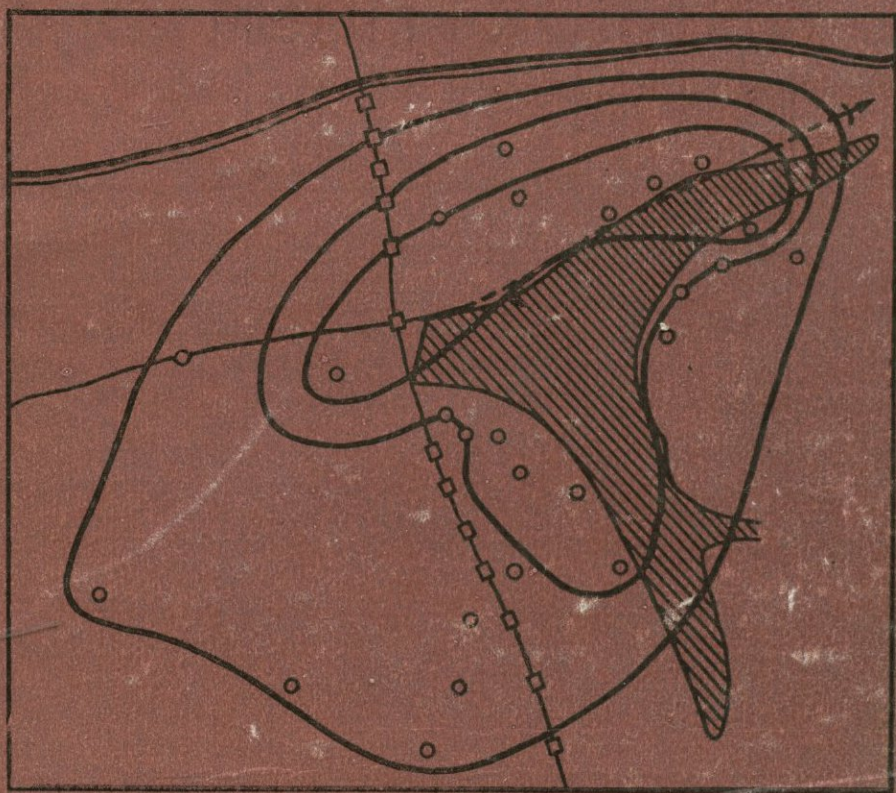


# Электрические и магнитные ПРЕДВЕСТИНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ  
И МАГНИТНЫЕ  
ПРЕДВЕСТНИКИ  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

6004

ТАШКЕНТ. ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР. 1983



УДК /550.37+550.38+550.388/550.343

Электрические и магнитные предвестники землетрясений. Коллектив. Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1983.

В монографии изложены основные результаты комплексных магнитометрических, электрометрических исследований, изучения состояния ионосферы, а также естественного импульсного электромагнитного поля Земли в целях поиска предвестников сильных землетрясений. Охарактеризованы локальные изменения геофизических полей, предшествовавшие сильным землетрясениям, а также связанные с переменным режимом давления в чаше водохранилища. Аномальные изменения геофизических полей, связанные с землетрясениями, объясняются с позиций существующих взглядов на механизм подготовки тектонических землетрясений.

Для геофизиков и специалистов, занимающихся разработкой научных основ прогнозирования землетрясений.

Лит. 189 назв., ил. 50, табл. 5.

Ответственный редактор  
докт. физ.-мат. наук *В. П. Головкин*

Рецензенты:

кандидаты геол.-мин. наук *Р. Н. Ибрагимов,*  
*А. А. Абдуазизов*

Э  $\frac{1903020000-2217}{М 355 (04)-83}$  159-83

© Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1983 г.

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в СССР и за рубежом над проблемой прогноза землетрясений работают десятки тысяч ученых. Исследователи, вооруженные новейшими высокочувствительными приборами, ведут непрерывные наблюдения за различными предвестниками. За последние годы достигнуты определенные успехи в предсказании землетрясений в СССР, США, Японии, Китае и других странах. Созданы модели подготовки землетрясений, удовлетворительно объясняющие связь аномальных эффектов комплекса методов с этапами подготовки землетрясений. Основной вопрос последних 10—15 лет — установить, есть ли связь между изменениями тех или иных параметров и землетрясениями? Связь, несомненно, существует. Однако, несмотря на достигнутые успехи, еще далеко до полного разрешения проблемы. Чем больше фактического материала, тем больше нерешенных вопросов.

Проблема прогноза усложняется тем, что землетрясения подготавливаются на больших глубинах в сложных термодинамических условиях, почти каждый раз на новом месте, вызываются глобальными, региональными, локальными внутренними и внешними процессами. Иными словами, натурный эксперимент исследования связи вариаций параметров (полей) с землетрясениями носит разовый характер. Регистрируемые эффекты выделяются на отдельных пунктах, ведутся на разных местах и различными методами, поэтому их трудно интерпретировать однозначно.

В работе изложены основные результаты геофизических исследований, проведенных сотрудниками лаборатории геофизических методов и магнитно-ионосферной обсерватории Янгибазар на Чаткало-Ташкентском, Ферганском, Кызылкумском геодинамических полигонах. Многие исследования велись в содружестве с ИФЗ АН СССР, ИЗМИРАН СССР, Институтом геофизики УНЦ АН СССР, МЦД Б-2 Межведомственного геофизкомитета АН СССР и другими научно-исследовательскими учреждениями.

Магнитометрические исследования проведены методом повторных маршрутных наблюдений на Ташкентском, Ферганском,

Кызылкумском геодинимических полигонах и на полигоне Чарвакского водохранилища, методом повторных площадных съемок — на Восточно-Ферганском полигоне и методом стационарных наблюдений — в пунктах Янгибазар, Чарвак, Пешкаран, Андижан, Хумсан, Ширманбулак, Чимион, в эпицентрах сильных землетрясений — Газлийского 1976 г., Исфара-Баткенского 1977 г., Таваксайского 1977 г. и в опорных пунктах Ферганского и Кызылкумского полигонов.

За период исследований удалось выделить медленные и быстрые изменения геомагнитного поля, связанные с землетрясениями, переменным режимом уровня воды в водохранилищах и другими процессами. Наиболее интересны и в какой-то степени уникальны результаты геомагнитных наблюдений в эпицентре Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. ( $M=7,5$ ), в зоне подготовки Алайского землетрясения 1 ноября 1978 г. ( $M=7,5$ ) (89) и на полигоне Чарвакского водохранилища. Аномальные изменения геомагнитного поля, связанные с этапами подготовки землетрясений, режимом водохранилища и другими процессами, имеют пьезомагнитную, электрокинетическую и электрическую природу.

Исследования вариаций импульсного электромагнитного поля проводились на территории комплексной магнитно-ионосферной обсерватории (КМИО) Янгибазар Института сейсмологии АН УзССР и в сейсмоактивных Чарвакском и Андижанском районах. На мобильном варианте разработанной нами аппаратуры велись наблюдения в эпицентральной области Алайского (11. 08. 1974 г.), Газлийского (8. 04 и 17. 05. 1976 г.), Исфара-Баткенского (31. 01. 1977 г.), Таваксайского (6. 12. 1977 г.) и других землетрясений в периоды их повторных толчков. С 1980 г. стационарные наблюдения начались также на станциях Хумсан и Чимион.

Отсутствие методических работ, малочисленность исследований в данной области потребовали постановки широких методических исследований. Особое внимание уделено морфологии ЕИЭМП и изучению характера связи параметров электромагнитных полей с геофизическими (солнечные вспышки, магнитные и ионосферные возмущения) и метеоявлениями (грозы, пыльные бури, сильные ветры, атмосферные осадки, перепады температуры воздуха, атмосферных давлений и т. д.).

Исследованы основные типы регулярных вариаций ЕИЭМП, на фоне которых отмечены аномальные изменения интенсивности ЕИЭМП за десятки часов до моментов подземных толчков. Содержатся сведения о применяемой аппаратуре и результатах исследования природы электромагнитных явлений. В качестве основного источника импульсных электромагнитных излучений рассматривается совокупность механоэлектрических явлений в приповерхностном слое деформированной земной коры включая атмосферу над очагом землетрясения. Изучение возмущений ионосферы и сравнение с материалами сейсмичности позволили выде-

лить характерные эффекты, которые можно рассматривать как предвестники землетрясений.

Электрометрические исследования методом дипольного электрического зондирования (ДЭЗ) проводились на Кызылкумском, Ташкентском и Ферганском полигонах. На Кызылкумском геодинамическом полигоне в 1974—1976 гг. в районе пос. Тамдыбулак и в эпицентре Газлийских землетрясений исследована природа трещинообразований и связь электросопротивления горных пород с землетрясениями и другими процессами в земной коре; в При-ташкентском районе — связь вариаций электросопротивления горных пород с режимом заполнения и спуска воды в Чарвакском водохранилище, а также с «плотинными» землетрясениями; на Восточно-Ферганском полигоне электрометрические наблюдения проведены в районе пос. Южный Аламышик.

## МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

За последние годы в исследовании сейсмомагнитного эффекта достигнуты определенные успехи. Если в конце 60-х годов при обсуждении результатов почти всех методов, в том числе магнитометрических, речь шла о наличии или отсутствии эффектов, связанных с землетрясениями, то сейчас надежные прогностические признаки не вызывают сомнения. Разработка новых высокочувствительных абсолютных магнитометров ТМП, МПП-1, ПМ-001 и др. с точностью до 0,1—0,3 нТ позволила надежно выделить сейсмомагнитные эффекты интенсивностью первые единицы нТ как в эпицентральных областях, так и на значительных расстояниях от них.

Несмотря на достигнутые успехи в геофизических, геохимических и геодезических исследованиях, остается много нерешенных вопросов, в частности, выяснение пространственно временных закономерностей изменения поля перед землетрясениями, природы выделяемых аномальных изменений, физических процессов, протекающих при подготовке землетрясений, и других, позволяющих разработать научные основы прогнозирования землетрясений.

### МЕТОДИКА МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПОЛИГОНАХ УЗБЕКИСТАНА

Исследования проведены по методике повторных маршрутных съемок (1). При выборе маршрутов учтены геолого-тектоническая обстановка, расположение глубинных активных разломов и сейсмогенных зон, а также участки с интенсивными современными движениями земной коры.

В сеймотектоническом отношении территория Узбекистана — одна из наиболее активных. Здесь и в соседних регионах известны сильные и разрушительные землетрясения с  $M \leq 7,5$ . Территория рассечена активными глубинными разломами. Она может быть разделена на две части — орогенную (Восточный Узбекистан) и активизированную платформу (Западный Узбекистан).

Орогенная характеризуется высокими значениями новейших движений земной коры —  $\pm 5-6$  км (69).

Территории Западного Узбекистана свойственны не очень высокие значения новейших движений — от 100—200 м до 1,1 км (71). Несмотря на это, по сейсмической активизации, характеру проявления современных движений и другим признакам, она не уступает Восточной. Аналогичен и характер геофизических полей. Высокие градиенты геофизических полей приурочены к глубинным разломам. Региональные геофизические поля протягиваются с юго-востока на северо-запад и совпадают с генеральным направлением геологических структур герцинского и альпийского происхождения.

При изучении сейсмамагнитного эффекта успех во многом зависит от выбора объекта исследований. До настоящего времени магнитометрические сейсмамагнитные наблюдения в Узбекистане не проводились. Учитывая сеймотектонические условия региона, в качестве первоочередных объектов выбраны территории Ташкентского, Кызылкумского и Ферганского геодинамических полигонов, районы Чарвакского водохранилища и искусственно-подземного газохранилища.

На Ташкентском геодинамическом полигоне два маршрута проложены вдоль Каржантауского разлома и третий — вкрест простираения, три маршрута — в районах Чарвакского водохранилища, Полторацкого газохранилища и между пунктами Сарыагач — Чиназ; на Ферганском полигоне — вдоль Северо- и Южно-Ферганских разломов с многочисленными сейсмогенными зонами (70). На территории Центрально-Кызылкумского полигона маршруты проложены по участкам с интенсивными современными движениями земной коры и в эпицентральной зоне Газлийских землетрясений 1976 г.

Измерялся модуль полного вектора напряженности магнитного поля ( $T$ ) с протонными магнитометрами (ПМ-5, ТМП-1, МПП-1, ПМ-001). До 1977 г. значения  $T$  на Ташкентском и Ферганском полигонах приводились к базисному значению  $T$ -вариометра магнитной обсерватории Янгибазар, расположенной в 25 км восточнее Ташкента. С 1977 г. до настоящего времени на всех отмеченных полигонах используется методика синхронных наблюдений на опорном и рядовых пунктах. С октября 1978 г. исследования ведутся в комбинации со стационарными синхронными наблюдениями между обсерваторией Янгибазар и Андижаном. Следует отметить, что количество стационарных пунктов постоянно увеличивается и в настоящее время их число на геодинамических полигонах Узбекистана превысило 10.

## РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Исследование сейсмамагнитного эффекта на полигонах Узбекистана (Чаткало-Ташкентский, Восточно-Ферганский, Кызылкум-

ский), в эпицентрах некоторых сильных землетрясений и в зонах газо- и водохранилищ проводится с 1968 г. За прошедшее время выполнен значительный объем магнитометрических наблюдений, основные результаты которых опубликованы в многочисленных работах (1—9, 89, 144, 148, 180, 181). Однако накопленный многолетний ценный материал недостаточно проанализирован и не обобщен.

### Магнитометрические наблюдения на Чаткало-Ташкентском полигоне

Наблюдения с 1968 г. проводились на трех маршрутах протяженностью около 300 км. В 1973 г. заложен замкнутый маршрут вокруг Чарвакского водохранилища, а в 1975 г.— дополнительный

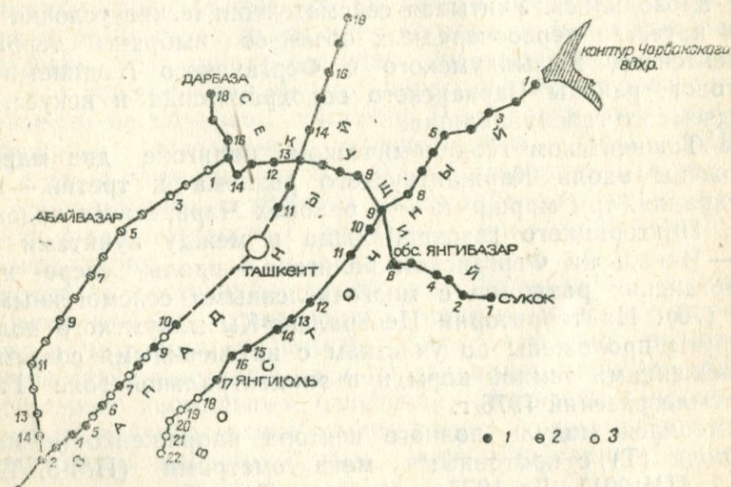


Рис. 1. Схема пунктов повторных измерений Т на Ташкентском геодинамическом полигоне.

Пункты, заложенные в: 1—1968 г., 2—1970 г., 3—1975 г.

вдоль дороги Сарыагач—Абайбазар—Сырдарья (рис. 1). До 1976 г. продолжались наблюдения в районе Полторацкого газохранилища. Расстояние между пунктами на маршрутах Ташкентского полигона 4—5 км, в районе Чарвакского водохранилища и Полторацкого газохранилища от 1—2 до 3—4 км.

Маршруты заложены вдоль и вкрест простираения активных разломов и сейсмогенных зон. Наибольший интерес в сеймотектоническом отношении представляет Полторацко-Сырдарьинская сейсмогенная зона в Приташкентском районе, протягивающаяся с северо-востока на юго-запад вдоль Каржантауского разлома и далее вдоль Полторацко-Сырдарьинской флексурно-разрывной зоны (1, 3).

Первые измерения изменений геомагнитного поля, обусловленные возникновением сосредоточенной дополнительной нагрузки при заполнении водохранилища, выполнены П. М. Девисом и Ф. Д. Стейси (154). Водохранилище Талбинго имеет ширину порядка 1 км, протяженность 3 км и глубину 150 м. Изменение магнитного поля в 15 пунктах, расположенных вблизи водохранилища, составило 2—8 нТ по отношению к опорному пункту, находившемуся в 3,5 км к северу от водохранилища.

В 1973 г. началось заполнение водохранилища Чарвак. Отличительная черта водохранилища — способность неоднократно заполняться после использования накопленной воды для ирригации.

#### *Характеристика водохранилища*

Расположено к северо-востоку от г. Ташкента. Это одно из крупнейших гидротехнических высокогорных сооружений на территории Узбекистана. Высота плотины 168 м, объем запасаемой воды около  $2 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup>. Заполняется тремя горными реками: Чаткал, Пскем и Коксу. Ежегодный цикл работы водохранилища состоит из следующих стадий: заполнения водохранилища (4 весенних месяца), заполненного состояния (примерно 1—2 мес.), разгрузки (расход воды для полива — 2—3 мес.), разгруженного состояния (до начала нового заполнения). За цикл объем воды изменяется от  $2 \cdot 10^6$  до  $2 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup>.

Водоохранилище и Чарвакский гидроузел находятся в районе со сложной тектоникой и высокой сейсмичностью. В пределах зоны произошли сильные землетрясения (Пскемское 1937 г.,  $M=6,5$ , Бричмуллинское 1959 г.,  $M=5,7$ ; 101). Нами представлена схема Чарвакского полигона с тектонической картой района Бричмуллинской впадины и аномального поля (рис. 2).

Территория, примыкающая к водохранилищу Чарвак, имеет идеальные условия для изучения влияния дополнительных сосредоточенных нагрузок на магнитные свойства горных пород: во-первых, уровень воды в водохранилище переменный, что позволяет моделировать изменения упругих напряжений; во-вторых, в районе отсутствуют крупные инженерные сооружения (исключая плотину), что приводит к малому уровню промышленных помех; в-третьих, водохранилище расположено в зоне повышенной сейсмичности, поэтому результаты исследований представляют не только научный интерес, но и значительный практический, так как в подобных условиях искусственные водохранилища, как правило, приводят к оживлению сейсмической активности (52, 99, 100); в-четвертых, породы, близкие по магнитным свойствам к породам кристаллического фундамента, изучались в лабораторных условиях С. Х. Максудовым (91) и др. для них получены характеристики обратимых и необратимых изменений под действием напряжений; в-пятых, данные по полигону водо-

хранилища Чарвак имеют особо важное значение для сейсмомагнитных исследований, проводимых на Ташкентском полигоне. Найдя зависимости изменений поля от нагрузки-разгрузки, можно говорить об однозначности интерпретации сейсмомагнитного эффекта, предшествовавшего землетрясениям 1971 и 1972 гг., выделенным по профилю Ташкент—Сырдарья (рис. 1).

**Оценка величины ожидаемого эффекта.** Используя любой из способов оценки величины ожидаемого эффекта, отметим, что при известных магнитных свойствах, величине их изменений и произвольном выборе объема горных пород, на которые дейст-

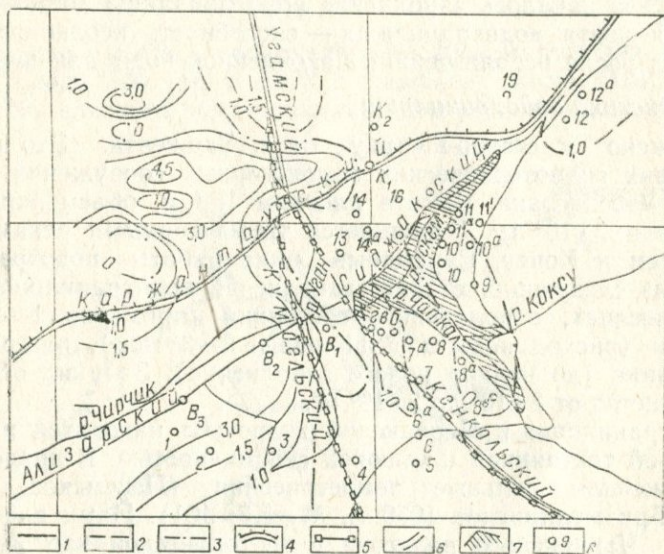


Рис. 2. Схема Чарвакского полигона совместно с тектонической картой Бричмуллинской впадины и картой аномального магнитного поля. Изолинии магнитного поля:

1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые, 4 — надвиги, взбросы, 5 — разломы позднеальпийские, 6 — разломы современные, 7 — водохранилище Чарвак, 8 — номер пункта повторных наблюдений.

вует дополнительная нагрузка, она может находиться в пределах 0,4—4 нТ. И хотя получены менее оптимистические оценки, их анализ очень важен.

Для оценки величины изменений магнитного поля необходимо знать: 1) магнитный момент, создаваемый объемом горной породы, на которую действуют дополнительные нагрузки, т. е. величину намагниченности и объем ферромагнитной породы, 2) величину сосредоточенной дополнительной нагрузки и ее распределение, 3) изменение намагниченности конкретных горных пород под действием этой нагрузки.

Параметры оцениваются произвольно. Мы использовали данные С. Х. Максудова и др. (91)  $10^{-3}$  СГС для намагниченности,

$10^{-4}$  на бар для изменений. Оценки получены в лаборатории при однородных давлениях и практически однородных образцах, следовательно, они завышены.

Величина намагниченности в зависимости от ее природы может меняться в реальных условиях от  $10^{-4}$  до  $10^{-2}$ , значит оценка достоверна в пределах 0,01—1 нТ.

В разрезе оценить объем пород, на которые действует дополнительная нагрузка, невозможно. Более того, модель диполя или шара, применяемая для оценки, в данном случае непригодна; более близка модель пласта. Следовательно, распределение поля в пространстве и закон убывания по мере удаления от источника другие, чем в случае диполя.

Если использовать непосредственно значения аномального поля, которые по данным аэромагнитной съемки в районе водохранилища не превышают 100 нТ, то, на наш взгляд, можно получить очень пессимистическую оценку возможных изменений аномального поля для нагрузки в 1 бар (рис. 2):  $(\Delta T)_a \times \beta = 100 \times 10^{-4} \approx 0.01$  нТ на бар. Она мало отличается от оценок других авторов, которые, как правило, умножают этот коэффициент на 100 бар, получая величину 1 нТ, а дальнейшее увеличение оценки происходит по желанию за счет привлечения объема.

При определении оценок объем аппроксимируется сферой, на которую действует сжимающая нагрузка. Воспользуемся примером М. Ботта (26), где рассмотрены напряжение, образующееся за счет дополнительной нагрузки, действующей перпендикулярно к поверхности, и растягивающие напряжения (рис. 3, а, б). Этот пример наиболее близок к ситуации, возникающей при заполнении водохранилища. Для обоих случаев на верхних кривых представлено возможное распределение изменений магнитного поля (когда источник поля — слой с однородной намагниченностью). В данной ситуации величина нагрузки уменьшена в 10 раз, а величина растягивающих напряжений — в 100 по сравнению с примером М. Ботта. Рисунок построен в относительном масштабе, но если линейный масштаб нагрузки принять равным 5 км, то пунктирная линия будет глубиной порядка 3—4 км. Аналогичные расчеты даны у Х. Гупты и Б. Растиги (52).

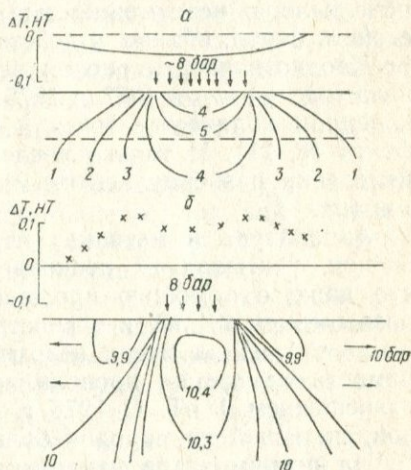


Рис. 3. Распределение упругих напряжений (бар.) в районе водохранилища, действующих ортогонально к поверхности.

а — при сжимающих напряжениях, б — при дополнительных растягивающих напряжениях.

Еще раз подчеркнем, что и эти оценки выполнены по порядку величины и могут быть «обоснованно» завышены, если варьировать объемами и магнитными свойствами. Важно отметить также, что при заполнении водохранилища известно время, за которое должны произойти эти изменения, и оно лежит в пределах 1—2 мес. Значит, изменения поля при заполнении водохранилища Чарвак происходят в пределах 0,1—10 нТ, в зависимости от цикла нагрузки-разгрузки. Они могут быть положительными в зонах, где преобладает растяжение, и отрицательными в зонах сжатия. Неопределенность оценки в пределах двух порядков обусловлена невозможностью корректной оценки физических свойств пород, объема и действующих нагрузок.

Неоднозначность оценок величины ожидаемого эффекта привела к тому, что в 1973 и 1975 гг. измерения выполнялись в ограниченном количестве точек и их задачей было обнаружение эффекта (6, 21). И только после того, как эффект был обнаружен, измерения развернулись на максимально возможном числе пунктов (8).

**Аппаратура и методика измерений.** Если исходить из общих оценок, учитывая их неопределенность, то достаточно очевидно, что даже с помощью протонных магнитометров, обладающих разрешением 0,1 нТ и точностью порядка 0,5 нТ, выделить изменения в 1 нТ за месяц невозможно. Более того, в начале эксперимента измерения проводились магнитометрами типа ПМ-5 с разрешением 1 нТ. С 1976 г. измерения выполняются аппаратурой, имеющей на порядок большее разрешение (0,1 нТ).

На первом этапе измерения выполнялись по методике исследования аномалий вековой вариации (46), затем был внедрен метод синхронных измерений с использованием в качестве опорного пункта обсерватории Янгибазар. На последнем этапе применялся непрерывно работающий (с циклом измерений 20 мин.) автономный протонный магнитометр (22). Таким образом, измерения проводились по двум существенно различным методикам и в итоге оказалось, что оптимальный вариант может дать только комбинированный, сочетающий непрерывную высокоточную регистрацию изменений поля в нескольких наиболее интересных пунктах полигона с менее точными повторными измерениями на более густой сети пунктов. К сожалению, густота сети и частота повторений зависят от природных условий (наличие и качество дорог).

Метод повторных измерений на сети пунктов имеет ряд недостатков, не позволяющих полностью реализовать возможности аппаратуры.

1. Появление дополнительной погрешности, связанной с погрешностью установки датчика и его ориентацией относительно меридиана. Тщательное закрепление пунктов и ориентация датчика в одном и том же направлении при всех повторных измере-

ниях сводит погрешности к минимуму, но не устраняет их. Величина погрешности находится в пределах 0,5—1 нТ.

2. Применение различных магнитометров и неполный учет их систематических поправок, что также приводит к дополнительной погрешности, обусловленной конкретными параметрами каждого типа.

3. Даже при использовании метода синхронных наблюдений остаются вариации поля внешнего источника, обусловленные неоднородностями за счет индукционных эффектов. Максимальная ошибка за счет этого фактора будет наблюдаться между 8—13 час. местного времени. При тщательных исследованиях, например, регистрируя вариации на каждом из пунктов в течение 4—5 час. в вышеуказанное время, их можно оценить, но проводить каждый раз длительные измерения невозможно. Величина этой погрешности в среднем, видимо, остается на уровне 0,5—1 нТ.

В то же время только этот метод позволяет получить представление об изменении поля в пространстве, так как пишущих станций пока недостаточно. Однако получение в этих измерениях погрешности менее 1,5—2 нТ, не всегда возможно.

Непрерывная регистрация изменений поля, даже с дискретностью одно измерение в 20 мин. и последующим вычислением среднесуточных значений дает уникальный по точности и подробности материал. Эта методика впервые для длительных записей реализована в эксперименте на водохранилище Чарвак.

Измерителем модуля геомагнитного поля служит протонный магнитометр, разработанный для автономных измерений (138). Блок-схема состоит из источника питания, дежурного программно-временного устройства, протонного магнитометра и регистратора. Регистратор осуществляет фотозапись измеренного параметра в двоичном коде. Запись производится светодиодами, управляемыми счетчиком поля.

Дежурное программно-временное устройство обеспечивает циклическую работу — одно измерение в 20 мин., а в течение цикла происходит минутная протяжка фотобумаги регистратора, включение питания магнитометра на 15 с и тока поляризации датчика на 4 с.

Дискретное включение питания магнитометра и регистратора обеспечивает следующие энергетические характеристики:  $P_{\text{пм}} = 0,2$  Вт;  $P_{\text{рег}} = 0,05$  Вт, где  $P_{\text{пм}}$  — средняя мощность, потребляемая магнитометром,  $P_{\text{рег}}$  — средняя мощность, потребляемая регистратором.

Дежурное программно-временное устройство выполнено на микросхемах серии 134 и потребляет 0,25 Вт. Таким образом, общее энергопотребление станции составляет 0,5 Вт. Источник питания — 4 батареи 5НКН-125.

Для регистрации времени используется период сигнала генератора с кварцевой стабилизацией частоты. Кварцевый резона-

тор обеспечивает точность измерения магнитного поля в пределах  $\pm 0,3$  нТ при изменении температуры воздуха от  $-20^{\circ}\text{C}$  до  $+50^{\circ}\text{C}$ . Чтобы уменьшить влияние остаточной намагниченности датчика на результат измерений, его составляют из двух катушек.

Техническая характеристика станции: дискретность регистрации измеряемого параметра — 0,5 нТ, цикличность — одно измерение в 20 мин, автономность — 3 мес.

**Оценка точности измерений.** На первом этапе для получения реальной оценки точности аппаратуры на расстоянии 60 м были расположены две автономные протонные станции и оценены среднеквадратичные отклонения. Погрешность измерений прибором с неподвижным датчиком при осреднении за сутки гарантируется в 0,6 нТ (среднеквадратическое значение) по возмущенным дням.

Для двух станций, размещенных на расстоянии 60 км друг от друга (водохранилище Чарвак и обсерватория Янгибазар), аналогично получены разности — пункт минус обсерватория и подсчитаны среднеквадратические отклонения этих разностей для дня со средним значением магнитной активности ( $\Sigma K_{\text{ср}} = 2,0$ ). Величина  $\sigma$  составила 0,8 нТ. Среднеквадратичное значение разности относительно первого случая увеличивается в полтора раза. Можно считать, что такая погрешность характерна для всех пунктов полигона при реализации первого метода, а в общем случае она может быть больше на пунктах с аномальной проводимостью.

Непрерывное измерение с помощью установленных на каком-либо пункте и в обсерватории идентичных приборов может устранить почти все недостатки, присущие первому методу, но такой эксперимент не позволяет судить о пространственном распределении изучаемого эффекта. Очевидно, сочетание повторных измерений на сети пунктов с непрерывными на наиболее характерных из них позволяет оптимально с экономической и научной точки зрения проводить исследования.

**Повторные наблюдения.** Первые пункты повторных наблюдений на полигоне водохранилища заложены в декабре 1963 г. как продолжение маршрутов Ташкентского полигона. Наблюдения в 1973—1975 гг. велись на 26 пунктах. В 1976 г. их число увеличилось до 35.

За шесть лет проведено 35 повторений: в 1974 г. — пять, в 1975 г. — восемь, в 1976 г. — шесть, в 1977 г. — три, в 1978 г. — семь и в 1979 г. — шесть.

Полученные результаты и связь изменений поля с режимом заполнения представлены в виде зависимости изменений поля по трем профилям, пересекающим водохранилище (рис. 4).

Приведенный рисунок достаточно наглядно свидетельствует о том, что возникновение дополнительной нагрузки приводит к локальным изменениям поля. В большинстве пунктов при нагруз-

ке поле уменьшается, после снятия — возрастает, превышая исходный уровень. Шестикратное повторение эксперимента позволяет надеяться на реальность этих изменений и связать их с из-

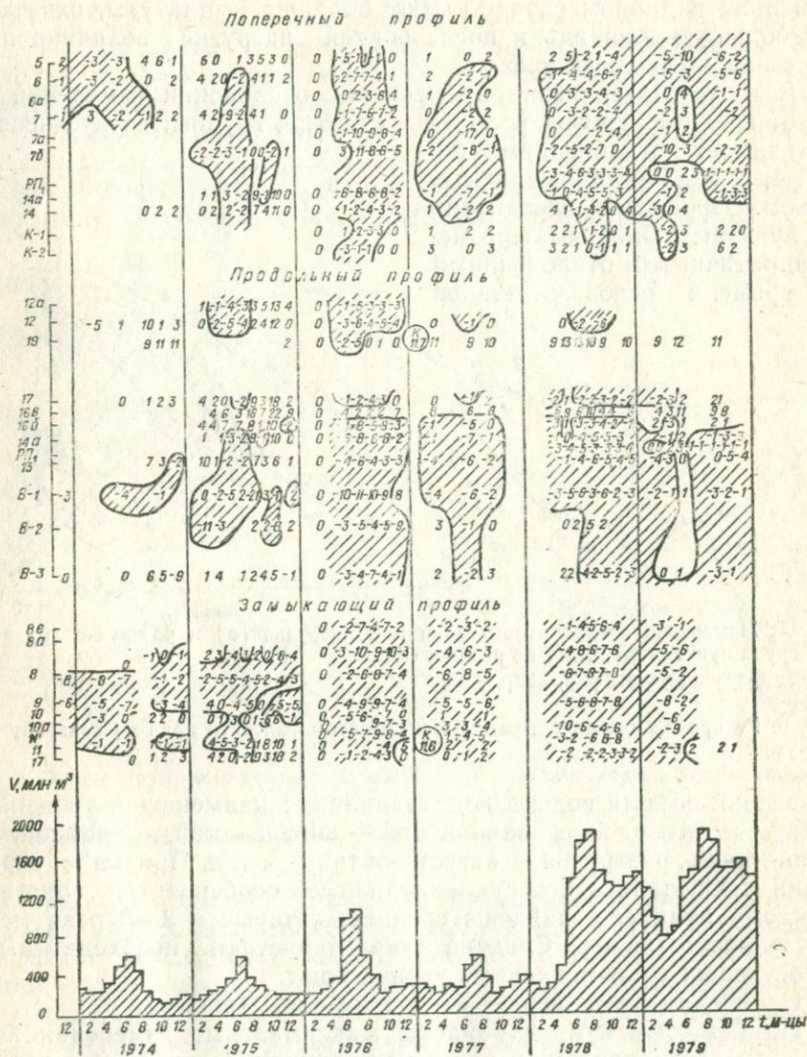


Рис. 4. Изменение геомагнитного поля на полигоне водохранилища Чарвак по трем профилям в зависимости от объема воды за 1974—1979 гг.

менением упругих напряжений. Пункты с отклонением от общего хода (14а, 16в, 16б, 17, 19) расположены вблизи разлома и изменения поля в этих пунктах скорее связаны с дополнительными упругими напряжениями иного характера.

Полученный результат подтверждает нереальность выполненных выше оценок и возможность выделения изменения поля в пределах 4—10 нТ в месяц. Если сопоставить эти результаты с полученными ранее Р. М. Davis, F. D. Stacey (154), то изменения поля в данном случае имеют большие амплитуды, охватывают большую площадь и после снятия нагрузки величина поля превышает исходный уровень.

Все пункты полигона по величине отклонений изменений поля от среднего уровня разбиты на четыре группы: со среднеквадратичными отклонениями более 4, 3, 2 нТ и «нормальным» ходом. Проведено осреднение по пунктам с близкими среднеквадратичными отклонениями по времени основных этапов

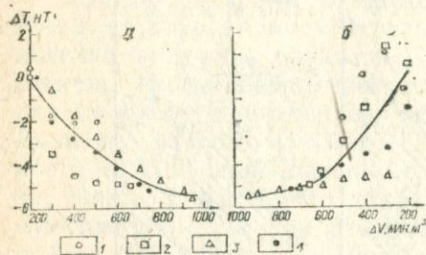


Рис. 5. Изменение геомагнитного поля при нагрузке (а) и разгрузке (б) воды для групп пунктов  $\Delta T > 4$  нТ по разным годам:

1 — 1974, 2 — 1975, 3 — 1976, 4 — 1977.

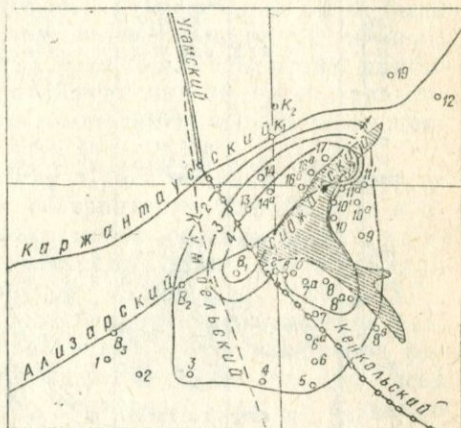


Рис. 6. Распределение локальных изменений геомагнитного поля по полигону при нагрузке.

изменения объема воды в водохранилище: наименьший уровень — ноябрь—март, начало заполнения — апрель—май, наивысший — июнь—июль, разгрузка — август—октябрь и т. д. При таком осреднении исключались все индивидуальные особенности, присущие каждому пункту, и найдены средние, которые в 2—3 раза меньше индивидуальных. Средние характеристики необходимы для сопоставления с изменениями уровня воды.

Изменения поля зависят от уровня воды (рис. 5).

По каждому пункту найдены максимальные изменения поля (рис. 6), обусловленные не только дополнительной нагрузкой и ее перераспределением за счет заполнения, но, видимо, и оживлением разлома — область максимальных изменений поля смещена в северо-восточную часть, где также расположен разлом.

Это еще раз подтверждает, что дополнительные напряжения, создаваемые за счет заполнения, накладываются на уже существующую систему напряжений и оправдывают оценку, выполнен-

ную выше. Конечно, если увеличить величину растягивающих напряжений на порядок, оценка окажется очень близкой к реальным изменениям поля. Таким образом, в конкретной тектонической ситуации, существующей на водохранилище, горные породы находятся скорее всего в состоянии неустойчивого равновесия, поскольку добавление очень малых нагрузок, не более 10 бар, приводит к нарушению равновесия упругих напряжений.

**Непрерывные наблюдения.** В 1978 г. на одном из пунктов вблизи водохранилища была установлена протонная автономная станция.

Представлены среднесуточные значения разности поля Т пункт минус Т обсерватория, найденные осреднением 72 отсчетов

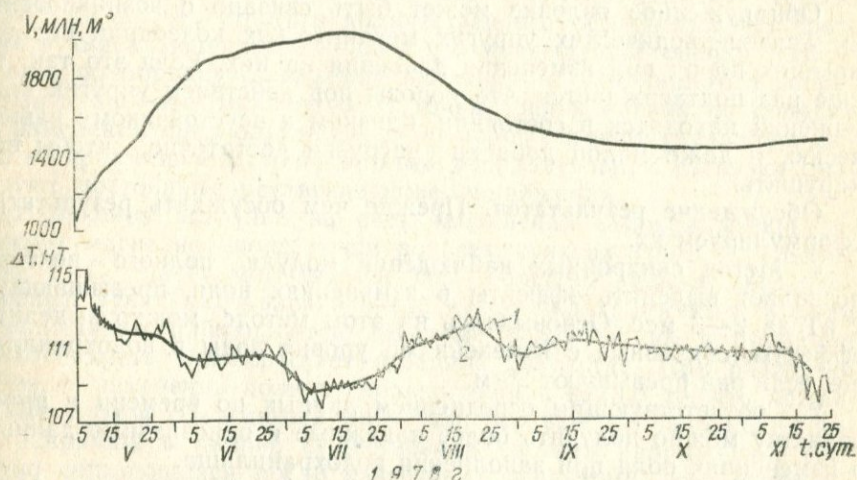


Рис. 7. Среднесуточные изменения разности поля и объема воды в водохранилище в 1978 г.

1 — среднесуточные изменения поля, 2 — сглаженные по десятисуточному интервалу.

через 20 мин. (рис. 7). Сплошной кривой даны среднесуточные значения модуля полного вектора, полученные после скользящего осреднения по десяти суточным значениям. Датчик магнитометра при этом оставался неподвижным и чисто приборные ошибки не превышали 0,5 нТ. Сравнение с обсерваторными данными по спокойному и возмущенному дням показывают, что среднеквадратичное значение разности не превосходит 0,8 нТ даже для магнитовозмущенного дня. При осреднении по десятисуточному интервалу эти погрешности должны существенно уменьшиться.

Приведенные результаты полностью подтверждают полученные по повторным измерениям (рис. 7). При увеличении объема воды в водохранилище поле уменьшается. Изменение объема воды на  $1 \times 10^6 \text{ м}^3$  приводит к изменению поля на 6 нТ.

Однако непрерывные измерения на данном конкретном пункте показывают, что явление протекает во времени более сложно. Отклонения среднесуточных значений от среднедекадных превосходят возможную величину ошибки измерений как по возмущенным, так и по спокойным дням. Изменения объема воды представляются существенно более гладкой кривой, чем изменения геомагнитного поля. Создается впечатление, что даже малые, но резкие увеличения объема воды приводят к более заметным квазипериодическим изменениям магнитного поля с характерным временем 15—30 дней. Указанное обстоятельство трудно считать погрешностью измерений, поскольку эти вариации отсутствуют по периодам постоянного уровня воды как в максимуме, так и в минимуме.

Обнаруженное явление может быть связано с возникновением квазипериодических упругих механических колебаний подстилающих пород при изменении давления на них. Если это так, то еще раз подтверждается, что породы под действием упругих напряжений находятся в состоянии, близком к неустойчивому равновесию, и даже малой добавки нагрузки достаточно, чтобы его нарушить.

**Обсуждение результатов.** Прежде чем обсуждать результаты, сформулируем их.

1. Метод синхронных наблюдений модуля полного вектора позволяет выделить эффекты в изменениях поля, превышающие 2 нТ за 2—3 мес. Основываясь на этом методе, можно выделить эффекты, связанные с изменениями уровня воды в водохранилище, если они превышают 20 м.

2. Соответствующим осреднением данных по времени и пространству можно получить более надежные и однозначные данные о изменениях поля при заполнении водохранилища.

3. Непрерывная регистрация изменений геомагнитного поля при неподвижном датчике позволяет реализовать погрешности в пределах 0,5 нТ, т. е. выделить эффекты, превышающие 1,5 нТ.

Эти результаты носят чисто методический характер и на их основе можно рекомендовать комбинированный метод, сочетающий работу станций в режиме непрерывных измерений в ряде пунктов и дискретные повторные измерения методом синхронных измерений. Первые позволят получить надежное разрешение во времени, вторые — в пространстве.

К геофизическим результатам относится следующее.

1. Установлена зависимость изменений поля от напряжений, возникающих за счет сосредоточенной дополнительной нагрузки. Необходимо подчеркнуть, что эта закономерность определена для данной конкретной геологической ситуации и характера напряжений. Переносить полученный результат безоговорочно на другие водохранилища вряд ли можно. Для данного региона полученный результат важен как некоторая мера перехода от лабораторного эксперимента к натурному.

2. В результате непрерывных измерений обнаружено, что в пунктах вблизи водохранилища во время заполнения или слива при относительно быстрых изменениях уровня воды возникают «квазипериодические» изменения поля с интервалом 15—30 дней. В заполненном или разгруженном состоянии таких изменений нет.

3. Установлена связь изменений поля — роста, превышающего исходный уровень после разгрузки, с возникновением слабых землетрясений, число которых увеличивается в этот же период.

4. В изменениях поля максимум смещается в сторону разлома, проходящего вдоль водохранилища.

Все эти эффекты качественно можно объяснить связью возникающих под действием нагрузки давлений с изменением намагниченности пород с восприимчивостью порядка  $2-5 \times 10^{-3}$  СГС. Для строгого количественного объяснения нет соответствующей модели, поскольку все предыдущие оценки выполнялись по порядку ожидаемой величины, а для нашего эксперимента этого уже достаточно. С точки зрения оценки по порядку ее изменения предполагается, либо породы имеют указанную выше восприимчивость, либо помимо дополнительной нагрузки действуют постоянные растягивающие напряжения.

Изменения нагрузки за счет заполнения водохранилища изменяют магнитное поле почти во всех пунктах (рис. 4). Более того, F. D. Stacey мог бы получить больший эффект, если бы опорный пункт находился в 5—10 км от водохранилища. Между заполнениями наблюдаются заметные различия, но в принципе повторяемость подтверждает основной результат. При разгрузке скорость изменения поля несколько иная и важно то, что превышение уровня объясняется либо тем, что еще до заполнения водохранилища в районе существовала система напряжений, частично снимающаяся после разгрузки, либо тем, что в период разгрузки возникают дополнительные растягивающие напряжения. Именно к периоду разгрузки приурочено увеличение числа локальных землетрясений, что свидетельствует о возможности частичного снятия ими уже существовавших напряжений. Полученные результаты по магнитным измерениям хорошо согласуются с сейсмическими исследованиями в этом районе (88, 131). Итак, цикл нагрузка — разгрузка может вызывать возникновение слабых землетрясений, снимающих часть накопленных напряжений, и действовать как своеобразный предохранительный клапан, не позволяющий накопиться значительным упругим напряжениям. Следует отметить, что циклическое проявление сейсмичности возможно и без влияния режима водохранилища. Так, цикличность проявления слабых землетрясений отмечена на Гармском полигоне [87].

Таким образом, изменения магнитного поля на водохранилище обуславливаются двумя различными причинами — дополнительной нагрузкой, возникающей при заполнении водохранилища, и упругими напряжениями в зоне разлома, изменение кото-

рыя может быть вызвано заплнением водохранилища. Причем, кроме дополнительной нагрузки, влияет и простое повышение влагонасыщенности горных пород вблизи разлома. Собственно этим и можно объяснить смещение максимума изменений поля в сторону зоны разлома. С этой точки зрения в данном эксперименте не удалось получить однозначного моделирования — действия только дополнительной нагрузки.

На наш взгляд, эксперимент требует дополнительного обсуждения и значительно больших фактов по амплитуде, площади, чем в эксперименте Р. М. Davis и F. D. Stacey, а также изменений магнитного поля. Его можно объяснить указанными выше данными, но нам кажется, что он свидетельствует о крайне неустойчивом состоянии равновесия горных пород в районе водохранилища. Это проявляется в изменениях магнитного поля не только на относительно коротких интервалах в пределах года, но и на существенно больших, если рассматривать среднегодовые изменения поля за шесть лет экспериментальных работ на водохранилище Чарвак.

Проведенные исследования в районе Чарвакского водохранилища позволяют сделать следующие выводы.

Смоделированы локальные изменения магнитного поля под действием дополнительной нагрузки. Выявлены дополнительные обстоятельства, имеющие важное практическое значение: установление связи между изменениями магнитного поля после цикла нагрузка — разгрузка с возникновением слабых землетрясений; возможность использования цикла нагрузка — разгрузка как механизма, позволяющего снять часть накопленных напряжений; квазипериодические изменения магнитного поля, связанные с резкими изменениями давления.

Эти факты требуют дальнейшего исследования, так как задача прогноза землетрясений в районе высокогорных гидротехнических сооружений имеет важное самостоятельное значение. На основе только магнитных измерений ее решить невозможно, необходимо комплексное изучение.

Отметим, что эти результаты в нашей стране получены впервые и существенно отличаются от данных Р. М. Davis и F. D. Stacey установлением связи между изменениями магнитного поля и сейсмичностью. В этих случаях возможно изучение непосредственно связи между изменениями магнитного поля и землетрясениями, поскольку известно время (ноябрь, март) усиления сейсмичности на территории, примыкающей к водохранилищу Чарвак. Важное значение имеют комплексные наблюдения в периоды разгруженного состояния и повышенной сейсмичности и нагруженного состояния. На основе записей дополнительных вариаций магнитного поля, электромагнитного зондирования и более детальных сейсмических наблюдений можно связать изменения магнитного поля и проводимость с уровнем сейсмической активности.

Результаты исследований локальных изменений геомагнитного поля по данным, полученным на Ташкентском геодинамическом полигоне

Установление связи между сосредоточенными дополнительными упругими напряжениями и изменениями магнитного поля по данным измерений на полигоне водохранилища Чарвак позволяет перейти к анализу результатов наблюдений вариаций геомагнитного поля в сейсмоактивных регионах.

Такой информацией, в первую очередь, служат данные повторных маршрутных наблюдений на Ташкентском геодинамическом полигоне (3, 4).

**Методика исследований.** Данные по пунктам повторных наблюдений на территории полигона (рис. 1) приводятся с 1968 г. и получены с помощью аппаратуры одного класса — протонными магнитометрами (опорный пункт обсерватории Янгибазар).

Пункты на территории полигона различаются по уровню помех. Наибольшие помехи наблюдаются в пунктах вблизи города. Проводить измерения в радиусе 20 км от города невозможно. Более того, эта зона расширяется с каждым годом. Число пунктов из-за засорения сокращается на каждом маршруте. С точки зрения сохранности наиболее перспективен профиль Сарыагач — Сырдарья, заложенный в 1975 г.

Повторные наблюдения на полигоне проводились 3—4 раза в год и выполнялись за 4—7 дней. Опорным пунктом при всех измерениях служила обсерватория, где во время повторений выполнялись синхронные измерения модуля прибором того же типа, что и прибор, применяемый на профилях.

### *Исследование влияния водных источников*

Интересные результаты получены при изучении влияния водных артерий на величину поля. С этой целью данные 8-летних наблюдений во всех пунктах полигона обработаны статистически. Пункты разделены на две группы. В первой они расположены вблизи водных источников — арыков, небольших саев и рек шириной до 3 м; во второй — удалены от водных источников.

Анализ показал, что на магнитное поле могут действовать водные источники. Изменение поля в течение года на пунктах, расположенных на «сухих» и «мокрых» породах, показано на рис. 8. Влияние водных источников, по-видимому, вызвано электрокинетическими явлениями (7).

На Ташкентском полигоне в районе газохранилища проводились детальные магнитометрические исследования вариаций геомагнитного поля, связанных с изменением режима газа в хранилище. Природный газ под давлением 90 атм. закачивается в водоносную антиклинальную структуру (6×1,5 км) на глубину 600 м. На этой площади заложено 10 пунктов, где 3—5 раз в год проводились повторные измерения (1, 3, 4, 7). В отдельных

пунктах обнаружены аномальные изменения поля интенсивностью до 25—30 нТ.

Статистическому анализу подвергнуты 8-летние изменения величины поля на остальных пунктах. Кроме больших аномалий в двух пунктах, незначительные изменения поля выявлены и в остальных, четко коррелирующие с режимом газа в газохранилище (рис. 9), причем как с учетом изменений в аномальных пунктах, так и без учета в них. По-видимому, интенсивные локальные аномалии в двух пунктах связаны с подключением в антикоррозийных целях к трубам тока, а изменения поля интенсивностью 1—1,5 нТ во всех остальных пунктах связаны с режимом газохранилища. Их можно объяснить с позиции пьезомагнитного эффекта и электрокинетических явлений.

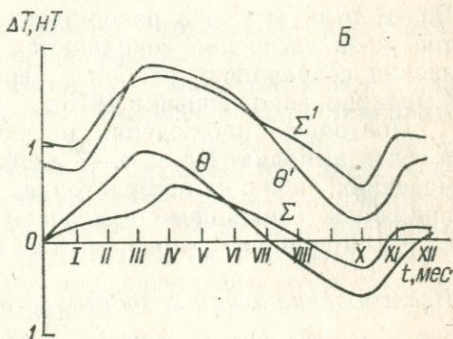
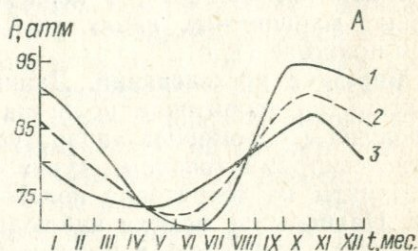
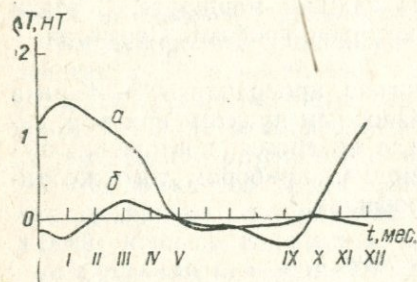


Рис. 8. Среднегодовые вариации поля  $\Delta T$  в пунктах, расположенных на влажных (а) и сухих (б) породах.

Рис. 9. А — среднегодовые изменения давления в Западном куполе (1), по обоим куполам (2) и в Восточном (3); Б — среднегодовые изменения поля  $\Delta T$  на Полторацком поднятии за период наблюдений 1968—1975 гг.  $\theta$  — без учета данных в пункте  $r = 13$  и  $r = 7$ ,  $\Sigma'$  — без учета данных в 1975 г.,  $\theta'$  — без данных 1975 г. и зап. — 13,  $r = 7$ .

**Анализ изменений поля перед индивидуальными землетрясениями.** На первом этапе изучения связи вариаций геомагнитного поля с сейсмичностью по результатам исследования на Гармском полигоне В. П. Головков (45) показал, что изменения поля отражают скорее изменения общего характера сейсмичности в изучаемом регионе, чем подготовку к индивидуальному землетрясению. Ю. П. Сковородкин (118) в том же Гармском районе выявил возможную связь изменений геомагнитного поля с подготовкой индивидуального землетрясения, несмотря на исключительно низкую аномальность на полигоне.

Основные результаты исследования на Ташкентском полигоне подробно освещены в работах (1, 3, 4, 148). Об аномальных изменениях поля перед Абайбазарским (1971 г.), Халкабадским (1972 г.) землетрясениями и др. уже приведено достаточно сведений.

Возможно изменения поля, связанные с отдельным землетрясением (здесь нужно говорить о временных особенностях и распределении в пространстве), на Ташкентском геодинимическом полигоне проявляются достаточно надежно, поскольку его аномальность выше, чем на Гармском.

Изменения поля во времени на п. сек. 9 представлены на рис. 10, где стрелкой показан момент Таваксайского землетрясения в декабре 1977 г.

Можно смело утверждать, что землетрясению предшествовало характерное бухтообразное изменение поля — оно сначала убывало, затем начинало расти и на фазе, близкой к уровню, от которого началось уменьшение поля, произошло землетрясение.

**Результаты стационарных наблюдений в эпицентре Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г.** После Таваксайского землетрясения ( $M=5,5$ ) в декабре 1977 г. в эпицентре были организованы круглосуточные стационарные наблюдения. В эпицентре и обсерватории Янгибазар через каждые 10 мин. в течение двух недель проводились синхронные измерения величины  $T$  протонным магнитометром ТМП. Разность магнитного поля между эпицентром и обсерваторией Янгибазар оставалась постоянной. В этот период отсутствовали также афтершоки Таваксайского землетрясения. Приведенный результат имеет ценное методическое значение и подтверждает, что магнитометрический метод может успешно применяться для прогноза землетрясений.

### *Сеть стационарных станций*

Начиная с мая 1980 г. на Ферганском и Ташкентском геодинимических полигонах в пунктах Янгибазар, Хумсан, Багишамал, Ташата, Маданият ведутся стационарные наблюдения за вариациями геомагнитного поля с помощью станций МПП-1 ОКБ ИФЗ АН СССР. Перед установкой станций магнитометры исследовались в обсерватории Янгибазар.

Сверка приборов показала, что среднеквадратическая разность между парами станций не превышает 0,4 нТ. Показания

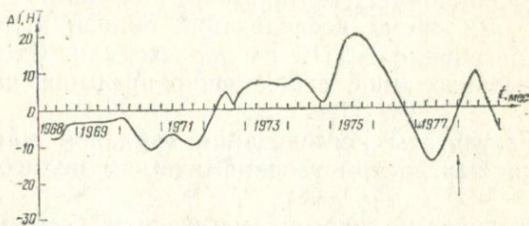


Рис. 10. Изменение геомагнитного поля в пункте 9 секущего маршрута за 1968—1978 гг.

приборов идентичны показаниям других магнитометров — ПМ-001, ТМП, АПМ и др. Разность также не превышала 0,4 нТ.

Наблюдения на пунктах Хумсан, Багишамал, Маданият, Ташата ведутся с дискретностью 10—20 мин. Приборы питаются от сети 220 В, точность выделения аномальных вариаций, связанных с землетрясениями и другими процессами в земной коре, с помощью этих станций относительно Янгибазара составляет около 1 нТ, а между близрасположенными станциями (Багишамал—Ташата, Багишамал—Маданият) — 0,7—0,8 нТ.

За время исследований вблизи пунктов наблюдений землетрясения с  $K \geq 10$  не происходили. Отсутствуют также аномальные вариации, существенно превышающие  $3\sigma$ .

### **Результаты исследования вариаций магнитного поля Земли на Ферганском геодинамическом полигоне**

Магнитометрические наблюдения сейсмомангнитного эффекта на территории Ферганского геодинамического полигона начаты в 1972—1973 гг. Измерения проводились по замкнутому маршруту вдоль основных глубинных разломов Ферганской долины (Северо-Ферганскому, Южно-Ферганскому) и приведены к базисной линии Т-вариометра обсерватории Янгибазар. Точность выделения аномальных эффектов, связанных с различными процессами в земной коре, составила около 3 нТ. Результаты 1972—1975 гг. подтвердили перспективность Ферганского геодинамического полигона.

В последующие годы (1976—1980) были открыты стационарные пункты наблюдений, организованы повторные площадные съемки и т. д.

### **Краткая геолого-геофизическая характеристика ФГП**

Ферганский геодинамический полигон, расположенный в пределах Ферганской межгорной впадины, характеризуется своеобразным геологическим строением и сейсмотектоническими условиями. На территории выполнены геолого-геофизические работы, направленные на поиск и разведку месторождений полезных ископаемых, а также изучены тектонические особенности района. В последние годы особое внимание уделено исследованию современных и новейших тектонических движений и сейсмотектонических условий. Поиск предвестников и прогнозирование землетрясений ведутся комплексными методами (гидрогеосейсмологические, геофизические, астро-геодезические, топо-геодезические и др.).

В Ферганской межгорной впадине земная кора за новейшее время испытала большие изменения, которые привели к общему перепаду высот между зонами поднятий и опусканий свыше 10 км. В этих высокоградиентных зонах вертикальных движений и в нас-

тоящее время наблюдаются молодые тектонические движения в виде частых землетрясений и аномальных изменений высот земной поверхности.

Р. Н. Ибрагимовым (68, 69), Ф. Х. Зуннуновым и др. (67), А. Р. Ярмухамедовым и др. (147) подробно рассмотрены вопросы тектонического развития района, изучены современные движения земной коры, расположение разломов и их живучесть. На основании комплексного анализа геолого-геофизических данных выделены сейсмогенные зоны Ферганской впадины.

Р. Н. Ибрагимов (69) рассматривает сейсмогенную зону как

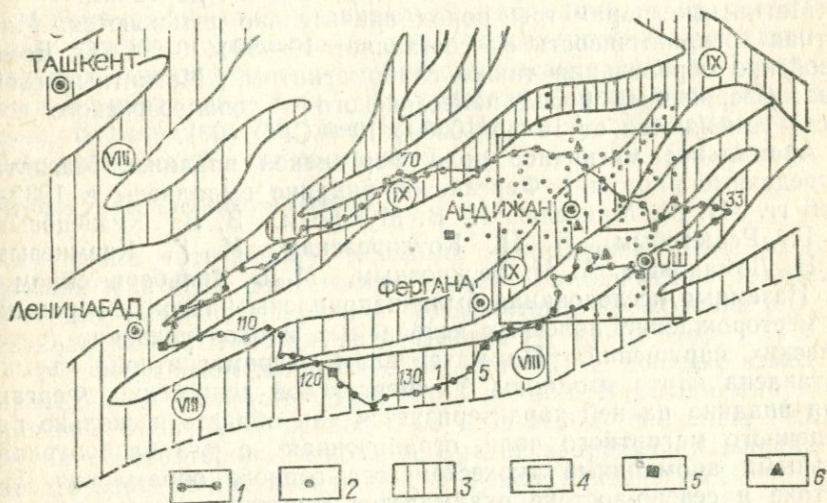


Рис. 11. Схема расположения геомагнитных пунктов на Ферганском геодинамическом полигоне:

1 — рядовые магнитные пункты, заложенные в 1973 г., 2 — в 1977 г., 3 — сейсмогенные зоны по Р. Н. Ибрагимову, в которых могут возникнуть и распространяться восьми- и девятибалльные землетрясения, 4 — площадь повторных площадных съемок, 5 — пункты исследования  $S_q$  вариации, 6 — пункты стационарных наблюдений магнитного поля (временные опорные пункты).

полосу, простирающуюся вдоль активного разлома. В пределах впадины он выделяет сейсмогенные зоны трех категорий (рис. 11). Р. Н. Ибрагимовым, К. Н. Абдуллабековым выделены сеймотектонические регионы (Туркестано-Алайский, Южно-Ферганский, Куршабский и Северо-Ферганский), где установлено, что землетрясения проявляются циклично с характерным временем около 40 лет (70). Ферганская впадина и ее горное обрамление сложены породами различного возраста, начиная от протерозойских и кончая современными, и самого разного генезиса — от магматических до осадочных и метаморфических (67).

Наиболее древние, докембрийские и палеозойские отложения, обнажаются в горных обрамлениях Ферганской впадины. Они сложены метаморфизованными, осадочными, вулканогенными и

интрузивными породами среднего и кислого состава. Широко развиты породы силура, девона и карбона, представленные песчаниками, конгломератами, сланцами, известняками и вулканогенными образованиями. Породы пермского возраста незначительно распространены, представлены карбонатно-терригенными отложениями и прослоями кислых эффузивов. Глубокие скважины в Юго-Восточной Фергане обнажают нерасчлененные пермотриасовые отложения. Мощность мезозой-кайнозойских образований, сложенных слабомагнитными и немагнитными породами, увеличивается от периферии к центру впадины до 12 км.

Магнитные параметры пород значительно изменяются. Магнитная восприимчивость их составляет  $10-50 \times 10^{-6}$  СГС. Домезозойские образования также слабомагнитны. Магнитные свойства изверженных пород палеозойского и допалеозойского возраста изменяются от 10 до  $10000 \times 10^{-6}$  СГС (67).

**Аномальное магнитное поле Ферганской впадины.** Магнито-разведочные работы в Ферганской впадине выполнены в 1932—1966 гг. И. М. Мингель, И. В. Мухиным, В. В. Кузнецовым, Ф. Г. Решетовым, Л. Н. Котляревским, И. Г. Кремневым, Н. Н. Ломановым, А. М. Бескровным, М. Б. Зильберштейном и др. Наземные исследования были направлены на поиск и разведку месторождений полезных ископаемых и оконтуривание тектонических нарушений. По материалам аэромагнитной съемки составлена карта изодинам  $\Delta T$  Ферганской депрессии. Ферганская впадина на ней характеризуется как область несколько повышенного магнитного поля, ограниченная с юга слабоотрицательными аномалиями туркестанского горного обрамления. На востоке и северо-востоке окаймляется многочисленными отрицательными локальными аномалиями Ферганского хребта. Положительное поле впадины на северо-западе сливается с более интенсивными положительными аномалиями Чаткало-Кураминской горной системы.

На фоне нормального поля впадины резко выделяются Кокандская положительная аномалия интенсивностью 500 нТ, Майлисуйский максимум интенсивностью 300 нТ, Мархаматский максимум интенсивностью 200 нТ. На юго-восточных склонах Кураминского хребта группа положительных аномалий объединяется в одну Гаваджангактыйскую аномалию интенсивностью 500 нТ.

Сравнивая магнитные аномалии Кураминских гор и Кокандский максимум, Ф. Х. Зуннунов и др. (67) пришли к выводу об одинаковой природе факторов, вызывающих аномалии. Они связывают их с интрузивами гранитоидного состава.

Гаваджангактыйская аномальная зона расположена севернее Кокандской зоны, имеет широтное простираение ( $70 \times 25$  км). Особенность ее — наличие в западной части нескольких локальных максимумов интенсивностью 300—400 нТ. Количественные расчеты (67) по восточной части данной зоны показали глубину залегания возмущающего тела  $\sim 2400$  м при величине намагничен-

ности  $1150 \times 10^{-6}$  СГС. Аномальные зоны пространственно совпадают с областью развития гранодиоритовых интрузивов. Мархаматская аномалия находится южнее г. Андижана и состоит из двух полос шириной 1—2 км со значениями поля 700 нТ. Длина северной полосы 30 км, южной — 65 км. Комплексная интерпретация магнитных данных позволила предположить (67), что аномалия обусловлена эффузивами основного состава, залегающими на глубине от первых десятков до первых сотен метров. Аномалеобразующие диабазы и порфириды силур-девона имеют интенсивность намагничивания до  $750 \times 10^{-6}$  СГС.

Кроме отмеченных региональных аномалий, в пределах впадины находятся аномальные зоны, содержащие по несколько локальных минимумов и максимумов: Касансайская и Ташкумирская отрицательные зоны, Дамкульская аномальная зона, Ошский, Булакбашинский минимумы, Аимский, Юкарыпангазский, Донгуздаванский максимумы и др.

#### Методика геомагнитных наблюдений

Разработка оптимальной методики наблюдений — один из важнейших факторов повышения точности геомагнитных измерений. Описаны различные способы геомагнитных наблюдений при исследовании сейсмомагнитного эффекта [1, 4, 46, 118].

На Ферганском полигоне с 1973 по 1975 г. полевые измерения проводились магнитометрами ПМ-5 и М-32. Наблюдаемые значения поля на пунктах приводились к базисному значению Т-вариометра обсерватории Янгибазар. Среднеквадратичная ошибка рядового определения величины Т в пункте найдена по

$$\sigma = \sqrt{\sigma_{\text{пр}}^2 + \sigma_{\text{вар}}^2 + \sigma_{\text{мвс}}^2} = \pm 3\text{нТ.}$$

Исследование солнечносуточных вариаций между отдельными пунктами Ферганского полигона и обсерваторией Янгибазар показало, что в некоторых местах разница в вариациях в магнитовозмущенные дни и утренние часы может достигать до 8—10 нТ. В связи с этим с 1975 г. при наблюдениях применяется метод синхронных измерений. В рядовых пунктах использовались протонные магнитометры ТМП, причем на каждом из них синхронно с опорным на высоте 1—1,3 м брались серии из 3—5 отсчетов. Если наблюдались микропульсации или отсчеты имели разброс, то количество замеров увеличивалось до 7—10. Измерение на рядовых пунктах приурочивалось к моменту измерений на опорном с точностью до 1—5 с.

Ежедневно перед выездом на маршрут и после полевых измерений магнитометры сверялись. Часы проверялись по сигналам точного времени.

В 1975—1980 гг. геомагнитные измерения проводились на 8 временных опорных пунктах (рис. 11). Западная часть полигона (пункты 1—5, 65—130) обрабатывалась от опорных пунк-

тов Язъяван (1975), Баткен (1976—1977), Шахимардан (1976), Ош, Маданият (1977), Бабур, Заурак (1978). В октябре 1978 г. в 10 км от г. Андижана оборудован опорный пункт Багишамал, который является временной магнитной обсерваторией. На опорном пункте установлен Т-вариометр (ИЗМИРАН) с чувствительностью 0,7 нТ/мм. В качестве магнитного павильона использовались двойные палаты и бункера глубиной 2 м. Ежедневно в 4, 6, 9, 10 и 11 ч 40 мин по Гринвичу синхронно с обсерваторией Янгибазар выполняются абсолютные режимные измерения, состоящие из серии 5—10 отсчетов.

Во время маршрутных съемок наблюдения протонными магнитометрами проводятся по согласованной программе через 10 или 5 мин. С мая 1980 г. на станции Багишамал установлен протонный магнитометр МПП-1 конструкции ОКБ Института физики Земли АН СССР чувствительностью 0,1 нТ. Частота замеров — от 2 до 20 мин. Магнитометры МПП установлены также в поселке Маданият в 30 км к северу от г. Андижана и на территории сейсмостанции Ташата в 30 км юго-восточнее города. В 1975 г. проведено три полных цикла измерений. В первых двух заложено 20 пунктов, из них 13 — детализационные в районе Мархаматской магнитной аномалии и 7 — в районе Андижанского водохранилища. Начиная с третьего цикла (август 1975 г.) наблюдения велись методом синхронных измерений. Опорный пункт находился в районе пос. Язъяван. В 1976 г. выполнен неполный цикл наблюдений (с 5 по 65 пункт). После Исфара-Баткенского землетрясения (1977 г.) проведены измерения по маршруту Канибадам — Исфара — Хайдаркен (рис. 11).

В 1977 г. (июль—август) повторили полный цикл наблюдений и на территории Восточной Ферганы заложили 100 дополнительных пунктов. В 1978 г. полный цикл повторных наблюдений провели на пунктах, заложенных в 1973—1977 гг. С 1979 г. на этой территории они проводятся 1—2 раза в месяц.

**Исследование характера протекания солнечносуточных вариаций и оценка точности наблюдений.** Успех работы при исследовании сейсмомагнитного эффекта, в первую очередь, зависит от правильной оценки точности наблюдений. Среднеквадратическая точность измерений состоит из ошибки применяемой аппаратуры ( $\sigma_{пр}$ ) и ошибок, связанных с неидентичностью протекания вариаций в рядовых и опорных пунктах ( $\sigma_{вар}$ ). Обычно приборная ошибка приводится в паспортных данных аппаратуры, а величина  $\sigma_{вар}$  определяется характером протекания вариаций в исследуемом районе. Разность протекания вариаций может обуславливаться тремя причинами — удаленностью пунктов регистрации поля друг от друга, наличием зон с аномальной электропроводностью горных пород и искусственными помехами.

Величина разности поля из-за удаленности пунктов друг от друга для районов Средней Азии (для средних широт) составляет ориентировочно 1 нТ на 100 км. В Ферганской долине самый

удаленный пункт (МП-33, р-н Узгена) от обсерватории Янгибазар расположен на расстоянии 300 км (рис. 11). Как показали наблюдения 1972—1975 гг., разница в вариациях в утренние и другие возмущенные часы действительно находилась в указанных пределах. Величина среднеквадратической погрешности за этот период и при приведении наблюдений на пунктах к уровню Янгибазара составляла более 3 нТ. Учитывая это обстоятельство, с 1975 г. наблюдения на Ферганском полигоне ведутся методом синхронных измерений.

Пункты на полигоне заложены вдали от промышленных и других помех. Поэтому ошибкой, вызываемой промышленными помехами, можно пренебречь. Наиболее детально в пределах Ферганской долины исследован характер протекания  $S_q$  вариаций. Для этого на некоторых опорных и рядовых пунктах полигона (рис. 11) проводились специальные наблюдения за вариациями геомагнитного поля и сопоставлялись с вариациями в обсерватории Янгибазар.

В пункте МП-103 (г. Советабад) разница на расстоянии 120 км составляла 5—8 нТ. Искажение амплитуды бухтообразных возмущений до 40—50%. Амплитуда изменений в МП-103, несмотря на его расположение вдоль одного магнитного меридиана с обсерваторией Янгибазар (120 км), почти в два раза превышает амплитуду изменения в обсерватории.

Опорный пункт (ОП) Язъяван расположен в центральной части Ферганской впадины. Район исследований характеризуется спокойным магнитным полем  $T_a$ .

Значения поля для обсерватории Янгибазар снимались из магнитограммы МВС Баброва чувствительностью 1 нТ/мм, а в пос. Язъяван измерения производились протонным магнитометром ТМП.

Первая половина суток характеризуется более спокойным и идентичным протеканием вариации в двух пунктах. Начиная с 12 ч (время местное) наблюдаются возмущения в виде синусоидальных колебаний. Амплитуды отдельных бухт с периодом 1—3 ч доходят до 20—25 нТ.

Отклонения разности от среднего в экстремальных участках кривой доходят до 8—10 нТ. Исходя из этого можно заключить, что район Язъявана также обладает аномальной электропроводностью. Исследование характера протекания вариаций в районе пункта Шахимардан проводились в относительно спокойное время года, т. е. в декабре 1976 г. В это время амплитуды  $S_q$  вариации наименьшие и составляют от нескольких до первых десятков нТ. Примером могут служить вариации, отмеченные 3—4 декабря 1976 г. 3 декабря поле спокойное, изменения лежат в пределах 5—7 нТ, 4 декабря оно постепенно повышается и переходит к возмущенному состоянию, которое проявляется в виде синусоидальных колебаний с постепенным затуханием. Амплитуда изме-

нений между 14 час. 00 и 15 час. 20 мин в Янгибазаре — 27,2 нТ, тогда как амплитуда возмущения в Шахимардане 33,0 нТ.

Судя по результатам исследований вариаций, пункт Шахимардан, видимо, также расположен в зоне с аномальной электропроводностью. В таких зонах при быстрых изменениях направления и величины магнитного поля возникают индукционные токи, создающие дополнительное магнитное поле.

Величина среднеквадратичного отклонения разности в возмущенный день (4 декабря) составила  $\pm 1,9$  нТ, тогда как в спокойное время (3 декабря) она равнялась  $\pm 0,5$  нТ. Пункт исследования Ош — самый удаленный, расположен на расстоянии 300 км от обсерватории Янгибазар. Несмотря на большую удаленность здесь наблюдалось почти идентичное прохождение  $S_q$  вариации. В отдельные дни ее амплитуда доходила до 40—60 нТ. Магнитные возмущения в период исследования не отмечались.

Среднеквадратичное отклонение разности от среднего хода 2 июля 1977 г. составило  $\pm 2,1$  нТ. Оно обусловлено в основном удаленностью пунктов наблюдений друг от друга. На разностной кривой выделяются характерные периоды, в течение которых разности существенно отличаются от среднего значения. Пониженные значения разности (с 7 ч 00 до 12 ч 30 мин и с 18 ч 40 мин до 21 ч 00) соответствуют спаду  $S_q$  вариации, а повышенные (с 13 ч 40 мин до 18 ч 20 мин) — росту магнитного поля. В первом случае на пункте Ош уменьшение поля начинается на 13 мин. раньше, чем в обсерватории Янгибазар, так как пункт Ош расположен на  $3^{\circ}15'$  восточнее. Поэтому  $S_q$  вариации поля на этом пункте всегда будут опережать вариации поля в Янгибазаре. В спокойное время, когда градиент изменения поля ко времени изменяется медленно, значения разностей будут близки к среднему. Таким образом, можно заключить, что для Ферганского полигона величина разности протекания вариации на 100 км составляет  $0,8 \div 0,9$  нТ.

На рис. 12 приведен суточный ход прохождения вариаций на пунктах Восточной Ферганы — пос. Маданият, Багишамал (Андижан), Ташата и в обсерватории Янгибазар. Измерения проводились однотипными протонными магнитометрами МПП-1. Разностные значения  $S_q$  вариаций между близко расположенными станциями (Маданият — Багишамал, Багишамал — Ташата, Маданият — Ташата) характеризуются незначительными отклонениями от среднего. Среднеквадратичное отклонение разностей от среднего между станциями Маданият — Багишамал  $\pm 0,86$  нТ, Багишамал — Ташата  $\pm 0,84$  и Маданият — Ташата  $\pm 0,4$  нТ. Сравнение прохождения  $S_q$  вариации между тремя станциями Восточной Ферганы с обсерваторией Янгибазар показывает, что отклонения отдельных значений от среднего доходят до  $\pm 3,5$ — $4,0$  нТ (рис. 12). Величина среднеквадратичного отклонения разностей между обсерваторией Янгибазар и станциями Маданият, Багишамал, Ташата одинакова и составляет  $\pm 1,4$  нТ.

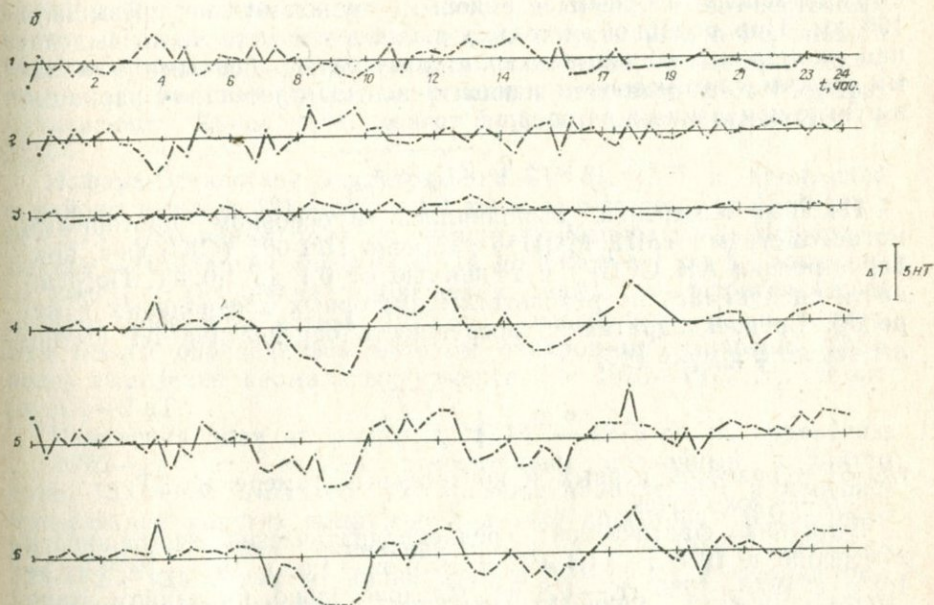
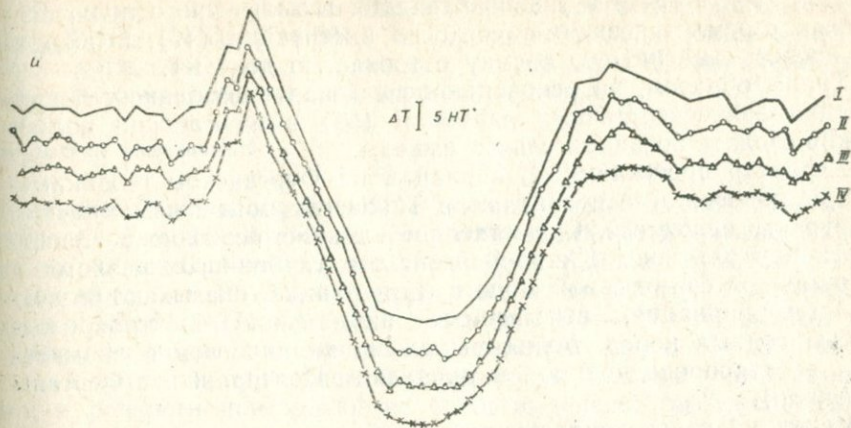


Рис. 12. *a* — суточный ход прохождения вариаций в пунктах Восточной Ферганы: *I* — Маданият, *II* — Багишамал, *III* — Ташата, *IV* — обсерватория Янгибазар; *б* — разность протекания  $S_q$  вариаций между пунктами:

*1* — Маданият—Багишамал, *2* — Багишамал—Ташата, *3* — Маданият—Ташата, *4* — Маданият—Янгибазар, *5* — Багишамал—Янгибазар, *6* — Ташата—Янгибазар.

Для выявления и изучения вариаций геомагнитного поля, связанных с землетрясениями, согласно инструкции (46), необходимо провести магнитную съемку с точностью до 1 нТ.

Таким образом, на основании исследования особенностей протекания солнечносуточных вариаций ( $S_q$ ) в Ферганской долине можно сделать предварительные выводы.

Характер протекания  $S_q$  вариаций на Ферганском геодинамическом полигоне, по сравнению с Ташкентским и Кызылкумским полигонами, сложный. Существенное влияние, особенно в Южной Фергане вдоль зоны Южно-Ферганского глубинного разлома и одноименной сейсмогенной зоны в  $S_q$  вариации, оказывают индукционные вариации, вызываемые аномальной электропроводностью горных пород. Менее выражено влияние зон с аномальной электропроводностью в пределах Центральной Ферганы (Язъяван).

Величина среднеквадратичной ошибки, определенная методом синхронных наблюдений, существенно уменьшилась, так как расстояние между опорным и рядовым пунктами не превышало 100 км. При подобной методике наблюдений неточность выделения аномальных вариаций характеризуется приборными ошибками двух магнитометров и неидентичностью протекания вариации в пункте измерения и на опорной точке.

$$\sigma = \pm \sqrt{2\sigma_{\text{пр}}^2 + \sigma_{\text{вар}}^2}.$$

Полевые измерения выполнялись в основном протонными магнитометрами ТМП, МПП и частично ПМ-001 (СКБ физ. приборостроения АН СССР) с точностью от 0,1 до 1,0 нТ. Погрешность оценивалась по результатам повторных контрольных измерений. Среднеквадратичная погрешность определения  $\Delta T$  вычислялась по формуле (46)

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta T^2}{2n}},$$

где  $\delta T$  — разность первых и контрольных измерений  $\Delta T$ ;  
 $n$  — число точек.

Величина фактической среднеквадратической погрешности измерений в 1975 г. — 1,4 нТ, в 1976 г. — 1,5, в 1977—1978 гг. — 1,0 и в 1978—1980 гг. — 0,8 нТ. Следовательно, на данном этапе исследований величину среднеквадратической погрешности на Ферганском полигоне можно принять равной 1,0 нТ.

В заключение отметим, что большие искажения вариаций в пунктах исследований получены при сопоставлении с данными обсерватории Янгйбазар, расположенной на значительном удалении. Следует подчеркнуть, что они получены также для возмущенных дней, а повторные наблюдения на полигоне для выделения сейсмомагнитного эффекта проводятся в спокойные дни. Таким образом, относительно высокая среднеквадратическая точ-

ность наблюдений в пределах  $\sigma=1$  нТ в 1975—1980 гг. достигнута благодаря применению высокоточных протонных магнитометров (ТМП, МПП, ПМ-001), синхронного метода наблюдений и учета локальных неоднородностей протекания  $S_q$  вариаций путем увеличения количества опорных пунктов.

#### Результаты исследований

Выделено несколько участков с аномальными изменениями магнитного поля. Наиболее интересные — аномалия в районе Андижанского водохранилища и изменение в районе пунктов 1—10 интенсивностью 10—25 нТ, связанное, по-видимому, с землетрясением 22. 01. 1974 г. Кроме того, за 1973—1974 гг. вблизи от маршрутов произошло несколько землетрясений с  $K=13$ . Из-за низкой точности применяемой аппаратуры, плохого учета вариации и редкости повторений не были выделены эффекты, однозначно связанные с землетрясениями. Несмотря на это, установлена перспективность проведения магнитометрических исследований в Ферганской долине, особенно в южных и юго-восточных частях. Первые предположения об активности Южно-Ферганской зоны и приуроченности локальных изменений к тектоническим процессам больших линейных размеров подтвердились Исфара-Баткенским, Хайдарканским и другими землетрясениями с  $M \geq 5$ .

Исфара-Баткенское землетрясение 31. 01. 1977 г. произошло в районе пунктов 121—122, в 20 км к юго-востоку от Исфары с  $M=5,75$ . Изменения поля по маршруту Канибадам — Исфара — Баткен — Хайдаркен (пункты с 114 по 130 и с 1 по 5) показаны на рис. 13. Последние наблюдения перед землетрясением на пунктах проведены осенью 1975 г., а повторные — после толчка. Эти циклы определялись методом синхронных измерений. Точность выделения аномальных изменений в 1975—1977 гг. составляла 1—2 нТ.

Изменения поля по маршруту в 1973—1975 гг. по сравнению с 1975—1977 гг. носили относительно спокойный характер (рис. 13). Они, очевидно, обусловлены накоплением и перераспределением упругих напряжений в зоне подготовки землетрясения. Скачкообразное изменение поля на 10—15 нТ в пунктах 125—126, удаленных от эпицентра на 20—25 км к юго-востоку, по-видимому, объясняется перераспределением упругих напряжений после сильного землетрясения. Следует отметить, что эпицентр такого же землетрясения в Хайдарканском районе 3 июня 1977 г. оказался в 50—60 км к востоку от эпицентра Исфара-Баткенского.

Исследованиями 1973—1977 гг. выделены аномальные изменения поля в северо-восточной части Андижанской области по маршруту Маданият — Аим — Кургантепа — Карасу. Изменения поля  $\Delta T$  с 1973—1976 гг. незначительны и носят не направлен-

ный, а колебательный характер (рис. 14, а). С 1977 г. на пунктах 46—51 наблюдается аномальное уменьшение поля  $\Delta T$ . Амплитуда максимального изменения поля в 1977 г. доходила до 10 нТ (пункты 46—49). Линейный размер обнаруженной аномалии 30—35 км. По данным долгосрочного прогноза землетрясений методом сейсмостатического анализа (68, 70), выделенный

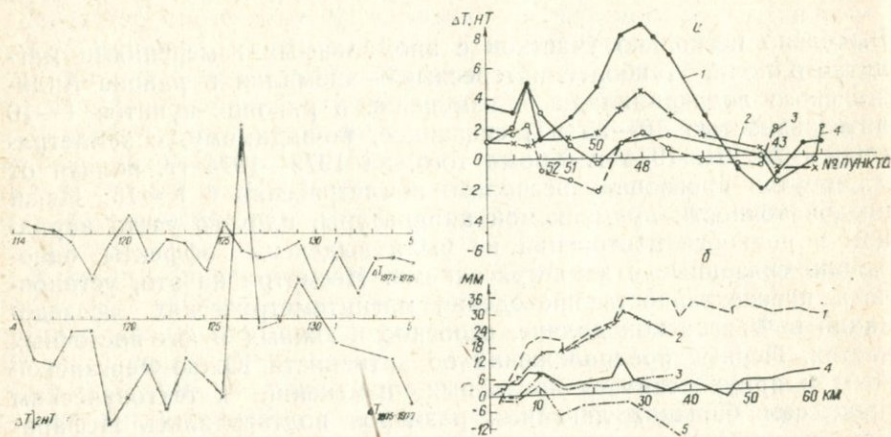


Рис. 13. Изменение  $\Delta T$  по маршруту Канибадам—Исфара—Хайдаркен.

Рис. 14. а — изменение  $\Delta T$  по маршруту Маданият—Карасу:

1 — 1973—1977 гг., 2 — 1973—1974, 3 — 1973—1975 гг.; 4 — 1973—1976 гг.;

б — относительное изменение высот земной поверхности:

1 — IV. 1977 г., 2 — V—VI. 1977 г., 1977 г., 3 — VIII. 1977 г., 4 — X. 1971 г., XII. 1974 г. 5 — XI. 1977 г. (составлено А. Р. Ярмухамедовым по материалам ГУГК СМ СССР).

район с аномальными изменениями поля сейсмически опасен: аномалия расположена в 9-балльной сейсмогенной зоне, где в 1902, 1903, 1942, 1957 гг. происходили сильные землетрясения. В 10—15 км к югу от маршрута вдоль железной дороги Андижан—Карасу в 1977 г. повторными геодезическими измерениями, проведенными ГУГК (147), зафиксированы участки с аномальным изменением высот точек земной поверхности (рис. 14, б).

Для детального изучения пространственно-временного изменения поля летом 1977 г. на территории Восточной Ферганы заложено около 100 дополнительных пунктов (рис. 11). В марте 1978 г. повторили цикл измерений на пунктах 40—56, заложенных в 1973 г., и в пунктах повторной площадной съемки, заложенных в 1977 г. За 8 месяцев (июль 1977 — март 1978 гг.) на исследуемой площади произошли дифференцированные аномальные изменения (рис. 15). Объединив все пункты с положительными значениями  $\Delta T$  (1977—1978), можно выделить область с аномальным увеличением поля.

Пункты с завышенными значениями разностей расположены преимущественно севернее Южно-Ферганской флексурно-разрыв-



ки зрения его потенциальной сейсмической опасности и с октября 1978 г. в пункте, расположенном в 7 км южнее г. Андижана, начаты режимные наблюдения за динамикой геомагнитного по-

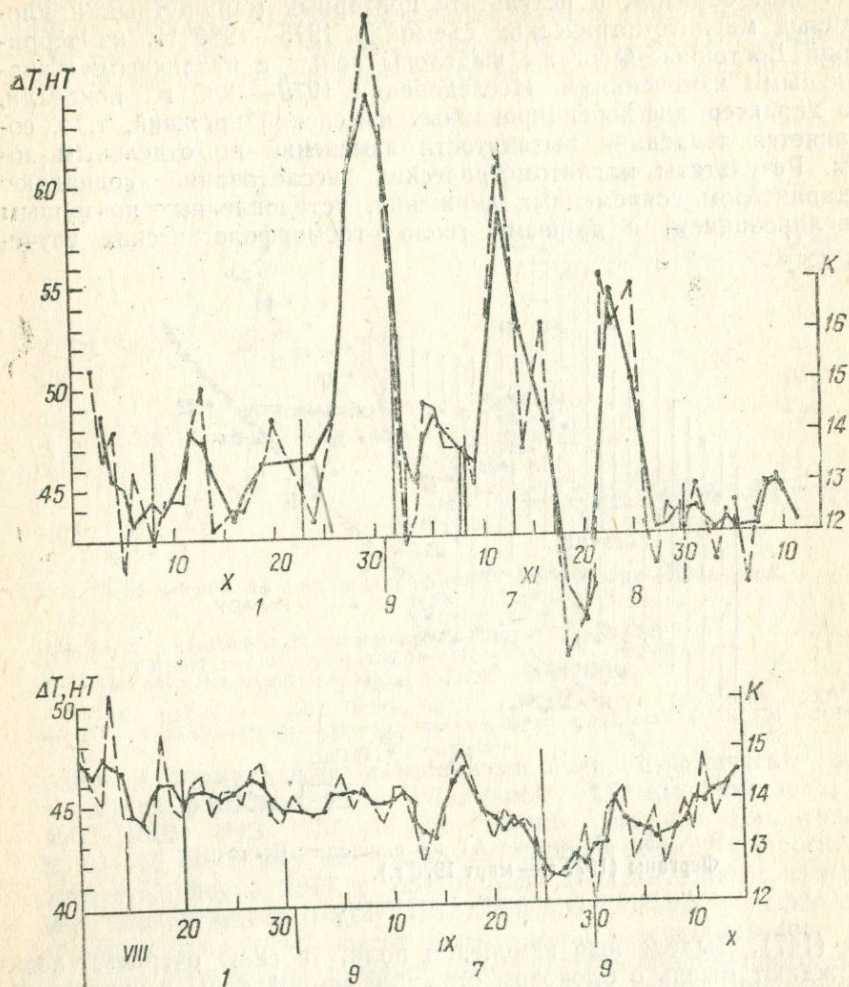


Рис. 16. Аномальные изменения разности значений магнитного поля Андижан—Янгибазар.

ля. Магнитометрами ТМП ежедневно в 10 и 16 ч местного времени (4 и 10 ч по Гринвичу), а с декабря пять раз в день (10, 12, 15, 16 ч и 17 ч 40 мин) брались отсчеты синхронно с обсерваторией Янгибазар. Изменения среднего за день по этим сериям значения разности поля Андижан—Ташкент  $\Delta T$  характеризуются нерегулярными колебаниями с амплитудой  $\pm 2,5-3,0$  нТ

(рис. 16). На фоне этих колебаний, отражающих неоднородности в прохождении геомагнитных вариаций, проявляется большая аномалия  $\Delta T$ , возникшая 26 и 27 октября 1980 г. и достигшая максимума (23 нТ) 30 октября (89).

По данным обсерватории Янгибазар, последняя декада октября характеризовалась невозмущенным или слабозвозмущенным полем. Сравнение магнитограммы  $\delta T$  в обсерватории Янгибазар и пункте Чарвак показало, что как и раньше вариации  $\delta T$

Таблица 1

Каталог близких и удаленных землетрясений

| Дата    | время, по Гринвичу, ч, мин, с | Координаты |           | Глубина, км    | К    | М   | Расстояние до эпицентра, км |
|---------|-------------------------------|------------|-----------|----------------|------|-----|-----------------------------|
|         |                               | $\varphi$  | $\lambda$ |                |      |     |                             |
| 1978 г. |                               |            |           |                |      |     |                             |
| 8.10    | 14—20—16                      | 39,4       | 74,6      | —              | 14,2 | 5,7 | 190                         |
| 23.10   | 08—07—34                      | 36,7       | 70,5      | 200            | 14,4 | 5,8 | 320                         |
| 1.11    | 19—48—24                      | 39,3       | 72,6      | 25             | 16,3 | 7,0 | 100                         |
| 2.11    | 11—15—34                      | 39,3       | 72,5      | 5              | 13,7 | 5,4 | 100                         |
| 8.11    | 00—57—44                      | 39,4       | 72,4      | 15             | 13,8 | 5,5 | 95                          |
| 8.11    | 06—24—00                      | 39,4       | 72,4      | 25             | 14,0 | 5,6 | 95                          |
| 13.11   | 07—27—19                      | 36,5       | 70,7      | 200            | 12,9 | 5,0 | 335                         |
| 17.11   | 12—59—06                      | 37,7       | 74,0      | 25             | 13,3 | 5,2 | 210                         |
| 30.11   | 03—26—11                      | 39,3       | 74,7      | 5              | 12,6 | 4,8 | 200                         |
| 30.11   | 03—30—53                      | 39,8       | 74,1      | 15             | 13,0 | 5,0 | 145                         |
| 30.11   | 04—06—01                      | 39,7       | 74,1      | 5              | 12,6 | 4,8 | 145                         |
| 1979 г. |                               |            |           |                |      |     |                             |
| 14.08   | 14—24—33                      | 36,6       | 70,8      | 200            | 13,8 | 5,5 | 320                         |
| 20.08   | 03—50—53                      | 36,5       | 70,0      | 230            | 14,5 | 5,8 | 305                         |
| 30.08   | 10—12—57                      | 36,5       | 68,2      | Зем. ко-<br>ра | 12,5 | 4,5 | 440                         |
| 24.09   | 08—46—42                      | 36,6       | 70,0      | 220            | 13,5 | 5,3 | 365                         |
| 25.09   | 13—05—52                      | 45,3       | 76,6      | Зем. ко-<br>ра | 15,0 | 6,0 | 445                         |

на этих пунктах идентичные. Значит источник аномальной вариации расположен ближе к пункту Багишамал (г. Андижан), чем к обсерватории Янгибазар и пункту Чарвак. Проанализировав магнитометрические наблюдения в комплексе с гидрорежимными геохимическими и сейсмологическими данными, магнитологи дали прогноз о приближающемся сильном землетрясении. Землетрясение с магнитудой  $M=7$ ,  $K=16,3$  произошло 2 ноября 1978 г. Эпицентр находился в 129 км от г. Андижана на территории Алайской долины.

При исследовании поля Андижан—Янгибазар за октябрь—декабрь 1978 г. и август—октябрь 1979 г. установлено, что разность магнитного поля постепенно вернулась к исходному уров-

ню (рис. 16). Приводим данные о близких и удаленных сильных землетрясениях за этот период (табл. 1).

За несколько дней до близких и удаленных сильных землетрясений разность поля начинает аномально возрастать или убывать, затем аномальность поля возвращается и происходят землетрясения.

Анализируя результаты магнитометрических исследований на Ферганском геодинамическом полигоне и учитывая опыт работ 1972—1980 гг., можно сделать следующие выводы:

создана сеть пунктов наблюдений за медленными и быстрыми вариациями геомагнитного поля, связанными с землетрясениями и другими процессами в земной коре;

выделены аномальные изменения поля, связанные с Исфара-Баткенским землетрясением 31. 01. 1977 г. по профилю Канибадам — Исфара — Баткен — Хайдаркен;

повторными площадными наблюдениями в Восточной Фергане оконтурены области с различной дифференциацией упругих напряжений в земной коре, ориентированные вдоль сейсмогенных зон;

исследование динамики геомагнитного поля на Ферганском полигоне позволило магнитологам впервые в СССР с учетом данных других прогностических методов уверенно предсказать время и приблизительное место сильного Алайского землетрясения 1. 11. 1978 г. (89);

изучен характер протекания  $S_q$  вариаций в Ферганской долине. Выделены области с аномальной электропроводностью горных пород.

### **Результаты магнитометрических исследований на Кызылкумском геодинамическом полигоне**

Наблюдения на Кызылкумском полигоне проводятся по маршрутам: Учкудук — Зарафшан, Тамды — Кызылкудук, Зарафшан — Мурунтау, Мурунтау — Муллалы, Тамды — Бешбулак и Бешбулак — Кериз. Основная часть маршрутов проходит вдоль асфальтированных шоссеиных дорог, часть маршрута Мурунтау — Муллалы — вдоль грунтовой дороги и пункты Тамды — Бешбулак — Муллалы через сыпучие пески. Все маршруты пересекают основные тектонические разломы, зоны проявления интенсивных трещинообразований или проходят вдоль тектонических нарушений (рис. 17).

Пункты закреплены деревянными колышками и окопаны в радиусе 30—50 см. Расстояние между ними 3—5 км, в некоторых местах — 1—2.

Кызылкумский полигон по сравнению с Ташкентским и Ферганским — благоприятный объект для магнитометрических исследований. Отсутствие промышленных и других помех, низкий градиент поля упрощают проведение полевых измерений. Величина

аномального поля, по данным аэромагнитной съемки, вдоль заложенных маршрутов не превышает  $\pm 1-1,5$  миллиэрстеда (100—150 нТ). Значительные локальные и региональные аномалии, связанные с интрузивными телами и структурными особенностями региона, отсутствуют. Это подтверждается также и нашими измерениями.

Магнитные свойства горных пород данной территории изучены слабо. Известно, что наиболее магнитными являются породы палеозойского фундамента, остаточная намагниченность которых доходит до  $5-10^{-3}$  СГС. На выходах палеозойских пород они



Рис. 17. Схемы расположения пунктов магнитных наблюдений на Кызыл-кумском полигоне.

1 — пункты магнитных наблюдений, 2 — сейсмические станции.

создают магнитные аномалии до 400—500 нТ. Однако вдоль основных маршрутов палеозойские образования погребены под мезозой-кайнозойским чехлом и поэтому интенсивные аномалии  $\Delta T$  геомагнитного поля отсутствуют.

Таким образом, маршруты геомагнитных исследований наиболее благоприятны для проведения повторных высокоточных магнитометрических измерений, так как, во-первых, пересекают основные тектонические нарушения, во-вторых, горные породы обладают оптимальной намагниченностью и, в-третьих, в районе исследований отсутствуют промышленные и другие помехи, искажающие вариации геомагнитного поля.

Метод синхронных измерений величины  $T$  применяется на опорном и рядовых пунктах. Частота повторения — один цикл измерения в год. Внутри цикла измерения на каждом пункте повторяются в разные часы суток. Расстояние от опорного пункта (Тамдыбулак) до самой удаленной точки не более 80 км.

Измерения на пунктах в 1974—1975 гг. проведены с помощью протонного магнитометра ПМ-5, в 1976—1977 гг. магнитометра-

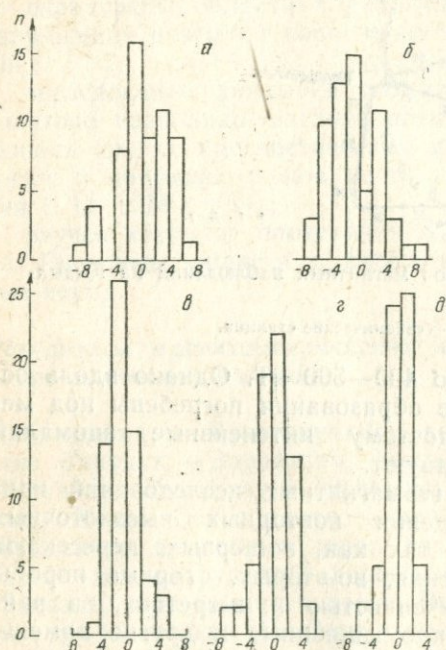
ми G-816 фирмы «Джеометрикс» и ТМП Института геофизики Уральского научного центра АН СССР. Среднеквадратическая ошибка измерений оценена по

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum \delta T^2}{n}},$$

где  $\delta T$  — отклонение от среднего значения внутри одного цикла и  $n$  — количество отклонений. Величина  $\sigma$  в 1974 г. составила 1,3, в 1975 — 1,8 и в 1976—1977 гг. — 0,5 нТ. Соответственно точность выделения изменения поля на пунктах, вычисленная по формуле

$$\sigma_{1974-i} = \sqrt{\sigma_{1974}^2 + \sigma_i^2},$$

в 1974—1975 гг. составила 2,22 нТ, в 1975—1976 гг. — 1,9, в 1974—1976 и 1974—1977 гг. — 1,4 нТ и в 1976—1977 гг. — 0,7 нТ.



Наибольшие изменения поля наблюдаются в 1974—1975 и 1975—1976 гг. В 1976—1977 гг. они становятся плавающими. Гистограммы наиболее расплывчаты в 1974—1975 и 1975—1976 гг. (рис. 18) и вспучены в 1976—1977 гг. Все это позволяет считать изменения поля на полигоне в 1975 г. аномальными. Наблюдения 1975 г. производились в октябре за 5—6 мес. до Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. с магнитудой 7 и 7,5. Возможно, вся площадь полигона до этих землетрясе-

Рис. 18. Гистограмма распределения изменений геомагнитного поля на пунктах Кызылкумского полигона:

*а*— $\Delta T$  (1974—1975), *б*— $\Delta T$  (1975—1976), *в*— $\Delta T$  (1974—1976), *г*— $\Delta T$  (1974—1977), *д*— $\Delta T$  (1976—1977).

ний находилась в напряженном состоянии. Как уже отмечалось, по современным представлениям, область накопления упругих напряжений занимает гораздо большую площадь, чем это было принято раньше. При Газлийских землетрясениях, по данным В. И. Уломова, при величине деформации  $10^{-7}$  область подготовки занимает площадь радиусом 650—700 км.

В нашем случае пункты Кызылкумского полигона удалены от эпицентра Газлийских землетрясений на 180—250 км. Поэтому площадь полигона могла находиться в напряженном состоянии. Об этом свидетельствует и тот факт, что в период исследований в 1974—1975 гг. на некоторых участках полигона наблюдались интенсивные процессы трещинообразования, после землетрясений они резко снизились. Возможно, Газлийские землетрясения и тре-

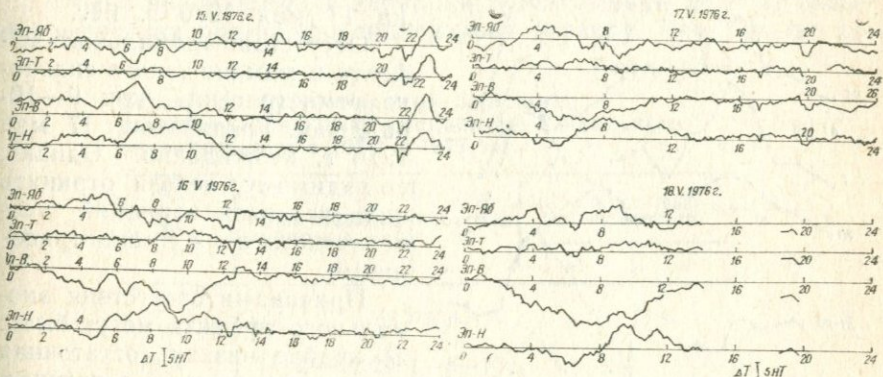


Рис. 19. Графики разностей  $\Delta T$  во времени.

щинообразование не связаны между собой, а вызваны общим первоисточником.

Таким образом, наше утверждение пока остается лишь предположением, а не доказанным фактом. Нельзя забывать и о том, что значение среднеквадратической ошибки, именно в аномальном 1975 г., имело наибольшую величину — 1,8 нТ. Утешительным в пользу первого предположения является то, что одно из аномальных значений изменения поля на 8 нТ, обнаруженное на опорном пункте Тамдыбулак, выделено надежно с помощью 10-дневных дискретных (через каждые 10 мин.) круглосуточных измерений в 1974 и 1975 гг. и их сопоставлением с данными магнитных обсерваторий Янгибазар и Ванновская.

Дальнейшие исследования проведены в эпицентре Газлийских землетрясений (Каракыр) с помощью высокоточного протонного магнитометра ТМП Института геофизики УНЦ АН СССР с точностью 0,1 нТ. Первый прибор установили в Каракыре, второй — в 170 км к северу от него, в Тамдыбулаке, и вели синхронные замеры величины  $T$  через каждые 5—10 мин круглосуточно. Вариации по этой программе исследованы с 13 по 21 мая 1976 г. (144).

Главное событие за прошедшее время — 9—10-балльное землетрясение 17 мая 1976 г. После главного толчка последовали многочисленные, почти непрекращающиеся афтершоки.

Построены графики разностей изменения поля на опорном пункте Каракыр по отношению к опорному пункту Тамдыбулак и магнитных обсерваторий Янгибазар, Ванновская и Новоказа-

линск с 15 по 18 мая 1976 г. (рис. 19). При тщательном анализе результатов наблюдений с 13 по 21 мая установлено, что медленные изменения поля, появляющиеся за несколько суток до толчка и исчезающие после него, отсутствуют. Разность изменения поля, за исключением моментов прохождения бухтообразных вариаций, лежит на одном уровне. Особенно это заметно на кривых эпицентр — Тамдыбулак. Изменений поля в момент толчка 17 мая 1976 г. нет.

Отсутствие аномального эффекта в момент такого сильного землетрясения, как 9—10-балльное Газлийское 17 мая 1976 г. неожиданно. Однако, по-видимому, нельзя отрицать наличие связи вариаций геомагнитного поля с землетрясениями.

Причинами отсутствия аномального эффекта могут быть: а) крайне низкая остаточная намагниченность слагающих

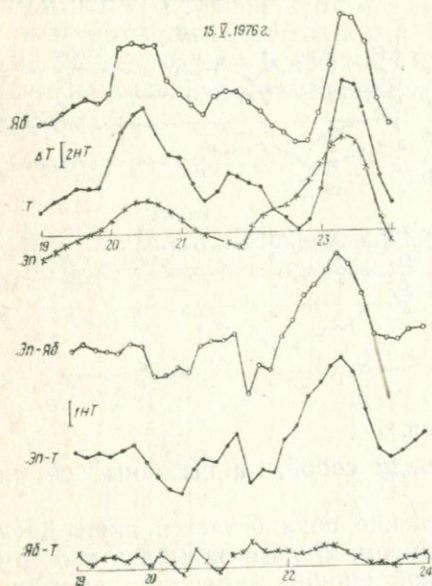


Рис. 20. Аномальное искажение бухтообразного возмущения в эпицентре Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г.

горных пород; б) отсутствие продолжительных наблюдений за несколько лет до землетрясения; в) характерные для этого района упругие растяжения.

По-видимому, отсутствие сейсмомагнитного эффекта в эпицентре сильнейшего землетрясения с  $M=7,5$  требует специального исследования. За период наблюдений 13—22 мая 1976 г. в вариациях магнитного поля наблюдались бухтообразные вариации с характерным временем 1—3 ч. В Тамдыбулаке и магнитных обсерваториях Янгибазар, Ванновская, Новоказалинск они протекали идентично, а в эпицентре каждый раз сильно искажались. На рис. 20 показаны прохождения одной из бухт в названных пунктах и разность поля между пунктами. Искажение амплитуды бухты составляет около 85—90%.

Об аномальном искажении поля в эпицентре трудно судить однозначно. Имеет оно прогностический признак или нет — неизвестно. В практике исследования вариаций геомагнитного поля часто приходится сталкиваться с подобными явлениями (4, 7, 82, 85, 117). Обычно их связывают с аномальной электропроводностью горных пород. Иногда разность поля в момент прохождения

ния бухтообразных возмущений доходила до 10—12 нТ на расстоянии 10—15 км (177). Аналогичные отклонения вариаций наблюдаются и в Южной Фергане. С другой стороны, подобные изменения поля могли быть связаны с процессами в очаге землетрясения. Величину магнитного поля могли исказить возникшие в очаге готовящегося землетрясения мощные электрические поля [32, 132].

Глубина проникновения вариаций геомагнитного поля от внешнего источника прямо пропорциональна периоду. Чем больше пе-

Таблица 2

Параметры бухтообразных вариаций, зарегистрированных в эпицентре Газлийского землетрясения в 1976 и 1977 гг.

| Дата    | Время прохождения бухты, ч, мин | Амплитуда, нТ | Величина отклонения от нормального |      |
|---------|---------------------------------|---------------|------------------------------------|------|
|         |                                 |               | нТ                                 | %    |
| 1976 г. |                                 |               |                                    |      |
| 13.V    | 14.20—16.20                     | 8—10          |                                    |      |
| 15.V    | 19.50—21.10                     | 5—6           | 4                                  | 73   |
|         | 22.40—24.00                     | 11—12         | 10                                 | 87   |
| 17.V    | 19.20—22.20                     | 3—4           | 4—5                                | 100  |
| 19.V    | 21.20—22.30                     | 14            | 12                                 | 86   |
| 1977 г. |                                 |               |                                    |      |
| 16.IV   | 20.40—23.00                     | 22            | 5                                  | 23   |
| 16.IV   | 21.40—24.00                     | 19            | 5                                  | 26   |
| 17.IV   | 0.40—1.50                       | 24—29         | 6                                  | 22,5 |
| 17.IV   | 22.30—24.00                     | 9—10          | 2—3                                | 25   |

риод вариации, тем глубже проникновение. На этом принципе основан метод магнитно-теллурического зондирования.

Таким образом, по наблюдениям 1976 г. трудно однозначно судить о природе аномального искажения поля в момент прохождения бухтообразных возмущений. Поэтому весной 1977 г. в эпицентре организованы повторные магнитометрические наблюдения по той же программе, тем же методом.

С 16 по 19 апреля 1977 г. были зарегистрированы разные типы вариаций геомагнитного поля, в том числе вариации по амплитуде и характерным временам, близкие к аномальным вариациям 1976 г.

Однако искажение бухты в 1977 г. составило 20—30%. В табл. 2 приведены сведения об искажениях бухтообразных вариаций в эпицентре Газлийского землетрясения в 1976 и 1977 гг.

Искажения бухты в 1976 г. по сравнению с 1977 г. явно аномальные и, вероятно, связаны с сейсмической активизацией. Однако такое подтверждение нельзя считать окончательным и в дальнейшем подобные явления подлежат тщательной проверке.

Впервые в мировой практике исследования сейсмомагнитного эффекта геомагнитные наблюдения проведены непосредственно над очагом сильного 9—10-балльного землетрясения. Изменения выполнены высокоточным абсолютным магнитометром ТМП с точностью 0,1 нТ. Выполненный силами двух институтов эксперимент (144) является ценным и уникальным.

#### **АНАЛИЗ И ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ УЗБЕКИСТАНА**

Магнитометрическими наблюдениями на геодинимических полигонах Узбекистана удалось выделить ряд аномальных эффектов (табл. 3). Обнаруженные аномальные изменения имеют широкий временной спектр — от нескольких часов и суток до первых единиц и связаны с естественными и искусственными процессами в земной коре.

#### **Магнитные эффекты, связанные с естественными процессами в земной коре**

На полигонах Узбекистана выделены аномальные изменения геомагнитного поля, вызванные землетрясениями, аномальными современными движениями земной коры, процессами трещинообразования и другими источниками (1—9, 21, 22, 89, 144, 148, 180, 181). Мы ограничимся обсуждением природы аномальных изменений геомагнитного поля, предшествующих и сопутствующих сейсмическим процессам (табл. 3).

По временному признаку обнаруженные на полигонах Узбекистана аномальные вариации магнитного поля Земли, связанные с землетрясениями (сейсмомагнитный эффект), могут быть разделены на медленные и быстрые.

**Медленные изменения геомагнитного поля.** К ним относятся эффекты, связанные с Абайбазарским, Халкабадским (4), Таваксайским, Исфара-Баткенским землетрясениями, и выделенные в Восточной Фергане. Характерное время аномалий 1—3 года, интенсивность — от 15 до +25—30 нТ.

Природа обнаруженных медленных изменений геомагнитного поля, предшествующих сильным землетрясениям, не может быть объяснена однозначно, так как существует еще ряд неясностей и трудностей.

Сведения об электромагнитных явлениях, сопровождающих подготовку и осуществление землетрясений, пока нигде не получены, они охватывают лишь отдельные стадии подготовки. Эффекты выделены либо на отдельных маршрутах, либо на отдельных пунктах.

Предложенные советскими и американскими учеными модели подготовки землетрясений — упруго-пластическая деформация

## Характерные магнитные эффекты, выделенные на полигонах Узбекистана

| Район                    | Время проявления до события | Кол-во пунктов | Кол-во слу-чаев | Интенсивность, нТ | Точность, нТ | Событие, вызывающее аномалию  |
|--------------------------|-----------------------------|----------------|-----------------|-------------------|--------------|---|
| Ташкентский полигон      | 17—29 мес.                  | 11             | 1               | -15<br>+23        | 2—3          | Абайбазарское землетрясение 9 февраля 1971 г. М-4,2; Н-20; К-12                             |
|                          | 10—21 мес.                  | 1              | 1               | -28               | 2—3          | Халкабадское землетрясение 10 января 1972 г. М-3,7; Н-5; К-11                               |
|                          | 17—25 мес.                  | 1              | 1               | -34               | 2—3          | Таваксайское землетрясение 6 декабря 1977 г. М-5,5; Н-15—20; К-14                           |
| Ферганский полигон       | 17 мес.                     | 10             | 1               | +18<br>-7         | 2—3          | Исфара-Баткенское землетрясение 31 января 1977 г. М-5,75; Н-20; К-14,5                      |
|                          |                             | 6              | 1               | -10<br>+15        |              | Алайское землетрясение 2 ноября 1978 г. М-7,5; Н-20—25.                                     |
| Кызылкумский полигон     | 4 сут.                      | 1              | 5               | 3—5               | 0,2—0,3      | Газлийское землетрясение 17 мая 1976 г. М-7,5; Н-30 (аномальное искажение бухт в эпицентре) |
| Ферганский полигон       | 7 сут.                      | 1              | 1               | 23                | =2           | Алайское землетрясение 2 ноября 1978 г. М-7,5; Н-20—25                                      |
| Чарвакское водохранилище | Синхронно                   | 40             | 7               | 3—7               | 0,2—0,5      | Переменный режим искусственного водохранилища   |
| Ташкентский полигон      | Синхронно                   | 16             | 8               | 1,5—2             | 0,1—0,3      | Переменный водный режим вблизи пунктов наблюдений   |
|                          | Синхронно                   | 11             | 8               | 1,5—2             | 0,1—0,2      | Переменный режим в подземном газохранилище  |
| Ферганский полигон       | Синхронно                   | 2              | 1               | -10<br>+15        | 1—2          | То же   |
|                          | 3—5 сут.                    | 1              | 3               | 10—15             | =2           | Афтершоки Алайского землетрясения 2 ноября 1978 г. М-5—5,5                                  |

(УПД), лавинно-неустойчивое трещинообразование (ЛНТ) и дилатантно-диффузионная (ДД) (90, 96, 179) — отражают в основном механические процессы в очаге. Электромагнитные процессы, протекающие в очаге, не рассматриваются.

Многочисленные лабораторные эксперименты (4, 49, 50, 76, 77, 102, 109—112, 118, 136, 172, 182) направлены на изучение изменения магнитных свойств горных пород под упругими напряжениями и температурой. Магнитные свойства горных пород в процессе трещинообразований и влияние воды не исследованы.

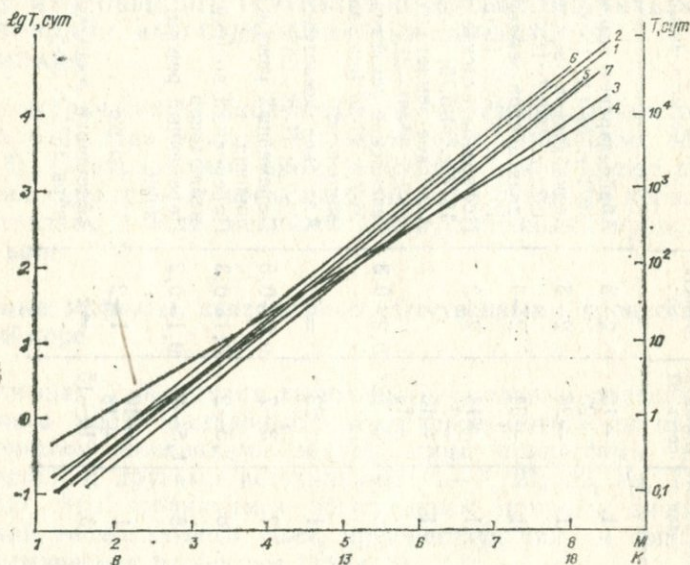


Рис. 21. Зависимость времени проявления эффектов от магнитуды землетрясений.

Теоретические расчеты (2, 4, 52, 182) базировались на старых представлениях об очагах землетрясений.

В литературных источниках (96, 107, 116, 179, 185, 186, 188) приведены сводные графики зависимости времени проявления различных предвестников землетрясений от энергии (рис. 21). Фактические времена проявления магнитных предвестников до Абай-Базарского, Халкабадского, Таваксайского и Исфара-Баткенского землетрясений и вычисленные времена проявления (96, 107, 116, 179, 185, 186, 188) различаются (табл. 4). По-видимому, это объясняется тем, что землетрясения подготавливаются в три этапа. В табл. 4 приведено, вероятно, суммарное время подготовки землетрясения, а сводные графики отражают время остальных двух этапов (II—III; рис. 21). Эффекты-предвестники, совпадающие со сводными графиками и свидетельствующие о приближении сейсмического события, проявляются в последующих стадиях. Их можно отличить по характерным изгибам кри-

вых и их производным — скоростям изменений поля (рис. 22). При Халкабадском, Исфара-Баткенском землетрясениях из-за недостаточности повторных наблюдений характерные изгибы не регистрировались.

В литературе стадии подготовки землетрясений построены по сейсмическим, геохимическим, геодезическим, гидрорежимным, электрометрическим и деформометрическим методам. Изменения вариаций магнитного поля и их производных (скорости) перед землетрясениями можно установить по этапам (рис. 22).

Таблица 4

**Сопоставление фактического времени проявления магнитных эффектов с вычисленным**

| Землетрясение            | Фактическое | Вычисленное, lg T |               |                  |                 |                   |                  |                       |
|--------------------------|-------------|-------------------|---------------|------------------|-----------------|-------------------|------------------|-----------------------|
|                          |             | 0,48K-7 (96)      | 0,48K-4 (116) | 0,76M-1,83 (107) | 0,6M-1,01 (178) | 0,685M-1,57 (179) | 0,80M-1,92 (188) | 0,79M-1,88 (185, 186) |
| Абай-Базарское М-4,2     | 2,716—2,946 | -1,25             | 1,75          | 1,37             | 1,51            | 1,31              | 1,44             | 1,44                  |
| Халкабадское М-3,7       | 2,484—2,780 | -1,7              | 1,3           | 1,06             | 1,27            | 1,03              | 1,12             | 1,12                  |
| Таваксайское М-5,5       | 2,716—2,880 | -0,28             | 2,72          | 2,35             | 2,29            | 2,20              | 2,48             | 2,47                  |
| Исфара-Баткенское М-5,75 | 2,716       | -0,04             | 2,96          | 2,55             | 2,44            | 2,37              | 2,68             | 2,67                  |

I этап свидетельствует о том, что данный район (разлом, разломная зона) активен и здесь происходит перераспределение и медленное накопление упругих напряжений. Изменения магнитного поля дифференцированного характера. Часто чередуются локальные участки положительных и отрицательных аномалий магнитного поля. Видимо, аномальные изменения магнитного поля на данном этапе связаны с изменениями магнитных свойств горных пород вследствие перераспределения упругих напряжений (тектономагнитный эффект).

II этап характеризуется резким увеличением скорости роста аномальных изменений. Это обусловлено, очевидно, лавинным нарастанием трещинообразований (ЛНТ) или образованием трещин отрыва (ДД). Здесь возможны эффекты упругих напряжений, магнитострикции (за счет изменения объема).

На III этапе аномальность изменений магнитного поля проявляется в резкой смене своего знака (обратимый процесс) и образовании магистральных трещин. Обратимые изменения магнитных свойств горных пород возможны после частичного снятия приложенных нагрузок в лабораторных условиях.

Таким образом, кривые изменения магнитного поля Земли имеют аналогичную с остальными методами форму. Следовательно, все стадии (этапы) изменений поля могут быть объяснены с точки зрения ЛНТ и ДД моделей подготовки землетрясений.

**Быстрые изменения геомагнитного поля.** Возникают за несколько часов и суток до землетрясений. Это эффекты, выделенные в период Газлийского (17 мая 1976 г.) и Алайского (2 ноября 1978 г.) землетрясений и их афтершоков (рис. 16, 20; табл. 4). Изменения, по-видимому, связаны с IV, последним, этапом подготовки землетрясений и их природа не может быть объяснена

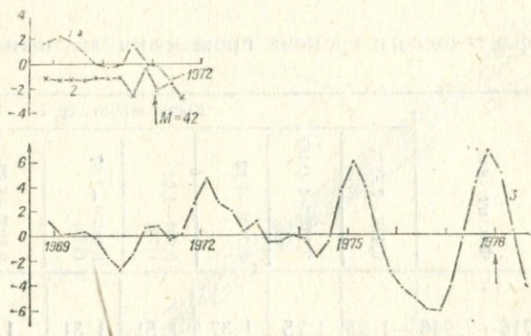


Рис. 22. Вариации производной модуля напряженности магнитного поля ( $T$ ) перед землетрясениями.

1 — пункт 7, 2 — пункт 9. Абхазетское 1971 г.  
3 — Тавакхсайское 1977 г.

тектономагнетизмом. Газлийское землетрясение — пока единственное во многих отношениях и уникальное. Впервые над очагом крупного землетрясения проведены высокоточные геомагнитные наблюдения. Парадоксально то, что мы не наблюдаем заметных изменений поля, постоянно нарастающих и убывающих после толчка, разность поля между эпицентром и остальными пунктами остается прежней.

Однако отмечен эффект другого рода — аномальные изменения прохождения вариаций в эпицентре крупного землетрясения. Характер изменений похож на эффект, связанный с аномальной электропроводностью. Это явление не может быть объяснено тектономагнитным эффектом, поскольку нет привычных изменений поля. Здесь можно было бы считать, что искажения поля, связанные с аномальной электропроводностью, не имеют отношения к землетрясению. Однако различный характер наблюдений аномалий в 1976 и 1977 гг., видимо, свидетельствует о том, что искажения поля обусловлены механоэлектрическими процессами в очаге.

Не менее интересны аномальные изменения поля перед Алайским землетрясением 2 ноября 1978 г. и его афтершоками. Эф-

фект наблюдался в 130 км от очага над мощной толщей (9 км) мезозой-кайнозойских немагнитных осадочных пород. Поэтому его так же, как и эффект, связанный с Газлийским землетрясением, нельзя объяснить тектономагнетизмом. Изменения упругих напряжений при намагниченности  $10^{-6}$  СГС не могли создать за короткое время магнитную аномалию интенсивностью 23 нТ.

Мы считаем, что эти эффекты должны быть объяснены с позиций механоэлектрических процессов в очаге землетрясений. По данным многочисленных публикаций (103, 119), в эпицентральных областях и их окрестностях в период сейсмической активизации наблюдаются различные явления: свечение атмосферы, самопроизвольное свечение люминесцентных ламп, полное исчезновение или ухудшение радио и телефонно-телеграфной связи, пробои в подземных кабелях и др. А. А. Воробьев в 70-х годах выдвинул гипотезу о возможности накопления высоких электрических полей, сопоставимых по энергии с энергией землетрясений (32). Полевыми экспериментами доказано, что земная кора действительно может излучать импульсы электромагнитных колебаний и что они перед землетрясениями аномально растут по амплитуде и частоте. По данным (32), в очаге землетрясений образуются большие электрические поля, излучающие импульсы электромагнитных колебаний. Однако некоторые исследователи считают (47, 113), что излучаемые в очаге электромагнитные импульсы поглощаются мощной толщей земной коры и не доходят до земной поверхности. Гипотеза А. А. Воробьева находится еще в стадии развития. Возможно, импульсы электромагнитных колебаний достигают поверхности земли по определенным волноводам. Однако образование высоких электрических полей вследствие механоэлектрических процессов в очаге не отрицается. Многочисленные экспериментальные данные подтверждают реальность аномальных излучений земной коры перед землетрясениями (32, 90, 103, 113, 119).

Аномальные изменения геомагнитного поля в период Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. и Алайского 2 ноября 1978 г. и его афтершоков могут быть объяснены появляющимися в очаге высокими электрическими полями. Видимо, нами зарегистрированы различные проявления электрических полей в магнитном поле Земли.

Вид (тип) проявления зависит от геоэлектрических условий очага и области подготовки землетрясений. Газлийский район пустынный, обезвоженный. Электропроводность пород, особенно верхних слоев, очень низкая. Накопившийся электрический заряд в очаге из-за плохой проводимости пород не может стекать в области более низких потенциалов, а очаг имеет ограниченную емкость. При перенасыщении очага электрическими зарядами избыток заряда начинают передавать в виде импульсов электромагнитных полей. Об этом свидетельствуют экспериментальные данные регистрации импульсов электромагнитного поля в эпицентрах

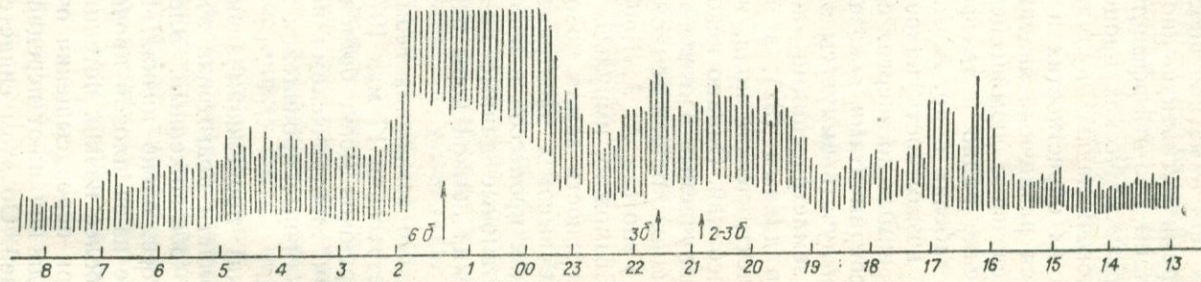
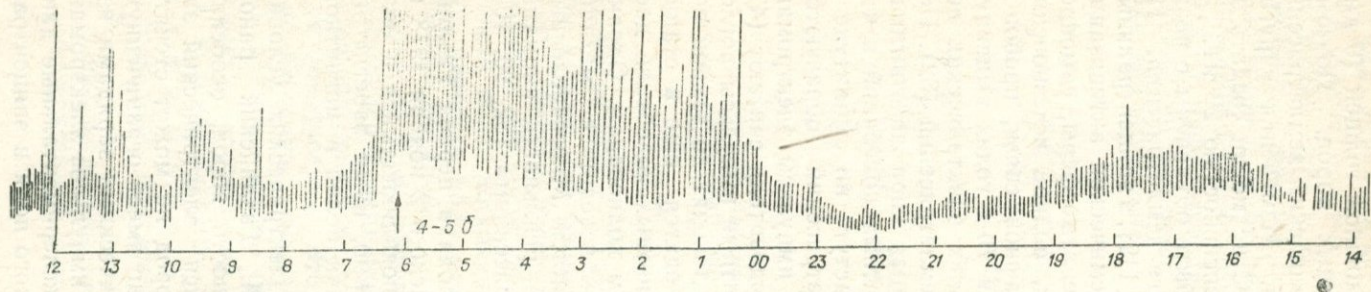


Рис. 23. Пример возмущений ЭМИ в период афтершоков Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. (восстановлено с регистрограммы, по С. С. Хусамиддинову).

Ташкентского, Газлийского землетрясений и др. (10, 90). Аномальное изменение импульсов электромагнитного поля перед одним из афтершоков показано на рис. 23.

Величина электрического напряжения (глубина 500 м), пробившего кабель, опущенный в 2-километровую скважину в эпицентре Ташкентского землетрясения, В. И. Уломовым (129, 130) оценена в 5—10 кВ. Накануне Газлийского землетрясения 16 мая 1976 г. наблюдалось сильное аномальное увеличение естественного электромагнитного поля. Ввиду того, что динамический диапазон измерительной установки ниже величины аномального эффекта, оценить ее величину не удалось. Так, к сожалению, не был зарегистрирован уникальнейший экспериментальный материал в эпицентре 10-балльного Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г.

По-видимому, объяснение природы Газлийских аномалий механоэлектрическими процессами в очаге наиболее реально, но не единственно. Повышение температуры в очаге в период сейсмической активизации может также повлиять на электропроводность горных пород. Наверное, есть и другие механизмы.

Эффект Алайского землетрясения 2 ноября 1978 г., его афтершоки, видимо, имеют такую же природу. Осадочные мезозой-кайнозойские породы района расположения пункта стационарных наблюдений имеют высокую проводимость. Образовавшиеся в очаге землетрясения высокие электрические поля стекают в виде электрических токов в область более низких потенциалов. Эти поля, очевидно, генерируются с момента подготовки землетрясений в течение длительного времени. Однако во время перехода от одной стадии подготовки землетрясений к другой скорость и величина генерируемого электрического поля резко возрастают. По-видимому, скачок накопления и передачи электрической энергии происходит с начала образования магистральной трещины в очаге и закрытия ее в соседних областях. Очаг землетрясения и область подготовки занимают большой объем литосферы и поэтому лавинообразный процесс в очаге и дифференциация упругих напряжений в соседних участках происходят в течение определенного времени, а не только в момент толчка.

### Эффекты, связанные с искусственными процессами

К ним относятся эффекты, связанные с Полторацким газохранилищем, Чарвакским водохранилищем и породами, насыщенными водой (рис. 5, 8, 9). В данном случае природа выделенных аномальных вариаций геомагнитного поля может быть объяснена тремя факторами: избыточными нагрузками, электрокинетическим эффектом и аномальной электропроводностью.

В условиях Приташкентского района верхняя часть разреза (дневная поверхность) сложена осадочными породами, имеющи-

ми большую пористость и проницаемость (супеси, суглинки, лессы).

При обводнении породы быстро замачиваются и естественно у них резко должна возрасти электропроводность. Изменение электропроводности должно отразиться в  $S_q$  вариациях. Однако, как показали исследования, в пределах полигона на площади Полторацкого газохранилища и Чарвакского водохранилища  $S_q$  вариации протекают идентично с обсерваторией Янгибазар. Следовательно, в возникновении аномальных изменений влияние электропроводности горных пород за счет их замачивания водой ничтожно мало и им можно пренебречь.

Таким образом, природа аномальных изменений геомагнитного поля объясняется двумя факторами — избыточной нагрузкой и электрокинетическим эффектом. В пределах полигона глубина водоемов и относительные изменения уровня воды в них не превышают первых единиц метра. Следовательно, избыточное давление менее  $1 \text{ кг/см}^2$ . При величине намагниченности четвертичных отложений в  $10^{-8}$ — $10^{-6}$  СГС изменение поля от дополнительной нагрузки около  $0,1$ — $0,3 \text{ кг/см}^2$  составляет сотые доли нТ. Учитывая это, а также скорость протекания воды в водоемах, можно сделать вывод, что выделенные аномалии вызваны электрокинетическим эффектом.

Среднегодовая кривая изменения поля  $T$  в пунктах, расположенных на влажных породах, имеет четкий годичный ход в отличие от аналогичной кривой в остальных пунктах, которая лежит вблизи оси абсцисс (рис. 8). Выделенное аномальное изменение в данном случае не может быть объяснено обычным представлением о пьезомагнитном эффекте. Его возникновение на влажных породах обусловлено электрокинетическими явлениями, отражающими связь между полем и относительным движением жидкой и твердой фаз. Магнитная компонента поля, обусловленная электрокинетическими явлениями, выделена в лабораторных условиях (95). С этой точки зрения отсутствие изменений поля на «сухих» породах объясняется однофазной структурой пород в области данных пунктов.

Механизм образования магнитного поля в связи с электрокинетическими явлениями изложен в работах (7, 105, 169). На кривых среднегодового изменения поля (рис. 9) выделить абсолютную величину изменения магнитного поля, обусловленного электрокинетическими явлениями, по экспериментальным данным невозможно.

Малая величина вариаций (до 2 нТ) объясняется высокой пористостью пород (твердой фазы), характерной для четвертичных слоев и незначительными по величине давлениями, вызывающими относительное движение жидкости. Заметим, что электрические явления тем эффективнее, чем меньше сечение пор (меньше пористость) и чем выше гидродинамическое давление.

Рассмотрим задачу корреляции между локальными вариация-

ми геомагнитного поля на Полторацком поднятии и основными параметрами искусственного газового купола. Сравнивая графики, убедимся, что между изменениями  $\Delta T$  и  $P$  существует определенная корреляция: уменьшению давления с ноября по апрель соответствует увеличение  $\Delta T$  за этот период, а увеличению с мая по октябрь — уменьшение  $\Delta T$ . Максимальному значению давления в октябре соответствует минимальное всех кривых. При минимуме давления наблюдается определенный разнос экстремумов кривых. Следовательно,  $\Delta T$  и  $P$  связаны обратно пропорциональной зависимостью.

Поскольку породы, слагающие Полторацкое поднятие, имеют низкую намагниченность ( $I=10^{-6}-10^{-4}$  СГС), а выкачиваемый газ по химическому составу совпадает с закачиваемым, причем эти процессы происходят при квазипостоянной температуре, то тепловые и химические воздействия на породу не могут быть причиной изменения магнитного поля. Их нельзя объяснить и упругими воздействиями, ибо максимальное избыточное давление в среднем не превышает 25 атм. (рис. 9).

Рассмотрим изменения магнитного поля в связи с относительным движением жидкой и твердой фаз. Если источник, возбуждающий магнитное поле, электрокинетическое явление, то аналитическая связь между изменениями поля и основными параметрами газового купола имеет вид (105)

$$\frac{H_0}{H_1} = C \frac{W_1}{W_1 - \frac{BT_2}{P_2} M_2}, \quad [1]$$

где  $H_1$  и  $H_2$  — напряженность магнитного поля до и после закачки газа;

$W_1$  — объем электрокинетически активного водопроницаемого пласта до закачки газа;

$M_2$ ,  $P_2$ ,  $T_2$  — масса, давление, абсолютная температура газа;

$C$  — коэффициент электрокинетической активности пласта-коллектора, зависящий от объема газового купола;

$B$  — газовая постоянная.

Полагая, что все параметры газового купола (кроме  $P_2$ ) постоянные, перепишем соотношение [1] так (7):

$$\frac{H_2}{H_1} = C \left( 1 + \frac{1}{\frac{W_1 P_2}{A} - 1} \right), \quad [2]$$

где

$$A = BT_2 M_2 \quad [3].$$

Графики функции [2], изображенные на рис. 24, представляют собой гиперболы с асимптотами  $H_2/H_1 = C$  и  $P_2 = A/W_1$ .

Зависимость между изменениями рассматриваемого магнит-

ного поля и давлением в газовом куполе обратно пропорциональная. Кроме того, максимальным значениям давления соответствуют минимальные  $H_2/H_1$ . Это совпадает с экспериментальными данными (рис. 9).

Полученные результаты объясняют причину разноса экстремума кривых на рис. 9 при малых давлениях. Действительно, при малых  $P_2$  изменения  $H_2/H_1$  происходят очень быстро, приближаясь к вертикальной асимптоте (рис. 24).

Давление в газохранилище достигает минимума в мае—июне. Следовательно, если бы число замеров в этот период было больше (ежегодно в мае—июне проводилось по одному замеру), то корреляция кривых на рис. 9 была бы выше. Таким образом, функциональная зависимость [2] (рис. 24) количественно безупречно согласуется с известными экспериментальными данными.

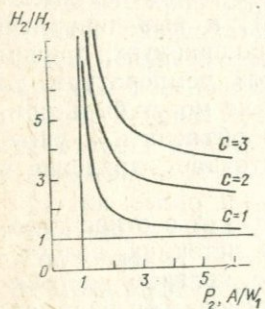


Рис. 24. Относительное изменение напряженности локального магнитного поля над Полторацким газохранилищем в функции давления в газовом куполе.

На основании изложенного можно заключить, что в сейсмоактивных районах не все выделяемые аномальные изменения геомагнитного поля связаны с тектоническими процессами. При определенных условиях изменение величины геомагнитного поля могут вызвать и электрокинетические явления.

Природа аномальных изменений геомагнитного поля на Чарвакском водохранилище по сравнению с эффектами, полученными на газохранилище и на пунктах, расположенных вблизи водоемов, гораздо сложнее. Поскольку эффекты газохранилища и мелких водоемов имеют локальные размеры, горные породы в магнитном отношении можно считать однородными.

Чарвакское водохранилище занимает большую площадь. Магнитные свойства горных пород дифференцированы и колеблются в широких пределах, видимо, поэтому интенсивность аномальных изменений на различных кривых разная — от единицы до первого десятка нТ. Независимо от этого тенденция к изменению на всех пунктах одинаковая. При увеличении объема воды уменьшается величина поля и наоборот. Характер этой зависимости такой же, как и на газохранилище и влажных породах. Однако интенсивность аномалии здесь в 4—5 раз больше, чем в первых, что, видимо, связано с большими колебаниями уровня воды и большими величинами магнитных свойств горных пород (рис. 5).

При исследовании результатов на Чарвакском водохранилище основное место отводилось тектономагнитному эффекту (6, 8). Однако, как показали результаты 8-летних наблюдений (1968—1975 гг.), на пунктах вблизи водоемов и в районе Полторацкого

водохранилища аномальные изменения не могут быть объяснены однозначно тектономагнитным эффектом. В появлении аномальных изменений определенная роль должна быть отведена электрокинетическому эффекту. В физике он известен давно (146), в геофизике к нему начали обращаться с недавнего времени. Первые результаты появились по данным наблюдений на Ташкентском полигоне (7, 105) и в Японии (168, 169). Публикации последних лет (7, 82, 105, 117, 169) показывают, что величина эффекта от небольших водоемов и грунтовых вод составляет первые единицы нТ и гораздо больших величин (до 200 нТ) может достигнуть при дилатансии горных пород.

Таким образом, на полигонах Узбекистана, где широко распространены осадочные породы и через которые легко фильтруется вода, электрокинетическому эффекту должны отводиться особую роль, в основном как мешающему фактору при сейсмомантных исследованиях. Но в отдельных случаях электрокинетический эффект может служить полезным сигналом.

Так, перед многими сильными землетрясениями наблюдается резкое изменение режима подземных вод — уровня воды в колодцах, скважинах. Большие аномалии геомагнитного поля возможны и при дилатансии горных пород в зоне очага землетрясения.

Таким образом, в результате многолетних магнитометрических исследований на полигонах Узбекистана и других регионов аномальные изменения геомагнитного поля, связанные с процессами в земной коре, имеют широкий пространственно-временной спектр и разную природу. Это утверждение в полной мере относится и к сейсмомантному эффекту.

Медленные изменения поля начинаются за несколько месяцев или за несколько лет до землетрясений и имеют преимущественно пьезомагнитную природу.

Быстрые изменения поля проявляются за несколько часов или суток перед землетрясениями и скорее всего могут быть объяснены совокупностью механоэлектрических процессов в очаге.

Для детального изучения результатов магнитометрические исследования необходимо проводить в комплексе с электрометрическим и другими.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМУЩЕНИЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ, СОПУТСТВУЮЩИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ

Аномальные явления природы, сопутствующие сильным землетрясениям (световые явления, возмущения земных токов, возмущения напряженности электрического поля в атмосфере, геомагнитные явления, необычное поведение животных и рыб и т. д.), обусловлены интенсивными электромагнитными процессами в области очага.

**Световые явления.** Описаны в наиболее ранних сообщениях в нашей стране и за рубежом.

Многие ученые (155, 156, 184, 189) приводят данные о СЯЗ (световые явления при землетрясениях) в различных сейсмоактивных районах планеты. Наиболее интересны исследования световых явлений в эпицентральной области роя Мацусирских землетрясений (Япония, 1965—1967 гг.).

Y. Yasua (187) и G. Kondo удалось сделать серию фотоснимков, подтверждающих достоверность световых явлений в период землетрясений. Проанализировав 34 случая, они пришли к выводу, что центр светящегося тела составляет полусферу диаметром от нескольких десятков до сотен метров, соприкасающихся с земной поверхностью. Обычно светящееся тело белое. Свечение, предшествующее землетрясению, продолжается от нескольких секунд до нескольких минут. Наиболее часто оно наблюдалось на вершинах холмов с кварцдиоритовыми породами и при прохождении холодных фронтов воздуха. Во время световых явлений необычных изменений геомагнитного поля не отмечено.

Имеется множество сообщений о СЯЗ в различных сейсмоактивных районах нашей страны. Разнообразные формы световых явлений наблюдались при Ашхабадском (1948 г.), Бричмуллинском (1959 г.), Ташкентском (1966 г.), а также других землетрясениях.

Очевидцы Ташкентского землетрясения в период основного толчка и наиболее сильных повторных наблюдали отсвечивания углов домов, искрения проводов, периодически повторяющиеся зарницы (129, 130).

Свечение вершин и склонов холмов наблюдали при Исфара-Баткенском землетрясении 31 января 1977 г. Очевидцы рассказывали о звуке, напоминающем шум ветра или бушующего пламени.

**Возмущения атмосферного электрического поля (АЭП).** Впервые инструментально наблюдали сотрудники Ташкентской геофизической лаборатории В. Н. Михалков и Е. А. Чернявский (141) в 1924 г. в районе Джалалабада перед Куршабскими землетрясениями ( $M=6,4$ ;  $M=6,2$ ) на расстоянии около 120 км от эпицентра безынерционным водоструйным электрометром. На фоне спокойного суточного хода за 3—4 ч до подземного толчка отмечались сильные пульсации потенциала атмосферы по амплитуде, превышающие предел измерительной установки 400 В. Период пульсации — доля секунды. Перед Чаткальским землетрясением 1946 г. возмущения электрического поля атмосферы в районе Ташкента Е. А. Чернявский зарегистрировал с помощью электрографа Бендорфа (140).

В районе Сталинабада В. М. Говорковым также наблюдалось аномальное изменение атмосферного электрического поля перед Хаитским землетрясением 1949 г. В периоды повторных толчков этого землетрясения Б. Ф. Бончковским была организована экспедиция в район Гарма. В 22 случаях из 23 пяти-шестибалльных землетрясений зарегистрировано увеличение градиента потенциала атмосферы (25). По результатам наблюдений за вариациями АЭП в сейсмоактивных районах Таджикистана он выделил ряд особенностей аномальных изменений АЭП перед землетрясениями силой 4—6 баллов.

За 5 час. до Ташкентского землетрясения 1966 г. К. Э. Церфас (139) зарегистрировал возмущение электрического поля атмосферы, характеризующееся изменением вектора напряженности поля в сторону, противоположную соответствующему нормальному ходу. Метеорологических источников, способных вызвать возмущения АЭП в этот период, не наблюдалось. Автор отмечает сходство этой аномалии с аномальным ходом электрического поля атмосферы, зарегистрированным на этой же аппаратуре перед Чаткальским землетрясением 1946 г. Возмущения атмосферного электрического поля предшествовали отдельным, наиболее сильным повторным толчкам Ташкентского землетрясения 1966 г.

В Какюкской магнитной обсерватории (Япония) в период роя Мацусирских землетрясений в 1965—1967 гг. проводились наблюдения за вариациями градиента электрического поля атмосферы. Из 73 случаев подземных толчков в 22 поле не менялось, в 46 — уменьшалось, в одном — увеличивалось, а в остальных наблюдались пульсации и другие виды возмущений.

**Аномальные изменения электротеллурического поля.** Отмечены во многих сейсмоактивных районах планеты. Первые сообще-

ния о возмущении земных токов в связи с землетрясениями относятся к концу прошлого столетия (123).

Возмущения земных токов наблюдал Т. Нагата (173) в периоды повторных толчков Тотторского землетрясения в 1948 г. В 1950 г. локальные аномальные изменения электрического поля земных токов выделены А. Н. Тихоноровым, А. Г. Ивановым, В. А. Троицкой, Б. П. Дьяковым в районе Гарма перед 5—6-балльным землетрясением (125).

В периоды роя Мацусирских землетрясений в 1965 г. сотрудники геофизической экспедиции (177) отметили аномальное изменение поля земных токов перед землетрясением с  $K=13$ .

Аномальные вариации горизонтальной составляющей электрического поля Земли на электродах, помещенных на глубину около 100 м, выделены в Центральной Калифорнии (США) перед землетрясениями с  $M=5$  и  $M=2,4$  в 1974 г. (151).

Наиболее детально связь вариаций электротеллурического поля с землетрясениями исследована Г. А. Соболевым (121). Он разработал методику стационарных наблюдений, выделения предвестниковых вариаций ЭТП и основные теоретические положения этой связи (122). Результаты наблюдений за вариациями ЭТП применены для пробного краткосрочного прогноза землетрясений на Камчатке (135).

Аномальные изменения земных токов были использованы при успешном прогнозе Хайченского землетрясения 1975 г. в Китае (152).

Необычные явления природы при землетрясениях, обусловленные электромагнитными полями высокой напряженности, наблюдались в ряде сейсмоактивных районов. Е. К. Muller (166) приводит случаи, когда в подземных кабелях отмечены особого рода звуковые явления и повреждения тщательно изолированного кабеля, заложенного в граните и не бывшего в употреблении 20 лет. Он был поврежден мощным разрядом. Свободно лежащие концы его расплавились.

Разряды на концах обесточенных кабелей, опущенных в полукилометровую скважину, и интенсивное стекание электрических зарядов с их наружных концов наблюдались в эпицентральной области Ташкентского землетрясения 1966 г. при повторных толчках (130). Кроме того, перед основным толчком и наиболее сильными повторными наблюдалось свечение обесточенных ламп дневного света.

Необычное поведение животных и рыб перед землетрясением (38, 107, 164, 149), видимо, также обусловлено проявлением электромагнитных полей.

**Импульсные электромагнитные предвестники землетрясений.** В последнее время широкую популярность завоевывает поиск предвестников землетрясений в структуре ЕИЭМП.

В работах (27, 38) отмечаются увеличение скорости счета ЕИЭМП на Камчатке перед землетрясениями с  $K \geq 10$  и  $h < 40$  км

с эпицентрными расстояниями до 200 км и увеличение напряженности ЕИЭМП в диапазоне 10—100 кГц за несколько суток до подземного толчка. За сутки и менее до момента землетрясения наблюдается минимум напряженности поля.

За несколько часов до Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г. М. А. Садовский, Г. А. Соболев, Н. И. Мигунов (113) отметили увеличение естественного излучения в направлении, близком к эпицентрному. Увеличение напряженности поля естественных электромагнитных сигналов на СДВ и СВ радиодиапазонах перед Иранским землетрясением 1978 г. наблюдали М. Б. Гохберг и др. (48) в Дагестане на расстоянии более 1200 км от эпицентра.

Явления электризации, свечения ЭМИ при деформации и разрушении горных пород изучены многими исследователями в лабораторных экспериментах.

Впервые явление электризации минералов, не обладающих пьезоэлектрическими свойствами при пластической деформации наблюдал А. W. Stepanow (183) на образце каменной соли NaCl. Появление заряда на поверхности кристалла он объясняет перемещением заряженных дислокаций.

Электризацию и свечение различных минералов и горных пород исследовали Э. И. Пархоменко и Ю. Н. Мартышев (103). Они установили, что часть механической энергии переходит в электрическую, затем в световую. При увеличении деформации заряд на поверхности образцов плавно увеличивается, достигая максимума перед разрушением. При разрушении образца наблюдались электрические импульсы. Импульсное излучение и свечение образцов они связывают с образованием электрических полей высокой напряженности, обусловленных возникновением и распространением трещин.

Электризацию при деформации и разрушении полевых шпатов исследовали Г. И. Шевцов и др. (145).

Импульсное ЭМИ горных пород при растрескивании наблюдали Г. А. Соболев и В. Н. Морозов (121). Электрические импульсы при сжимающей или изгибающей нагрузке (постоянный ток во внешней цепи около  $10^{-10}$  А) при постепенном увеличении деформации, а также эмиссию электронов и положительных ионов до 15 эВ, вызывающих световые вспышки в темных помещениях при разрушении горных пород, наблюдал S. A. Hoenig (158).

Возникновение электрических зарядов при трещинообразовании экспериментально и теоретически исследовали Б. В. Дерягин и др. (54), Н. Г. Хатиашвили и Р. А. Чиковани (137). Это явление они объясняют разрушением двойных электрических слоев, трибоэлектричеством и баллоэлектричеством. Теоретические оценки источников электромагнитного излучения горных пород сделаны М. Б. Гохбергом и др. (47).

**Современные представления о природе аномальных электро-**

магнитных явлений. Механизм проявления в природе рассмотренных аномальных явлений мало изучен. Выдвигаются различные гипотезы. Световые явления J. S. Derg (155, 156) объясняет резким возрастанием ионизации в нижних слоях атмосферы. Источником он считает пьезоэффект и электрокинетические явления. Свечение над морской поверхностью объясняет интенсивными вертикальными перемещениями воздушных масс. По мнению авторов (103), изменение градиента атмосферного потенциала и свечение при сильных землетрясениях не противоречат лабораторным результатам. Если в лабораторных исследованиях свечение происходит за счет газоразрядных явлений между свежобразованными поверхностями трещин, имеющих потенциал порядка  $10^6$ , то в природных условиях это, по-видимому, результат возникновения высоких электрических полей (ВЭП), обуславливающих ионизацию азота и кислорода атмосферы.

Собственное свечение воздуха общеизвестно. Известно также, что ВЭП, электрические разряды, ионизирующие излучения и т. д. резко усиливают интенсивность свечения, по природе являющегося хемилюминесценцией (55). По-видимому, свечение при землетрясениях объясняется тем, что перед землетрясениями приземная атмосфера обогащается ионами, обусловленными воздействием ВЭП, электрических разрядов или других источников в области подготовки землетрясения. При подземном толчке за счет активного перемещения воздуха, обусловленного поршневым действием земной поверхности, в эпицентральной области происходит импульсное увеличение светового излучения воздуха.

Обычно, получаемые при полевых наблюдениях амплитуды сейсмомагнитных эффектов оказываются в несколько раз выше величин, рассчитанных с учетом реальных значений избыточного давления, пьезомагнитного коэффициента и магнитных характеристик слагающих горных пород. По современным представлениям дополнительный источник магнитного возмущения связывают с действием механо-электрических преобразователей. В качестве дополнительного источника геомагнитного возмущения рассматриваются электрокинетические явления (7, 168, 169).

Аномальные вариации ЭТП (159) связываются с появлением фиктивного источника в результате аномалий электросопротивления. В этом случае между изменениями электросопротивления горных пород и ЭТП должна наблюдаться тесная корреляция. В настоящее время такие сообщения неизвестны.

Г. А. Соболев (119) эти аномалии связывает с проявлением активного источника, обусловленного действием механоэлектрических преобразователей.

В настоящее время нет единого мнения о механизме импульсных электромагнитных предвестников землетрясений. М. А. Садовский и др. (113) связывают увеличение импульсов эпицентрального направления с отражением атмосфериков от ионизированной над эпицентром атмосферы. М. А. Самохвалов и М. Т. Ус-

манова (133) на основе отмеченной ими корреляции между электрическими и акустическими импульсами в естественных условиях возможным источником электромагнитных импульсов считают трещину хрупкого излома. А. А. Воробьев (32—37), изучая мощные электрические разряды в горных породах, предположил возможность появления в них свободных электрических зарядов и высоких электрических полей, сопровождающихся пробоями горных пород и электрических очагов землетрясений в естественных условиях, обусловленных механоэлектрическими преобразованиями.

Для объяснения связи электромагнитных явлений с землетрясениями М. Б. Гохберг и др. (47) предложили более конкретную электрическую модель очага землетрясений. Источником электромагнитных явлений они считают вихревые электрические поля, генерируемые нестационарным кольцевым током, вызываемым механоэлектрическими явлениями, обусловленными консолидированной неоднородностью в земле. Возникающее здесь квазистационарное электрическое поле может вызвать пробой в верхних слоях атмосферы, включая ионосферу.

Г. А. Соболевым и др. (120) рассмотрены возможные эффекты проявления природных механоэлектрических преобразователей, пьезоэлектрической, контактной и дефектной природы. Они отмечают, что при чувствительности регистрирующей аппаратуры 1 мкВ/м можно уверенно регистрировать электромагнитные поля пьезоэлектрической природы при скоростях изменения упругих напряжений  $\rho = 10^{-2}$  кГ/см<sup>2</sup>·с, электрокинетической природы — при градиенте гидростатического давления  $P = 10^{-3}$  кГ/см<sup>2</sup>·с. Амплитуда импульсного излучения образцов при трещинообразовании, полученная ими в лабораторных экспериментах, около 100 мкВ.

Таким образом, перед землетрясениями в области подготовки могут происходить интенсивные электромагнитные явления, обусловленные природными механоэлектрическими преобразователями. Аномальные изменения могут проявляться в широком диапазоне частот электромагнитных полей от долей герца до радиоволнового диапазона и выше.

По сводному графику предвестников (66) и рассмотренных выше сообщений, видно, что время от начала проявления электромагнитного предвестника до землетрясения колеблется от нескольких суток до нескольких часов. Следовательно, эти явления — оперативные предвестники землетрясений. Наиболее изучены геомагнитные и электротеллурические предвестники, наблюдения за которыми ведутся в различных сейсмоактивных районах.

Световые явления проявляются в основном в момент толчка и в ночное время, а атмосферно-электрические зависят от метеорологических условий, поэтому они малоперспективны для прогноза землетрясений.

Электрические разряды в кабелях, их пробой, пульсации атмосферного электрического и геомагнитного поля непосредственно перед землетрясениями в эпицентральной области, электромагнитное излучение образцов горных пород при деформации и разрушении указывают на перспективность поиска предвестников землетрясений в структуре ЕИЭМП.

Отметим, что электромагнитные явления изучены пока недостаточно.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ВАРИАЦИЙ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

### Аппаратура

Для измерения напряженности поля импульсных электромагнитных волн отечественной промышленностью разработаны измерители помех ПКЗ-3, ПКЗ-5, предназначенные для измерения в диапазоне частот 10 кГц-1 Гц, измерительные приемники серии ПЗ, ПЧ (39, 86).

Методы исследования параметров импульсных ЭМП развивались в основном по двум направлениям: изучение грозовой активности и ее распределения по Земному шару (служба погоды), а также спектров и уровня атмосферных помех (ионосфера, условия распространения радиоволн и оценка уровня помех при расчете радиотрасс). Методам исследования импульсного электромагнитного поля посвящено много работ (12, 160).

Для пассивной грозопеленгации в основном использовались узкосекторные регистраторы и электронно-лучевые пеленгаторы, предназначенные для наблюдения за далекими грозами. Для регистрации близких гроз разработаны более простые грозорегистраторы с амплитудными или фазовыми ограничителями дальности. В СССР серия приборов разработана в Главной геофизической обсерватории им. Воейкова, наиболее совершенный из них панорамный грозорегистратор Б. К. Инькова (72). В грозорегистраторах не определяются амплитудные и частотные соотношения импульсного электромагнитного сигнала, поэтому приемные элементы имеют жесткий порог ограничения, малую чувствительность и постоянную, обычно широкую полосу пропускания, что ухудшает их помехозащищенность.

Для селекции сигнала в приемных элементах установок при исследовании формы и спектра атмосфериков применялись широкополосные, узкополосные или перестраиваемые узкополосные фильтры. Выходные элементы — преимущественно фоторегистраторы. Из-за сложности регистрации и обработки материалов, а также трудности автоматизации приборы не получили широкого распространения и в основном применяются для ограниченных специальных наблюдений.

В период проведения Международного геофизического года

(МГГ) в 1959 г. в СКБ ИЗМИРАН СССР разработана единая методика измерения статистических параметров атмосферных радиопомех [162]. Выпущена опытная партия приборов, на которых проводились наблюдения (Лихтер Л. И. и др.). Сеть однотипных приборов, работающих по единой программе, удобна при изучении временных и пространственных вариаций атмосферных помех. Эта аппаратура использовалась нами на начальном этапе исследований. Датчиком сигнала служит ненастроенная штыревая антенна А высотой 5 м с радиальным противовесом 10 м, закопанным на глубину 70 см. Особенностью антенны является ее широкополосность. Электрический эквивалент антенны — последовательно соединенная емкость  $C=100$  пф и индуктивность  $H=1,8$  мкГ. Радиосигнал, пропорциональный по амплитуде напряженности электромагнитного поля, подается на антенный усилитель УА-1, в котором происходит предварительное усиление и предварительная селекция по частоте. Во избежание наводок и других искусственных помех УА-1 расположен под антенной. Он состоит из выходных полосовых фильтров (ПФ), предварительного каскада усиления, широкополосного усилителя и выходного катодного повторителя. Для уменьшения коэффициента шума предварительный каскад усиления собран по каскадной схеме. Увеличение полосы частот в широкополосном усилителе достигается применением высокочастотной индуктивной коррекции. Для улучшения согласования и уменьшения шумов нагрузочное сопротивление катодного повторителя находится в пульте управления (ПУ), расположенном в техническом здании и соединяется с АУ-1 коаксиальным кабелем РК-3 длиной 150 м. Питание от внутреннего стабилизированного источника.

Сигнал с сопротивлением нагрузки АУ-1 подается на вход радиоприемного устройства (РПУ), где производится его селекция и усиление. С выхода усилителя промежуточной частоты (УПЧ) РПУ модулированное напряжение ВЧ для снятия статистических параметров сигнала подается на анализатор помех (АП) типа АП-28, АП-30 или амплитудный анализатор импульсов АИ-128 с цифрорпечатающей установкой типа БЗ-15 м.

Анализаторы помех позволяют определить относительное время, за которое напряженность поля огибающей сигнала превышает определенный, заранее выбранный уровень  $P$  и среднее число импульсов  $N$  с амплитудой выше опорного уровня. Предусмотрена также возможность измерения квазипикового и среднеквадратичного уровней сигнала (СКВ).

В АП-28 сигнал с выхода УПЧ приемника в анализаторе предварительно преобразуется преобразователем и усиливается резонансным усилителем промежуточной частоты (УПЧ) с фильтрами сосредоточенной селекции. К выходу УПЧ подключены детектор огибающей сигнала (ДО) и пиковый детектор (ПД). Пиковый детектор служит для выделения квазипикового напряжения сигнала, которое измеряется пиковым вольтметром, подключен-

ным к его выходу. ДО служит для воспроизведения огибающей сигнала. С выхода детектора огибающей низкочастотный сигнал, имеющий случайную амплитуду и длительность, подается на усилитель-дискриминатор (УД). Первый каскад УД работает в режиме дискриминации. На выходе каскада импульсы появляются только тогда, когда их амплитуда превышает определенный порог дискриминации. Порог выбирается произвольно и задается фиксированным опорным напряжением ( $U_{OH}$ ), снимаемым с выхода специального высокостабильного источника питания. Уровень опорного напряжения можно регулировать плавным или ступенчатым делителем напряжения (ДН). Импульсы с амплитудами, превышающими порог дискриминации с выхода дискриминирующего каскада, усиливаются и ограничиваются по амплитуде. В результате ограничения импульсы произвольной формы преобразуются в прямоугольные, длительность которых пропорциональна длительности выходных импульсов.

Преобразованные сигналы с амплитудами, превышающими уровень дискриминации, поступают в блок счетчика числа импульсов (СЧИ) или в блок счетчика времени превышения (СВП) огибающей напряженности поля сигнала для измерения числа импульсов  $N$ , которые по амплитуде превышают заданный порог дискриминации или времени  $P$ , в течение которого амплитуда импульсов превышает этот порог.

Измерение  $N$  и  $P$  производится собственным стрелочным индикатором или с помощью внешнего регистратора, в качестве которого используется самопишущий потенциометр типа ПС-1 или КСП-4.

В АП-30 опорные напряжения выдаются специальными делителями опорного напряжения по заранее выбранному закону. Десять опорных уровней, выдаваемых делителями, подаются на 10 каналов усилителей ограничителей со счетчиками  $N$  или  $P$ . Время экспозиции в АП-30 задается с помощью специальных таймерных часов.

Процесс измерения параметров сигнала происходит следующим образом: в зависимости от выбранного частотного диапазона наблюдения подбирается соответствующий входной полосовой фильтр АУ-1; выбирается резонансная частота наблюдения РПУ в пределах полосы пропускания АУ-1, так, чтобы частота не зависела от воздействия радиопередающих устройств; выбираются опорные уровни и производится измерение соответствующих параметров анализаторами помех; производится калибровка чувствительности установки с помощью генераторов стандартных сигналов ГЗ-33 или ГЧ-18 в зависимости от частоты наблюдения.

Входной опорный уровень сигнала определяется из соотношения

$$E_{оп} = \frac{P \cdot U_r \cdot U_{оп}}{U_{ан}}$$

где  $P$  — коэффициент потерь в кабеле;  
 $U_r$  — выходное напряжение генератора;  
 $U_{оп}$  — опорное напряжение;  
 $U_{ап}$  — выходное напряжение анализатора помех.

Селекция и усиление сигнала в данной установке производятся в АУ-1 и РПУ. Для этого в АУ-1 предусмотрено девять полосовых фильтров на определенные частотные интервалы:  $9 \div 55$  кГц;  $45 \div 110$ ;  $300 \div 400$ ;  $700 \div 800$ ;  $0,95 \div 1,08$  кГц;  $2,45 \div 2,55$  мГц;  $4,95 \div 5,05$ ;  $7,45 \div 7,55$ ;  $7,95 \div 10,05$  мГц. Переключение фильтров автоматическое по командам с ПУ.

В качестве радиоприемников используются специализированные высокочувствительные, профессиональные, супергетеродинные радиоприемные устройства с переменной полосой пропускания типа Р-672 в диапазоне  $10$  кГц  $\div$   $1,5$  мГц или  $P=250$  в диапазоне  $1,5$ — $25$  мГц.

Основное достоинство этой установки — возможность отсчета комплекса статистических параметров, выбора частоты наблюдения в широких пределах и эталонирования опорных входных уровней. Вместе с тем, измерения в данной установке не автоматизированы, отсчеты снимаются через дискретные интервалы, что является недостатками аппаратуры.

Метод автоматической регистрации импульсов электромагнитного поля предложен полевым отрядом Томского политехнического института (115). Достоинство его заключается в автоматизации наблюдений, большом динамическом диапазоне (емкость памяти ПП-9  $10^6$  имп.). Недостатки — невозможность выбраковки искусственных помех, необходимость фотохимической обработки, ухудшение качества материала в результате высвечивания индикаторов ПП-9.

Установка для измерения интенсивности импульсных электромагнитных сигналов, применяемая в наших исследованиях, сконструирована с учетом приведенных требований по аналогии с типовой блок-схемой установки для измерения статистических параметров атмосферных помех (106).

Измерительная установка (рис. 25) состоит из антенны — датчика электромагнитного поля с фидерным и коммутирующим устройствами, блока непрерывной регистрации сигнала (БНР), блока подсчета импульсов (БПИ) и генератора стандартных сигналов, предназначенного для снятия калибровочной амплитудной характеристики.

БНР регистрирует вариации огибающей напряженности электромагнитного поля измеряемого сигнала. Состоит из радиоприемного устройства, усилителя-преобразователя и самопишущего регистратора. ЭДС, наведенная в антенне и пропорциональная напряженности поля исследуемого сигнала, подается в радиоприемник, где происходит основная селекция и усиление сигнала. К выходу усилителя промежуточной частоты приемника подключен усилитель для дальнейшего усиления радиочастотного моду-

лированного сигнала промежуточной частоты до необходимой величины. Усиленный сигнал поступает на детектор, где восстанавливается низкочастотная огибающая сигнала и далее подается на самопишущий регистратор для непрерывной регистрации.

В качестве радиоприемного устройства используются в зависимости от выбранного диапазона частот, как и в установке МГГ, радиоприемники типа Р-672 или Р-250М с некоторыми изменениями в схеме. Плавная ручная регулировка усиления усилителя

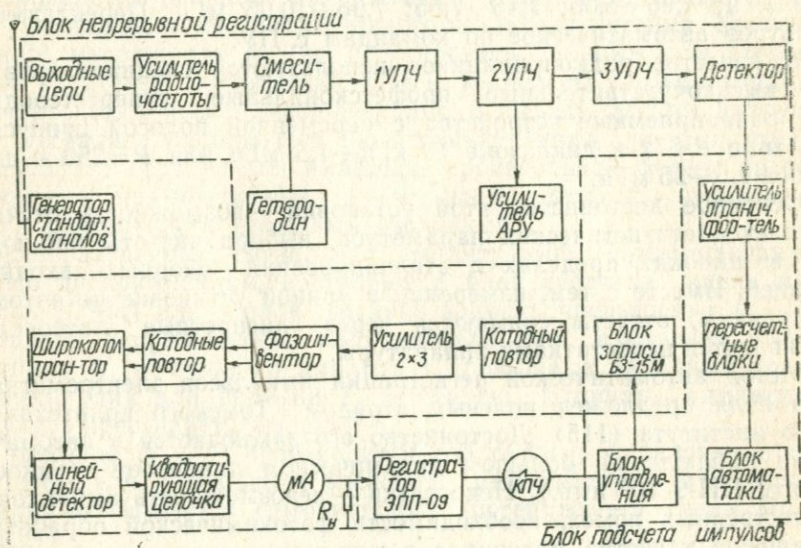


Рис. 25. Блок-схема установки для измерения интенсивности импульсных электромагнитных сигналов.

промежуточной частоты заменена ступенчатой с 10 фильтрованными уровнями.

Для подключения БПИ сделан дополнительный вывод на разъем с выхода детектора сигнала приемника. Приемники работают в режиме с выключенным АРУ. Для них характерны высокая чувствительность, избирательность, линейность амплитудной характеристики в большом динамическом диапазоне принимаемых сигналов, регулируемая полоса пропускания, возможность подключения различных типов антенн с широким разбросом электрических параметров и т. д. В экспедиционных условиях большие габариты, вес и неэкономность питания затрудняют их использование.

Промежуточные частоты применяемых приемников различные. Поэтому усилитель должен иметь дополнительный преобразователь сигнала такой, как в АП-28, или достаточную широкополосность. Для неискаженной передачи сигнала усилитель должен быть с большим динамическим диапазоном. Для этого обычно

применяют логарифмические усилители или перекрывают заданный динамический диапазон несколькими поддиапазонами.

Применение логарифмических усилителей нежелательно, так как точность измерения разных амплитудных составляющих различная. Форма сигналов исследуемых импульсных электромагнитных полей сложного характера. Поскольку в данной методике форма сигнала не исследуется, важно получить выходной параметр сигнала по величине, не зависящей от формы, и учесть это при эталонировании измерительной установки.

Удобно в этом отношении применение в качестве выходного преобразователя детектора с квадратирующей цепочкой. Ток квадратирующей цепи определяется как (86)

$$i = aU + bU^2.$$

Если  $U_{\text{вх}} = U_m \sin \omega t$ ,

$$i = aU_m \sin \omega t + bU_m^2 \sin^2 \omega t = b(U_m)^2/2 + aU_m \sin \omega t - (bU_m^2/2) \cos 2\omega t.$$

Регистратор реагирует только на постоянную составляющую:

$$I_0 = bU_m^2/2 = bU^2,$$

если входное напряжение не синусоидальное

$$U_{\text{вх}} = \sum_{j=1}^n U_m \sin(\gamma \omega t \varphi_{\gamma}),$$

где  $\gamma$  — номер гармоники, то

$$I_0 = bU^2 - b \sum_{j=1}^n U_{\gamma}^2.$$

Выходной ток квадратирующей цепи пропорционален эффективному значению выходного напряжения независимо от его формы.

Следует подчеркнуть, что в данной установке показание регистратора в каждый отдельный момент времени пропорционально наибольшему в данный момент эффективному уровню огибающей входного сигнала.

Для подсчета числа импульсов амплитудами выше порога дискриминации в установке используется блок подсчета импульсов (БПИ), состоящий из пересчетного прибора (ПП) типа ПП-9 с цифropечатающим блоком-записи типа БЗ-15М. ПП-9 подключается к дополнительному разъему в приемнике, куда подается напряжение с выхода детектора.

Продетектированная огибающая сигнала в ПП-9 усиливается входным усилителем (У), ограничивается ограничителем (О) и подается на формирователь импульсов (Ф), с выхода которого

стандартные импульсы поступают на шестизарядный пересчетный блок.

Для выхода информации на БЗ-15М в ПП-9 предусмотрен блок управления ЦПУ. Запуск блока происходит автоматически по команде от контактно-пусковых часов типа КПЧ-2. Основные достоинства БПИ — большой динамический диапазон (емкость памяти  $10^6$  имп.), возможность вывода информации с любым временем накопления, оперативность получения информации, отсутствие необходимости предварительной обработки. К недостаткам относятся некомпактность и необходимость питания от промышленной сети.

В качестве датчика поля применяются рамочная антенна, несимметричный штырь и контактирующий с породой датчик — зонд.

Рамочная антенна намотана на пропитанный специальным раствором деревянный каркас. Площадь витка рамки  $S=0,8 \text{ м}^2$ , число витков  $N=2 \times 75$ .

В экспедиционных условиях применяется телескопическая мачта высотой 5 м, устанавливаемая на крыше «Кунга» автомобиля. Противовес — кузов автомобиля. Эффективная высота антенн  $h_d = h/2 = 2,5$  м в широком диапазоне частот. Эффективность зонда определяется экспериментально, путем сравнения с калиброванной антенной. Для этого два комплекта измерительной установки настраивают на сигнал радиостанции по частоте, близкой к выбранному диапазону частот наблюдения. В качестве антенны для одного комплекта используется зонд, а для второго — калиброванная антенна. Определяется величина ЭДС сигнала, развиваемая антенной, например, методом замещения.

Эффективная длина зонда равна

$$h_d = E h_{\text{дка}} \cdot E_{\text{дат}} / E_{\text{ка}},$$

где  $h_{\text{дка}}$  — действующая высота калиброванной антенны;

$E_{\text{дат}}$  — ЭДС, развиваемая датчиком;

$E_{\text{ка}}$  — ЭДС, развиваемая калиброванной антенной.

Выбор антенны зависит от условий местности, уровня помех. Тип для каждого пункта наблюдения определяется индивидуально. В пункте наблюдения с близкорасположенными мощными электрическими установками лучше применять магнитную антенну. Сильные блуждающие токи затрудняют применение электрических антенн. Штыревая антенна с АУ-1 установки МГГ имеет хорошую избирательность и большой коэффициент усиления, что позволяет располагать антенну на 300 м от измерительной установки. Это, в свою очередь, дает возможность удобно выбрать место установки для улучшения соотношения сигнал — шум. Но сложность конструкции затрудняет использование в полевых наблюдениях. По этой причине установка применялась только при наблюдениях на стационарном пункте Янгибазар. Наиболее час-

то в полевых условиях применялся зонд. Эта антенна выгодно отличается от открытой штыревой тем, что защищена от помех, создаваемых за счет трения различных частиц об антенну при беспокойных метеоусловиях.

### Методика обработки электромагнитных данных

Основной информативный параметр при исследовании статистических параметров ИЭМП — интенсивность исследуемого поля. Показателями интенсивности могут быть

$E_{\text{п}}$  — квазипиковые значения напряженности поля за время экспозиции;

$N$  — число импульсов в единицу времени с амплитудой, превышающей порог ограничения;

$P(A)$  — закон распределения амплитуды отдельных импульсов;

$P(\tau)$  — закон распределения интервалов времени между отдельными выбросами огибающей, превышающими предел ограничения;

$E_{\text{ск}}$  — среднеквадратичное значение огибающей напряженности поля;

$P(t)$  — время превышения огибающей сигнала порога ограничения;

$E_{\text{ср}}$  — медианный уровень сигнала за время экспозиции.

Наиболее полно интенсивность ИЭМП оценивается по комплексу показателей. В результате исследований выявлено, что вариации показателей интенсивности синхронны с коэффициентом корреляции, близким к единице. Учитывая это, интенсивность можно оценить по некоторым отдельным показателям  $N$ ,  $P(A)$ ,  $P(\tau)$ ,  $P(t)$ , которые сильно зависят от порога ограничения. В большинстве известных методов исследования атмосферных помех порог ограничения переменный и выбирается в зависимости от уровня сигнала, что создает трудности при изучении временных вариаций поля. В наших наблюдениях порог ограничения и чувствительность установки не меняются в течение всего периода наблюдений. В применяемой установке, кроме числа импульсов, превышающих порог дискриминации, непрерывно регистрируется огибающая напряженности поля. При достаточной скорости развертки можно определить полный комплекс показателей интенсивности ИЭМП. Но с ее увеличением обработка материалов наблюдений становится трудоемкой и чрезмерно увеличивается расход диаграммной бумаги. Поэтому скорость развертки выбрана 1 мм/мин.

Кроме числа импульсов  $N$ , превышающих порог ограничения за время экспозиции  $\Delta T$ , снимаемых с БПИ, в качестве информативных параметров с регистрограмм определяются квазипиковый  $U_{\text{max}}$  и медианный  $U_{\text{ср}}$  уровни огибающей напряженности поля за время  $\Delta T$ . Под временем экспозиции подразумевается

отрезок времени наблюдения, за которое вычисляются параметры ЕИЭМП. Для удобства сравнения с другими геофизическими явлениями  $\Delta T$  приравнивается к одному часу. За  $U_{\max}$  и  $U_{\text{ср}}$  приняты их эффективные уровни.

Опыт наблюдений показал, что  $U_{\max}$  и  $U_{\text{ср}}$  наиболее помехозащищенные и удобные для обработки показатели интенсивности поля. Напряженность поля сигнала, соответствующая этим величинам, определяется выражением

$$E = \varepsilon / h_d,$$

где  $\varepsilon$  — ЭДС, развиваемая антенной;  
 $h_d$  — действующая высота антенны.

При согласованной антенне

$$\varepsilon \approx U_{\text{вх}} = A_{\text{вых}} / K,$$

где  $A_{\text{вых}}$  — амплитуда выходного сигнала, определяемая по регистрограммам;

$K$  — коэффициент передачи измерительной установки.

Определенным входным уровням сигнала по регистрограммам соответствуют конкретные выходные амплитуды  $A_{\text{вых}}$ .

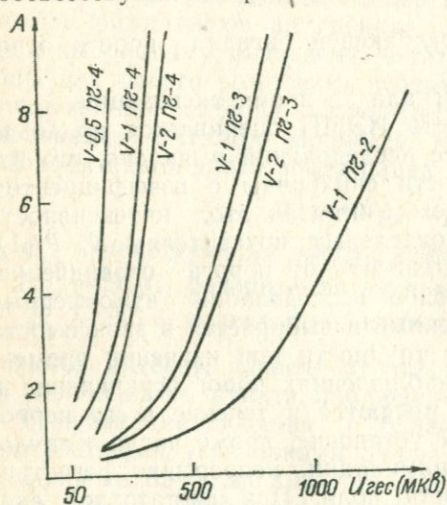


Рис. 26. Палетки градуировочных амплитудных характеристик.

Измерение входного уровня сигнала  $U_{\max}$  и  $U_{\text{ср}}$  определяется наиболее распространенным методом замещения. Вместо сигнала на вход установки подаются калиброванные по амплитуде сигналы на частоте наблюдения с генератора стандартных сигналов. По соответствующим напряжениям генератора определяются соответствующие  $A_{\max}$  и  $A_{\text{ср}}$  входные уровни сигнала  $U_{\max}$  и  $U_{\text{ср}}$ .

Параметры аппаратуры в процессе измерения не изменяются, поэтому для определения  $K$  удобно пользоваться палетками передаточных характеристик  $A_{\text{вых}} = A(U_{\text{вх}})$ . Для уменьшения ошибок измерений в результате изменения

параметров амплитуды, обусловленных старением деталей, передаточные кривые строятся ежемесячно и после каждого ремонта.

В качестве примера приведена серия передаточных кривых при различных положениях усиления П4 и выходного усилителя (рис. 26).

Процесс обработки заключается в следующем.

Регистрограммы разбиваются на 24 часовых интервала длиной  $\Delta t = 60$  мм. Отсчитывается максимальная амплитуда  $A_{\max}$  выходного сигнала на регистрограмме, соответствующая максимальному отклонению пера самописца, и по передаточным палеткам определяется соответствующий входной уровень сигнала  $U_{\max}$ . В течение часа могут наблюдаться один или два импульса со случайной максимальной амплитудой. Поэтому при определении  $U_{\max}$  два импульса с наибольшими отклонениями пера самописца отбраковываются и  $U_{\max}$  определяется по третьему импульсу. По передаточным кривым определяется  $U_{\text{ср}}$ , соответствующее

ст. Янгйбазар  
28.06.1978 г.

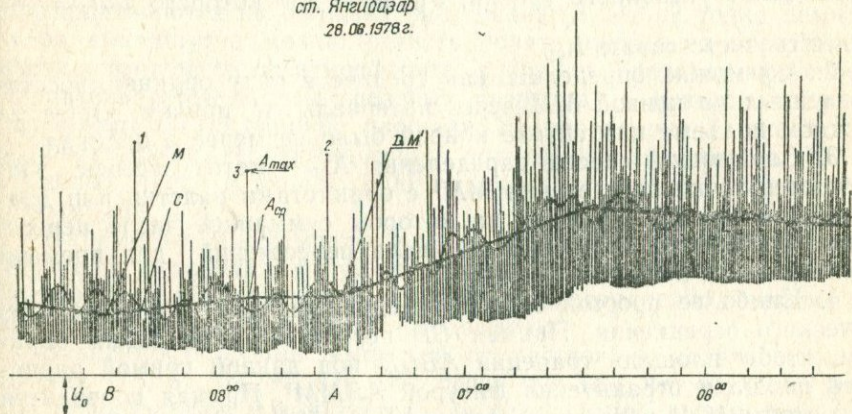


Рис. 27. Пример обработки регистрограммы (модель).

среднечасовой выходной амплитуде  $A_{\text{ср}}$ . Для определения  $A_{\text{ср}}$  проводится интегральная огибающая медианного уровня сигнала (ММ), исходя из следующего (рис. 27): за каждый элементарный отрезок времени дискриминации  $\Delta T$  наблюдается  $N$  импульсов с амплитудами  $A_i$  от  $A_0$  до  $A_{\max}$ , где  $A_0$  определяется выбранной чувствительностью измерительной установки. Медианный уровень амплитуды за элементарный промежуток времени  $\Delta t$  определяется как

$$A_n = \frac{\sum N_i A_i}{N} j,$$

где  $N$  — общее число импульсов за время  $\Delta t$ ,

$j$  — поправочный коэффициент, обусловленный инерционностью регистратора, при малой скважности импульсов  $j=1$ .

Среднечасовой медианный уровень сигнала равен среднеарифметическому медианных уровней за элементарные интервалы

$$A_{\text{ср}} = \frac{A_1 + A_2 + \dots + A_{n-1} + A_n}{n},$$

где  $n = \Delta T / \Delta t$  — число интервалов за 1 ч.

С увеличением  $n$ , т. е. с уменьшением  $\Delta t$ , точность определения  $A_{\text{ср}}$  увеличивается. Если при  $\Delta t \rightarrow 0$  соединить ординаты, соответствующие медианным уровням  $A_m$ , то получим кривую изменения во времени медианного уровня сигнала (рис. 27).

Существует несколько методов определения  $A_{\text{ср}}$  по медианному уровню  $MM$ :

1.  $A_{\text{ср}}$  можно определить с помощью курвиметра, найдя условный средний уровень, выше которого кривая  $MM^1$  находится 50% времени. Для этого, перемещая курвиметр по уровню  $A_i$ , измеряют отрезки времени  $\Delta T_i$ , в течение которых кривая находится выше указанного уровня. Уровень, для которого  $\Sigma \Delta T_i = \frac{\Delta T}{2}$ ,

будет соответствовать  $A_{\text{ср}}$ .

2.  $A_{\text{ср}}$  можно определить как среднее в ряду ординат, восстановленных до кривой  $MM$  через интервалы  $\Delta t$ , причем, чтобы на каждом подъеме или спуске кривой было не менее 5 ординат.

3. Следующий способ определения  $A_{\text{ср}}$  — метод засечек. Отмечаются точки пересечения  $MM^1$  с ординатами палетки или диаграммной ленты. Уровень, на котором суммарное число пересечений составляет 50% полного числа пересечений для времени экспозиции  $\Delta t$  и соответствует  $A_{\text{ср}}$ .

4. Наиболее простой способ определения  $A_{\text{ср}}$  — метод геометрического осреднения. Прямая  $CD$  пересекает  $MM^1$  таким образом, чтобы площадь трапеции  $ABCD$  под данной прямой равнялась площади ограничения фигурой  $ABMM^1$ . Прямая проводится так, чтобы  $MM^1$  пересекала ее в течение 50% времени. Ордината восстановления от середины интервала  $\Delta T/2 = 30$  мин соответствует  $A_{\text{ср}}$ .

Наиболее точно  $A_{\text{ср}}$  можно определить по кривой распределения огибающей, снятой с помощью анализатора уровней, которым соответствует вероятность 50%.

При обработке материала чаще всего мы использовали метод геометрического осреднения. Коэффициент корреляции между  $A_{\text{ср}}$ , определенным этим методом разными операторами, и  $A_{\text{ср}}$ , определенным с помощью анализатора помех АП-30, колеблется  $r = 0,91 \div 0,98$ .

Измеренные величины  $N$ ,  $U_{\text{ср}}$  и  $U_{\text{max}}$  сводятся в соответствующие месячные таблицы часовых значений.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ ЕИЭМП ВО ВРЕМЕНИ

### Морфология вариаций в ИЭМП

Существует широкий спектр электромагнитных полей, генерируемых различными источниками. Прогнозирование землетрясений по наблюдениям за параметрами электромагнитных полей радиочастоты требует выделения вариаций поля, связанных с процессами в Земной коре, из составляющих поля, обусловленных вне-

земными источниками, которые в данном случае являются помехами.

Импульсные электромагнитные поля в радиодиапазоне могут быть искусственные и естественные. Источники электромагнитных полей искусственного происхождения — промышленные и коммунальные помехи, а также радиопередающие установки.

Основной источник естественных электромагнитных полей — молниевые разряды. Канал молниевых разрядов можно рассматривать как антенну, по которой протекает импульс электрического тока большой силы. Возбуждаемые при разрядах электромагнитные волны, распространяясь по волноводу Земля — Ионосфера, принимаются на больших расстояниях. В любой точке земного шара ежеминутно можно регистрировать несколько электромагнитных импульсов от атмосферных разрядов. Грозовая активность характеризуется числом грозных разрядов в единицу времени, приходящихся на единицу площади. На территории Ташкентского и Ферганского геодинимических полигонов наблюдается 20—60 грозных дней и около 1000 грозных разрядов на площади 100 км<sup>2</sup>/год (31).

Параметры импульсного электромагнитного сигнала локализованного источника в пункте приема существенно зависят от расстояния до источника и условий распространения электромагнитных волн, т. е. от состояния ионосферы.

Зависимость формы импульса от расстояния детально исследована (16, 61, 62, 81, 83). Это связано с тем, что изучение формы атмосферных импульсов используется для определения параметров волновода Земля — Ионосфера и условий распространения радиоволн. В ближней зоне, до 100 км, сигнал формируется земным лучом, на расстоянии 100—500 км — в основном за счет интерференции прямой и отраженной от ионосферы полуволн.

Амплитуда прямой волны при постоянной мощности источника зависит от частоты наблюдения и электрических свойств земной поверхности. Параметры отраженной волны зависят от состояния ионосферы. Коэффициент отражения от ионосферы имеет регулярный суточный и сезонный ход (14, 79).

В дальней зоне, свыше 500—1000 км, параметры импульсного сигнала определяются состоянием волновода Земля — Ионосфера. По данным статистических исследований (15, 16, 81, 83, 104), основной спектр сигнала лежит в области СДВ в пределах 1—15 кГц.

Источниками ЕИЭМП могут быть электрические процессы, обусловленные интенсивными атмосферными явлениями (сильные ветры, пыльные, песчаные и снежные бури и т. д.), и электромагнитное излучение (ЭМИ) в области подготовки землетрясения при механо-электрических явлениях.

Следовательно, интенсивность ЕИЭМП в пункте приема — функция грозной активности, выбранной частоты наблюдения и условий распространения электромагнитных волн, т. е. состояния

ионосферы. Поскольку грозовая активность и параметры ионосферы регулярно изменяются (суточные и сезонные), интенсивность ЕИЭМП также должна изменяться.

Нерегулярные вариации интенсивности ЕИЭМП возможны при возмущении ионосферы и аномальных механоэлектрических явлениях в земной коре.

#### Выбор и обоснование рабочей частоты наблюдения

Выбранная частота наблюдения должна находиться в пределах основного частотного спектра сигнала, иметь как можно меньшую зависимость от условия прохождения электромагнитных волн; обеспечивать свободу выбранного участка частотного диапазона от мешающих радиостанций и других помех искусственного и естественного происхождения; поглощения сигнала на выбранной частоте при его распространении должны быть небольшими, а амплитуда сигнала достаточной для уверенной регистрации на определенных расстояниях от источника.

Частотный спектр ЭМИ определен экспериментально на Ташкентском геодинамическом полигоне в сейсмической штольне 2 в районе Чарвака, а также в пункте наблюдения Бобир Андижанского сейсмоактивного района. Наблюдения проводились в метео- и магнитноспокойные дни, для уменьшения влияния далеких атмосфериков — в период утреннего минимума грозовой активности (09—11 час. местного времени). Использовались две измерительные установки, одна из которых постоянно регистрировала напряженность поля контрольной радиостанции в диапазоне СДВ, что позволило оценить условия прохождения радиоволн, а частота наблюдения другой установки изменялась каждые 10 мин. Для исключения влияния условий распространения электромагнитных волн рассматривалась относительная амплитуда импульсов.

$$A = U_{\text{ср}}/U_{\text{к}}$$

где  $U_{\text{ср}}$  — средний уровень сигнала за 10 мин.,

$U_{\text{к}}$  — уровень сигнала контрольной радиостанции.

Исследования показали, что основной спектр сигнала ЭМИ расположен в СДВ диапазоне (по техническим причинам измерения ниже 12 кГц не проводились). При прочих равных условиях поверхностные радиоволны испытывают наименьшее поглощение в СДВ диапазоне. Поэтому наиболее удобно выбирать рабочую частоту наблюдения в СДВ диапазоне частот. Анализ материалов инструментальных наблюдений за статистическими параметрами атмосферных помех за период 1960—1964 гг. на дискретном ряде частот 12, 35, 25, 60, 100, 350, 750, 1000, 2500, 7000 кГц, полученных на КМИО Алма-Ата и Ашхабад, показал, что частоты СДВ диапазона отличаются наибольшей регулярностью суточного хода, т. е. проявляют наименьшую зависимость от ионосферных условий.

Рабочая резонансная частота наблюдений для всех полигонов выбрана  $\approx 13$  кГц.

### Регуляции вариации ЕИЭМП

Результаты измерения интенсивности ЕИЭМП в процессе обработки представляются в виде дискретного ряда  $U_{\text{ср}}$ ,  $U_{\text{max}}$ ,  $N$  с часовым интервалом. Вариации ряда можно рассматривать как суперпозицию регулярной, иррегулярной составляющих и случайных флуктуаций.

Регулярные вариации интенсивности ЕИЭМП включают сезонные, суточные составляющие, а также приливную компоненту.

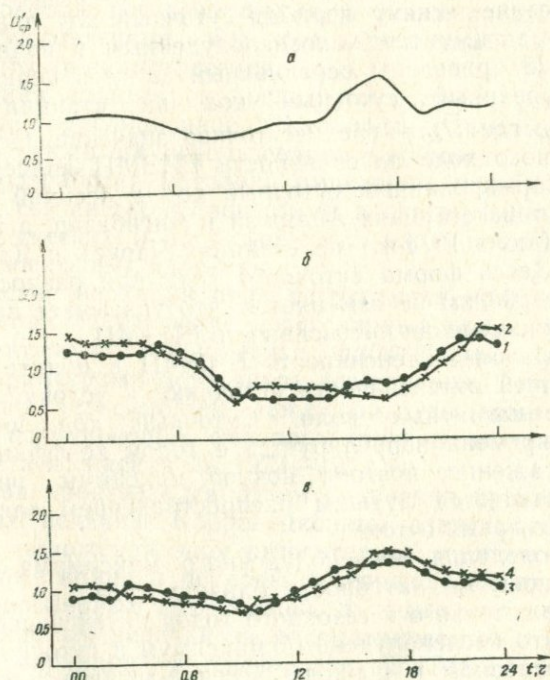


Рис. 28. Суточный ход ЕИЭМП: а — 1974—1979 гг., б — лето, в — осень.

1, 3 — Янгибазар, 2 — Чарвак, 4 — Андижан.

**Сезонные вариации.** Анализ среднемесячных значений параметров ЕИЭМП показывает, что интенсивность поля носит квазипериодический характер. В зимний период она имеет минимальный уровень, при переходе к весенне-летнему — увеличивается, максимума достигает в мае—июле, затем спадает.

Исходя из имеющихся данных можно отметить, что сезонные ходы для различных годов имеют индивидуальные особенности.

При этом квазипериодический характер сезонных изменений сохраняется. Для различных лет в период зимнего минимума уровень среднечасовой напряженности поля меняется в пределах 50—200 мкВ/м и в период весенне-летнего максимума увеличивается до 400—800 мкВ/м. Квазипиковая напряженность поля принимает значения соответственно от 150÷300 мкВ/м в зимний минимум, до 600÷1500 мкВ/м в летний максимум.

**Суточные вариации ЕИЭМП.** Результаты наблюдения за интенсивностью ЕИЭМП, начиная с 1973 г. в вариациях ЕИЭМП проявляют явно выраженный суточный ход. В зимний период он более сглажен и имеет один ночной максимум и глубокий минимум в утренние часы около 9—11 час. местного времени. При переходе к весенне-летнему периоду суточный ход плавно изменяется двумя максимумами — послеполуденным и ночным.

На рис. 28 приведены осредненный за весь период наблюдения нормированный суточный ход на станции Янгибазар  $U_{cp} = U_{cp} / \bar{U}_{cp}$ , где  $\bar{U}_{cp}$  — среднесуточное значение. Основной максимум суточного хода интенсивности ЕИЭМП является послеполуденный. Нормированный суточный ход в осенний период (октябрь 1976 г.) на станциях Андижан и Янгибазар, а также в летний период (июль 1974 г.) на станциях Чарвак и Янгибазар дан на рис. 28. Здесь форма суточного хода при разносе станций в пределах 70÷300 км не изменяется, что указывает на региональный характер изменения интенсивности ЕИЭМП.

Таким образом, интенсивность ЕИЭМП в пункте приема является функцией интенсивности источника и условий распространения электромагнитных волн. Суточный ход интенсивности ЕИЭМП по времени коррелируется с ходом коэффициента ионосферного отражения, поэтому ночной максимум интенсивности ЕИЭМП объясняется лучшим распространением электромагнитных волн в это время суток.

Время проявления послеполуденного максимума совпадает с временем максимума активности близких гроз.

Сравнение суточного и сезонного ходов интенсивности ЕИЭМП показывает, что послеполуденный максимум в суточном ходе проявляется в основном в периоды весенне-летнего максимума интенсивности ЕИЭМП, т. е. в период максимума грозовой активности, и отсутствует в спокойной безгрозовой период. Вероятно, основные источники регулярных вариаций интенсивности ЕИЭМП — атмосферарики, создаваемые грозовыми разрядами.

Из анализа регулярных вариаций видно, что наиболее благоприятными и удобными для исследования электромагнитных излучений, обусловленных процессами в очаге землетрясения, являются зимний период и время утреннего максимума.

Следует добавить, что, кроме сезонной и суточной периодической компоненты, наблюдается приливная лунно-суточная, но ее амплитуда на 1,5 порядка ниже солнечно-суточной компоненты регулярных вариаций интенсивности ЕИЭМП.

Нерегулярные изменения интенсивности ЕИЭМП, или возмущения возникают либо при дополнительном нерегулярном источнике импульсных электромагнитных полей, либо при аномальных изменениях условий распространения электромагнитных волн или параметров ионосферы.

Источниками возмущений ЕИЭМП первого типа могут быть нерегулярные интенсивные атмосферные явления (ветры, песчаные или пыльные бури, осадки, перепады температуры воздуха и атмосферного давления, близкие грозовые разряды), а также промышленные, индустриальные помехи и радиосигналы. К источникам второго типа относятся в основном солнечные вспышки и магнитно-ионосферные возмущения, а также электромагнитные излучения, обусловленные механоэлектрическими явлениями в области подготовки землетрясения.

Исследования параметров последнего источника, его физической природы, корреляционной зависимости с параметрами землетрясений, а также его использование для прогноза землетрясений требует разработки методики выделения аномальных вариаций ЕИЭМП, связанных с процессами в очаге землетрясения, от других периодических и аperiodических вариаций поля, не связанных с сейсмическими явлениями.

Периодические вариации поля устраняются применением различных фильтров. Исключение нерегулярных помех требует сведений о характере и степени связи наблюдаемых возмущений ЕИЭМП с параметрами источников возмущения. Для выявления корреляционных зависимостей между возмущениями ЕИЭМП и параметрами возмущающих факторов изучены материалы экспериментальных наблюдений за 1973—1979 гг.

Поиск связи производился путем сравнения временных ходов коррелируемых величин. Корреляционные зависимости проверялись методом наложения эпох относительно «критических периодов», за которые приняты периоды метеорологических, солнечных и магнитноионосферных возмущений, а также по коррелограммам сопоставляемых величин за рассматриваемый период.

Поскольку вариации интенсивности ЕИЭМП, температуры воздуха, параметров ионосферы и геомагнитного поля имеют низкочастотный тренд, обусловленный суточным ходом, возможно проявление ложной корреляции. Для ее устранения при анализе рассматривались относительные отклонения  $U_{\text{ср}}$  и  $U_{\text{max}}$  от среднемесячных суточных ходов, в которых суточная регулярная компонента отфильтровывается

$$\Delta U' = \frac{U_i - U_m}{U_m},$$

где  $U_i$  — текущее значение интенсивности ЕИЭМП,  
 $U_m$  — среднемесячное медианное значение.

По данной методике выявлены следующие особенности аperiodических вариаций интенсивности ЕИЭМП на выбранной частоте в СДВ диапазоне.

Анализом временных ходов длительного ряда среднечасовых значений  $U_{\text{ср}}$ ,  $U_{\text{max}}$  и регистрограмм ЕИЭМП в периоды пыльных, песчаных бурь и сильных ветров (26 случаев) не выявлены ощутимые изменения интенсивности поля, связанные с этими явлениями. Интегральный эффект от 10 событий также не проявляет закономерных изменений поля. Средние значения  $\Delta U'_{\text{ср}}$  не превосходят среднеквадратичных отклонений  $\pm \delta$  за период коррелирования. Отсутствие значимой зависимости, видимо, связано с тем, что амплитуда сигнала от вышеназванных источников помех ниже рабочей чувствительности измерительной установки (50 мкВ/м).

В 23 случаях резкого изменения температуры воздуха  $t^\circ$  и в 18 случаях резкого изменения атмосферного давления  $P$  перепады температуры воздуха и атмосферного давления также не вызывают заметных возмущений интенсивности ЕИЭМП. При резких перепадах  $t^\circ$  и  $P$  возмущения параметров ЕИЭМП не наблюдаются и, наоборот, они могут происходить при спокойных вариациях  $t^\circ$  и  $P$ .

Коэффициент корреляции между  $\Delta U_{\text{ср}}$  и  $t^\circ$  отфильтрованных рядов составляет  $r' = (\Delta U_{\text{ср}} \cdot t^\circ) = 0,31 \pm 0,08$ , а между  $\Delta U_{\text{ср}}$  и  $P - r' = (\Delta U'_{\text{ср}} \cdot P) = 0,24 \pm 0,4$ .

Анализ вариаций  $U_{\text{ср}}$  и  $U'_{\text{ср}}$  в дни с атмосферными осадками показал, что они не отличаются от вариаций в соседние безосадочные дни и не превышают уровень  $\pm \delta$ . При этом учитывались атмосферные осадки более 10 мм/сут (30 случаев).

Во время действия близкой грозы интенсивность ЕИЭМП аномально возрастает. Аномалия по времени носит непродолжительный характер и с уменьшением грозовой активности быстро падает. Средняя продолжительность аномалии ЕИЭМП, вызываемой близкими грозами, 30—80 мин (15 случаев). Иногда продолжительность грозы составляет несколько часов.

При расположении пункта наблюдения вблизи промышленных электрических установок, электрофицированных железных дорог, трамвайных линий и т. д. на регистрограммах отмечаются возмущения, обусловленные действием этих установок. Промышленные и индустриальные помехи проявляются в основном в дневное, т. е. в рабочее время. В ночные часы и выходные дни действие помех минимальное. Кроме того, помехи легко различаются по характеру проявления. На регистрограммах они отличаются резким вступлением и окончанием в соответствии с включением источников помех.

Длительные, а также специальные наблюдения вблизи источников индустриальных помех позволяют расшифровать тип источника помех по характеру записей. При удалении от источни-

ка уровень помех промышленных установок резко уменьшается. Например, на расстоянии около одного километра амплитуда помех от мощных электроустановок снижается более чем в 15 раз. Подбором пункта наблюдения эффект действия помех можно свести к минимуму.

Работа радиопередающих устройств на частоте наблюдения приводит к возмущениям ЕИЭМП. Эти помехи легко различаются периодическим сигналом или прослушиванием на выходе УНЧ РПУ. Помехи от радиопередающих устройств устраняются подбором резонансной частоты наблюдения.

На рис. 29 приведены изменения  $\Delta U_{\text{ср}}$  от среднемесячных медианных значений, вычисленных методом наложения эпох отно-

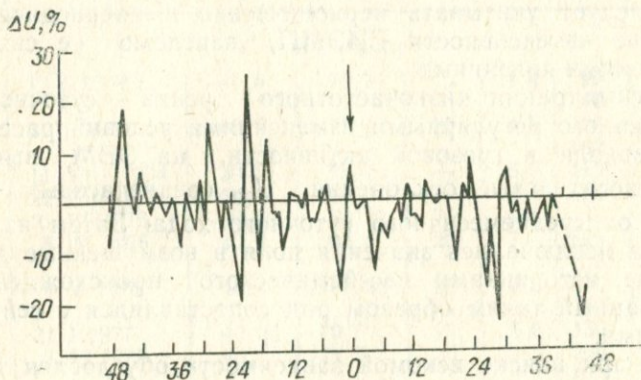


Рис. 29. Изменение  $\Delta U$  в период солнечной вспышки.

сительно моментов солнечных вспышек силой 2—4 балла. Рассмотрено 15 случаев солнечных вспышек при метео- и сейсмопокойных условиях. Вариации за два дня после солнечной вспышки не отличаются от вариаций до вспышки. Это указывает на то, что солнечные вспышки не вызывают возмущения ЕИЭМП на выбранной частоте. Не прослеживаются возмущения и при анализе вариаций  $\Delta U_{\text{ср}}$  при отдельных вспышках солнца.

Для исследования корреляционной зависимости между вариациями интенсивности ЕИЭМП и возмущениями геомагнитного поля рассмотрены среднечасовые значения  $U_{\text{ср}}$  и горизонтальной составляющей напряженности геомагнитного поля в спокойные и возмущенные дни. Возмущенность геомагнитного поля оценивалась по изменениям  $H$  и по 3-часовым  $K$ -индексам возмущенности геомагнитного поля.

Анализом временных ходов  $U_{\text{ср}}$  и  $H$  явной связи между этими рядами не выявлено. В периоды геомагнитных бурь вариации  $U_{\text{ср}}$  в основном носят спокойный характер и, наоборот, возмущения  $U_{\text{ср}}$  могут происходить при спокойной геомагнитной обстановке. В 25 случаях геомагнитных бурь в безгрозовый период три

раза наблюдалось возмущение ЕИЭМП, но при этом временные ходы  $H$  и  $U_{\text{ср}}$  не коррелировались.

На параметры электромагнитной волны в точке приема, при приеме отраженной волны, существенно влияет состояние ионосферы. Параметры сигнала в СДВ диапазоне зависят от параметров нижней ионосферы, т. е. D-области. Зависимость параметров и взаимообусловленность вариаций параметров областей ионосферы носит сложный характер.

### СВЯЗЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ЕИЭМП С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

При поиске связи вариаций параметров ЕИЭМП с землетрясениями следует учитывать периодические и аperiodические составляющие интенсивности ЕИЭМП, заведомо не связанные с сейсмическими явлениями.

Для фильтрации низкочастотного тренда — суточного хода, обусловленного регулярными изменениями условий распространения радиоволн и грозовой активности, на ЭВМ вычислялись  $\Delta U'_{\text{ср}}$  относительные отклонения  $U_{\text{ср}}$  среднечасовых значений ЕИЭМП от среднемесячного суточного хода. Затем из полученного ряда исключались значения поля в возмущенные дни, обусловленные источниками несейсмического происхождения. Отфильтрованный таким образом ряд сопоставлялся с сейсмическими данными.

Успех при поиске искомой зависимости обусловлен также однородностью сейсмического материала. Землетрясения происходят в различных сейсмоактивных районах Земли с различными эпицентрными расстояниями до пункта наблюдения, различной силы и случайным распределением во времени момента толчка. Эффекты землетрясения могут быть разными из-за неодинаковых геологических условий очаговой области. В настоящее время отсутствуют методы, позволяющие учитывать эти факторы при отборе сейсмического материала для поиска прогностических характеристик исследуемого геофизического поля. Наиболее закономерно при этом исходить из физических толкований процессов в очаге землетрясений.

Видимо, с удалением от очага будут изменяться и параметры предвестников землетрясений. Поэтому наиболее объяснимым параметром при отборе сейсмического материала является характеристика деформированности среды вокруг очага землетрясения.

Согласно работам В. И. Уломова (132), И. П. Добровольского, В. И. Мячкина, С. И. Зубкова (56), характерный радиус области проявления предвестников можно определить по энергетическим параметрам землетрясений. Предвестники могут проявляться на площади радиусом  $R \leq 30l$  (132), где  $l$  — характерный размер очага, зависящий от магнитуды землетрясения, или  $r \leq e^M$  км (56), где  $M$  — магнитуда землетрясения,  $e$  — основание натурального логарифма.

Для выделения эффектов землетрясений в структуре ЕИЭМП отбирается однородный ряд сейсмических данных при условии, что  $R \leq \rho$  или  $R \leq \rho'$ , где  $R$  — эпицентральное расстояние от пункта наблюдения до эпицентра (табл. 5).

За период наблюдения с августа 1973 г. произошло 12 землетрясений, удовлетворяющих данным критериям. На станциях Чарвак и Андижан по техническим причинам (сильные помехи,

Таблица 5

Выборка однородного ряда землетрясений для Среднеазиатского региона

| Номер         | Дата         | $\varphi$ | $\lambda$ | H, км | M   | R, км | $\tau$ , сут | A   |
|---------------|--------------|-----------|-----------|-------|-----|-------|--------------|-----|
| Ст. Янгибазар |              |           |           |       |     |       |              |     |
| 1             | 12.I.1974 г. | 41,6      | 70,7      | 5     | 4,4 | 90    | 1            | 2,0 |
| 1a            |              |           |           |       |     | 40    | 1,5          | 4   |
| 2             | 22.I.1974    | 40,2      | 71,1      | 25    | 4,7 | 120   | 2,5          | 2,5 |
| 2a            |              |           |           |       |     | 160   | 2,5          | 1,5 |
| 3             | 11.VIII.1974 | 39,3      | 73,7      | —     | 6,7 | 415   | 4            | 3,5 |
| 4             | 22.VIII.1974 | 39,3      | 73,7      | —     | 6,1 | 415   | 2            | 2   |
| 5             | 21.III.1976  | 40,79     | 69,72     | 25    | 4,4 | 40    | 3,5          | 3   |
| 6             | 8.IV.1976    | 40,4      | 63,5      | 20    | 7   | 525   | 3,0          | 2,0 |
| 6a            |              |           |           |       |     | 750   | 3,0          | 2,5 |
| 7             | 10.V.1976    | 40,4      | 63,42     | 25    | 7,3 | 530   | 4,5          | 3,5 |
| 7a            |              |           |           |       |     | 760   | 4,0          | 2,5 |
| 8             | 31.I.1977    | 40,05     | 70,52     | 25    | 5,6 | 150   | 5,5          | 3,5 |
| 9             | 3.VI.1977    | 40,2      | 71,7      | —     | 5,2 | 200   | 1,5          | 2,5 |
| 9a            |              |           |           |       |     | 120   | 1,5          | 3,5 |
| 10            | 6.XII.1977   | 41,7      | 69,6      | 15—20 | 5,3 | 50    | 3,5          | 2,5 |
| 11            | 4.VI.1978    | 40,58     | 63,57     | —     | 6,2 | 515   | 2,5          | 2,0 |
| 12            | 1.XI.1978    | 39,50     | 72,60     | —     | 6,4 | 315   | 2,0          | 2,5 |

Примечание. 1a, 2a—ст. Чарвак, 6a, 7a, 8, 9—ст. Андижан.

низкое качество или отсутствие данных) проанализировано состояние ЕИЭМП при семи землетрясениях.

Рассмотрим некоторые особенности проявления предвестников. На рис. 30 приведены значения синхронных наблюдений интенсивности ЕИЭМП в период Пскемского землетрясения 12. 01. 1974 г. на станциях Чарвак и Янгибазар с эпицентральноми расстояниями 40 и 90 км. Измерения на станции Чарвак проводились в сейсмической штольне 2. На рис. 30 приведены графики вариаций нормированных значений:  $U_{cp} = U_{cp} / \bar{U}_{cp}$ , где  $U_{cp}$  — среднемесячное значение на обеих станциях за тот же период. Момент землетрясения указан стрелкой. На станции Чарвак, расположенной вблизи эпицентральной области, характер аномального хода имеет вид положительной бухты. Интенсивность ЕИЭМП постепенно повышается, достигая максимума в 20—

22 час., и затем плавно спадает. Через 15 ч. после проявления максимума в 04 ч 44 мин местного времени 12. 01. 1974 г. произошло землетрясение.

На более удаленной станции Янгибазар характер аномальной вариации ЕИЭМП отличается от вариации на эпицентральной станции. Продолжительность аномалий на этой станции имеет более короткий период, максимум приходится на послеполуночный период около 00-06 час. местного времени. В период максимума интенсивности ЕИЭМП на станции Чарвак в Янгибазаре наблюдается слабвыраженное увеличение интенсивности. Раз-



Рис. 30. Вариации нормированных значений  $I_{ср}$  на станциях Чарвак (1) и Янгибазар (2) в период Пскемского землетрясения 12. 01. 1974 г.

личный характер проявления аномального хода объясняется тем, что сигнал на ближней станции формируется поверхностной волной. Вариации интенсивности ЕИЭМП здесь соответствуют вариациям интенсивности источника электромагнитных излучений. На более отдаленной станции формирование сигнала происходит за счет суперпозиции земной и отраженной волн. В дневное время сигнал определяется земной волной, а в ночное — преимущественно отраженной. Амплитуда прямой волны находится в пределах уровня фона, отраженной — становится весомой только в ночной период, когда коэффициент отражения от ионосферы достигает максимума. В данном случае максимум аномального участка на более отдаленной станции Янгибазар совпадает с максимумом суточного хода.

При магнитуде  $M=4,4$  характерный размер очага данного землетрясения  $l_1=2,2$ . Пункт наблюдения Чарвак находится в пределах 20-кратного размера очага, а эпицентральное расстояние от станции Янгибазар  $R>30l$ .

На рис. 31 приведен график вариаций нормированных среднечасовых значений  $U_{ср}$  перед Хайдаркенским землетрясением 3. 06. 1977 г. на станциях Янгибазар и Андижан с эпицентральной

ными расстояниями  $R_1=200 \text{ км} > 40l$  и  $R_2=120 > 20l$ . Вариации интенсивности на обоих пунктах проявляют синхронность. Амплитуда аномального хода на ближней станции Андижан примерно

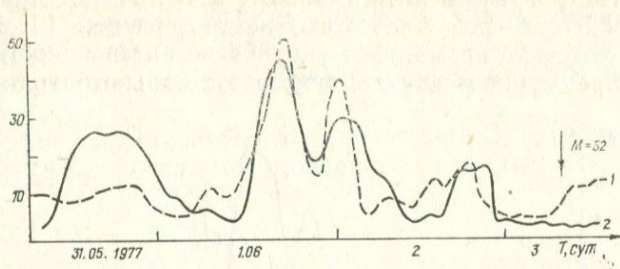


Рис. 31. Вариации нормированных значений  $I_{ср}$  на станциях Андижан (1), Янгибазар (2) в период Хайдаркенского землетрясения 3. VI. 1977 г.

в два раза превышает амплитуду аномалии на станции Янгибазар. Формы аномалий на обеих станциях имеют квазисинусои-

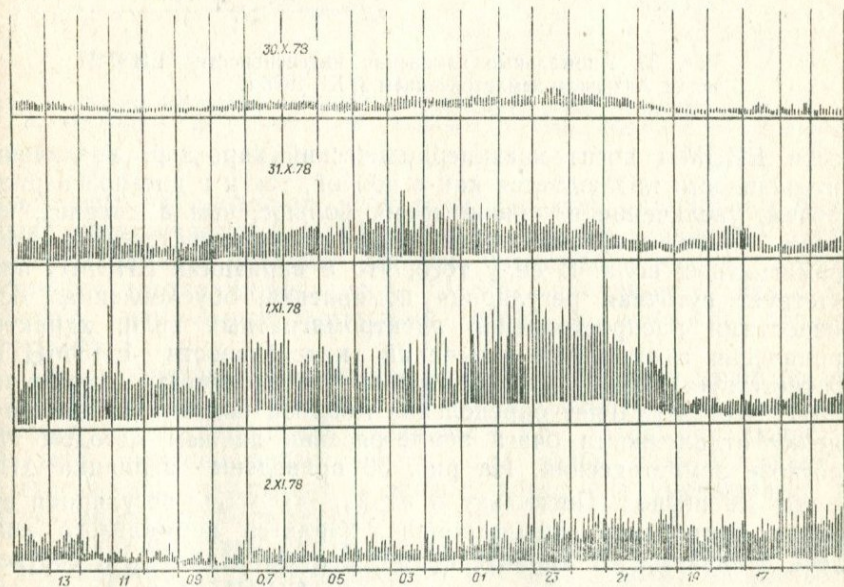


Рис. 32. Ход интенсивности ЕИЭМП на станции Янгибазар в период Алайского землетрясения 2. XI. 1978 г. (восстановлено с регистрограммы).

дальный характер и при увеличении коэффициента отражения, т. е. в ночное время суток, амплитуда интенсивности ЕИЭМП увеличивается. Это обстоятельство указывает на то, что в обоих пунктах измерения формирование сигнала происходило за счет

суперпозиции прямой и отраженной волн. На таком расстоянии форма аномалии существенно зависит от условий распределения электромагнитных волн.

На регистрограмме интенсивности ЕИЭМП на станции Янгибазар за 2,5 сут до Алайского землетрясения 01. 11. 1978 г. (рис. 32) отмечено аномальное увеличение интенсивности ЕИЭМП. Как и в предыдущем случае, форма аномального хода интенсив-

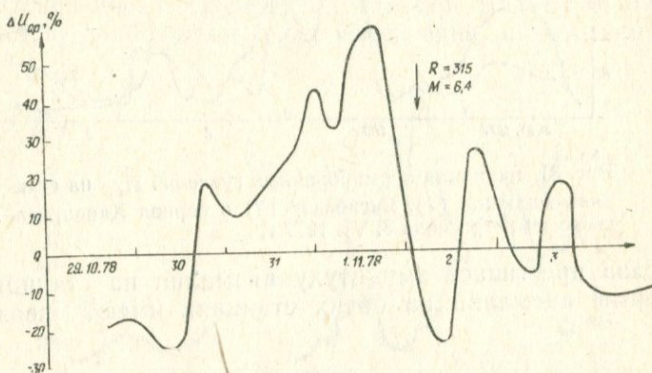


Рис. 33. Аномальные изменения интенсивности ЕИЭМП перед Алайским землетрясением 2. XI. 1978 г.

ности ЕИЭМП носит квазипериодический характер. Увеличение интенсивности наблюдается как в ночной, так и в дневной период, причем, увеличение в ночное время больше, чем в дневное, что также связано с суточными особенностями распространения электромагнитных волн. В силу того, что в вариациях ЕИЭМП присутствует суточная регулярная компонента, обусловленная особенностями распространения электромагнитных волн, характер проявления аномальных изменений интенсивности ЕИЭМП не соответствует характеру изменения интенсивности источника ЭМИ. Это затрудняет определение момента подземного толчка и оценку удаленности очага землетрясения данным методом при прогнозе землетрясений. На рис. 33 приведены вариации  $\Delta U_{\text{ср}}$  за тот же период. Поскольку в вариациях  $\Delta U_{\text{ср}}$  регулярная суточная компонента отфильтрована, характер аномального хода здесь отличается от характера аномального хода  $U_{\text{ср}}$  и соответствует характеру источника возмущения ЕИЭМП и в данном случае ЭМИ в очаговой области землетрясения. Высокочастотные пики  $\Delta U'_{\text{ср}}$ , наблюдаемые на графике около полуночи, видимо, связаны с особенностями применяемого фильтра.

Приведенные примеры показывают, что характер аномальных излучений интенсивности ЕИЭМП в пункте приема при равных условиях зависит от расстояния до источника возмущения.

В ближней зоне, когда сигнал формируется в основном земным лучом, изменения интенсивности ЕИЭМП и источника одинаковы. Анализ регистрограмм синхронных наблюдений на разнесенных пунктах при Пскемском 12. 01. 1974 г., Хайдаркенском 03. 06. 1977 и Алайском 01. 11. 1978 г. землетрясениях показывает, что эта зона не превышает территорию радиусом  $R \sim 20l$  вокруг эпицентра.

Вследствие существенного влияния условий распространения электромагнитных волн, обусловленных изменениями состояния

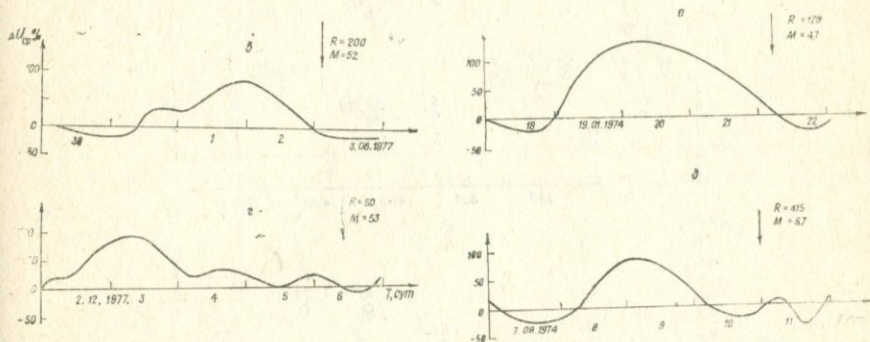


Рис. 34. Формы аномалий интенсивности ЕИЭМП перед землетрясениями: а — Ферганское 22. I. 1974 г., б — Алайское 11. VIII. 1974 г., в — Хайдаркенское 3. VI. 1977 г., г — Таваксайское 6. XII. 1977 г.

ионосферы, за пределами этой зоны характер аномальных изменений интенсивности ЕИЭМП не соответствует вариациям интенсивности ЭМИ в очаговой области. Фильтрация низкочастотного суточного тренда интенсивности ЕИЭМП позволяет судить о характере аномальных изменений ЭМИ в очаговой области (рис. 34).

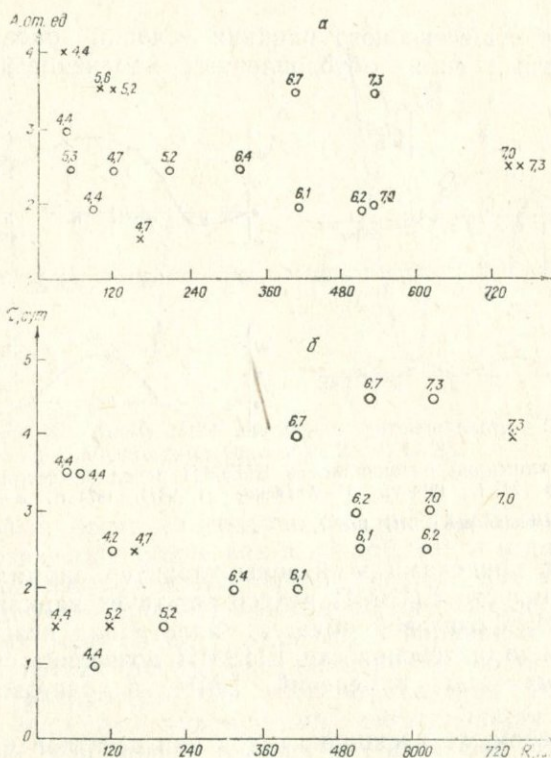
Таким образом, за несколько суток или десятков часов до момента подземного толчка интенсивность ЕИЭМП аномально возрастает до максимальной величины — 1,5-, 4-кратных амплитуд фоновых значений интенсивности поля, затем плавно падает, и землетрясение происходит в период, когда она уменьшается до нормального фонового уровня.

Следует отметить, что величина амплитуды  $A$  и длительности  $\tau$  аномального хода интенсивности ЕИЭМП зависит от энергетических характеристик землетрясения.

Из коррелограмм зависимости амплитуды аномального эффекта  $A$  (а), характерного периода аномалии  $\tau$  (б) от эпицентрального расстояния (рис. 35) и от магнитуды землетрясения  $M$  (рис. 36) видно, что характерный период проявления аномалии зависит от магнитуды землетрясения — чем больше магнитуда, тем раньше проявляется предвестниковая аномалия интенсивности ЕИЭМП. Зависимость для близких ( $R \leq 100$  км) и далеких

( $R \geq 100 \div 120$  км) землетрясений неодинаковая. При прочих равных условиях предвестники для близких землетрясений проявляются раньше. Зависимость относительной амплитуды аномального хода ЕИЭМП от магнитуды менее явная.

Коэффициенты корреляции для этих зависимостей составляют:  $r(\tau; M) = 0,48$  и  $r(A; M) = 0,38$ .



В периоды проявления выделенных аномалий (табл. 5) не наблюдалось близких грозовых явлений, сильных ветров, пыльных, песчаных или магнитных бурь. Последнее указывает на то, что аномальные вариации ЕИЭМП обусловлены землетрясениями.

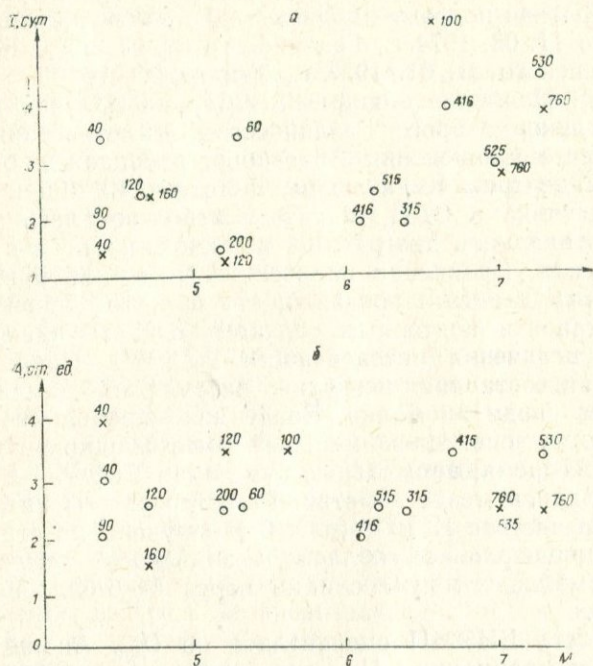


Рис. 36. Зависимость длительности (а) и относительной амплитуды (б) аномалии интенсивности ЕИЭМП от магнитуды. Цифры — эпицентральные расстояния.

Частота проявления предвестников для станции Янгибазар  $P_1 = n_1/N = 0,61$ , Андижан —  $P_2 = n_2/N = 0,42$ , где  $n$  — число аномалий (ЕИЭМП перед землетрясениями),  $N$  — число землетрясений, удовлетворяющих условиям

$$R_1 \geq \rho_1 \text{ или } R \leq \rho'.$$

Анализ данных наблюдений также показывает, что глубоко-фокусным землетрясениям аномальные вариации ЕИЭМП не предшествовали. Вероятность проявления предвестника для коровых землетрясений составляет для станции Янгибазар  $P'_1 = 0,85$  и Андижан  $P'_2 = 0,75$ . Меньшее значение  $P_2$  по сравнению с  $P_1$ , видимо, связано с меньшей помехозащищенностью Андижанского пункта наблюдения.

Как известно, основные толчки сильных землетрясений сопровождаются многочисленными повторными. Поиск предвестников повторных толчков сильных землетрясений также имеет практическое и научное значение.

Для исследования особенностей ЕИЭМП в периоды повторных толчков мы провели полевые наблюдения в эпицентральных областях Алайского 11. 08. 1974 г., Газлийского 08. 04. и 17. 05. 1976 г., Исфара-Баткенского 31. 01. 1977 г., Таваксайского 06. 12. 1977 г. землетрясений. Наиболее обширный материал получен в период повторных толчков второго Газлийского землетрясения 17. 05. 1976 г. в пункте наблюдения Водозабор, расположенном между г. Газли и эпицентром Каракыр на частотах 13 кГц и 1,5 мГц. В качестве датчика в СДВ диапазоне использовалась рамочная антенна с вертикальной диаграммой направленности, а в КВ диапазоне штыревая. Сравнение полученных материалов измерений с сейсмическими данными показало, что при выбранной чувствительности установки повторным толчкам с  $K \geq 9$  предшествуют аномальные увеличения интенсивности ЕИЭМП. Продолжительность аномалии составляет несколько часов. Чаще землетрясение происходит на спаде аномалии. Более явно проявлялись аномалии в СДВ диапазоне. Из-за меньшей помехозащищенности, особенно в ночное время, аномальные изменения ЕИЭМП в КВ диапазоне проявлялись менее заметно. Регистрограммы интенсивности ЕИЭМП на частоте 13 кГц (рис. 23) получены на станции Водозабор в эпицентральной области Газлийского землетрясения 1976 г. с аномальными изменениями перед 5—6-балльными землетрясениями.

Интенсивность ЕИЭМП оценивалась по  $U_{\text{ср}}$ . Анализ данных показывает, что вариации  $U_{\text{max}}$  аналогичны  $U_{\text{ср}}$ . Кроме того, аномальные изменения интенсивности ЕИЭМП перед землетрясениями можно выделить по вариациям  $N$ , причем амплитуда аномалии, определенная по  $N$ , в несколько раз выше амплитуды, оцененной по  $U_{\text{ср}}$ . Но как было отмечено, помехозащищенность  $N$  очень низкая. Амплитуда флуктуаций  $N$  при помехах может меняться на несколько порядков, что затрудняет выделение предвестниковых эффектов ЕИЭМП.

Таким образом, результаты исследований позволяют сделать следующие выводы.

В вариациях интенсивности ЕИЭМП присутствуют регулярная суточная и сезонная компоненты. Формы суточного хода подвержены сезонным изменениям. Интенсивность ЕИЭМП меняется в соответствии с изменениями ионосферных условий распространения электромагнитных волн и грозовой активности. Это свидетельствует о том, что основной источник регулярных вариаций ЕИЭМП — далекие грозовые разряды.

При выбранной методике наблюдения на частоте около 13 кГц солнечные вспышки, магнитно-ионосферные возмущения, сильные ветры, пыльные и песчаные бури, интенсивные атмо-

ферные осадки, резкие перепады температуры воздуха и атмосферного давления аномальных возмущений ЕИЭМП не вызывают.

Вблизи мощных электрических установок в период работы создаются помехи, которые легко устраняются выбором пункта наблюдения или выделяются по характеру проявления на регистрограммах.

Близкие грозовые разряды вызывают аномальные изменения интенсивности ЕИЭМП. При длительных грозах они могут интерпретироваться как ложные «предвестники» землетрясений.

За несколько десятков часов или суток до землетрясения наблюдаются аномальные увеличения интенсивности ЕИЭМП, превышающие фоновые значения в 1,5—4 раза.

В ближней зоне характер аномальных изменений зависит от характера изменения источника, а в дальней — и от состояния ионосферы. Момент землетрясения соответствует спаду аномалий ЕИЭМП до фонового уровня.

Длительность амплитуды аномалии зависит от энергии землетрясения. Наиболее высокая корреляция наблюдается между длительностью аномалии ЕИЭМП и магнитудой землетрясения для близких землетрясений с эпицентральным расстоянием 100—120 км. Зависимость амплитуды аномалии ЕИЭМП от эпицентрального расстояния не выявлена.

В зоне радиусом 20% сигнал ЕИЭМП преимущественно формируется земным лучом, за его пределами — отраженным. Это обстоятельство указывает на то, что генерация ЭМИ происходит в узкой области, видимо, не превышающей 10%, и электромагнитные сигналы в атмосфере распространяются по волноводу Земля — Ионосфера.

**Сейсмоионосферные эффекты.** Сейсмическое воздействие на полярную ионосферу открыто советскими исследователями Я. Г. Бирфельдом и А. В. Таранцевым (24). В результате наблюдений за ионосферой в районе Лопарской (Мурманская область) они установили, что вулканические извержения, мощные взрывы, сильные землетрясения с  $M > 4$  способны вызвать возмущения полярной ионосферы.

Наибольший интерес представляют изменения в ионосфере, предшествующие землетрясениям (153). Перед Аляскинским землетрясением 1964 г. за два часа до подземного толчка сигнал на  $f = 5$  мГц при вертикальном зондировании принимался отраженным от ионосферных неоднородностей. За час до землетрясения на этой частоте начались пульсации. Авторы отмечают, что по времени они совпали с пульсациями геомагнитного поля I. W. Moore (170). М. Г. Анцилевич (17) отметил увеличение  $f_oE$  перед Ташкентским землетрясением 1966 г.

По сравнению профилей электронной плотности над Ташкентом и Алма-Атой Э. А. Датченко и В. И. Уломов (53) выделили локальное увеличение электронной плотности в ионосфере над эпицентральной зоной, которое авторы связывают с Ташкентским землетрясением 1966 г. ( $M = 5,3$ ).

Я. Г. Бирфельд (23) отмечает возможность выделения в ионосфере возмущений предвестникового характера. В частности, автор отмечает, что за 22, 20, 2—5 час. до сейсмического события возмущенность в ионосфере повышена и, наоборот, за 12—14 и 1 час. наступает «депрессия». В качестве источника рассматриваются гипотетические слабые сейсмические колебания перед основным толчком.

Г. Т. Nesterov (175) по изменениям напряженности поля радиосигналов, принимаемых в точках София и Витоши (Болгария), на 6 фиксированных частотах выделил возмущения в ионосфере перед Вранчским (Румыния) землетрясением 04. 03. 1977 г. За два часа и менее до подземного толчка на сигналах в ДВ и СВ диапазонах наблюдались быстрые и очень быстрые замирания,

т. е. результирующая напряженности поля на этих частотах имела пульсирующий характер. В КВ диапазоне выделить подобные вариации не удалось. Источник возмущения предполагается геомагнитной, геоэлектрической, электромагнитной или акустической природы.

Экспериментальные и теоретические данные (43, 44, 78, 97, 98, 126, 127) свидетельствуют о том, что сейсмические явления вызывают в ионосфере как мелкомасштабные волновые возмущения (ВВ) с периодами в десятки секунд — минуты, обусловленные распространениями быстрых акустических волн, так и среднemasштабные ВВ с периодами десятки минут — часы, обусловленные гравитационными волнами. Длиннопериодный характер возмущений в ионосфере, зарегистрированных методом вертикального зондирования, объясняется возможным распространением в ионосфере волн с частотами  $W > \Omega$  или  $W < W_g$ , где  $\Omega$  — частота акустического среза,  $W_g$  — частота Бранта-Виасяля. 15-минутная дискретность отсчета при данном методе позволяет выделить возмущения, обусловленные только гравитационными волнами.

Девияция фазы при методе Доплеровского сдвига частоты (98) происходит за счет колебания высоты отражения. Высокая чувствительность этого метода позволяет путем частично разнесенного зондирования судить о параметрах сейсмических волн, цунами и т. д., а также использовать его для предупреждения о цунами, циклонах и т. д. (167, 174).

В настоящее время отсутствуют работы по исследованию механизма возмущений в ионосфере, предшествующих землетрясениям. Предлагается два объяснения данного эффекта. Я. Г. Бирфельд (123) и Г. Т. Nesterov (175) считают это результатом прохождения до ионосферы атмосферных волн, вызываемых колебаниями земной поверхности в зоне подготовки землетрясения.

Э. А. Датченко и др. (53) связывают эти возмущения с перераспределением электрических зарядов в системе Земля—Атмосфера. Ввиду отсутствия подкрепляющих сведений оба рассуждения на современном этапе носят весьма гипотетический характер.

Возмущения в ионосфере, предшествующие землетрясениям в различных сейсмоактивных районах (Аляска, Карпаты, Средняя Азия) с энергетическими классами  $K=14-17,5$  и глубиной гипоцентра  $H=8-120$  км, зарегистрированные различными методами, указывают на перспективность поисков предвестников землетрясений также в структуре параметров ионосферы. Аномальные изменения в ионосфере проявляются за 2—5 час. до подземного толчка, т. е. относятся к краткосрочным предвестникам землетрясений, исследование которых является актуальнейшей задачей сегодняшнего дня.

## Аппаратура вертикального зондирования ионосферы (ВЗИ)

В настоящее время для исследования параметров ионосферы используются как наземные, так и ракетные, спутниковые измерения.

Космические исследования дают данные об изменениях ионосферы вдоль траекторий полета в определенное время, но не позволяют проследить развитие явления во времени или отделить временные вариации от пространственных без наземных данных. Поэтому исследование распределения электронной концентрации по высоте, изучение неоднородной структуры, движения, дрейфов, волновых возмущений (ВВ) в ней, измерения поглощения и т. д. проводят наземными радиофизическими методами: вертикальное зондирование ионосферы (ВЗИ), возвратно-наклонное зондирование (ВНЗ), метод некогерентного рассеяния, Доплеровского сдвига частоты (ДСЧ) и т. д.

Наиболее распространенный — метод панорамного ВЗИ. Высокочастотные  $h'(\lambda)$  характеристики, получаемые данным методом, несут значительный объем информации о структуре ионосферы до максимума ионизации. Существует широкая мировая сеть станций ВЗИ, работающая регулярно по стандартным международным программам. Данные, полученные при ВЗИ, обрабатываются по единым международным правилам (94, 108) и передаются в мировые центры для международного обмена.

Регулярность наблюдений, широкая сеть станций, однородность и доступность получаемых данных позволяют широко использовать метод ВЗИ для исследования глобальных, региональных и локальных явлений в ионосфере и связи параметров ионосферы с различными солнечными и другими геофизическими явлениями.

В наших наблюдениях использовались ионозонды отечественного производства типа АИС и МИС-5. Автоматическая ионосферная станция типа АИС предназначена для автоматического снятия высокочастотных характеристик ионосферы и их регистрации на фотопленку.

Многочастотный ионозонд типа МИС-5 предназначен для получения высокочастотных характеристик ионосферы путем вертикального зондирования на дискретных высокостабильных частотах в стационарных и экспедиционных условиях. Регистрация ионограмм проводится на электрохимической бумаге (ЭХБ) с помощью быстродействующего регистрирующего устройства БРУ-2, в темпе зондирования.

## Методика обработки ионосферных данных

В данной работе в основном рассматриваются материалы вертикального зондирования ионосферы. Применяемая методика поз-

воляет получить отражение от  $E$  и  $P$  областей ионосферы до высоты максимума электронной концентрации. При ВЗИ информация о состоянии ионосферы получается в аналоговой форме в виде ионограмм, которые обрабатываются по единым международным правилам. С ионограмм отсчитываются основные параметры ионосферы:

- $f_{\min}$  — минимальная частота, с которой на ионограмме виден след отражения от ионосферы;
- $f_0(x)F_2$  — критическая частота обыкновенной (необыкновенной) волны самого высокого отсложения в области  $F_2$ ;
- $f_0E_1$  — критическая частота обыкновенной волны дневного слоя  $F_1$ , области  $F$ ;
- $f_0E$  — критическая частота обыкновенной волны регулярного слоя области  $E$ ;
- $f_0E_s$  — предельная частота обыкновенной волны, до которой наблюдается непрерывный след спорадического  $E$ ;
- $h'F$  — минимально действующая высота нижнего слоя области  $F$ ;
- $h_1F_2$  — минимально действующая высота наивысшего устойчивого слоя области  $F$ ;
- $h'E$  — минимально действующая высота регулярного слоя  $E$ ;
- $h_p F_2$  — действующая высота, отсчитанная по ионограмме при частоте, равной  $0,834 f_0F_2$ ;
- $f_{xt}F$  — предельная частота, на которой еще наблюдается отражение от  $F$  области;
- $M(3000)F_2$  — коэффициент максимальной применяемой частоты (МПЧ)  $F_2$ ;
- $M(3000)F_1$  — коэффициент МПЧ  $F_1$ .

Изображения на ионограммах не однотипны, что усложняет их интерпретацию. Точное определение числовых значений параметров ионосферы часто может быть затруднено или даже невозможно из-за аномальных ионограмм, аппаратурных причин или радиопомех. Поэтому при обработке используют оценочные или описательные символы вместе с числовыми значениями, либо заменяют их.

Ввиду того, что процессы в ионосфере имеют сложный характер, связанный со временем суток, сезоном или аномальными явлениями в ионосфере, вид ионограмм также меняется, а в некоторых случаях они не поддаются стандартной обработке. По ионограммам отмечаются нерегулярные явления в ионосфере: диффузность, наклонное отражение, расслоение и отсложение в регулярных слоях

$E_s$ ;  $E_2$ ;  $F_{0,5}$  и  $F_{1,5}$ .

Числовое значение параметра при нестандартных ионограммах определяется для каждого конкретного случая. Следует учесть, что некоторые отсчитываемые с ионограмм параметры не однозначно связаны с состоянием ионосферы и могут зависеть от других не ионосферных причин. Например, индекс  $f_{\min}$ , обычно используемый как индекс поглощения радиоволн ниже точки отражения, сильно зависит от мощности передатчика, чувствительности приемника, уровня помех частотного диапазона аппаратуры. От аппаратуры также зависят параметры спорадических слоев. Нижний частотный предел аппаратуры ограничивает истинные величины минимально действующих высот  $hE$  и  $hF$  особенно в ночное время.

Кроме того, некоторые параметры определяются условно:  $h_p F_2$ , характеризующая высоту максимума ионизация слоя  $F_2$ , условно соответствует этой величине, так как геометрия следа сильно изменяет ее величину.

При сейсмических явлениях трудно ожидать возмущения в ионосфере с большими амплитудами. Малая амплитуда эффектов и большой разброс рассмотренных параметров затрудняют их использование для изучения сейсмо-ионосферных эффектов. Наиболее точно и однозначно при данной методике определяются  $f_0 E$  и  $f_0 F_2$  — критические частоты регулярных слоев  $E$  и  $F_2$ , т. е. наивысшие частоты, на которых данный слой не только отражает радиоволну, но и пропускает ее. Эти параметры приняты как основные показатели состояния ионосферы.

Ошибки измерений при данной методике обусловлены изменением формы импульса, нестабильностью генераторов, нелинейностью разверток, неточностью фотокопий и т. д., наиболее существенные ошибки — индивидуальные особенности обработчиков. Для уменьшения таких ошибок ионограммы обрабатывались двумя операторами. В случае расхождения числовых значений производился дополнительный отсчет третьим оператором. Критические частоты отсчитывались с точностью для  $E$  области  $\pm 50$  кГц, для области  $F$   $\pm 100$  кГц, а точность отсчета действующих высот для  $E$  области  $\pm 2$  км, для  $F$  области  $\pm 5$  км.

## СВОЙСТВА ИОНОСФЕРЫ НАД ТАШКЕНТСКИМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ПОЛИГОНОМ

### Параметры спокойной ионосферы

В данной работе обсуждаются суточные, сезонные и 11-летние циклические вариации критических частот и действующих высот регулярных слоев  $E$  и  $F$  областей ионосферы.

**Суточные вариации.** Результат анализа многолетних ионосферных наблюдений показывает явно выраженный суточный ход критических частот, обусловленный действием солнечного источника ионизации. Отражения от слоя  $E$  при используемых ионо-

зонах наблюдаются только в освещенное время суток. С уменьшением зенитного угла Солнца  $f_0E$ , характеризующая величину максимума ионизации в этом слое, постепенно увеличивается, достигая максимума при зенитном Солнце. Суточные вариации  $f_0E$  наиболее близки к вариациям простого слоя (150).

В освещенное время суток  $F$  область ионосферы разделяется на два слоя  $F_1$  и  $F_2$ . Обычно отражения от  $F_1$  наблюдаются через 1—1,5 часа после восхода Солнца. Перегиб следа  $h'(f)$  характеристики, разделяющей  $F$  область на  $F_1$  и  $F_2$ , наиболее выражен в летние месяцы года спокойного Солнца и слабо различим в зимние месяцы активного Солнца.

Наиболее сложны вариации  $f_0F_2$ . В зимний период они близки к вариациям простого слоя. С восходом Солнца  $f_0F_2$  возрастает, имея максимум в местный полдень, и затем постепенно падает. В летний период суточный ход преимущественно двойного колебания с малой амплитудой. В этот период дневные значения  $f_0F_2$  уменьшаются, а ночные увеличиваются по сравнению с зимними. Эта особенность связана с сезонной аномалией в слое  $F_2$ . Еще одна особенность суточного хода  $f_0F_2$  — утренняя аномалия, заключающаяся в увеличении  $f_0F_2$  в период зимнего солнцестояния. В другие периоды года она не проявляется. Этот максимум выражен в годы активного Солнца.

Действующая высота слоя  $E$  мало подвержена суточным или сезонным изменениям и колеблется в пределах  $100 \pm 10$  км. В годы спокойного Солнца  $h'E = 105 \div 115$  км, активного —  $h'E = 85 \div 95$  км.

Вариации наинизших действующих высот области имеют сравнительно сложный характер. В освещенное время суток действующая высота слоя с уменьшением зенитного угла Солнца увеличивается, а  $F_1$ , наоборот, уменьшается. В зимние периоды разность действующих высот  $F_2$  и  $F_1$  минимальная, в летние — максимальная, т. е. толщина области в это время увеличивается.

**Сезонные и циклические вариации.** Для изучения сезонных и 11-летних циклических изменений проанализированы полуденные и полуночные значения критических частот и действующих высот, которые наиболее явно характеризуют установившиеся периоды состояния ионосферы. Фазы 11-летнего цикла солнечной активности оценивались по относительным числам солнечных пятен —  $W$  (числа Вольфа). На рис. 37 приведены вариации полуденных значений критических частот  $f_0F(12)$  и  $f_0F_2(12)$ , а также полуночных значений  $f_0F_2(00)$ . Для сравнения на этом же графике нанесены среднемесячные значения чисел Вольфа. Анализ графика показывает, что критические частоты проявляют явно выраженный сезонный ход. Полуденные значения  $f_0F$  имеют двойное сезонное колебание с максимумами около равноденствий и глубоким минимумом в летний период. В годы повышенной солнечной активности амплитуда сезонного хода увеличивается по сравнению с годом спокойного Солнца в 3—4 раза. Полуночные

значения критических частот этого слоя имеют сезонный ход с одним максимумом около летнего солнцестояния и минимумом в период зимнего. С циклом солнечной активности амплитуда сезонного хода  $f_0F_2(00)$  увеличивается от 1,5—2 мГц в годы спокойного Солнца до 6—9 мГц в годы активного. Явно выраженный сезонный ход с максимумом в период летнего солнцестояния проявляется и в ходе  $f_0E$ .

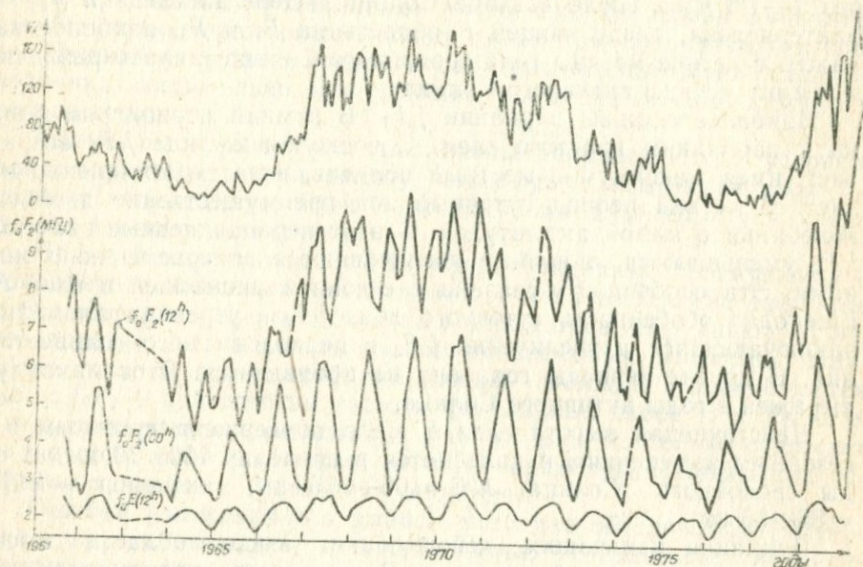


Рис. 37. Вариации месячных медиан критических частот над Ташкентом в цикле солнечной активности.  $W$  — число солнечных пятен.

На рис. 38 даны изменения медианных значений  $f_0F_2$  для различных сезонов с циклом солнечной активности. Циклические вариации полуночных значений  $f_0F_2$  для различных сезонов имеют различную амплитуду и наибольшее значение в летние месяцы. Циклические изменения полуденных значений  $f_0F_2$  с одинаковой амплитудой для всех сезонов не зависят от сезона года.

Величина равноденственного максимума полуденных значений изменяется от 7 до 12—13 мГц при переходе от года спокойного Солнца к году активного. В отдельные дни года активного Солнца величина  $f_0F_2$  может достигать 16—17 мГц.

**Зависимость величины критических частот от уровня солнечной активности.** Для оценки степени зависимости проанализированы кореллограммы зависимости  $f_0F(12)$ ,  $f_0F_2(12)$ ,  $f_0F_2(00)$  от соответствующих ежедневных значений чисел Вольфа —  $W$  для различных сезонов года активного (1969) и спокойного (1974) Солнца. В год спокойного Солнца при  $W < 100$  выявить связь между критическими частотами и  $W$  не удалось. В год активно-

го Солнца между полученными значениями  $f_0F_2$  и  $W$  во все рассмотренные сезоны наблюдается тесная корреляция. Между  $f_0F_2(00)$  и  $W$  корреляция отмечена только в летний период года активного Солнца. Между  $f_0E$  и  $W$  значимая корреляция наблюдается также в летний период года активного Солнца.

Для оценки связи между этими величинами рассчитаны соответствующие коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями критических частот и чисел Вольфа. Имеющийся массив данных разбит на четыре группы по сезонам: зима (но-

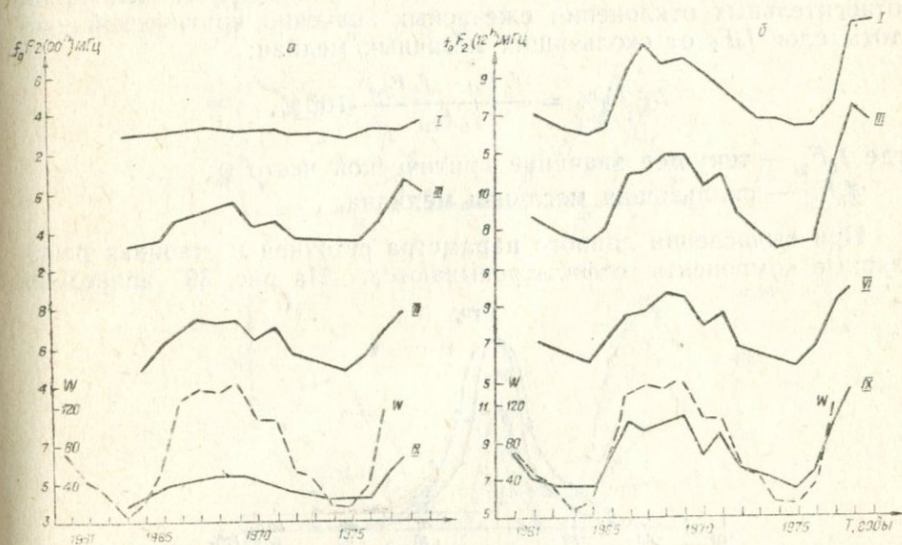


Рис. 38. Циклические изменения полуночных (а) и полуденных (б) значений критических частот для различных месяцев.

ябрь, декабрь, январь), весна (февраль, март, апрель), лето (май, июнь, июль) и осень (август, сентябрь, октябрь).

Распределение коэффициента корреляции между среднемесячными значениями критических частот и чисел Вольфа приводится ниже:

|       |      |      |      |
|-------|------|------|------|
| Весна | 0,56 | 0,86 | 0,46 |
| Лето  | 0,93 | 0,92 | 0,75 |
| Осень | 0,55 | 0,79 | 0,54 |
| Зима  | 0,25 | 0,81 | 0,64 |

При вычислении  $r$  коррелировалось не менее 50 пар значений. Полученные результаты совпадают с результатами, полученными при анализе корелогограмм.

### ОСОБЕННОСТИ ВОЗМУЩЕННОЙ ИОНОСФЕРЫ

Изучению природы возмущений параметров ионосферы посвящено большое количество исследований как у нас в стране, так и

за рубежом (18, 19, 59, 64, 65, 134, 157). Разработаны методы прогнозирования ионосферных возмущений, которые с успехом используются для прогнозирования условий распространения радиоволн (65).

В данной работе рассматриваются морфологические особенности возмущений в ионосфере над Ташкентским геодинимическим полигоном, которые необходимы для разработки методики выделения сейсмоионосферных эффектов.

Обычно возмущенность ионосферы характеризуют величиной относительных отклонений ежечасных значений критической частоты слоя  $f_0F_2$  от скользящих месячных медиан:

$$\Delta f_0F_2 \% = \frac{f_0F_{2l} - f_0F_{2M}}{f_0F_{2M}} \cdot 100\%,$$

где  $f_0F_{2l}$  — текущее значение критической частоты;  
 $f_0F_{2M}$  — скользящая месячная медиана.

При вычислении данного параметра суточная и сезонная регулярные компоненты отфильтровываются. На рис. 39 приведено

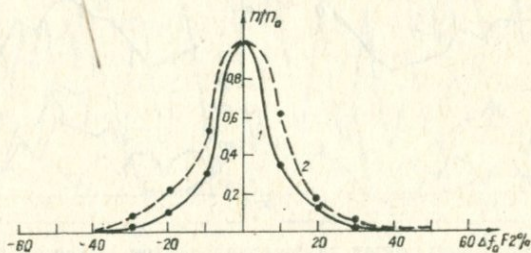


Рис. 39. Распределение числа возмущений  $n$  по амплитудам:

1 — спокойные дни, 2 — возмущенные.

распределение  $n/n_0$ , где  $n$  — число возмущенных частот,  $n_0$  — число спокойных частот ( $\Delta f_0F_2 = \pm 5\%$ ) в зависимости от величины  $\Delta f_0F_2$  за 1970 г., сейсмически наиболее спокойный. Сплошная линия — распределение за весь год, пунктирная — возмущенные дни, в которых наблюдались геомагнитные бури. Кривая распределения за год состоит из двух симметричных ветвей. Число положительных и отрицательных отклонений равновероятно. Распределение кривой подчиняется нормальному закону. Более чем 90% времени  $\Delta f_0F_2 \% < 20\%$ . Распределение  $\Delta f_0F_2$  в период геомагнитных возмущений изменяется. Ионосферные возмущения нарушают симметрию положительных и отрицательных ветвей. Наибольшие изменения положительной ветви происходят в интервале  $\Delta f_0F_2 = 10 \pm 5\%$ , отрицательной —  $20 \pm 5\%$ . В период геомагнитных возмущений число возмущенных часов  $\Delta f_0F_2 > 20\%$  увеличивается до 25—30% времени.

Частота появления возмущенных часов в зависимости от времени года и суток неодинаковая. На рис. 40 приведены изменения  $h' = n/N$ , где  $n$  — число возмущенных часов ( $\Delta f_0 F_2 > 20\%$ ),  $N$  — число учтенных часов в зависимости от времени суток (а) и сезона (б) за 1970 г. Частота появления в неосвещенное время суток больше, чем в освещенное. В ночное время число положительно возмущенных часов больше отрицательных, а в дневное на-

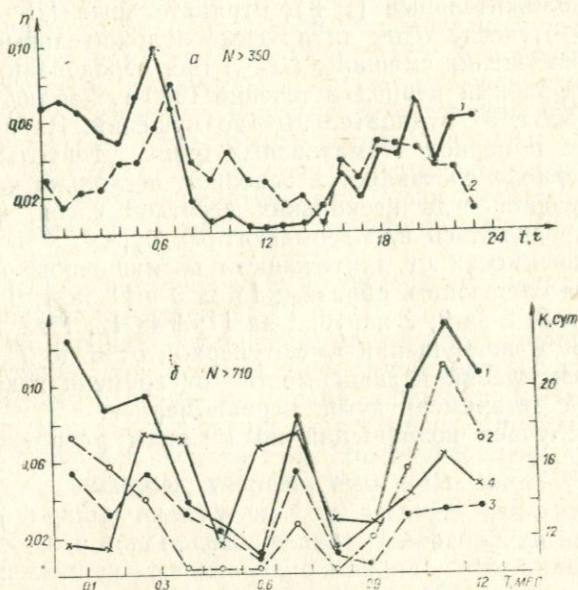


Рис. 40. Суточные (а) и сезонные (б) распределения частоты появления возмущенных часов:

а) 1 — положительно возмущенные, 2 — отрицательно возмущенные. б) 1 — общее распределение возмущений; 2 — положительно возмущенные, 3 — отрицательно возмущенные; 4 — распределение 3-часовых К-индексов.

оборот. Сравнение суточного хода  $n'$  с суточным ходом  $f_0 F_2$  показыва-

ет, что при уменьшении величины  $f_0 F_2$  вероятность появления возмущений увеличивается. В полуденный период при максимальных  $f_0 F_2$  число возмущенных часов минимальное, а в период утреннего минимума  $f_0 F_2$ ,  $n'$  достигает максимума.

В сезонном ходе частоты появления возмущенных часов максимум наблюдается в зимний период, а минимум — в летний (кривая 1 на рис. 40). Такой характер сезонного хода проявляется как для положительных (2), так и отрицательных (3)  $n'$ . Для сравнения (рис. 40) приведены изменения среднемесячных значений суммарных за сутки трехчасовых К индексов (4). Аномальное увеличение возмущенных часов в июле связано с увели-

чением  $K$  вследствие наблюдавшихся двух умеренных и трех больших геомагнитных бурь. Ионосферные бури характеризуются продолжительностью возмущенного периода. В средних и низких широтах за ионосферные бури или возмущенный период принимается такое состояние ионосферы, когда вариации  $\Delta f_0 F_2 > 15 \div \div 20\%$  в течение нескольких часов. В данной работе за возмущенное принималось состояние ионосферы при  $n > 3$  возмущенных часов. В зависимости от знака  $\Delta f_0 F_2$  возмущения подразделены на положительные (Д+), отрицательные (Д-), двухфазные (Д+—), когда один за другим положительные и отрицательные возмущения смешаны (Д<sub>min</sub>) при чередовании.

За контрольный период в течение 1980 г. наблюдалось 24 положительных и 37 отрицательных возмущений. Из них четыре — двухфазные в период геомагнитных бурь. Длительность возмущенного периода составляет в основном несколько часов, отдельных возмущений — до нескольких десятков часов, которые, как правило, проявлялись при геомагнитных бурях.

$K$  в зависимости от длительности возмущенного периода распределяется следующим образом: 14 за 3 ч; 11 за 4; 9 за 5; 8 за 6; 8 за 7; 3 за 8; 2 за 9; 2 за 10; 1 за 11; 1 за 12; 1 за 13; 1 за 25 ч.

Более 80% возмущений имеют период от 3 до 7 час. Распределение возмущений в зависимости от времени года и начала возмущений от времени суток неравномерное.

Число случаев возмущений по месяцам распределяется так:

|    | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|----|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|
| Д+ | 5 | 5  | 3   | 0  | 0 | 0  | 0   | 0    | 0  | 3 | 1  | 24  |
| Д- | 7 | 5  | 6   | 3  | 2 | 0  | 3   | 1    | 0  | 3 | 2  | 37  |

Распределение числа случаев возмущений по сезонам аналогично сезонному ходу числа возмущенных часов, приведенному на рис. 40.

Начало возмущений за сутки по часам:

|    | 00 | 01 | 02 | 03 | 04 | 05 | 06 | 07 | 08 | 09 | 10 | 11 |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Д+ |    | 4  | 5  | 2  | 0  | 0  | 0  | 1  | 0  | 0  | 0  | 0  |
| Д- |    | 3  | 3  | 2  | 1  | 2  | 3  | 1  | 3  | 2  | 1  | 0  |
|    | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
| Д+ |    | 0  | 1  | 0  | 0  | 1  | 1  | 3  | 2  | 3  | 2  | 3  |
| Д- |    | 0  | 1  | 1  | 1  | 1  | 2  | 3  | 1  | 1  | 2  | 0  |

Возмущения в ионосфере, особенно с положительной фазой, начинаются в неосвещенное время суток. Дневное время является «запрещенным» для начала возмущения, что соответствует результатам (84). Наиболее вероятное время начала возмущений — полуночный период. Возмущения с наибольшими интенсивностями

наблюдались в период геомагнитных бурь. Анализ вариаций в период 63 геомагнитных бурь показал, что 33% из них сопровождаются отрицательными возмущениями в ионосфере, 24% — положительными, 19% — двухфазными. В период положительных возмущений состояние ионосферы было спокойным.

Характер возмущений в ионосфере в период каждой геомагнитной бури имеет индивидуальные особенности. Анализ вариаций  $\Delta f_0F_2$  в период геомагнитных бурь не позволил выявить явных характерных закономерностей проявления возмущений. Вместе с тем, следует отметить, что интенсивность ионосферных возмущений зависит от амплитуды наблюдаемой геомагнитной бури. Часто в наиболее активные периоды геомагнитной бури на фоне общего падения  $f_0F_2$  происходит короткопериодное повышение критической частоты длительностью в несколько часов. Наиболее интенсивные периоды отрицательных ионосферных возмущений чаще проявляются по окончании активного периода геомагнитных бурь.

Обычно начало возмущений в ионосфере не совпадает с началом геомагнитных возмущений.

Кроме аномальных отклонений критической частоты, возмущение ионосферы при вертикальном зондировании характеризуется аномальными следами отражений, например, рассеяние (диффузность), наклонное отражение, расслоение, разветвление, отслоение в регулярных слоях и т. д. Это обусловлено проявлением в ионосфере неоднородностей различных масштабов. Несмотря на обширный материал, накопленный за четверть века исследований неоднородностей в ионосфере, механизм образования их мало изучен. Современные представления о природе этих явлений обсуждаются в работах (40, 41, 51, 57, 60, 74, 162). Составлена классификация ионограмм, полученных при наличии в ионосфере неоднородностей (167). В нашей работе рассматриваются морфологические особенности указанных явлений в  $F$  области ионосферы над Ташкентским геодинамическим полигоном.

Наиболее часто на исследуемой широте отмечены «рассеянные отражения», которые связываются с присутствием в ионосфере мелкомасштабных неоднородностей с линейными размерами от нескольких десятков метров до нескольких километров. Пространственно-временные закономерности проявления  $F$ -рассеяний рассмотрены в работах (75, 142).

Исследования показали, что частота появления  $F$ -рассеяния имеет максимальное значение зимой в год спокойного Солнца, а минимальное — летом, в период активного Солнца, что соответствует минимальным и максимальным величинам ночных значений  $f_0F_2$ .

Приведены суточные ходы частоты появления наклонных или двоячных отражений для различных сезонов года со средней активностью Солнца (рис. 41, а). Полагают, что наклонный след — результат отражения от неоднородностей (114) или волнистой

структуры изолиний электронной концентрации (65). Результат анализа ионосферных данных за два периода солнечной активности показал, что вероятность появления наклонных отражений не зависит от уровня активности Солнца. В суточном ходе частоты появления в освещенное время суток наблюдается минимум. Максимум сезонного хода частоты возникновения этого явления приходится на зимний период. В освещенное время суток сложность ионограмм затрудняет однозначные выделения сдвоенных отражений.

В освещенное время суток иногда на ионограммах вблизи критической частоты слоя  $F_2$  наблюдаются необычные серпообразные расслоения, перемещающиеся к низкочастотному концу

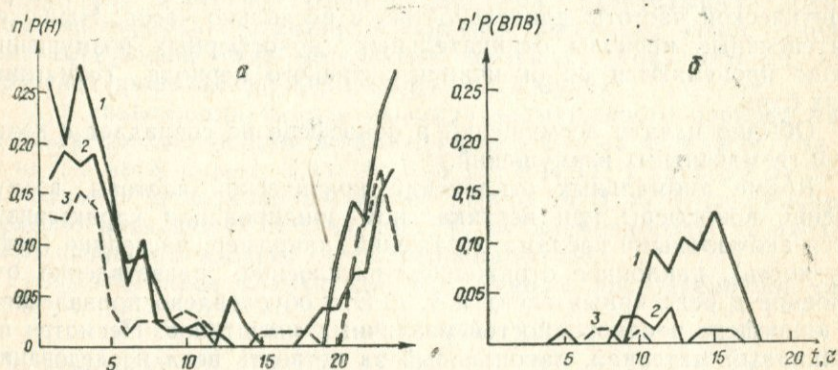


Рис. 41. Суточный ход частоты появления (а) сдвоенных отражений (б) вертикально перемещающихся возмущений (1977 г.).

1 — зима, 2 — весна, 3 — лето.

ионограммы. Обычно они разрушаются в слое  $F$  и редко переходят в  $E$  область. Время жизни возмущения составляет первые десятки минут. На рис. 41 б приведен суточный ход частоты появления ВПВ для трех сезонов 1977 г. Наиболее вероятное время проявления «серпов» — околополуденный период зимы. Изучению особенностей «серпов» посвящены работы (20, 28, 29, 30, 93, 143). Природа возмущений (165) связывается с проявлением горизонтально распространяющихся квазипериодических возмущений электронной концентрации с фронтом, наклонным к горизонту. Позже они были связаны с акустико-гравитационными волнами в нейтральной атмосфере. В работе (28) высказано предположение, что существование данных возмущений — результат прохождения локальных «облаков ионизированных образований». В. И. Дробжев и А. Ф. Яковец (58) считают, что появление «серпов» на ионограммах является следствием квазипериодических волновых возмущений.

## ВОЗМУЩЕНИЯ В ИОНОСФЕРЕ, ВОЗБУЖДАЕМЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ИСТОЧНИКАМИ

За изучаемый период произошло 51 землетрясение интенсивностью в пункте наблюдения  $I > 3$  баллов. Состояние ионосферы проанализировано при 34 землетрясениях.

В известных работах, посвященных сейсмо-ионосферным исследованиям, обсуждаются эффекты в ионосфере при отдельных сейсмических событиях. Отдельные эффекты не могут охарактеризовать закономерности их проявления. Выделение эффектов в ионосфере, вызванных землетрясениями, требует необходимой комплексности методов и необходимой плотности пространственно разнесенных пунктов наблюдения.

Желаемые результаты можно получить при анализе достаточного массива статистических данных. Для этой цели изучены материалы ВЗИ, полученные на станции Янгибазар, расположенной в центре сейсмоактивного Ташкентского геодинамического полигона за 1964—1979 гг. При анализе связи возмущений в ионосфере с землетрясениями рассмотрены отдельно возмущения в ионосфере, предшествующие моменту землетрясения, и после подземного толчка. Величина динамических деформаций зависит от эпицентрального расстояния и размера очага, который определяется по энергетическим параметрам землетрясения. Отбор однородного сейсмического материала из каталога представительных землетрясений производился по методике, предложенной В. И. Уловым (132).

Динамические деформации при прохождении сейсмических волн не могут служить критерием при сравнении параметров землетрясений с возмущениями в ионосфере, предшествующими моменту подземного толчка. Для поиска связи между этими явлениями сейсмический материал отбирался по степени деформированности пород в области подготовки землетрясения. Предполагалось, что возмущения в ионосфере, связанные с процессами в Земной коре, могут быть различимы на фоне помех, если степень деформации горных пород больше приливных деформаций. Такое условие, видимо, выполнимо (132), если эпицентральное расстояние  $R < 20l$ .

Наибольший интерес в разработке методики прогнозирования землетрясений представляют изменения в ионосфере, предшествующие землетрясениям. За анализируемый период произошло два землетрясения с  $R < 10l$ , при которых деформации в пункте наблюдения, обусловленные процессами в очаге землетрясения, могут быть заведомо выше приливных деформаций.

Для определения связи между особенностями ионосферы и процессами в области очага землетрясений изучены параметры  $E$  и  $F$  областей ионосферы за длительный период, предшествующий землетрясению. Для исключения глобальных и региональных изменений параметры ионосферы над эпицентральной стан-

цией сравнивались с данными, полученными на контрольной ионосферной станции Караганда, расположенной на расстоянии 1000 км севернее эпицентров. При наблюдавшихся  $M=5,3$  и  $M=5,2$  трудно ожидать больших эффектов в ионосфере. Поэтому анализировали непосредственно по ионограммам и изменениям критических частот, которые могут быть вычислены наиболее точно. Следует отметить, что отражения от слоя  $E$  наблюдаются только в дневное время, что ограничивает выделение более быстрых аномальных изменений в этом слое. Вариации  $f_0F_2$  в дневное время сложные и имеют большие амплитуды, поэтому выделение малых колебаний в ионосфере, какие ожидаются перед землетрясениями, затруднено. В ночное время ионосфера более спокойна и хорошо заметно стороннее воздействие. В это время наиболее вероятно проявление ожидаемых эффектов, поэтому в основном рассматривались ночные вариации  $f_0F_2$ .

На рис. 42 приведен месячный ход среднесуточных отклонений критической частоты регулярного слоя  $E$  области за апрель 1966 г.  $\Delta f_0E_{\text{ср}} = \frac{1}{n} \sum (f_0E_1 - f_0E_M)$ , где  $n$  — число дискретных отсчетов с интервалами 15 мин.,  $f_0E_1$  — текущее значение критической частоты,  $f_0E_M$  — скользящая месячная медиана. На этом графике отмечено 5 магнитновозмущенных (в) и магнитноспокойных (с) дней, определенных по магнитограммам магнитной обсерватории Янгибазар. 1—2 апреля зарегистрирована малая магнитная буря с постепенным началом. Момент землетрясения соответствует магнитноспокойному периоду. Флуктуации  $f_0E$  как в магнитновозмущенные, так и в остальные дни находятся в пределах уровня среднекритических отклонений  $\pm \sigma$ . За трое суток до землетрясения произошло аномальное увеличение  $\Delta f_0E_{\text{ср}}$ . В максимуме амплитуда аномалии в 3 раза превысила уровень среднеквадратичных отклонений. После землетрясения  $\Delta f_0E_{\text{ср}}$  возвращается на исходный уровень. Внеземных источников, которые могли бы вызвать увеличение ионизации в  $E$  слое, в этот период не наблюдалось. Это позволяет предположить, что наблюдаемая аномалия связана с землетрясением, в момент которого отражения от  $E$  области отсутствовали, поэтому анализ изменений в этой области непосредственно перед землетрясением не возможен.

Увеличение критической частоты слоя  $E$  в ионосфере над эпицентральной станцией (Ташкент) по сравнению с контрольной (Караганда) отмечено и перед Таваксайским землетрясением. На рис. 43 приведена среднесуточная разность критических частот слоя  $E$  над Ташкентом ( $f_0E_T$ ) и Карагандой ( $f_0E_K$ )  $\Delta f_0E_K = \frac{1}{n} \sum (f_0E_T - f_0E_K)$ , где  $n$  — то же, что и в первом случае. Землетрясение произошло на спаде аномального участка. Максимальная разность  $\Delta f_0E = 0,68$  мГц.

Увеличение критической частоты перед землетрясениями над станцией, расположенной над очаговой областью, по сравнению с контрольной наблюдается и в  $F$ -области.

При детальном анализе высотно-частотных характеристик ионосферы над Ташкентским геодинамическим полигоном выяв-

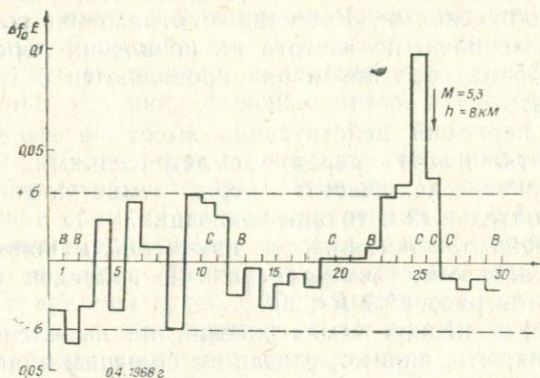


Рис. 42. Вариации среднесуточных отклонений  $\Delta f_0 E$  от скользящих медиан. Стрелка — момент Ташкентского землетрясения 26. IV. 1966 г.

лено, что за 2—3 суток до землетрясения над эпицентральной ионосферой появляются сильные неоднородности, которые сохра-

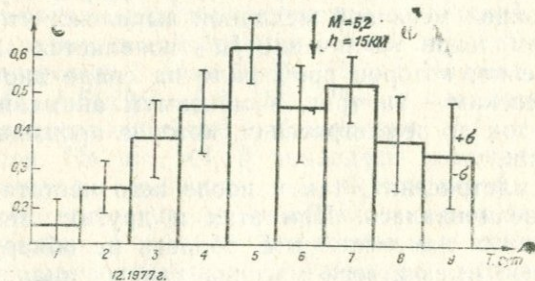


Рис. 43. Вариации среднесуточной разности  $\Delta f_0 E$  между эпицентральной (Ташкент) и контрольной (Караганда) станциями в период Таваксайского землетрясения 6. XII 1977 г.

няются несколько суток после него. Эти неоднородности характеризуются аномальными следами отражений на ионограммах в виде расслоений, разветвлений, рассеянных отражений и т. д. Возмущения наблюдаются как в более низкой  $E$ -области ионосферы, так и в  $F$ -области с наибольшей интенсивностью непосредственно перед землетрясениями. Наиболее явно они проявились в период Таваксайского землетрясения.

Перед обоими землетрясениями в период существования  $E$ , как правило, отражения от этого слоя были рассеянными как по частоте, так и по диапазону. Вероятность получения рассеянных  $E$  на данной широте при спокойных условиях близка к нулю. Серпообразные возмущения, дополнительные перегибы в ночное время за период с 1964 г. не отмечались, что указывает на их связь с землетрясениями. Рассеянные отражения возможны и в сейсмоспокойные ночи, но частота их появления перед землетрясениями в 4—5 раз больше и они проявляются с характерными особенностями.

Анализом вариаций действующих высот не выявлены явные аномальные отклонения перед землетрясениями. Аномальное увеличение критических частот перед землетрясениями указывает на дополнительный источник ионизации.

Для проверки закономерностей изменений в ионосфере и перед более удаленными землетрясениями проведен аналогичный анализ для землетрясений с  $R < 20I$ .

В период Газлийских землетрясений не выявлены характерные отклонения, что, видимо, связано с большим эпицентральной расстоянием (эпицентр расположен в 700 км западнее пункта наблюдения). При анализе ионограмм и вариаций  $f_0F_2$  в период Джамбульского (10. 05. 1971,  $M=5,7$ ,  $R \approx 200$  км) и Исфара-Баткенского (31. 01. 1977,  $M=5,6$ ,  $R=250$  км) землетрясений проявляются возмущения, аналогичные возмущениям при Ташкентском и Таваксайском.

При сравнении ночных значений  $f_0F_2$  с  $f_0F_2$  контрольной станции и скользящей месячной медианой выявлено, что при Джамбульском аномальное увеличение  $f_0F_2$  появляется за двое суток до землетрясения, которое произошло на спаде аномалии, перед Исфара-Баткенским — за трое, а максимум аномалии наблюдался за двое суток до землетрясения, которое произошло также на спаде аномалии.

Как до землетрясения, так и после него частота аномальных ионограмм увеличивалась. При этих и других землетрясениях  $R < 20I$  необычных изменений в  $E$  области не обнаружено.

При анализе имеющегося массива данных аналогичные явления в ионосфере отмечены для отдельных землетрясений  $R > 20I$ , но сложность вариаций не позволяет сделать уверенные выводы о связи этих явлений.

В результате детального анализа ионограмм, вариаций критических частот, действующих высот на фиксированных частотах выявлено два типа возмущений в ионосфере после подземных толчков.

На ионограмме, полученной через 8 мин после Таваксайского землетрясения (6. 12. 1977), наблюдается интенсивная диффузность в слое  $E$ . Диапазон рассеянных отражений более 100 км в интервале частот 1,5 мГц. Рассеянные отражения с меньшей интенсивностью отмечены в низкочастотном конце ионограммы. Со

временем диффузность быстро рассеивается и через 23 мин рассеянные отражения наблюдаются в интервале частот менее 0,8 мГц. Они указывают на существование сильных неоднородностей мелкомасштабного характера, видимо, возбужденных прохождением быстрых акустических волн. В 21.00—21.30, т. е. через 4—4,5 ч после землетрясения, на ионограммах появились серпообразные возмущения, которые можно объяснить прохождением ВВ большой амплитуды. В подтверждение того, что «серпы» вызваны землетрясением, свидетельствует тот факт, что при сейсмоспокойных условиях в ночное время суток они не появляются.

Часто через 3—5 ч после сильных землетрясений с  $I > 4$  баллов в слое  $F_2$  наблюдались «серпы». Отмечено 9 случаев, причем три раза — в ночное время. При землетрясениях с  $I < 4$  баллов выделить аналогичные возмущения не удалось. Интересно отметить, что характер возмущений зависит от момента землетрясения по отношению ко времени суток. При четырех землетрясениях около полуночи 00—4 ч (местн. время) на ионограммах «серпы» не отмечались. Наиболее часто они появлялись в утренние часы. Причем, после нескольких землетрясений, происшедших около 4 ч, «серпы» отмечались в одно и то же время ~9—11 ч.

Проявления неоднородностей в  $F$  области после сильных землетрясений указывают на закономерность проявления ВВ. Расслоения в  $F_1$  и «серпы» в  $F_2$  свидетельствуют о том, что с увеличением высоты амплитуда ВВ увеличивается. Другой тип возмущений в ионосфере, вызываемых землетрясениями, связан с усилением собственных квазипериодических колебаний ионосферы. На рис. 44, а приведены изменения в день землетрясения 26. 04. 1966 г. и в контрольный день 25. 04. 1966 г. Нижняя кривая соответствует  $\Delta f_0 F_2 = f_0 F_2(26) - f_0 F_2(25)$ . После землетрясения наблюдаются квазипериодические возмущения  $f_0 F_2$  с периодом в несколько часов. На рис. 44, б приведены изменения нормированных, относительно величины, соответствующей моменту Таваксайского землетрясения, значений плазменных частот на фиксированных высотах в день землетрясения и в контрольные дни. Анализ приведенных графиков показывает, что землетрясение усиливает амплитуды существующих в ионосфере среднемасштабных ВВ. Сходство периодов возмущений в обоих случаях позволяет предположить, что они обусловлены одним и тем же механизмом, а именно, усилением собственных ВВ ионосферы при землетрясении. В результате анализа вариаций действующих высот  $h'(+)$  на фиксированных частотах выявлены подобные возмущения при других землетрясениях. Интересно отметить, что при совпадении моментов землетрясений проявления ВВ одинаковые.

Таким образом, результаты, приведенные в этом разделе, позволяют отметить, что регулярные вариации критических частот и действующих высот аналогичны вариациям ионосферы пере-

ходных широт и не отличаются от параметров ионосферы для данных широт, установленных другими исследователями. Следует отметить, что вариации критических частот и действующих высот подвержены нерегулярным суточным изменениям. Из-за нечеткого перегиба  $h'(f)$ -характеристики в зимние периоды года актив-

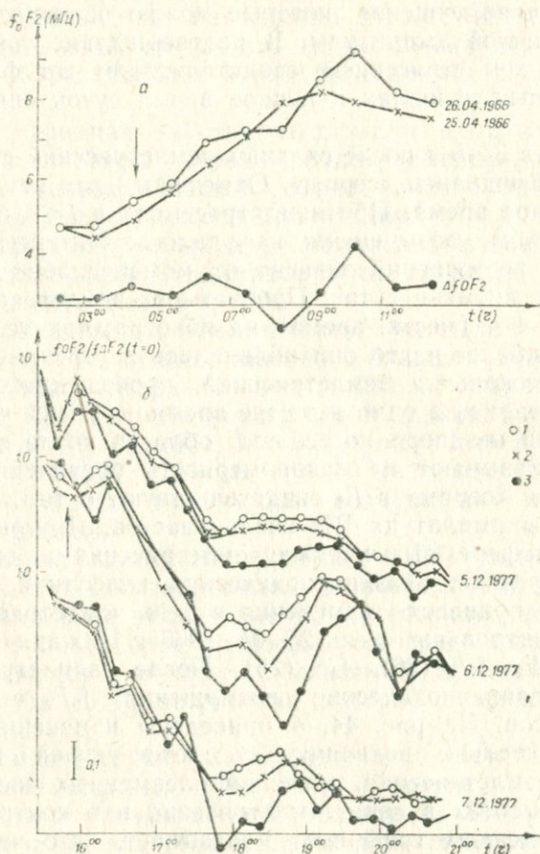


Рис. 44. Квазипериодические возмущения в ионосфере после Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. (а) и Таваксайского 6 декабря 1977 г. (б).

1 — 350 км, 2 — 300 км, 3 — 250 км.

ного Солнца разделение  $F$  области на  $F_1$  и  $F_2$  условное. Амплитуда сезонных и циклических вариаций действующих высот незначительна. Вариации критических частот подвержены сезонным и циклическим изменениям. Полуденные значения  $f_0F_2$  имеют двойное сезонное колебание с максимумами около равноденствий, а полуночные  $f_0F_2$  и  $f_0E$  — с максимумом в летние периоды. Наи-

большей амплитуды достигают циклические вариации полуденных значений  $f_0F_2$ . Наибольший коэффициент корреляции числа солнечных пятен — с полуденными значениями  $f_0F_2$ .

76% геомагнитных бурь сопровождаются ионосферными, которые наиболее интенсивны после окончания активных периодов геомагнитных бурь. В отличие от среднеширотной ионосферы здесь наблюдается значительное количество положительных возмущений.

После мощных химических взрывов и сильных землетрясений выявлены значительные возмущения в ионосфере, характеризующиеся появлением рассеянных отражений расслоений в  $F_1$ , «серпов» в  $F_2$  и усиление амплитуды собственных квазипериодических возмущений.

При анализе  $\Delta f_0F_2$  методом наложения эпох относительно моментов сильных землетрясений проявляются два типа возмущений, предшествующих моменту подземного толчка: длиннопериодные ( $T \sim 2$  сут) с периодически падающим характером и короткопериодное ( $T \sim 5-10$  ч), проявляющееся перед землетрясениями. Момент землетрясения соответствует минимальным значениям критических частот.

При эпицентральных расстояниях, не превышающих  $10l$ , в ионосфере наблюдаются аномальные изменения предвестникового характера. Они характеризуются в основном увеличением критических частот над очаговой областью как в  $E$ , так и  $F$  области, а также различного рода аномальными отражениями, наблюдаемыми на ионограммах. Аномальные эффекты при спокойной солнечной и геомагнитной обстановке, локальность проявления и специфичность отмеченных возмущений позволяют предположить, что эти явления связаны с землетрясениями. Сложность процессов в ионосфере и в очаге готовящегося землетрясения, малая статистика данных не позволяют дать конкретные количественные оценки анализируемой связи. Однако приведенные материалы свидетельствуют, что характерный период аномальных изменений в ионосфере перед землетрясениями длится несколько суток. Наибольшие амплитуды возмущений появляются за несколько часов до землетрясения. Поскольку вариации  $F$  области ионосферы в освещенное время суток сложны и имеют большие амплитуды, выделить характерные изменения, связанные с землетрясениями в этот период, невозможно.

Аналогичные аномальные изменения удается выделить при эпицентральных расстояниях  $R < 20l$ , за исключением двух разрушительных Газлийских землетрясений 1976 г., эпицентры которых удалены приблизительно на 600 км в широтном направлении.

Отсутствие возмущений в ионосфере при удалении эпицентра в направлении, перпендикулярном магнитным силовым линиям, и их присутствие при меридиональном направлении на эпицентр, видимо, связано с тем, что неоднородности в ионосфере, возбуж-

даемые сейсмическими явлениями, ориентированы вдоль магнитных силовых линий.

Дополнительные перегибы, «серпы» на ночных ионограммах перед землетрясениями, которые в сейсмически спокойные периоды в это время суток не проявляются и в свете современных представлений объясняются ВВ, указывают на квазипериодический характер источников, генерируемых процессами в Земной коре.

За период совместных наблюдений ЕИЭМП и ионосферы на Ташкентском геодинатическом полигоне произошло два землетрясения 13. 04. 1974,  $M=4,4$ ,  $R=120$  км и 6. 12. 1977,  $M=5,3$ ,  $R=50$  км. В обоих случаях периоды аномальных явлений в ЕИЭМП и ионосфере, а также их максимальная интенсивность совпадают. Сходство периодов и характера аномалий в ионосфере и структуре электромагнитных полей позволяет предположить, что источником могут быть механоэлектрические преобразования в области подготовки землетрясений, наблюдаемые в ионосфере перед землетрясением. Но сложность процессов в ионосфере и в очаге затрудняет однозначное объяснение этих явлений. Отсутствие форшоков и акустических ударов во время землетрясений свидетельствует, что источника АГВ перед землетрясениями тоже нет. Характер изменений в ионосфере после землетрясений показывает, что неоднородности, наблюдаемые в ионосфере, могут быть возбуждены АГВ с достаточно большой энергией, которую они могут получить только после землетрясения. Поэтому объяснить существующие до землетрясения возмущения АГВ затруднительно.

С другой стороны, увеличение критических частот в  $F$  и  $E$  области, где амплитуда ВВ незначительна, аperiodический характер изменений указывают на дополнительный источник ионизации. Совпадение периодов аномалий ЕИЭМП и в ионосфере при двух землетрясениях на Ташкентском геодинатическом полигоне, а также совпадение возмущений в ионосфере за полтора часа до Аляскинского землетрясения 1964 г., замеченные К. Davies и D. M. Baker (153), с пульсациями геомагнитного поля в эпицентральной области этого же землетрясения, сообщенными G. M. Morge (170), позволяют предположить, что они имеют общий источник возмущения.

По-видимому, эти явления связаны с механоэлектрическими явлениями, в частности с ВЭП, возможность генерации которых в настоящее время широко обсуждается.

Следует отметить, что полученные результаты могут использоваться для разработки методики прогнозирования землетрясений. Простота методики, возможность автоматизирования позволяют широко применять метод ЕИЭМП для создания задания плотности наблюдения. Остронаправленными антеннами можно запеленговать источник ЕИЭМП при ограниченном числе пунктов наблюдений.

Мировая сеть ионосферных станций, работающих регулярно, позволяет широко использовать ионосферный метод для выделения региональных и локальных эффектов.

Несомненно, еще много нерешенных задач в этой области. В частности, не решена проблема исключения влияния близких гроз, не исследованы спектральные характеристики сигналов ЕИЭМП, нет конкретной методики по оконтуриванию напряженных областей Земной коры, недостаточно исследована помехозащищенность.

Видимо, для этого необходимо создать широкую сеть однотипных станций, комплекс методов измерений параметров ЕИЭМП, применять фазовые методы исследований радиосигналов, многочастотный прием сигналов, а также активные, например радиолокационные, методы исключения атмосферных помех. Тем не менее, приведенные результаты указывают на перспективность дальнейших исследований параметров ЕИЭМП и ионосферы для поиска предвестников землетрясений.

## ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 1976—1980 гг. на геодинимических полигонах Узбекистана электрометрические исследования были проведены в три этапа.

К первому относятся периоды работ 1975—1976 гг. на Кызылкумском полигоне. Наблюдения проводились на площади Газлийского землетрясения. Задача исследований — найти связь изменений эффективного электрического сопротивления с землетрясениями. Затем в районе Тамдыбулака изучались изменения электрических сопротивлений горных пород во времени, связанные с процессами в земной коре (трещинообразование), и электромагнитное поле фильтрации для установления возможной связи вариаций  $R_{эф}$  с вариациями этого поля.

Ко второму этапу относятся исследования в 1977 г. Восточно-Ферганского полигона в районе пос. Южный Аламышик Андижанской области. Цель исследований — режимные наблюдения за характером изменения эффективного удельного электрического сопротивления горных пород, установление вариаций последнего и изменение его во времени.

Третий этап охватывает период работ 1977—1978 гг. в районе Чарвакского водохранилища на Приташкентском геодинимическом полигоне. Изучались вариации эффективного электрического сопротивления горных пород в моменты заполнения и разгрузки водохранилища водой.

### МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ДИПОЛЬНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

При геофизических работах, направленных на решение сейсмологических задач, применяют методы электрометрии для изучения электрических естественных и искусственных постоянных и переменных полей недр Земли.

В последние годы широко используется метод дипольных электрических зондирований (ДЭЗ) в модификации дипольных установок. Теоретические основы метода ДЭЗ и практические аспекты его применения при решении различных геологических задач разработаны Л. М. Альпиным (13).

Вращением любого измерительного диполя около его центра при фиксированном угле можно получить четыре основных вида дипольных установок (азимутальная, перпендикулярная, радиальная, параллельная) при фиксированном положении питающего диполя центром в начале координат и заданном значении (13, 63).

$\rho_{эф}$ . — сложная функция мощностей взаимного расположения и конфигурации слоев, а также истинного удельного сопротивления каждого из них. Если геометрические параметры установки не меняются, то отношение разности потенциалов к току может изменяться только за счет изменения  $\rho_{эф}$ . во времени.

$$\frac{\Delta V}{I}(t) \sim \rho_{эф}(t).$$

Таково в принципе производство дипольных зондирований.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Вариации $\rho_{эф}$ в эпицентральной зоне

#### Газлийских землетрясений

8 апреля 1976 г. в юго-западной части Центрально-Кызылкумской зоны в районе ее пересечения с Бухарской системой разломов северо-западного простираения Южно-Тяньшаньской сейсмоактивной зоны произошло Газлийское землетрясение. Полевой электрометрической группой ИС АН УзССР с середины апреля 1976 г. на окраине Газли, затем в эпицентральной зоне землетрясений начаты дискретные наблюдения за изменениями эффективного удельного электрического сопротивления горных пород.

Вблизи г. Газли (апрель—май), затем в эпицентре (май—июль) с помощью генератора постоянного тока мощностью 30 кВт (электроразведочная станция ЭРСУ-71) в землю пропускался ток силой 30—40 ампер. Длина питающего диполя на участках принималась равной 1000 м.

На расстоянии  $\sim 4$  км в г. Газли (измерительная линия — 400 м) и  $\sim 3$  км в эпицентре (измерительная линия 300 м) определялась разность потенциалов, создаваемая этим током. В обоих случаях применялась азимутальная установка (13).

Измерения  $\rho_{эф}$ . проводились в течение трех—четырех суток ежечасными сеансами продолжительностью 3—5 мин. Такие исследования (именно стационарного характера изучения вариации  $\rho_{эф}$ . во времени) проводились впервые на Газлийской площади землетрясения. Поэтому характер вариаций и влияющих на него физико-геологических и метеорологических параметров не был известен. Все это требовало изучения характера суточных изменений значений  $\rho_{эф}$ . в течение нескольких суток непрерывных.

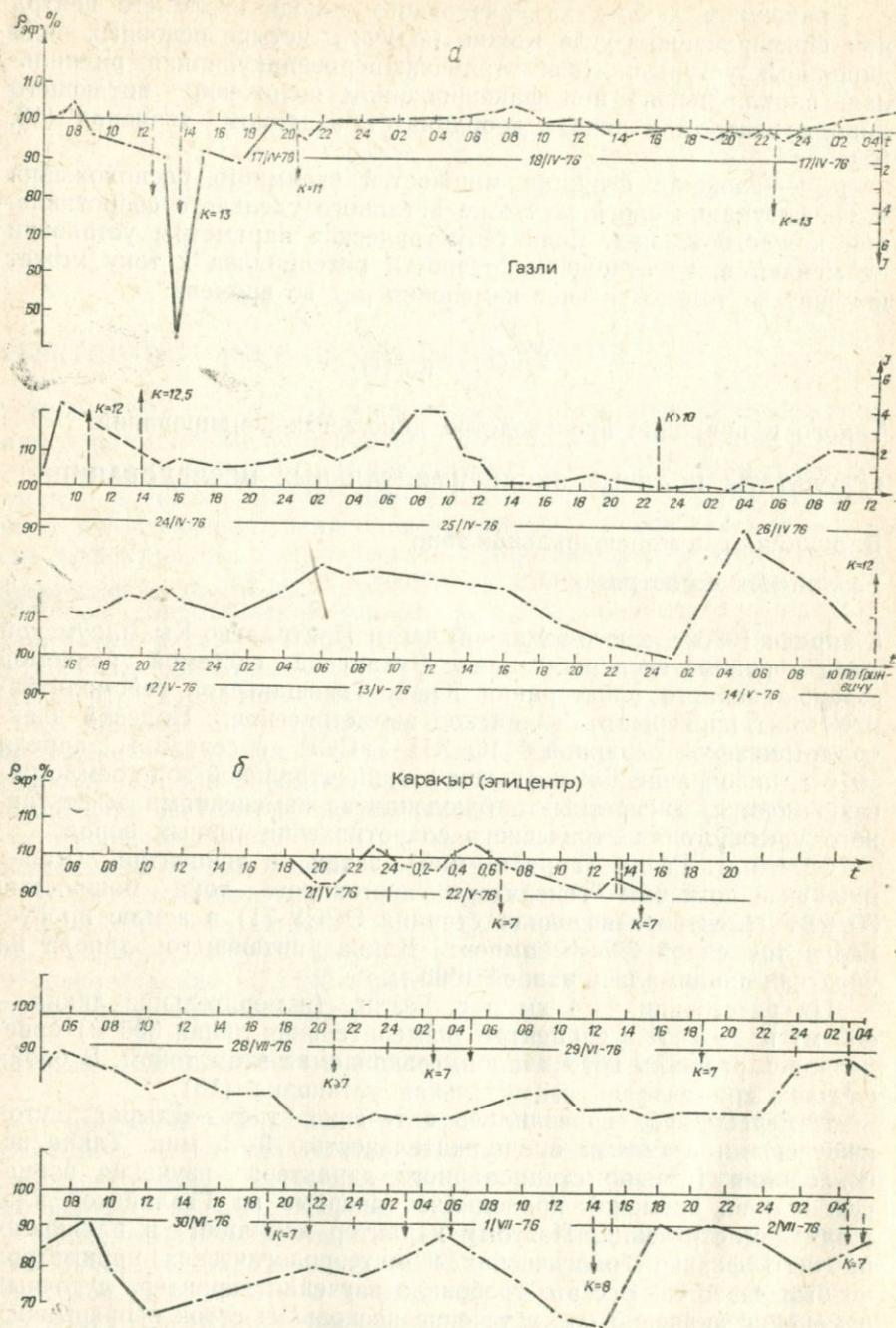


Рис. 45. Графики суточных изменений  $\rho_{эф}$  во времени.

наблюдений для того, чтобы выявить связь изменения  $\rho_{эф.}$  с землетрясениями.

Работа осуществлялась так, чтобы на каждый час приходился один сеанс зондирования, содержащий 25—30 рабочих импульсов. Это обеспечивало в течение суток 500—600 самостоятельных значений  $\rho_{эф.}$  По полученным данным строились графики изменений  $\rho_{эф.}$  во времени (рис. 45 а, б). Стрелками показаны моменты и энергетический класс афтершоков Газлийских землетрясений. Все отмеченные землетрясения зарегистрированы на расстоянии 35—45 (Газли) и 5 км (Каракыр) от центра измерительной установки. Глубина очагов 15—20 км.

На обоих участках наблюдаются изменения  $\rho_{эф.}$ , однако по характеру они различаются. Так, на участке Газли 17 и 24 апреля 1976 г. отмечалась относительно высокая сейсмическая активность, что соответствует уменьшению электрического сопротивления, достигающему для землетрясения  $K=12-13$  8—10%, а также значительному увеличению до 57%. Наши наблюдения, совпавшие с моментом землетрясения 17 апреля 1976 г. в 13 час. 49 мин. мирового времени, а также остальные в спокойные дни подтверждают, что суточный ход  $\rho_{эф.}$  идет без заметных изменений.

Обратная картина наблюдается в эпицентральной зоне (Каракыр). Изменения сопротивления более редкие, амплитуда хода  $\rho_{эф.}$  достигает 30%, землетрясения 7—8 классов отчетливо проявляются в изменениях  $\rho_{эф.}$ , достигающих 15—20% в зависимости от расстояний эпицентров до приемных или питающих диполей (рис. 45).

Таким образом, в результате ежечасных суточных измерений установлено уменьшение эффективного электрического сопротивления за 5—6 час. до землетрясения, что явилось его предвестником.

Кроме дипольных зондирований, с помощью которых изучался только поверхностный геоэлектрический разрез до глубины 1,5—2 км, эпицентральной зона Газлийских землетрясений исследовалась электрометрическим методом глубинных магнитно-теллурических зондирований (ГМТЗ). Работы проводились совместно с опытно-методической электроразведочной партией Конторы полевой и промысловой геофизики МГ УзССР. Основная задача глубинных магнитно-теллурических исследований — изучение особенностей геоэлектрического разреза земной коры и верхней мантии эпицентров Газлийских землетрясений.

Исследования ГМТЗ выполнялись электроразведочной станцией МТЛ-71. Выполнено 4 ГМТЗ, два из которых расположены в эпицентральной зоне. Сущность метода заключается в том, что по наблюдениям, выполняемым в одной точке, определяют величины, характеризующие соотношения между спектрами электрического и магнитного полей. Зависимость этих величин от периода изображают в виде амплитудных и фазовых кривых ГМТЗ,

являющихся частотными характеристиками исследуемого разреза. Благодаря скин-эффекту кривые GMTЗ отражают изменение удельного сопротивления горных пород с глубиной. В результате обработки и интерпретации этих кривых определяют послынные или обобщенные параметры геоэлектрического разреза.

Рассмотрим геоэлектрические разрезы, полученные в резуль-

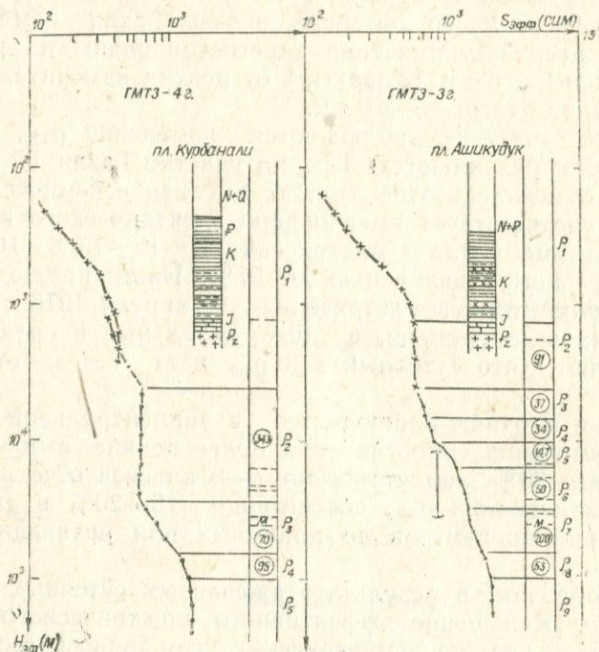


Рис. 46. Сводные графики зависимости  $S_{эф.}$  ( $H_{эф.}$ ) по GMTЗ — 3Г, 4Г и ДЭЗ.

тате интерпретации кривых  $\rho_{эф.}$  ( $H_{эф.}$ ) по точкам GMTЗ-3Г и GMTЗ-4Г (рис. 46).

Точка 3Г выполнена в эпицентре Каракыр. Данных бурения в этой точке нет. Сверху вниз по кривой  $\rho_{эф.}$  ( $H_{эф.}$ ) выделено 9 геоэлектрических горизонтов, различных по мощности и сопротивлению. Обобщенный геоэлектрический разрез по GMTЗ-3Г можно представить в виде:

$$\begin{aligned}
 h_1 &= 1,35 \text{ км}, & \rho_1 &= 2,3 \text{ омм}; & h_2 &= 28,6 \text{ км}, & \rho_2 &= 32 \text{ омм}; \\
 h_3 &= 30,0 \text{ км}, & \rho_3 &= 200 \text{ омм}; & h_4 &= 35 \text{ км}, & \rho_4 &= 53 \text{ омм};
 \end{aligned}$$

$h_5$  и  $\rho_5$  — неизвестно.

GMTЗ-4Г выполнено в 20 км к югу от точки GMTЗ-3Г.

Обобщенный геоэлектрический разрез GMTЗ-4Г можно представить так:

$$\begin{array}{ll}
 h_1 = 1,6 \text{ км}, & \rho_1 = 4,0 \text{ омм}; \\
 h_2 = 24,0 \text{ км}, & \rho_2 = 34,0 \text{ омм}; \\
 h_3 = 38,0 \text{ км}, & \rho_3 = 70,0 \text{ омм}; \\
 h_4 = 39 \text{ км}, & \rho_4 = 195 \text{ омм};
 \end{array}$$

$h_5, \rho_5$  — неизвестно,

или  $h_1\rho_1$  — мезозой-кайнозойский комплекс и часть  $P_z$ ;

$h_2\rho_2$  — палеозой (земная кора);

$h_3\rho_3$  — породы переходной зоны от коры к мантии;

$h_4\rho_4$  — мантия.

Стратиграфическая привязка обобщенных геоэлектрических горизонтов, за исключением горизонта  $h_1\rho_1$ , в достаточной степени условна.

При сравнении полученных результатов с данными сейсмо-разведки (ГСЗ) можно отметить, что преломляющие сейсмические границы в земной коре располагаются, как правило, в нижней части горизонта  $h_2\rho_2$  и верхней  $h_3\rho_3$ . Поверхность Мохоровичича по профилю ГСЗ залегает на глубине 40—42 км, т. е. в верхней половине горизонта.

При сопоставлении кривых  $\rho_{эф.}$  ( $H_{эф.}$ ) по двум точкам четко видна существенная разница в характере эффективной проводимости (сопротивления) с глубиной (рис. 46).

Начальные ветви кривых  $\rho_{эф.}$ , характеризующие проводимость осадков мезозой-кайнозоя, идентичны по форме и различаются по величине проводимости на уровне залегания пород фундамента (450 СИМ в точке 4Г и 590 СИМ в точке 3Г). Так, сопротивление пород фундамента от кровли до глубины 4000 м по ГМТЗ-3Г в шесть раз выше, чем ГМТЗ-4Г.

Обратное соотношение начинается с глубины 4000 м и более. Если горизонт зондирования 4Г до глубины 28 км представляет собой, судя по графику  $\rho_{эф.}$ , однородную толщу с очень высоким значением эффективного сопротивления (более 300 омм), то в этом интервале глубин по ГМТЗ-3Г четко выделяется 4 геоэлектрических горизонта.

Эта часть разреза характеризуется чередованием слоев низкого и высокого сопротивления, что свидетельствует о весьма высокой степени неоднородности строения земной коры в гипоцентрах. Начальные и конечные точки области очага с  $K > 16$  тяготеют к подошве горизонта  $\rho_6$  и его кровле  $\rho_5$ . Очаги землетрясений с меньшими значениями  $K$  располагаются в порядке убывания величин 15, 10 и 5 км.

Таким образом, можно предположить, что упругие напряжения в земной коре привели к возникновению так называемого магистрального разрыва в области с неоднородным строением коры.

## Исследование связи $\rho_{эф}$ с процессами трещинообразования в Центральных Кызылкумах

В 1974—1975 гг. в пос. Тамдыбулак Бухарской области УзССР проведены электрометрические исследования методом ДЭЗ вариаций  $\rho_{эф}$  горных пород во времени в зонах интенсивного трещинообразования Центральных Кызылкумов.

Рассмотрим полученные результаты. В точках наблюдения Осевая и Центральная (рис. 47) происходит общее увеличение электрического сопротивления с 1974 г., что составляет 19—24%,

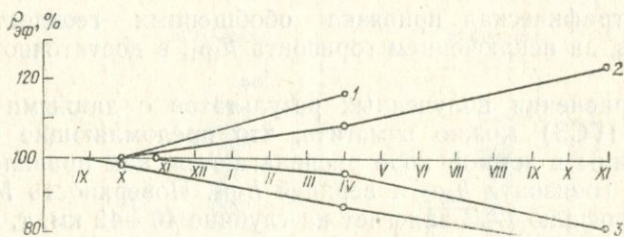


Рис. 47. Кривые изменений во времени эффективного электросопротивления на участке Тамды.

Станции: 1 — Осевая, 2 — Центральная, 3 — Северная, 4 — Южная.

а в точках наблюдения Южная и Северная — уменьшение электросопротивления на 14—24%.

Область питания водоносных горизонтов обусловлена их выходами на поверхность в южной части района (в сторону гор. Тамдытау). Расстояние (1,5—2 км) от станции Южная до области питания пластов свидетельствует о том, что процессы, связанные с этой зоной, возможно, отразились на результатах измерения. Наблюдения за скоростью излияния (расход) воды из скважины 12, расположенной на этой площади, показали постепенное уменьшение дебита глубинного водоносного горизонта с 35 л/с в 1964 г. до 1 л/с в 1975 г. (данные наблюдений Бухарской гидрорежимной станции). Понижение дебита пластовой воды глубинных горизонтов характеризует снижение уровня, что влечет за собой уменьшение порового давления. В свою очередь давление может вызвать поступление (миграция) жидкости из области наибольшего давления в область низкого. С ростом давления влажные пористые породы увеличивают удельное электрическое сопротивление и одновременно повышают предел прочности. Повышение давления поровой жидкости, напротив, приводит к уменьшению электрического сопротивления и одновременно снижению прочности породы (11).

Все эти процессы, по-видимому, отразились на результатах наших измерений, т. е. с уменьшением дебита глубинных горизонтов

и порового давления повысилось электрическое сопротивление горных пород.

Таким образом, в результате электрометрических исследований в Тамдыбулаке удалось выделить значительные вариации  $\rho_{эф.}$ , которые, вероятно, связаны с гидрогеологическими условиями в данном районе. Эти условия определяются режимом пластовых и грунтовых вод.

Как указано выше, электрометрические исследования в Тамдыбулаке проводились методом дипольных зондирований (ДЭЗ). Относительная плотность тока, создаваемого двумя точечными разнополярными источниками, расположенными на дневной поверхности, изменяется с глубиной по следующему закону:

$$\frac{jh}{j_0} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{2h}{L}\right)^2\right]^{3/2}}, \quad [1]$$

где  $jh$  — плотность тока на глубине  $h$ ,  $j_0$  — плотность тока на дневной поверхности между электродами,

$L$  — расстояние между электродами.

Глубина зондирования определяется расстоянием между питающей и приемной электродов и их взаимным расположением. Расчет, основанный на этих зависимостях, показывает, что максимальная глубина зондирования для различных положений электродов в Тамдыбулаке изменяется в пределах 300—1500 м, т. е. при изменении тока с глубиной на значения  $\rho_{эф.}$  существенно влияют геологические объекты, расположенные ближе к дневной поверхности. В частности, вариации  $\rho_{эф.}$  могут быть обусловлены динамикой грунтовых вод.

Изучение вариаций  $\rho_{эф.}$  связано с большими техническими трудностями и материальными затратами: бурением системы скважин, анализом свойств жидкой и твердой фаз в них, непрерывными наблюдениями за уровнем и скоростью фильтрации и т. п. Течение жидкости при фильтрации происходит в произвольных направлениях, а геометрия порового пространства (грунта) изменяется от точки к точке. Интерпретация получаемых экспериментальных данных неоднозначна. Изучение динамики грунтовых вод существенно упрощается в связи с известной зависимостью между динамикой и электромагнитным полем [4, 6].

Встает задача изыскания корреляции между вариациями  $\rho_{эф.}$  и электромагнитного поля фильтрации. Поскольку динамика грунтовых вод связана с действием внешних сил, решение этой задачи позволит ответить на вопрос о степени зависимости вариаций  $\rho_{эф.}$  от действия этих сил.

Изучить данную корреляцию невозможно без анализа структуры электромагнитного поля фильтрации<sup>1</sup>. При движении элект-

<sup>1</sup> Расчет величины электромагнитного поля фильтрации выполнен совместно с Р. И. Султанбековым.

тропроводной жидкости в неэлектропроводном пористом материале возникает система электростатических гидродинамических диполей. Электрический момент каждого из них равен

$$\bar{P}_l = \alpha \varepsilon \bar{E}_T, \quad [2]$$

где  $\alpha = r^2 l / 4$ ,

$$\bar{E}_T = \frac{\varepsilon r}{4\pi\eta\lambda} \text{grad } \bar{P},$$

$r$  и  $l$  — радиус и длина капилляра,  $\varepsilon$  — относительная диэлектрическая проницаемость,  $\eta$  — вязкость жидкости,  $r$  — электрокинетический потенциал,  $\text{grad } \bar{P}$  — градиент давления.

Если геометрия пор произвольная, то в каждом конкретном случае можно выбрать эквивалент данной поре капилляр, в котором возникает электростатический гидродинамический диполь с электрическим моментом [2], равным электрическому моменту диполя, возникающего в поре.

Любая нейтральная система зарядов в первом приближении эквивалентна электрическому диполю [4]. Следовательно, в первом приближении рассматриваемая система электростатических гидродинамических диполей эквивалентна некоторому результирующему диполю с электрическим моментом

$$\bar{P}_l = n W \varepsilon \alpha \frac{r \varepsilon}{4\pi\eta\lambda} \text{grad } P, \quad [3]$$

где  $nW$  — число диполей в исследуемой пористой среде. Имея в виду соотношение для градиента потенциала течения

$$\text{grad } P V_T = \frac{r \varepsilon}{4\pi\eta\lambda} \text{grad } P, \quad [4]$$

перепишем [3] следующим образом:

$$\bar{P}_l = n W \alpha \text{grad } V_T. \quad [5]$$

Из [3] и [4] следует, что электрический момент результирующего диполя может быть найден или по градиенту давления, или по градиенту потенциала течения. Зная электрический момент, всегда можно найти поле диполя.

Результирующий диполь образован связанными зарядами с поверхностной плотностью

$$\sigma_l = \Pi_{ln}, \quad [6]$$

где  $\Pi_{ln}$  — проекция вектора

$$\bar{\Pi}_l = n_0 \bar{P}_l \quad [7]$$

на нормаль к поверхности пористой среды,  $n_0$  — число диполей в единице объема пористой среды.

В электропроводной пористой среде возникают электрические токи, обусловленные зарядами электростатических гидродинамических диполей. Разность потенциалов между зарядами диполя, вычисляемая по формуле

$$V = \frac{r\varepsilon}{4\pi\eta\lambda} P, \quad [8]$$

есть электродвижущая сила (Э.Д.С.) токов. Из [8] следует, что вариации токов обусловлены сторонним полем давлений.

Образуется система диполей, электрическое поле которой характеризуется вектором [5], а магнитное поле совпадает с магнитным полем токов, характеризуемых магнитным моментом

$$\bar{M} = \frac{1}{2C} \int [\bar{R}, \bar{j}] dW, \quad [9]$$

где  $\bar{j}$  — объемная плотность токов, циркулирующих в заданном объеме,  $W$  — пористой среды,  $\bar{R}$  — расстояние, значительно превышающее линейные размеры этого объема,  $C$  — электродинамическая постоянная.

Система токов в объеме  $W$  замкнутая. Вектор — потенциал для такой системы токов вычисляется по формуле

$$\bar{A} = [\bar{M}, \bar{R}] / R^3. \quad [10]$$

Тогда напряженность магнитного поля токов в рассматриваемом объеме пористой среды

$$\bar{H} = \text{rot } \bar{A} = \text{rot } \frac{[\bar{M}, \bar{R}]}{R^3}. \quad [11]$$

Из векторного анализа известно, что

$$\text{rot } \frac{[\bar{M}, \bar{R}]}{R^3} = \frac{1}{R^3} \text{rot } [\bar{M}, \bar{R}] + \left[ \text{grad} \left( \frac{1}{R^3} \right), [\bar{M}, \bar{R}] \right]. \quad [12]$$

Последнее слагаемое в [12] перепишем следующим образом:

$$\left[ \text{grad} \left( \frac{1}{R^3} \right), [\bar{M}, \bar{R}] \right] = \frac{3\bar{R}}{R^5} [\bar{R}, [\bar{M}, \bar{R}]]. \quad [13]$$

Раскрывая двойное векторное равенство  $[\bar{R}, [\bar{M}, \bar{R}]]$  и имея в виду, что  $\text{rot } [\bar{M}, \bar{R}] = 2\bar{M}$ , поскольку  $\bar{M}$  ( $M_x, M_y, M_z$ ) от декартовых координат  $x, y, z$  точки наблюдения не зависят, из [11] — [12] получаем:

$$\bar{H} = \text{rot } \bar{A} = \frac{3(\bar{M} \cdot \bar{R})\bar{R}}{R^5} - \frac{\bar{M}}{R^3}. \quad [14]$$

Уравнение [14] совпадает с уравнением поля магнитного диполя с магнитным моментом  $M$ .

Из полученных соотношений [9], [10], [11] и [14] следует, что фиксированным значениям  $H$  соответствует определенное поле давлений. Из соотношений [3], [4] и [5] следует, что фиксированным значениям  $V_1$  соответствует определенное поле градиентов давлений. Зная эти значения, в различные моменты времени, получим картину изменения поля давлений и градиентов давлений во времени. Значит, зная вариации потенциалов электрического поля и напряженности магнитного поля фильтрации, можно найти вариации давлений и градиентов давлений стороннего поля.

Измерения  $V_t$  и  $H$  в полевых условиях производятся известными электрометрическими и магнитометрическими методами. Интерпретация результатов проводится на основании упомянутых выше соотношений. Заметим, что при полевых измерениях  $V_t$  фактически фиксируются потенциалы связанных зарядов с поверхностной плотностью [6].

Для решения поставленной задачи в районе Тамдыбулак в 1976 г. около скважины 13 было заложено 11 профилей и 11 пикетов, которые, пересекаясь, образовали квадраты со стороной 20 м. Электрометрические работы велись по способу потенциала, который по сравнению с другими способами точнее и технически проще (42, 73). В качестве потенциометра использовался автокомпенсатор ЭСК-1, заземлителем служили два неполяризующихся электрода конструкции А. С. Полякова.

В нулевой точке XI профиля во время измерений находился неподвижный электрод. С подвижным электродом замеры потенциалов проводились в каждой точке профиля два раза: при движении по профилю в прямом направлении и обратном, для исключения случайных ошибок. При вычислении значения потенциалов в каждой точке усреднялись и затем округлялись до целого.

Неизменное положение неподвижного электрода исключает все ошибки за счет увязки профилей. Ошибки в измерениях возникают только в результате поляризации электродов. Наблюдения на каждом профиле начинались с измерения этой поляризации. Поляризация электродов меньше 2 мВ, что соответствует требуемой точности измерений (73).

Округленные данные нанесены на планшет, где сплошными выделены эквипотенциальные линии (рис. 48). На рисунке в точках VIII, 5 и IX, 5 находится скрытый источник подземных вод.

Из соотношений [3], [4] и [5] следует, что градиент потенциала течения совпадает с градиентом давления, т. е. направление максимального изменения потенциала в некоторой точке совпадает с направлением наибо́льшего течения жидкости в ней. От этого источника вода растекается весьма равномерно во все стороны, при этом ее движение замедляется.

При изотропной среде эквипотенциальные линии представляли

бы собой концентрические окружности. Однако небольшая карта (200 м × 200 м) является средой существенно неоднородной. Выделяются четыре сравнительно крупные неоднородные компоненты, влияющие на фильтрацию воды (рис. 48).

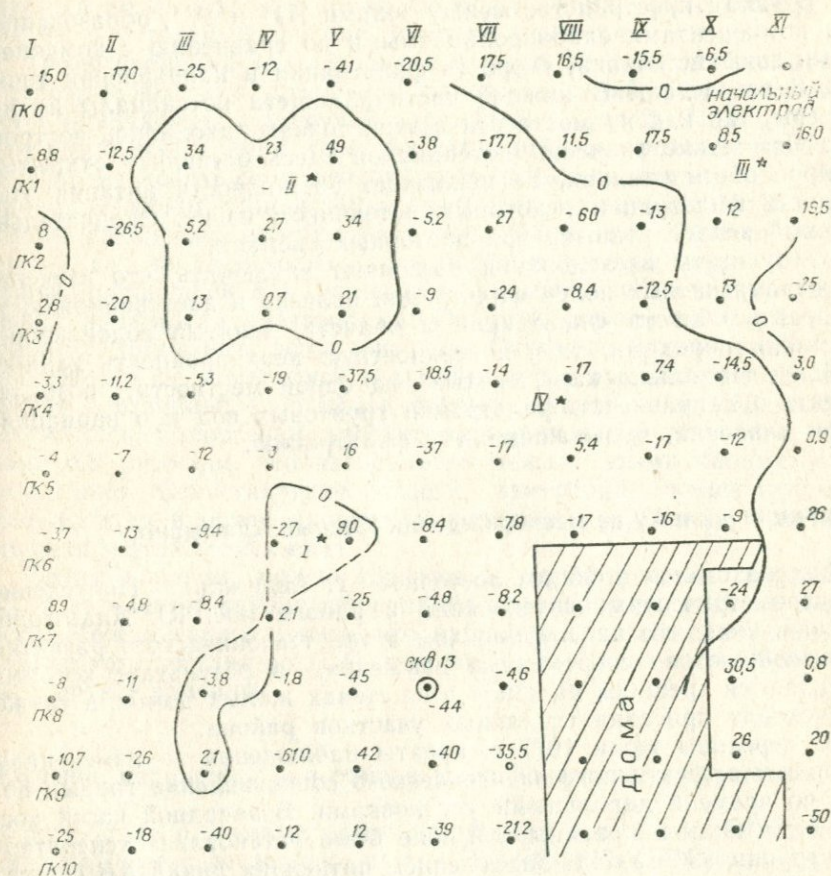


Рис. 48. Карта эквипотенциальных линий по методу ЕП (участок Тамдыбулак). I—IV — зоны неоднородности среды.

Потенциалы за зоной I\* очень низкие, не превышающие 10 мв (точки II, 5; II, 7; III, 6; III, 7; IV, 5; IV, 6). Это свидетельствует о том, что зона I\* образована плотной компонентой, препятствующей движению воды от источника, и подтверждается увеличением скорости фильтрации перед ней в направлении точек V, 7; V, 8; IV, 9; III, 10.

В узком пространстве между зонами I\* и II\* в направлении пикета 4 скорость фильтрации резко возрастает, затем падает, так как пространство фильтрации увеличивается. Зона II\* оконтуривается как водонепроницаемая компонента.

Течение воды от источника в направлении профилей VIII и IX замедляется, что указывает на более плотную упаковку пор зоны III\* по сравнению с зоной источника. Но вода через эту зону просачивается, о чем свидетельствуют отрицательные потенциалы в точках IX, 0 и X, 0.

В узком пространстве между зонами III\* и IV\*, образованными компонентами слабопроницаемыми по сравнению с компонентами зоны источника, скорость фильтрации в направлении точки XI, 3 возрастает. В нижней части планшета потенциалы не нанесены, так как на местности в этих точках находились постройки. Отсутствие значений потенциалов здесь оставляет открытым вопрос об источниках, не исключает возможности питания этой области фильтрации некоторым источником извне. Окончательно данный вопрос решится при повторных съемках.

Результаты исследования позволяют заключить, что изучение электромагнитных полей фильтрации полезно и дает возможность выделить области фильтрации и области, занятые водонепроницаемыми породами, т. е. поверхностную неоднородность данного района. Несколько карт, снятых на одной местности, позволяют судить о направлении фильтрации грунтовых вод и о вариациях поля давлений, вызывающих эту фильтрацию.

#### Вариации $\rho_{эф}$ и $\Delta V$ на месторождении Южный Аламышик

Район находится в 25 км восточнее г. Андижана. Проведение электрометрических исследований в районе пос. Ю. Аламышик вызвано тем, что на современном этапе тектонического развития активизируются современные движения, в результате которых появляются трещины на земле и на стенах жилых домов, а также происходит просадка отдельных участков района.

С середины июля 1977 г. начаты наблюдения за изменением вариации эффективного электрического сопротивления горных пород во времени дипольными установками. В западной части пос. Ю. Аламышик в предадырной зоне была установлена генераторная группа (ЭРСУ-71). Заземлением питающих линий АВ служили две скважины глубиной порядка 900 м, а расстояние между ними 1000 м. Сопротивление заземления между скважинами составило 8 ом, что соответствует короткому замыканию в цепи.

В 200 м южнее р. Андижанская, на расстоянии 3000—5000 м от центра стоянки генератора установлена приемная станция. Приемные линии длиной 400 м ориентированы на север—юг (аз. 150°) и запад—восток (аз. 60°) и приняли Г-образную или азимутальную и радиальную форму установки. Электроды заземления приемных линий — свинцовые пластины размером 30×40 см, толщиной 0,3 см, закопаны в землю на глубину 1,0 м. Измерения проводились сеансами через два часа в течение суток, а также по два раза в день.

По результатам наблюдений построены графики суточных и среднемесячных вариаций  $\rho_{эф}$ , где электрическое сопротивление начиная с 19 по 21 июля уменьшается на 15—18%, затем увеличивается до 3—5% и с 25 по 28 июля вновь уменьшается до 5—7%. В остальные дни оно почти не меняется.

Кроме вариаций за длительные отрезки времени, наблюдались и суточные по двум установкам приемных линий. Формы кривых почти одинаковые, с суточной вариацией  $\rho_{эф}$  от 2—3 до 6—10%. Для выявления причин суточных вариаций  $\rho_{эф}$  проведен эксперимент по изучению естественного поля в районе заземления ДЭС. Приемные линии длиной 500 м заземлены на глубине 1,0 м с помощью свинцовых пластин размером 30×40 см. Азимут линий север—юг, запад—восток. Ежечасно в течение суток с помощью прибора ЭСК-1 измеряли разность потенциалов ( $\Delta V$ ) между приемными электродами. Опытные работы велись параллельно с дипольным зондированием. Суточные кривые направления север—юг изменялись в течение суток приблизительно одинаково с разницей 4—6 мВ, а кривые направления ЗВ сильно искажались. Сопоставив суточные вариации  $\rho_{эф}$  с суточными кривыми  $\Delta V$ , отметим, что зависимость между этими параметрами отсутствует. Сопоставление данных измерений температурного хода воздуха и почвы в дни зондирования с  $\rho_{эф}$  также показало отсутствие этой зависимости.

Таким образом, можно говорить о существовании вариаций  $\rho_{эф}$  в изучаемом районе, но причина появления их пока не выявлена. Можно предположить, что вариации связаны с изменением химического состава воды и степенью ее загазованности. Возможны и другие причины.

### Изучение вариации $\rho_{эф}$ в районе Чарвакского водохранилища

В результате режимных наблюдений в 1975 г. в пос. Богустан и Сиджак (северо-восточная часть Чарвакского водохранилища) установлены изменения величины эффективного электрического сопротивления горных пород, связанные с изменением объема воды в водохранилище (рис. 49).

Весной 1978 г. полевые работы проводились методом дипольных зондирований. Точки наблюдения были расположены в 5—6 км западнее пос. Сиджак в горах на высоте 1100 м над уровнем моря в районе урочища Кайнарсай, т. е. на пересечении двух крупных тектонических разломов — Каржантауского и Сиджакского.

Заземлением для питающих линий служили два родника, расположенные на расстоянии 600—700 м. Приемные линии были установлены вкрест простирания Каржантауского разлома. Измерения проводились сеансами через два часа в течение суток. Такие циклы наблюдения повторяли 2—3 раза в месяц. По ре-

зультатам наблюдений построены графики вариации  $\rho_{эф.}$  (рис. 50).

На графиках ход кривых  $\rho_{эф.}$  неравномерный. Кривые среднего суточного хода  $\rho_{эф.}$ , полученные в точке наблюдений Дальняя,

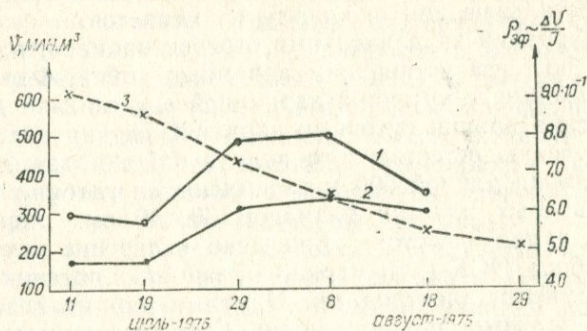


Рис. 49. Графики сопоставления  $\rho_{эф.}$  с объемом воды  $V$   
1 —  $\rho_{эф.}$  ст. Богуста, 2 —  $\rho_{эф.}$  ст. Сиджак, 3 — изменение объема воды.

скачкообразные, амплитуда хода местами от 7 до 11%. Кривые в точке наблюдения Ближняя менее изрезаны, кроме случая

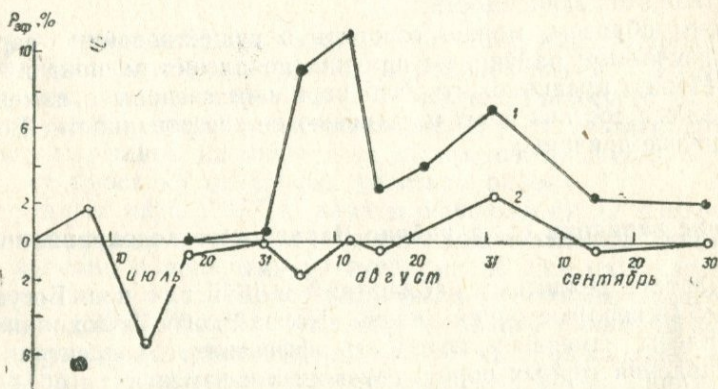


Рис. 50. Результаты измерения  $\rho_{эф.}$  в зоне тектонических нарушений.

Кривые  $\rho_{эф.}$  в точке наблюдения: 1 — Дальняя, 2 — Ближняя.

15 июля, когда сопротивление уменьшилось до 6%. Полученные вариации, возможно, связаны с тектоническими процессами данного района или с местными землетрясениями.

## Выводы

Таким образом, электрометрическими исследованиями 1976—1980 гг. на трех полигонах Узбекистана удалось выделить вариации  $\rho_{эф.}$  горных пород, связанные с естественными и искусствен-

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллабеков К. Н. Исследование локальных изменений геомагнитного поля, связанных с упругими напряжениями в земной коре сейсмоактивных районов. Автореф. канд. дисс. М., 1972.
2. Абдуллабеков К. Н., Головкин В. П. К возможности обнаружения сейсмомагнитного эффекта в Приташкентском районе. «Геомагнетизм и аэрономия», 1970, № 6.
3. Абдуллабеков К. Н., Головкин В. П. Изменения геомагнитного поля, связанные с процессами в земной коре. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1974, № 3.
4. Абдуллабеков К. Н., Максудов С. Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. Ташкент, 1975, с. 127.
5. Абдуллабеков К. Н., Нормирзаев Ф. Д. Предварительные результаты изучения аномалий векового хода геомагнитного поля на Кызылкумском полигоне. В сб. «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма», ч. 1. М., 1976.
6. Абдуллабеков К. Н. [и др.]. Предварительные результаты экспериментальных исследований на водохранилище Чарвак. В сб. «Исследование пространственно-временной структуры геомагнитного поля», М., 1977.
7. Абдуллабеков К. Н., Султанбеков Р. И. О роли электрокинетических явлений в возникновении некоторых локальных изменений поля. Материалы конференции молодых ученых-сейсмологов. Ташкент, 1978.
8. Абдуллабеков К. Н. [и др.]. Локальные изменения геомагнитного поля при заполнении водохранилища. «Геомагнетизм и аэрономия», т. 19, 1979, № 2.
9. Абдуллабеков К. Н., Муминов М. Ю., Шапиро В. А. Предварительные результаты геомагнитных исследований на Ферганском геодинамическом полигоне. «Узб. геол. ж.», 1979, № 2.
10. Абдуллабеков К. Н. [и др.]. Полевые наблюдения возмущений электромагнитного поля Земли. ИФЗ АН СССР, препринт № 8. М., 1980.
11. Авчян Г. М. [и др.]. Влияние давления и температуры на физические свойства осадочных горных пород, насыщенных жидкостью. М., 1968.
12. Александров М. С. [и др.]. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ. М., 1972.
13. Альпин Л. М. Теория дипольных зондирований. М., 1950.
14. Альперт Я. Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера. М., 1972.
15. Альперт Я. Л. Исследование распространения длинных и сверхдлинных радиоволн методом анализа атмосфериков. «Радиотехника и электроника», 1956, № 1.
16. Альперт Я. Л., Флигель Д. С. Синтез атмосфериков и эффективные параметры нижней части ионосферы на низких частотах. «Радиотехника и электроника», 1959, № 4.
17. Андилевич М. Г. Влияние Ташкентского землетрясения на магнитное поле Земли и ионосферу. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.». Ташкент, 1971.
18. Аснин Л. М. Возмущения в слое *F* ионосферы в период магнитных бурь с внезапным началом и постепенным началом. Труды ИЗМИРАН, вып. 20 (30), 1962.

19. Бенъкова Н. П., Зевакина Р. А. Ионосферные возмущения. В сб. «Ионосферные исследования», № 19. М., 1970.
20. Бенъкова Н. П., Кушнеревский Ю. В. Вертикальные перемещения возмущенностей в ионосфере. В сб. «Ионосферные исследования». М., 1961.
21. Бердалиев Е. Некоторые результаты повторных измерений геомагнитного поля в районе Чарвакского водохранилища. Тезисы докладов на конференции молодых ученых-сейсмологов. Ташкент, 1976.
22. Бердалиев Е., Пушкин А. Н., Цветков Ю. П. Результаты регистрации локальных изменений геомагнитного поля с помощью автономной станции. «Геомагнетизм и аэрномия», т. 19, 1980, № 2.
23. Бирфельд Я. Г. О ионосферно-сейсмической связи и возможности использования ее для ионосферного прогнозирования землетрясений. В кн. «Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах». М., 1974.
24. Бирфельд Я. Г., Таранцев А. В. Явление воздействия сейсмичности Земли через акустические волны на ионосферу. В кн. «Открытия советских ученых». М., 1979.
25. Бончковский В. Ф. Изменение градиента электрического потенциала атмосферы как один из возможных предвестников землетрясения. Труды Геофизического института АН СССР, № 25, 1954.
26. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., 1974.
27. Бутаков В. Ф. [и др.]. Исследования некоторых закономерностей вариаций ЕИЭМП на сейсмостанции «Крымская» на Камчатке и сравнение с вариациями ЕИЭМП в других сейсмических районах. Томск, 1979. Представлена Томским политехническим институтом. Деп. в ВИНТИ 14 августа 1979, № 3062—79.
28. Васильев К. Н. Пространственное распределение вертикальных перемещений ионизированных образований в ионосфере. «Геомагнетизм и аэрномия», т. 8, 1968, № 5.
29. Васильев К. Н. [и др.]. Направление и скорость перемещения ионизированных образований в области F. «Геомагнетизм и аэрномия», т. 10, 1969, № 6.
30. Васильев К. Н., Гришкевич Л. В. О горизонтальных размерах вертикально перемещающихся ионосферных возмущенностей. «Геомагнетизм и аэрномия», т. 12, 1972, № 3.
31. Витовский В. А. Исследование удельной грозовой деятельности и пораженности молниями горных районов Тянь-Шаня. I Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Сборник трудов. М., 1976.
32. Воробьев А. А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. «Геология и геофизика», 1970, № 12.
33. Воробьев А. А. Преобразование видов энергии в земной коре. Электризация пород и разряды в них. Изв. ТПИ, Томск, 1973.
34. Воробьев А. А. Механоэлектрические явления, преобразования энергии при пластической деформации. Изв. ТПИ, Томск, 1977.
35. Воробьев А. А. Оценка эффективности механоэлектрических преобразований в горных породах в условиях их естественного залегания. Томск, 1979. Представлена ТПИ. Деп. ВИНТИ 28 декабря 1978, № 3832—79.
36. Воробьев А. А. К вопросу об инициировании землетрясений подземных грозовых явлений. Электрическая аппаратура и электрическая изоляция. М., 1979.
37. Воробьев А. А. Естественные геоэлектрические и электромагнитные поля и их применение. Томск, 1979. Представлена ТПИ. Деп.
38. Воробьев А. А. Прогнозирование момента землетрясения по изменению параметров ЕИЭМП. Томск, 1979. Рукопись. Представлена Томским политехническим институтом. Деп. в ВИНТИ 17 мая 1969, № 1779—79.
39. Гаврилов В. Н. [и др.]. Справочник по радиоизмерительным приборам. М., 1976.
40. Гершман Б. И. Динамика ионосферной плазмы. М., 1974.

41. Гершман Б. Н. Механизм возникновения ионосферных неоднородностей в области F. В сб. «Ионосферные исследования», № 30. М., 1980.
42. Глумов И. Ф., Добрынин В. М. Изменение удельного электрического сопротивления водонасыщенных пород под влиянием горного и пластового давления. В сб. «Прикладная геофизика», вып. 33. М., 1962 г.
43. Голицын Г. С., Кляцкий В. И. Колебания в ионосфере, вызываемые движениями в земной поверхности. «Изв. АН СССР». Физика атмосферы и океана, т. 3, 1967, № 10.
44. Голицын Г. С., Чунгузов Е. П. Акустико-гравитационные волны в атмосфере. В сб. «Полярные сияния и свечения ночного неба», № 23. М., 1975.
45. Головков В. П. Аномальные изменения геомагнитного поля в сейсмоактивном районе. «Геомагнетизм и аэрномия», т. 9, 1969, № 6.
46. Головков В. П. [и др.]. Инструкция по поискам и изучению аномалии векового хода геомагнитного поля. М., 1977.
47. Гохберг М. Б., Гуфельд И. Л., Добровольский И. П. Источники электромагнитных предвестников землетрясений. ДАН СССР, т. 250, 1980, № 2.
48. Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Аронов Е. Л. О высокочастотном электромагнитном излучении при сейсмической активности. ДАН СССР, т. 248, 1979, № 2.
49. Грабовский М. А. Изменение магнитных свойств магнетита под действием механических напряжений. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., т. 13, 1949, № 2.
50. Грабовский М. А., Пархоменко Э. И. Об изменениях магнитных свойств магнетитов под действием больших сжимающих напряжений. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1953, № 5.
51. Григорьев Г. И. О механизмах генерации акустико-гравитационных волн. Международный научно-методический семинар по вертикальному зондированию ионосферы. Тезисы докладов, ч. IV. Алма-Ата, 1978.
52. Гупта Х., Растоги Б., Плотины и землетрясения. М., 1979.
53. Датченко Э. А., Уломов В. И., Чернышева С. П. Аномалии электронной плотности как возможный предвестник Ташкентского землетрясения. ДАН УзССР, 1972, № 12.
54. Дерягин Б. В., Кротова Н. А. Адгезия. М., 1948.
55. Дмитриев Н. Т. Собственное излучение свежего воздуха. «Природа», 1977, № 7.
56. Добровольский И. П., Зубков С. И., Мячкин В. И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. В сб. «Моделирование предвестников землетрясения». М., 1980.
57. Дробжев В. И. К вопросу о локализации источника атмосферных гравитационных волн. В сб. «Ионосферные исследования», № 30. М., 1980.
58. Дробжев В. И., Яковец А. Ф. Эффекты распространения волновых возмущений, регистрируемые на ионограммах. Международный научно-методический семинар по вертикальному зондированию ионосферы. Тезисы докладов, ч. II. Алма-Ата, 1978.
59. Дубровский В. Г. О морфологии магнитно-ионосферных возмущений. В сб. «Ионосферные исследования», № 10. М., 1962.
60. Ерухимов Л. М., Максименко О. И., Мясников Е. Н. Природа неоднородностей ионосферы, возбуждаемых мощным радиозлучением. В сб. «Ионосферные исследования», № 30. М., 1980.
61. Забавина И. Н., Штенников Ю. В. Формирование распространения дневных атмосферных возмущений на расстояниях до 500 км. «Геомагнетизм и аэрномия», т. 14, 1974, № 6.
62. Забавина И. Н., Штенников Ю. В. Формирование и распространение ближних атмосферных возмущений. I Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Сборник трудов. Л., 1976.
63. Забаровский А. И.\* Электроразведка. М., 1965.
64. Зевакина Р. А. [и др.]. Методы краткосрочного прогноза магнитной

- активности и состояния ионосферы. Инструкции. Препринт. М., ИЗМИРАН СССР, 1975.
65. Зевакина Р. А., Лаврова Е. Е., Ляхова Л. И. Основы прогнозирования ионосферно-магнитных возмущений и служба краткосрочных радиопрогнозов. Руководство. М., 1967.
  66. Зубков С. И., Мигунов Н. И. О времени возникновения электромагнитных предвестников землетрясений. «Геомagnetизм и аэрoномия», т. 15, 1975, № 6.
  67. Зуннунов Ф. X. Глубинное строение Ферганской впадины. Ташкент, 1973.
  68. Ибрагимов Р. Н. Сейсмoтeктоника Ферганской впадины. Ташкент, 1970.
  69. Ибрагимов Р. Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент, 1978.
  70. Ибрагимов Р. Н., Абдуллабеков К. Н. О периодичности сильных землетрясений Западного Тянь-Шаня. «Узб. геол. ж.», 1974, № 3.
  71. Ибрагимов Р. Н., Якубов Д. X., Ахмеджанов М. А. Новейшие структуры Центральных Кызылкумов и их сейсмoтeктонические особенности. Ташкент, 1973.
  72. Иньков Б. К. Объединение особенностей традиционной аппаратуры в панорамном регистраторе близких глаз. Труды ТГО. Вып. 350. Л., 1977.
  73. Инструкция по электрoразведке. М., 1950.
  74. Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д. Исследования рассеянных отражений в магнитосопряженных точках. В кн. «Исследования ионосферы». Новосибирск, 1970.
  75. Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д. Движения в ионосфере. Новосибирск, 1979.
  76. Калашников А. Г., Капица С. П. Магнитная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях. ДАН СССР, т. 86, 1952, № 2.
  77. Капица С. П. Магнитные свойства изверженных горных пород при механических напряжениях. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1955, № 6.
  78. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л., 1978.
  79. Кашпровский В. Е., Кузов Ф. А. Распространение средних радиоволн земным лучом. М., 1971.
  80. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. М., 1966.
  81. Кокonов И. И. Некоторые вопросы распространения атмосфериков в приложении к дальнометрии грозовых очагов в зоне до 100 км. I Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Сборник трудов. Л., 1976.
  82. Кормильцев В. В., Шапиро В. А. Электрические магнитные измерения вызванной поляризацией. УНЦ АН СССР, серия препринтов. Свердловск, 1979.
  83. Костыгов К. И., Кривошеин В. А. О применении атмосфериков для получения геофизической и метеорологической информации. I Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Сборник трудов. Л., 1976.
  84. Крылова В. С. «Запрещенное» для начала ионосферных возмущений время в средних широтах западного полушария. В сб. «Ионосферные исследования», № 10. М., 1962.
  85. Кузнецова В. Г. Сравнение геомагнитных вариаций, зарегистрированных в ряде пунктов Закарпатья. «Геомagnetизм и аэрoномия», т. 9, 1969, № 6.
  86. Кушнир Ф. В., Савенко В. Г., Вернио С. М. Измерения в технике связи. М., 1978.
  87. Лукк А. А., Юнга С. Л. Сезонная периодичность ориентации механизма очагов и количества слабых землетрясений Гармского района. ДАН СССР, т. 246, 1979, № 1.
  88. Ляхтер В. М., Капцан А. Д. [и др.]. Об изменениях геофизических полей и свойств горных пород под влиянием водохранилищ в сейсмоак-

- тивных районах. В сб. «Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим». М., 1977.
89. Мавлянов Г. А. [и др.]. Аномальные вариации геомагнитного поля в Восточной Фергана — предвестник Алайского землетрясения 2 ноября 1978 г., ДАН СССР, т. 246, 1979, № 2.
  90. Мавлянов Г. А., Уломов В. И. Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане. В сб. «Поиски предвестников землетрясений». Ташкент, 1976.
  91. Махсудов С. Х. Тектономагнитные исследования магматических пород Ташкентского геодинамического полигона. Автореф. канд. дисс. М., 1972.
  92. Махкамджанов И. М. О результатах измерений  $\rho_{эф}$  во времени на Кызылкумском геодинамическом полигоне. В сб. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.
  93. Медникова Н. В. Закономерности рассеяния разных широт. В кн. «Ионосферные возмущения и их влияние на радиосвязь». М., 1971.
  94. Медникова Н. В. Руководство по интерпретации и обработке ионограмм. М., 1969.
  95. Мигунов Н. И., Кокорев А. А. Динамические особенности сейсмoeлектрического эффекта водонасыщенных горных пород. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1977, № 6.
  96. Мячкин В. И. [и др.]. Основы физики очага и предвестники землетрясений. В сб. «Физика очага землетрясений». М., 1975.
  97. Нагорский П. М. О влиянии инфразвукового шума от слабых землетрясений на спектр радиосигнала, отраженного от ионосферы. «Геомагнетизм и аэронавтика», т. 14, 1979, № 1.
  98. Намазов С. А., Новиков В. Д., Хмельницкий И. А. Доплеровское смещение частоты при ионосферном распространении декаметровых радиоволн. Известия ВУЗов, т. 18, 1975, № 4.
  99. Николаев Н. И. Водохранилища и землетрясения. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1972, № 3.
  100. Никонов А. А. Современные движения земной коры. М., 1979.
  101. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., 1977.
  102. Нульман А. А. [и др.]. Установка и результаты измерения магнитной восприимчивости горных пород при гидростатическом давлении в переменном поле. В сб. «Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах». Баку, 1978.
  103. Пархоменко Э. И., Мартышев Ю. Н. Явления электризации и свечения минералов в процессе деформации и разрушения. В сб. «Физика очага землетрясения». М., 1975.
  104. Потапов А. В. Спектральные характеристики дальних атмосфериков. В кн. «Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ». М., 1972.
  105. Рахматуллин Х. А., Султанбеков Р. И. О роли электрокинетических явлений в возникновении магнитной аномалии над Полторацким газохранилищем. «Узб. геол. ж.», 1976, № 4.
  106. Ремизов Л. Т. Статистические характеристики атмосферных помех при узкополосном приеме. В кн. «Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ». М., 1972.
  107. Рикитак Г. Предсказание землетрясений. М., 1979.
  108. Руководство по интерпретации и обработке ионограмм. Пер. с англ. М., 1977.
  109. Савенко Б. Я. [и др.]. Исследование физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев, 1977.
  110. Савенко Б. Я. [и др.]. Зависимость магнитных свойств вулканитов от их минерального состава и петрохимических особенностей при высоких  $P$  и  $T$ . Тезисы докладов Политехнического университета тяжелой промышленности ВНР. Мишкольц, 1979.

111. Савенко Б. Я., Еленска М. Б. Экспериментальное изучение процесса разрушения воздействия высоких давлений и температур. В кн. «Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах». Материалы 5-го Всесоюзного совещания. М., 1978.
112. Савенко Б. Я., Капичка А. Сравнительная характеристика изменений остаточной намагниченности базальтов при гидростатическом и одноосном давлениях. «Геофиз. журнал АН УССР», т. 1, вып. 3, 1979.
113. Садовский М. А., Соболев Г. А., Мигунов Н. И. Изменения естественного излучения радиоволн при землетрясении в Карнатах (4. III, 1977 г.). ДАН СССР, т. 244, 1979, № 2.
114. Самарджиев Д. Т., Кушнеревский Ю. В. Перемещения возмущения в слое F. В сб. «Исследования неоднородностей в ионосфере». М., 1960.
115. Самохвалов М. А. Изменение ЕИЭМПЗ на Камчатке, мыс Шипунский. Томск, 1974.
116. Сидорин А. Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния. ДАН СССР, т. 245, 1979, № 4.
117. Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С. Связь геомагнитных вариаций с гидрорежимом на Гармском полигоне. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1980, № 4.
118. Сковородкин Ю. П. Явление тектономагнетизма и локальные геомагнитные вариации в сейсмоактивных зонах. Автореф. докт. дисс. М., 1980.
119. Соболев Г. А. [и др.]. Изучение механоэлектрических явлений в сейсмоактивном районе. В сб. «Физика очага землетрясения». М., 1975.
120. Соболев Г. А., Демин В. М. Механоэлектрические явления в земле. М., 1980.
121. Соболев Г. А., Морозов В. Н. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями. В сб. «Физические основания поисков прогноза землетрясений». М., 1970.
122. Соболев Г. А. Перспективы оперативного прогноза землетрясений по электротеллурическим наблюдениям. В кн. «Предвестники землетрясений». М., 1973.
123. Соболев Г. А. Применение пьезоэлектрических явлений в геофизике. Автореф. докт. дисс. М., 1975.
124. Справочник геофизика. М., 1950.
125. Тихонов А. Н. [и др.]. К вопросу о связи земных токов и землетрясений. Труды Геофизического института АН СССР, № 25, 1954.
126. Госсард Э., Хук У. Волны в Атмосфере. М., 1978.
127. Троицкий Б. В. Перемещающиеся волновые возмущения ионосферы. В сб. «Ионосферные исследования», № 30. М., 1980.
128. Троицкий Б. В. Влияние движений земной поверхности на ионосферу. «Геомагнетизм и аэрономия», т. 14, 1979, № 1.
129. Уломов В. И. Световые и электрические явления, сопровождающие землетрясения. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.». Ташкент, 1971.
130. Уломов В. И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
131. Уломов В. И., Безродный Е. М. Комплексные инструментальные исследования геодинамических условий в районе Чарвакского водохранилища. В сб. «Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим». М., 1977.
132. Уломов В. И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений. В кн. «Сейсмологические исследования в Узбекистане». Ташкент, 1979.
133. Усманова М. Т. Трещина хрупкого разрушения — один из возможных источников импульсного электромагнитного излучения горных пород в естественных условиях. «Узб. геол. ж.», 1979, № 2.
134. Фаткулин М. Н. Ионосферные возмущения. Итоги науки и техники, сер. «Геомагнетизм и высокие слои атмосферы». Т. 4. М., 1978.
135. Федотов С. А., Соболев Г. А. [и др.]. Долгосрочный и пробный

- краткосрочный прогноз Камчатских землетрясений. В кн. «Повски предвестников землетрясений». Ташкент, 1976.
- 136 Фингер Д. Л. Влияние переменных нагрузок сжатия на магнитные свойства магнетита. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1951, № 5.
  137. Хатиашвили Н. Г., Чиковани Р. А. Электрические явления, связанные с процессом разрушения цементного камня. Сообщения АН ГССР, № 2, 1973.
  138. Цветков Ю. П. [и др.]. Протонный магнитометр ПМ-001. В сб. «Геоманнитное приборостроение». М., 1977.
  139. Церфас К. Э. Явления атмосферного электричества, предшествующие землетрясениям. В сб. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.». Ташкент, 1971.
  140. Чернявский Б. А. Атмосферно-электрические предвестники землетрясений. В сб. «Метеорология и гидрология в Узбекистане». Ташкент, 1955.
  141. Чернявский Б. А. Атмосферно-электрические и электротеллурические явления при землетрясениях. «Социалистическая наука и техника». 1930, № 12.
  142. Чернобровка Н. А. Исследование наклонных отражений на станции Иркутск. Новосибирск, 1970.
  143. Шарадзе З. С., Квавадзе Д. К. Особенности серпообразных возмущений на ионограммах. «Геоманнитизм и аэрономия», т. 7, 1967, № 1.
  144. Шапиро В. А., Абдуллабеков К. Н. Наблюдения вариаций магнитного поля во время Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. «Геоманнитизм и аэрономия», т. 18, 1978, № 1.
  145. Шевцов Г. И. [и др.]. Электрилизация полевых шпатов при деформации и разрушении. ДАН СССР, т. 225, 1975, № 2.
  146. Электрические свойства капиллярных систем. М., 1956.
  147. Ярмухамедов А. Р., Якубов Д. Х., Сагтаров А. С. Современная геодинамика Восточного Узбекистана. Ташкент, 1979.
  148. Abdullabekov K. N., Bezuglaja L. S., Golovkov V. P., Skovorodkin YU. P. On the possibility of using magnetic methods to study tectonic processes. Tectonophysics. v. 14, № 3/4, 1972.
  149. Chapman F. W., Metteus W. D. Andiafreguenly spectrum of atmospheres. «Nature», 1956, v. 172.
  150. Chapman S. The absorption and Dissociative or Ionizing effect of Machramatic Radiation in atmosphere on a Rotating Earth Rror. Phys. Soc. 1931, v. 43.
  151. Corwin R., Morrison H. F. 'Solt potential varitons preceeding earthquakes in central California. J. of Geoph. Res. lett, 1977, v. 4, № 4.
  152. Davies D. Earthquake prediction in China. Nature, 1975, v. 258.
  153. Davies K., Baker D. M. Ionospheric effect abserved around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964. J. of Geophys. Res. 1965, v. 70, № 5.
  154. Davis P. M., Stacey F. D. Geomagnetic Anomalies caused by a Mon — made Lake. «Nature», v. 240, 1972.
  155. Derr J. S. Earthquake lights a review of observations and present theories. Bull. seismol. Soc. Amer. 1973, v. 63, № 6.
  156. Derr J. S. Earthquake lights. Earthquake. Inform. Bull. 1927, v. 9, № 3.
  157. Girija R., Das A. C., Rasto R. G. Ionospheric F-Region Disturbances and their possible mechanisms. Ann. Geophys. v. 27, 1971.
  158. Holnig S. A. Aerosol anomalies preceeding earthquakes. Nature 1979, v. 276, № 5.
  159. Honkuro Voshimori. Pertubotion of the electric current by resistivity anomaly and its application to earthquakes prediction. J. Geomagn. and Geoelect. 1976, v. 8, № 1.
  160. Horner N. V. Radio noise from thunderstorms Advances in Radio Res. 2. London N. V. Acad. Press, 1964.
  161. Jean A. G., Teylor W., Wail J. R. WZF characteristics deduced from atmospheric wool forms. J. of Gleaphys. Res. 1960, v. 65, № 5.

162. King G. A. M. The ionospheric disturbance and atmospheric waves. *J. of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 1966, v. 28.
163. Kondo G. The variation of the atmosphere electric field at the time of Earthquake memoirs of the Kakioka magnetic observatory 1968, v. 13, № 11.
164. Ling-Nuang S. Can animals help to predict Earthquake? *Earthquake Inform. Bull.* 1978, v. 10, № 6.
165. Hines C. O. *Canad. J. Phys.* 1960, v. 38.
166. Muller E. K., *Gerl Beitrage zur Geophys.* 1930, v. 44.
167. Minoris Tsutsur and Toru Ogawa N. G., Dopler. Observation of ionospheric effects dueto typhoons. Report of ionosphere and space. Res in Japan 1973, v. 27, № 3.
168. Mizutani H., Ishido T. A new Interpretation of Magnetic Field variation associated with the Matsushiro Earthquakes. *I. Geom. Geol.*, v. 28, № 2, 1976.
169. Mizutoni H., Ishido T., Onishi S. Electrokinetic Phenomena associated With Earthquakes, *Geophys. Res. Letters*, v. 3, № 7, 1976.
170. Moore G. W. Magnetic disturbances preceding the 1964. Alaska earthquake. «*Nature*» 1969, v. 224.
171. Mortyn D. F. The morphology of Ionosphere disturbance in the F2 Region. Report of Ionosphere Reseachin in Japan, 1954, V—VIII, №1.
172. Nagata T. I. Tectonomagnetism. «*Trans Sci. Assembly of IUGG IAGA*», *IAGA Bull.*, v. 27, Madrid, 1969.
173. Nagata T. Variation in Earth — current in the vicinity of the Sikano fault. *Bull. Earthquake Res. Inst. University Tokyo.* 1944, v. 22, № 7, p.
174. Najitg K., Yuen P. E. Ionospheric method of detecting tsunami—generating earthquakes. *Jhe Phys. Teacher* 1978, December.
175. Nesterov G. T. Possible ionospheric presage of the (Vransha) Earthquake of March 4. 1977. — *Rep. Bol. Acad. Sc.* 1979, v. 32, № 4.
176. Pocre E. T. Atmosphere electricity and earthquake prediction. *J. of Geophys. Res. Let.* 1976, v. 3, № 3.
177. Rikitake T. et al. Geomagnetic and geoelectric studies of the Matsushiro earthquake swarm. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo.* 1966, v. 44.
178. Rikitake T. Classification of earthquake precursors. «*Tectonophysics*», 1979, v. 54.
179. Scholz C. H., Syecs L. R., Aggarwal V. P. Earthquake prediction. A physical basis. *Science*, v. 181, 1973.
180. Cnapiro V. A., Abdullabekov K. H. An attempt to observe a seismomagnetic effect during the Gazly 17-th May 1976 earthquake. «*I. Geomagn. and Geoelec.*», 1978, v. 30, № 5.
181. Shapiro V. A., Pushkov A. N., Abdullabekov K. N., Berdaliyev E. B., Muminov M. Yu. «*Geomagnetic investigations in the seismoaactive regions of Middle Asia*». «*I. Geomagn. and Geoelec.*», 1978, v. 5.
182. Stacey F. P. The seismomagnetic effect. «*Pure and Appl. Geophys.*», v. 52, № 2, 1964.
183. Stepanow A. W. *Phys. Zs. Soviet Union*, v. 4, 1933.
184. Terada T. On luminous phenomena accompanying earthquakes. *Bull. Earthquakes. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1931, v. 9.
185. Tsubokawa I. On relation between duration of crustal movement and magnitude of earthquake expected. *J. Geod. Soc. Japan*, v. 15, 1969.
186. Tsubokawa I. On relation between duration of precursory geophysical phenomena and duration of crustal movement before earthquake. *J. Geod. Soc. Japan*, v. 19, 1973.
187. Yasyi V. A summary of studies on Luminous Phenomena Accompanied with earthquakes. «*Dokkyo Medical University*». Japan, 1974.
188. Whitcomb I. H., Garmany I. D., Anderson D. Earthquake prediction of seismic velocities before the San Fernando earthquake. *Science*, v. 108, 1973.
189. Yasui Y. A study on the leminous Phenomena Accompanied with Earthquakes. *Memoirs of the Kokioka magnetic observatory. Japan*, 1968, v. 13, № 1.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| Введение   | 3   |
| Магнитометрические исследования  | 6   |
| Методика магнитометрических исследований на полигонах Узбекистана (К. Н. Абдуллабеков, Е. Б. Бердалиев, С. Х. Максудов, М. Ю. Муминов) | 6   |
| Результаты магнитометрических наблюдений (К. Н. Абдуллабеков, Е. Б. Бердалиев, С. Х. Максудов, М. Ю. Муминов)                          | 7   |
| Анализ и обобщение результатов магнитометрических исследований на геодинамических полигонах Узбекистана (К. Н. Абдуллабеков)           | 44  |
| Исследование возмущений электромагнитного поля Земли, сопутствующих землетрясениям (С. С. Хусамиддинов)                                | 56  |
| Методика исследования вариаций естественного импульсного электромагнитного поля (С. С. Хусамиддинов)                                   | 62  |
| Результаты изучения вариаций параметров ЕИЭМП во времени (С. С. Хусамиддинов, К. Н. Абдуллабеков)                                      | 72  |
| Связь интенсивности ЕИЭМП с землетрясениями  | 80  |
| Ионосферные исследования (С. С. Хусамиддинов)  | 90  |
| Сейсмоионосферные эффекты (С. С. Хусамиддинов)   | 90  |
| Методика вертикального зондирования ионосферы (С. С. Хусамиддинов)   | 92  |
| Свойства ионосферы над Ташкентским геодинамическим полигоном (С. С. Хусамиддинов)  | 94  |
| Особенности возмущенной ионосферы (С. С. Хусамиддинов)   | 97  |
| Возмущения в ионосфере, возбуждаемые сейсмическими источниками (С. С. Хусамиддинов)  | 103 |
| Электрометрические исследования  | 112 |
| Методика проведения дипольных зондирований (И. М. Махкамджанов)  | 112 |
| Результаты полевых экспериментальных исследований (И. М. Махкамджанов)   | 113 |
| Выводы   | 113 |
| Литература   | 127 |

Коллектив

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Утверждено к печати  
Ученым советом Института сейсмологии и  
Отделением наук о Земле АН УзССР*

Редактор *Л. М. Мазурина*  
Художник *В. С. Тий*  
Технический редактор *Л. П. Тюрина*  
Корректор *О. В. Вахнина*

ИБ № 2516.

Сдано в набор 26.09.83. Подписано к печати 25.10.83. P05761. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 9,2. Тираж 1128. Заказ 206. Цена 1 р. 50 к.

Адрес Издательства: 700047. Ташкент, ул. Гоголя, 70.  
Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Цена 1 р. 50 к.

4009

