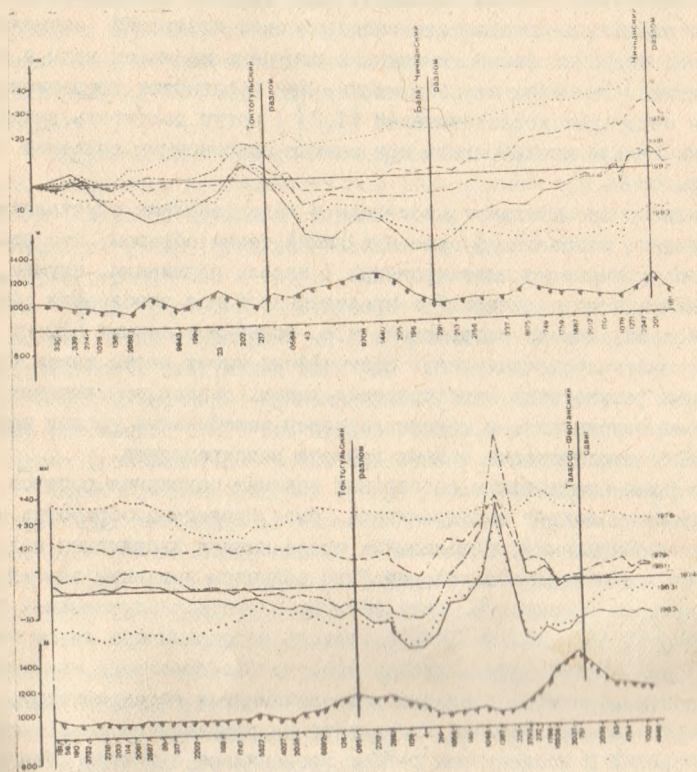


Рис. 2. Графики изменения высот нивелирных знаков и профиль местности по линии повторного нивелирования вокруг Токтогульского водохранилища.

пера 16415 и относительно первого цикла (эпохи) наблюдений, выполненного в 1974 г.

Изучение СВДЖК по линии вокруг водохранилища за 1974 - 1983 гг. позволило сделать следующие выводы:

1. С 1976 г., со времени начала интенсивного заполнения ложа водохранилища происходило относительное опускание земной поверхности вокруг водохранилища. Максимальное опускание составило около 60 мм.

2. Наибольшие величины и скорости относительных опусканий поверхности земли зафиксированы:

на северном берегу в зоне от Бела-Чичканского разлома до Чичканского и в зоне последнего;

на южном берегу в зоне от Токтогульского разлома до Таласо-Ферганского сдвига.

3. В районе между грунтовым репером 1856 и грунтовым репером 3793 прослеживается выпучивание земной поверхности, происходящее со времени начала заполнения водохранилища. Максимальная скорость выпучивания наблюдалась в 1981 г. и составляла около 25 мм/ч. В 1982-1983 гг. на этом участке движений реперов практически не происходило, дальнейшего воздымания поверхности земли на этом участке не наблюдалось.

4. В районе с центром фунд. реп. 1387 на расстоянии около 15 км вдоль трассы нивелирования во всех циклах геодезических измерений, выполненных после начала интенсивного заполнения водохранилища, наблюдается резкая перемена знака вертикальных движений точек земной поверхности. Подобный процесс, как правило, имеет место в непосредственной близости от выхода на земную поверхность глубинных "живых" тектонических разломов в земной коре. Наиболее близко к фунд. реп. 1387 расположен Таласо-Ферганский сдвиг (по геологическим данным). Поэтому вполне вероятным представляется объяснение воздымания земной поверхности в рассматриваемом месте как проявление активности этого глубинного разлома. Дальнейшие наблюдения и интерпретация результатов совместно с сейсмологическими, геофизическими исследованиями могут дать ценный научный и практический материал, объясняющий поведе-

ние земной поверхности в зоне между Таласо-Ферганским сдвигом и Токтогульским разломом.

На рис. 3 показаны вектора горизонтальных смещений пунктов геодезических построений, полученные по разностям уравненных координат в различных циклах. Результаты сравнения длин отдельно измеренных линий (построения Ш, IV, У - рис. 1) приведены в таблице.

Таблица

РАЗНОСТИ ПОВТОРНО ИЗМЕРЕННЫХ ЛИНИЙ (ΔS мм)

Построение, линия	С р а в н и в а е м ы е ц и к л ы			
	У - IV	У - Ш	У - П	У - I
	(1982-1981гг)	(1982-1979гг)	(1982-1977гг)	(1982-1974гг)
а	+ 20	0	+ 10	+ 10
Ш б	0	- 30	- 20	0
в	+ 10	0	0	+ 20
IV	+ 10	- 20	- 20	- 10
У	- 40	0	- 80	- 60
УП	- 10	- 10	- 20	+ 10

Анализ показывает, что значения векторов горизонтальных смещений пунктов линейно-угловых построений и значения разностей отдельно измеренных линий между смежными и максимально разнесенными по времени циклами находятся в пределах, обусловленных допустимыми значениями погрешностей измерений углов и линий. Наибольшие значения результирующих векторов имеют пункты 4, 5, 9 и 10. Однако хаотичность перемещения центров этих пунктов от цикла к циклу не позволяет сделать однозначных выводов о горизонтальных движениях земной поверхности в районе Токтогульского водохранилища за 10-летний период исследований.

В настоящее время геодезические наблюдения вокруг ложа Токтогульского водохранилища продолжаются с частотой опроса всех пунктов высотной и плановой сетей не реже одного раза в год. Планируется продолжить эти исследования и в период до 2000 г.

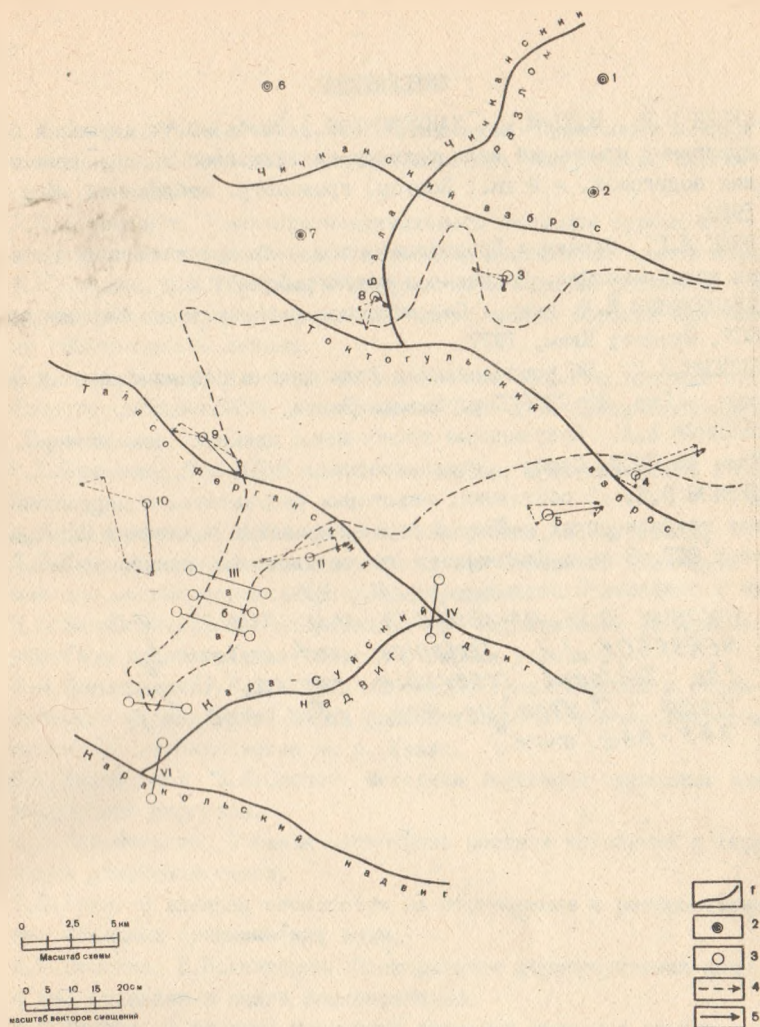


Рис. 3. Векторы горизонтальных смещений пунктов геодезических построений, полученные по разностям уравненных координат в каждом цикле наблюдений.
 I - разломы в земной коре; 2 - исходные геодезические пункты; 3 - пункты геодезических построений; 4 - вектор горизонтальных смещений пунктов геодезических построений между смежными циклами, 5 - результирующий вектор.

ЛИТЕРАТУРА

1. БУЗУК В.В., ВОБК И.Г., КАМУШИН В.Ф. Особенности изучения не-приливных изменений силы тяжести на техногенных геодинамических полигонах. - В кн.: Повтор. гравиметр. наблюдения. М., 1982.
2. ВОБК И.Г. Вариации Гравитационного поля при изменении уровня водохранилища.-Геодезия и картография, 1982, № 9.
3. ДЖАНУЗАКОВ К.Д. и др. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе; Илим, 1977.
4. КИССИН И.Г. Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 3.
5. НИКОНОВ А.А. Современные техногенные движения земной коры. - Изв. АН СССР. Серия геологическая, 1976, № 12.
6. ЦУРКОВ В.Е. О состоянии, некоторых результатах и перспективах геодезических работ на геодинамических полигонах Киргизской ССР.-В кн.: Комплексные геодинамические полигоны: методы и результаты исследований. М., 1984.
7. SIMPSON D.W., HAMBURGER M.W., PAVLOV V.D., NERSESOV J.J. *Tectonics and seismicity of the Toktogul reservoir region, Kirgizia, USSR.* - *J. Geophys. Res.*, 1981, 86, n1, 345-358 (англ.).

СОДЕРЖАНИЕ

А.Л.Леншин, Т.М.Сабитова, Р.Х.Нуртдинова. Применение метода поверхностных волн для изучения строения земной коры Киргизского Тянь-Шаня.	3
Т.Я.Беленович. О векторе максимального смещения горных масс и его связи с сейсмичностью и новейшими движениями земной коры.	14
Ф.Н.Юдахин, В.М.Терёхин. О морфологии и истории развития зоны поперечных разломов центральной части хребта Терской Ала-Тоо по геофизическим данным.	24
И.М.Бисенгалиев. Плотностная модель литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань-Памир-Каракорум-Гималаи.	39
Ю.Г.Шварцман. Тепловой поток в литосфере и сейсмичность Тянь-Шаня.	45
К.Ф.Калмурзаев, Э.Ш.Шакиров, В.Н.Погребной, М.Омуралиев, Д.Е.Ким. Исследование сейсмогенных зон Северного Тянь-Шаня методом магнитовариационного зондирования.	56
И.М.Бисенгалиев. Магниторазведка при картировании фундамента участков проектирования плотин в горных условиях.	65
И.М.Бисенгалиев. Результаты инженерно-геологических и геофизических исследований пород применительно к задачам гидротехнического строительства на р. Талас.	69
К.Д.Джанузакوف, В.И.Слепой. Методика выделения групповых землетрясений Киргизии.	73
Э.А.Кальметьева. О связи частотного состава колебаний с характером излучения очага.	77
Т.П.Грин. О влиянии слоистости на образование и распространение объемных сейсмических волн.	85
А.Г.Земцова, В.И.Халтурин. Спектральные характеристики коды и тип подвижки в очаге землетрясения.	100
Л.Р.Кригер. О влиянии изменения скорости миграции слабых землетрясений на возникновение сильных.	116
К.Д.Джанузакوف, Т.Я.Беленович, А.Г.Земцова, Р.Щукурова. Сейсмологические исследования землетрясения 6 мая 1982 г. и его афтершоков.	129

Ф.Н.Юдахин, В.П.Романов. Прогностический сейсмологический полигон и его структуры.	136
К.Е.Абдрахматов, Б.И.Ильясов, З.А.Меджитова. Современные тектонические движения и некоторые показатели сейсмичности центральной части Чуйской впадины.	141
В.А.Кабо. Изменение концентраций радона в термальных водах Киргизии как возможный предвестник землетрясений.	152
К.Е.Калмурзаев, П.Г.Шварцман, Ю.А.Кайев, М.А.Цевелев, Е.Л.Мозолева. Вариации содержания радона в приповерхностном грунтовом слое как предвестники землетрясений.	166
Э.Ш.Шакиров, Л.Е.Ким, В.Н.Погребной, Е.А.Баталева. Аномальное поведение геомагнитного поля на МВС Киргизии перед землетрясением 31.12.82.	176
В.Н.Погребной. К вопросу зависимости спокойных солнечно-суточных вариаций геомагнитного поля от степени магнитной возмущенности.	183
В.И.Моховя. К вопросу о создании мобильного компонентного протонного магнитометра (компонентный вариант ММП-203).	189
В.С.Яковенко. Условия подземного измерения сейсмических сигналов.	202
В.Е.Цурков. Результаты исследований современных движений земной коры в районе Токтогульского водохранилища геодезическими методами.	212

УДК 550.834

Применение метода поверхностных волн для изучения строения земной коры Киргизского Тянь-Шаня. Давшид А.Д., Сабитова Т.М., Нуртдинова Р.Х. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Описаны краткая характеристика сейсмических поверхностных волн, их проявление на записях, физические основы формирования, использование при изучении строения Земли. Анализируется экспериментальный материал, представленный записями поверхностных волн, зарегистрированных сетью региональных сейсмических станций Киргизии. Дана методика получения экспериментальных дисперсионных кривых групповой и фазовой скоростей основной гармоника поверхностных волн Рэлея. Рассматриваются закономерности проявления дисперсии на трассах с различным тектоническим строением. Оцениваются возможности метода поверхностных волн в условиях Киргизского Тянь-Шаня.

Рисунков 3. Библиогр.: 13 назв.

УДК 550.348

О векторе максимального смещения горных масс и его связи с сейсмичностью и новейшими движениями земной коры. Беленович Т.Я. "Геофизическая характеристика и сейсмичность киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Введено понятие вектора максимального смещения горных масс, проведено районирование территории Киргизии с учетом его направления.

Исследованы поведение вектора и его связь с сейсмичностью и новейшими движениями земной коры в зоне Таласо-Ферганского глубинного разлома. В сейсмоактивных зонах Киргизии рассмотрено направление векторов смещений на глубине.

Полученный материал является первой попыткой использования данных о механизмах очагов землетрясений для целей сейсморайонирования и выделения участков максимальных сотрясений.

Рисунков 4. Библиогр.: 8 назв.

УДК 550.311 + 551. 14/16

О морфологии и истории развития зоны поперечных разломов центральной части хребта Терской Ала-Тоо по геофизическим данным. Бдахин Ф.Н., Терёхин В.М. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Исследованы гравитационное, магнитное и радиогеохимическое поля центральной части хребта Терской Ала-Тоо. Сделан вывод о том, что Транс-Иссык-Кульская зона глубинных разломов северо-западного простирания отлегалась от блока земной коры с различной историей геологического развития, один из которых - Иттишский - был преимущественно стабильным поднятием, другой - Джилисуйский - являлся областью погружения.

Транс-Иссык-Кульская зона глубинных разломов представляет также границу раздела сред с резко различными физическими параметрами, к которой приурочены очаги многих землетрясений рассматриваемого района.

Рисунков 3. Библиогр.: 6 назв.

УДК 528.27

Плотностная модель литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань-Памир-Каракорум-Гималаи.

Бисенгалиев И.М. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня," 1984.

На основе использования скоростной модели литосферы по профилю ГСЗ определен наиболее оптимальный вариант плотностной модели земной коры. Учет плотностной неоднородности участков, насыщенных точками обмена, и ограниченности аномальных объектов позволил определить величину избыточной плотности мантии $\pm 0,4$ г/см.

Рисунков 1. Библиогр.: 6 назв.

УДК 550.361 + 550.36.004.14

Тепловой поток в литосфере и сейсмичность Тянь-Шаня. Шварцман Ю.Г. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Определены средние величины геотермических градиентов и

плотности теплового потока в осадочном, гранитном, базальтовом слоях и верхней мантии. Выделены аномалии градиентов и потока на разных срезах коры и верхней мантии. Оценена глубина до солидуса (толщина литосферы) в разных районах Тянь-Шаня.

Показано, что сейсмогенные зоны и сейсмоактивные участки Тянь-Шаня характеризуются повышенными тепловыми потоками, если активность их определяется условиями растяжения и пониженными потоками в условиях сжатия.

Рисунков 2. Таблиц 1. Библиогр.: 12 назв.

УДК 550.385

Исследование сейсмогенных зон Северного Тянь-Шаня методом магнитовариационного зондирования. Калмурзаев К.П., Шакиров Э.М., Погребной В.П., Омуралиев М., Ким М.Б. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Проанализированы бухтообразные магнитные возмущения пермодов 0-15', 15-30', 30-60', а также внезапные начала геомагнитных бурь, зафиксированных цепочкой магнитовариационных станций (МВС) вдоль меридиана 75°Е в диапазоне широт 41°50' - 43°00'N. Вычислено основное соотношение магнитовариационного зондирования $\tilde{Z}/H$ по каждой МВС. Показано, что $\tilde{Z}/H$ дифференцированы относительно различных глубинных слоев, что дает возможность следить по степени изменения $\tilde{Z}/H$ за физическим состоянием пород на больших глубинах.

Рисунков 1. Таблиц 1. Библиогр.: 5 назв.

УДК 550.312:551.243:550.341.2

Магниторазведка при картировании фундамента участков проектирования плотин в горных условиях. Бисенгалиев И.М. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня" 1984.

Разрывные нарушения в погребенном фундаменте определены на основе совместной интерпретации наземных и аэромагнитных наблюдений, возможной при учете таких факторов, как направление намагни-

чения объекта, ориентировка его простираения, влияние рельефа и т.п.

Рисунков 1. Библиогр.: 1 назв.

УДК 622.02

Результаты инженерно-геологических и геофизических исследований пород применительно к задачам гидротехнического строительства на р.Талас. Лисенталиев И.М. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1964.

Приведены данные лабораторного определения физико-механических свойств скальных пород, составляющих борта долины р. Талас, и на основе их сопоставления с параметрическими данными, определенными полевыми геофизическими методами, сделан вывод о степени изменения этих пород.

Таблиц 2. Библиогр.: 1 назв.

УДК 550.34

Методика выявления групповых землетрясений Киргизии. Джанузаков К.Д., Слепой В.И. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1964.

Излагается методика выявления групповых землетрясений Киргизии, основанная на том, что групповые толчки в пространстве и во времени не подчиняются закону Пуассона. Предлагаются методы оценки параметров пуассоновского потока, основанные на изучении стационарного режима сейсмических зон.

Библиогр.: 7 назв.

УДК 550.348

О связи частотного состава колебаний с характером излучения очага. Кальметьева З.А. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1964.

Дан анализ периодов продольных и поперечных волн и их отношения от слабых землетрясений Восточной Ферганы с различным характером излучения из очага. Энергетический класс землетрясений - К=8-10; диапазон эпицентральных расстояний 50-200 км.

Рисунков 3. Библиогр.: 8 назв.

УДК 550.344

О влиянии слоистости на образование и распространение объемных сейсмических волн. Грин Т.И. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-шаня", 1964.

Изучение экспериментальных годографов показывает, что упругая энергия в виде продольных и поперечных сейсмических волн из очагов коровых и подкоровых землетрясений излучается преимущественно в двух взаимно перпендикулярных направлениях: в стороны от источников (вдоль слоистости) и вертикально вниз в глубину (вкост

слоистости). По этой причине в земной коре и верхней мантии широких лучевых фронтов не образуется, и значительные интервалы скоростного разреза на годографах, построенных от отдельных землетрясений, не отражаются (остаются "выпущенными"). Теоретически это объясняется тем, что в средах с переменными модулями упругости разделение сложных упругих колебаний, возникающих в области источника, на "чисто" продольные и поперечные волны не может происходить равномерно во всех направлениях.

Рисунков 4. Библиогр.: 5 назв.

УДК 550.34

Спектральные характеристики коды и тип подвижки в очаге землетрясения. Земцова А.Г., Халтурин В.И. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-шаня". 1964.

Рассмотрено влияние типа подвижки в очаге на спектральный состав очагового излучения методом сейсмической коды. Анализ спектрального состава проводился двумя способами. Первый опирался на наблюдения частотно-избирательной станции, на основе которых получены очаговые спектры смещений. Во втором, приближенном, использовались две стандартные установки СКМ и СКД как два частотных канала. По ним определены отношения уровней СКМ и СКД-коды в фиксированные моменты времени и периоды её колебаний.

Установлено, что землетрясения взбросового типа более высокочастотны по сравнению со сбросовыми. Сбросы характеризуются в большинстве случаев простой формой спектра, состоящей из плоской части и высокочастотного склона. Взбросы имеют сложную форму спектра с переходной зоной.

Рисунков 6. Таблиц 4. Библиогр.: 15 назв.

УДК 550.348 + 550.343.6 + 550.348.433

О влиянии изменения скорости миграции слабых землетрясений на возникновение сильных. Кригер Л.Г. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Показано, что перед землетрясениями с энергетическим классом $K \geq 13$ наблюдается уменьшение скорости миграции землетрясений с $K=11-12$, а незадолго до основного толчка скорость резко возрастает.

Перед землетрясениями с $K=11-12$ также наблюдается изменение скорости миграции у слабых землетрясений с $K=7-9$. За 3,5 месяца перед основным толчком изменяется направление миграции у слабых землетрясений, что сопровождается увеличением скорости миграции.

УДК 550.34 + 550.348

Сейсмологические исследования землетрясения 6 мая 1982 г. и его афтершоков. Джанузакон К.Д., Беленович Т.Я., Земцова А.Г., Шукурова Р. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

В эпицентральной зоне землетрясения 6 мая 1982 г. проведены следующие сейсмологические исследования: определены кинематические характеристики очага, динамические параметры по ЧИСС - спектру коды, механизм очага. Рассмотрена взаимосвязь полученных результатов.

Рисунков З. Библиогр.: 7 назв.

УДК 550.34.034

Прогностический сейсмологический полигон и его структуры. Одахин Ф.Н., Романов В.П. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Рассматривается вопрос о том, какие структуры имеет полигон, в рамках которых реализуются и достигаются основные функции, цели создания полигона и его назначение. Выделены и описаны территориальная структура полигона, организационная и функциональная структуры прогнозных исследований.

Рисунков З. Библиогр.: 2 назв.

УДК 551.241.001.55

Современные тектонические движения и некоторые показатели сейсмичности центральной части Чуйской впадины. Абдрахматов К.Е., Ильясов Б.И., Меджитова З.А. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Проведено сопоставление данных повторного нивелирования по двум профилям в Чуйской впадине с проявлениями сейсмического процесса. Показано, что в периоды относительного сейсмического затишья происходит унаследованное развитие зон новейшего поднятия и опускания, а в периоды сейсмической активизации движение этих зон противоположно унаследованным. Выявлена четкая корреляция между ходом современных вертикальных движений земной коры, уровня сейсмической активности A_{10} и уровня аномалий параметра V_p / V_s . Резкое поднятие реперов, повышение уровня аномалий V_p / V_s и уровня сейсмической активности предшествуют возникновению в исследуемом районе относительно сильных землетрясений с $K=12$.

Рисунков 4. Библиогр.: 9 назв.

УДК 550.341.5

Изменение концентраций радона в термальных водах Киргизии как возможный предвестник землетрясений. Кабо В.А. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Регулярные наблюдения, проводимые на четырех сейсмогеохимических станциях на территории Киргизии, позволили установить изменения концентраций радона, по-видимому, связанные с проявлением сейсмической активности.

Наиболее четкая зависимость между землетрясениями и вариациями радона замечена на станциях Долинка и Иссык-Ата, где содержание этого газа в относительно спокойное сейсмическое время достигает 10-14 эман. В момент аномальных колебаний радона, которые обычно предшествуют землетрясениям, на этих станциях его концентрация увеличивалась до 16-22 эман, причем период возникновения этих аномалий за 5-40 дней предшествует землетрясениям с эпицентральными расстояниями до 150-200 км и $K \geq 9,0$. На станциях Джеты-

Огуз и Джалал-Абад, где содержание радона в термальной воде равно соответственно 150-160 эман и 4-6 эман, заметных колебаний в период повышенной сейсмической активности по сравнению с колебаниями, возникающими на станциях Долинка и Иссик-Ата, не наблюдается. В этих водах в некоторых случаях пульсирующий характер изменения концентраций радона отмечался во время, предшествующее землетрясениям.

Рисунков 7. Библиогр.: 6 назв.

УДК 550.341

Вариации содержаний радона в приповерхностном грунтовом слое как предвестники землетрясений. Калмурзаев К.Е., Шварцман Ю.Г., Кайев Ю.А., Цевелев М.А., Мозолева Е.Л. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Обсуждаются результаты режимных определений концентрации радона в пробах грунтового воздуха, выполненных в 1981-1982 гг. на участке Иссик-Атинского разлома в Северной Киргизии.

Полученные материалы позволили разделить величину измеряемой в зоне разлома концентрации радона на нормальную и аномальную компоненты. Нормальная компонента характеризует концентрацию радона во время сейсмического затишья и зависит от метеорологических и сезонных условий. Аномальная компонента от этих условий не зависит и связана только с сейсмическим режимом.

Рисунков 3. Библиогр.: 2 назв.

УДК 550.385

Аномальное поведение геомагнитного поля на МРС Киргизии перед землетрясением 31.12.82. Шакиржол Э.Ш., Ким Л.Б., Погребной В.Н., Баталева Е.А. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

С целью выделения сейсмомагнитного эффекта по методике разностного поля обработан вариационный материал с 1 сентября 1982г. по 20 января 1983 г. Выявлены аномалии в поведении северной и восточной составляющих геомагнитного поля за три месяца до землетрясения 13 класса на эпицентральных расстояниях 60 и 110 км. Обнаруженная аномальная особенность качественно объяснена пово-

ротом по часовой стрелке горизонтальной составляющей вектора полной напряженности геомагнитного поля.

Установлено, что процесс аномального изменения геомагнитного поля не завершился даже спустя 20 дней после толчка. Для окончательного вывода о характере связи полученных аномалий с происшедшим землетрясением требуются дальнейшие исследования длительного ряда наблюдений.

Рисунков 2. Библиогр.: 3 назв.

УДК 550.385.26

К вопросу зависимости спокойных солнечно-суточных вариаций геомагнитного поля от степени магнитной возмущенности.

Погребной В.Н. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Рассмотрена зависимость спокойных солнечно-суточных геомагнитных вариаций от степени магнитной возмущенности. Показано, что солнечно-суточные геомагнитные вариации не зависят от магнитной возмущенности. Отмечено, что поле Sq , определяемое по пяти невозмущенным дням месяца, содержит часть поля возмущения. Даны рекомендации по способу выделения спокойной солнечно-суточной вариации, позволяющие полностью исключить поле возмущения.

Рисунков 3. Библиогр.: 3 назв.

УДК 550.385

К вопросу о создании мобильного компонентного протонного магнитометра (компонентный вариант ММП-203). Мохря В.И. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Успешно решена задача создания мобильного КМ на базе серийно выпускаемого пешеходного протонного модульного магнитометра ММП-203. Подробно рассмотрены устройство и функциональное назначение каждого блока вновь созданного прибора: системы колец, поворотного круга, пульта управления током компенсации. Предлагаются оригинальные методические приемы по проверке идентичности колец, горизонтальной вставки оси системы колец, установки системы колец на столбе.

Предварительные испытания мобильного КМ на магнитной стан-

ция "Озеро Красное" дали обнадеживающий результат.

Рисунков 4. Библиогр.: 5 назв.

УДК 550.340.8.

Условия подземного измерения сейсмических сигналов.
Яковенко В.С. "Геофизическая характеристика и сейсмичность
Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Рассматривается характер искажений сейсмических сигналов при регистрации их внутри среды на некоторой глубине. При этом используется аппарат анализа линейных каналов передачи сигналов. Найдена передаточная функция сейсмического канала для случаев измерения сигналов на поверхности и на глубине. Приводятся выражения для амплитудно-частотной и фазо-частотной характеристик канала. Рассчитаны графики распределения смещений, вызываемых сейсмическими сигналами в зависимости от глубины, частоты сигналов и углов прихода. Даны рекомендации по интерпретации результатов измерений сейсмических сигналов на глубине.

Рисунков 3. Таблиц 1. Библиогр.: 5 назв.

УДК 528.2/.3:551.24

Результаты исследований современных движений земной коры в районе Токтогульского водохранилища геодезическими методами.
Цурков В.Е. "Геофизическая характеристика и сейсмичность Киргизского Тянь-Шаня", 1984.

Приведены новые данные по геодезическим измерениям в районе Токтогульской ГЭС. Они имеют большое значение, поскольку выявляют характер изменения сейсмотектонического режима в связи с заполнением водохранилища.

Рисунков 3. Библиогр.: 7 назв.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ
КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Редактор издательства И.М.Еремчук
Обложка художника В.Ф.Роека
Технический редактор Р.Р.Хусайнова

ИБ № 1068

Подписано к печати 27.12.84. Д-01042.
Формат 60х90 1/16. Бумага типографская.
Безнаборная печать. Объем 15 п.л.,
12,6 уч.-изд.л., 15,18 усл.кр.от.
Тираж 300 экз. Цена 1 руб.98 коп.
Заказ 330.

Издательство Академии наук Киргизской ССР,
720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 265 а
Типография Академии наук Киргизской ССР,
720001, Фрунзе, ул.Пушкина, 144

Цена 1 руб. 98 коп.

ПОСЛЕДСТВИЯ ХАРАКТЕРИСТИКА