



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

**ПРОЯВЛЕНИЕ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ
В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ПОЛЯХ**

Ответственные редакторы:
академик **Е.П. ВЕЛИХОВ**,
доктор технических наук **В.А. ЗЕЙГАРНИК**



МОСКВА "НАУКА"
1993



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

**REFLECTION
OF GEODYNAMICAL
PROCESSES
IN GEOPHYSICAL
FIELDS**

Editors-in-chief
Academician E.P. VELIKHOV,
Dr. V.A. ZEIGARNIK



MOSCOW "NAUKA"
1993

УДК 550.34;550.837

А в т о р ы :

**Н.Л. Аятов, Ю.П. Бабаков, В.Ю. Баталев, А.Г. Блох,
В.Д. Брагин, А.М. Вольхин, Е.Л. Геллер, В.А. Зейгарник,
А.В. Zubovitch, Е.И. Иванов, Ю.И. Исаян, П.А. Кошкин,
Р.К. Кузьмин, Т.И. Кулецова, А.И. Матвеев,
Н.П. Орленко, А.В. Писакян, А.П. Ревтов, М.Ф. Ретинский,
А.Р. Рунг, А.К. Рыбин, В.Г. Ткаченко, Ю.А. Тришеников,
И.С. Туровский, В.В. Филикин, Е.В. Шарова, А.П. Шинкина**

Проявление геодинамических процессов в геофизических полях / А.М. Вольхин, В.Д. Брагин, А.В. Zubovitch и др. — М.: Наука, 1993. — 158 с. — ISBN 5-02-002316-7

В монографии на основе анализа материалов геофизических исследований, выполненных Институтом высоких температур РАН, приведены новые сведения о глубинном строении Бишкекского прогнозного полигона и особенностях развития геодинамических процессов в его пределах. Работы выполнялись в рамках международного проекта "Электропроводность астеносферы и литосферы (ЭЛАС)". Отличительной особенностью работ является широкое применение электромагнитных зондирований с мощными источниками тока. Показана связь землетрясений с накоплением энергии в земной коре. Предложена гипотеза развития сейсмического процесса.

Для геофизиков, сейсмологов.

Табл. 2. Ил. 75. Библиогр. 111 назв.

Рецензенты:

К.Н. Абдуллабеков, Б.С. Светов

Reflection of geodynamic processes in geophysical fields / A.M. Volykhin, V.D. Bragin, A.V. Zubovitch et al. — M.: Nauka, 1993.

Described in this book are new data on the deep structure of the Bishkek earthquake prediction test site and on the peculiar features of geodynamic processes in this area. The data are derived on the basis of geophysical research carried out by the Institute for High Temperatures, the Russian Academy of Sciences. The investigations were conducted within the frame of the international ELAS project: "Electric Conductivity of the Asthenosphere and Lithosphere". The specific feature of these studies is an extensive application of electromagnetic soundings techniques with powerful current sources. The relation between seismic process and energy accumulation in Earth crust is shown. A hypothesis of the evolution of a seismic process is suggested.

Reviewers:

K.N. Abdullabekov, B.S. Svetov

ИД 1803020000-076 175-93, I полугодие
042(02)-93

ISBN 5-02-002316-7

© Коллектив авторов, 1993.

© Российская академия наук, 1993

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы в наиболее опасных в сейсмическом отношении районах нашей страны развернулся широкий комплекс геофизических исследований. Наблюдения проводятся рядом организаций РАН и академий других республик, а также производственными организациями геолого-геофизического профиля, главным образом на прогностических полигонах. Координация работ осуществляется Межведомственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству, республиканскими и региональными институтами соответствующего профиля.

К сожалению, применяемые методы мониторинга, как правило, дают информацию о процессах на малых глубинах, и поэтому их возможности в известном смысле ограничены. На протяжении длительного времени основным источником получения информации о пространственно-временных особенностях развития деформаций на больших глубинах были сейсмологические исследования. Что же касается электромагнитных методов, то их потенциальные возможности в плане глубинных исследований сдерживались из-за отсутствия мощных источников тока. С появлением МГД-генераторов, а затем и других мощных источников эти проблемы отпали.

Первые попытки использования МГД-генераторов в прогностических целях были предприняты в 70-е годы на Гармском полигоне Института физики Земли АН СССР (Таджикистан). Здесь же были проведены измерения вариаций сопротивления с использованием мощной батареи конденсаторов.

В 1982 г. Институтом высоких температур АН СССР вблизи Фрунзе (ныне Бишкек) был организован новый полигон. (Он стал частью Бишкекского полигона, на котором Институт сейсмологии АН Кыргызстана ведет широкий комплекс прогностических геофизических наблюдений.) На этом полигоне были установлены два магнитогидродинамических (МГД) генератора — "Прогноз-1" и "Памир-2". Однако трудности организации низкоомного диполя здесь, как и на Гармском полигоне, не позволили полностью использовать потенциальные возможности МГД-генераторов. Поэтому основная часть электромагнитных зондирований была проведена с использованием батареи конденсаторов, а также различных электроимпульсных систем с отбором мощности от ЛЭП. Система пунктов повторных зондирований включала в себя 5 стационарных станций и 27 пунктов, в которых повторные зондирования осуществлялись с помощью передвижных станций. Повышение мощности генераторных устройств и точности измерительных средств позволило довести глубину исследований до 10—15 км.

Кроме того, на стационарных станциях измерялись вариации сопротивления на малых глубинах путем зондирования на постоянном токе крестовыми установками Веннера. Для определения природы вариаций сопротивления на стационарных станциях изучались вариации геомагнитного поля. В центральной части полигона в этих же целях была организована система слежения за горизонтальными движениями земной поверхности лазерными светодальномерами.

Строение нижней части земной коры на полигоне изучалось с помощью магнитотеллурических и глубинных магнитотеллурических зондирований (МТЗ и ГМТЗ). Они выполнены по трем региональным профилям, пересекающим Тянь-Шань что позволило увязать данные электромагнитных зондирований различной глубинности

и детальности и получить новые сведения о геодинамике этой территории. Основной объем работ выполнен ИВТАН и его Опытно-методической электромагнитной экспедицией.

Настоящая монография, состоящая из 11 глав, посвящена описанию результатов этих экспериментов. В ней рассматриваются методические и технические особенности организации исследований, проведена сравнительная оценка различных методов электромагнитных зондирований при изучении деформаций на больших глубинах и выполнен анализ особенностей пространственно-временных изменений деформационных процессов на Бишкекском полигоне. Представлены также новые данные о стрессии земной коры Тянь-Шаня, предложены модель геодинамики этой территории и механизм образования сейсмогенерирующих зон.

Материалы исследований свидетельствуют о больших возможностях глубинных электромагнитных зондирований при изучении геодинамических процессов в земной коре. Особо следует обратить внимание на гл. 9, в которой длительность и радиус зоны проявления предвестников землетрясений связываются с их магнитудой. Методами численного эксперимента показано, что полученные на основе полевых данных эмпирические зависимости, хорошо известные из литературы, близки к теоретическим, опирающимся лишь на закон повторяемости землетрясений и случайное распределение аномалий во времени и в пространстве. Эти результаты дают основание вновь вернуться к вопросу о значимости широко употребляемых на практике корреляционных зависимостей между упомянутыми параметрами и могут оказать существенное влияние на построение наблюдательной сети.

На основе полученных данных сделаны принципиальные выводы о связи вариаций геофизических полей с деформационными процессами в земной коре различного пространственного масштаба. Эти выводы подтверждаются также данными численного эксперимента. Их следует признать нетривиальными, поскольку они, с одной стороны, не противоречат общим представлениям о процессах разрушения твердого тела, а с другой, на наш взгляд, позволяют снять кажущуюся противоречивость в описании отдельных фактов, как известных из литературы, так и приведенных в настоящей работе.

Конечно, некоторые частные и тем более обобщающие выводы, сделанные авторами, могут показаться спорными, а доказательства — неисчерпывающими. Это естественно, ведь в проблеме предсказания землетрясений по-прежнему еще огромное множество "белых пятен". Книга не только разрешает ряд поставленных вопросов, но и выдвигает новые. Особенно это касается аспекта выделения энергии в рассматриваемом объеме среды при землетрясении. Причем если сформулированные представления получают теоретическое обоснование и экспериментальное подтверждение, то из них могут последовать очень важные практические рекомендации.

На основании полученных результатов в предварительном порядке целесообразно высказать одно соображение, связанное с традиционными электроразведочными работами, направленными на поиск полезных ископаемых. В настоящее время электроразведка подходит к новому уровню, характеризующемуся высокими значениями точности и разрешающей способности. В этом случае на получаемые результаты могут оказать влияние временные вариации геоэлектрического разреза, обусловленные геодинамическими процессами. Детальные пространственно-временные наблюдения на Бишкекском полигоне свидетельствуют об очень сложной картине таких вариаций, в спектре которых зачастую присутствуют выраженные компоненты с периодом от нескольких часов до нескольких дней. Постановка режимных наблюдений в наиболее типичных платформенных условиях и(или) на щитах позволила бы ответить на вопрос, насколько существенным может быть влияние геодинамических процессов, в частности техногенного происхождения, на данные, получаемые при электроразведочных работах. При проведении этих и некоторых других исследований, несомненно, весьма полезным окажется опыт, накопленный авторами на Бишкекском полигоне.

ВВЕДЕНИЕ

Научное и практическое значение проблемы прогноза сильных землетрясений общеизвестно. Последние десятилетия характеризуются развитием экспериментальных и теоретических работ в этом направлении. Однако к настоящему времени ответ на главный вопрос: возможен ли прогноз сильного или катастрофического землетрясения? — так и не получен. На чем же основан наш оптимизм в решении данной проблемы?

Процесс в любой сейсмогенерирующей зоне может быть охарактеризован следующими особенностями: 1) идет постоянное выделение энергии в виде сейсмических волн; 2) количество энергии, выделившейся в единицу времени на любом достаточно протяженном временном отрезке, меняется по квазипериодическому закону; 3) энергия, выделяющаяся при землетрясении определенного энергетического класса, и число землетрясений этого класса находятся в функциональной зависимости; 4) время жизни любой сейсмогенерирующей зоны имеет масштаб геологического времени, что на много порядков превышает характерное время между периодами максимального выделения энергии в этой зоне.

Перечисленные эмпирически обнаруженные особенности жизни сейсмогенерирующей зоны приводят нас к выводу, что подобный процесс не может быть результатом многократной случайной разрядки когда-то, в момент образования зоны, один раз запасенной энергии. Значит, сейсмогенная зона получает энергию извне в период своего существования.

Исходя из подобной предпосылки, в проблеме прогноза перед нами стоят две задачи: 1) установить пространственно-временной характер накопления энергии в сейсмогенерирующей зоне и ее источник; 2) определить, какова связь накопления энергии с ее расходом в виде сейсмических волн при землетрясении. Следовательно, для решения обеих поставленных задач нам необходимо изучить основные особенности накопления энергии сейсмогенерирующей зоны.

Это накопление должно проявляться в изменении тех или иных физических параметров, доступных нашему наблюдению. Исходя из предположения, что процесс накопления происходит ограниченно во времени и в пространстве (в противном случае нет материала для исследований), авторы поставили целью своих работ установление эмпирических связей пространственно-временных особенностей наблюдаемых явлений с конкретными землетрясениями. Когда такая связь по какому-либо параметру прослежена, можно говорить о наличии предвестника землетрясения.

К настоящему времени в различных регионах мира проведен широкий ряд исследований по поискам предвестников сильных землетрясений геофизическими, геодезическими, геохимическими и другими методами. При этом под "предвестниками землетрясений" понимается аномальное поведение каких-либо физических параметров или физических полей в период, предшествующий землетрясению. После землетрясения через определенное время, различное для разных видов предвестников, аномальные отклонения исчезают" [1].

Если отвлечься от проблем генезиса землетрясений и развития их очага, то, казалось бы, наши эмпирические исследования предвестников сильных землетрясений по мере накопления материала должны были бы привести нас к установлению достаточно однозначных связей между пространственно-временной картиной расп-

ределения предвестников землетрясений и расположением самих землетрясений. Однако полученный материал не позволил нам сделать однозначный вывод. Возникает вопрос: почему? Прежде всего обратимся к методике выделения предвестников.

Для этого остановимся подробнее на вопросе: что же мы понимаем под аномальным поведением или аномалией? Каким способом мы выделяем аномалии?

Рассмотрим результаты наблюдения за каким-либо изменяющимся параметром в данной точке. При этом мы, конечно, понимаем, что наши наблюдения относятся не к бесконечно малому пространству, а к определенному, хотя часто неизвестному объекту среды. Ясно, что мы всегда ограничены во времени настоящим моментом и моментом начала наблюдений. Вопрос об интервале дискретизации измерений здесь мы не будем рассматривать, поскольку, как и в любых измерениях, он определяется спектром исследуемого явления, необходимой погрешностью измерения и возможностями аппаратуры.

Рассматривая весь конкретный временной ряд, можно найти среднюю величину, а зная погрешность измерений, оценить достоверность наших данных. Далее, относительно среднего можно установить достоверные изменения во времени нашего параметра, т.е. изменения, характеризующие те или иные стороны развития внешней среды (хотя пока мы не определяли пространственные размеры этой среды). Казалось бы, мы у цели, но именно здесь и начинаются все трудности.

Представим себе, что мы измеряем с нулевой погрешностью, т.е. наши измерения не вносят ошибки. Тогда мы, считая все наши измерения достоверными и отражающими изменения в среде, могли бы величину, равную среднему, условно считать нормальной, а отличия — аномальными. Но, во-первых, ввиду ограниченности времени наблюдения мы не можем считать среднее истинной величиной, а во-вторых, заранее можно утверждать, что практически весь ряд будет аномальным. Это вытекает из простого рассуждения.

Для сейсмогенерирующей зоны нам известен график повторяемости землетрясений. Из него следует, что землетрясения меньшей силы возникают чаще. Ничто не дает нам права считать, что землетрясения, величина энергии которых меньше какой-либо, полностью отличаются по своей природе от сильных землетрясений, т.е. не имеют предвестников вообще. Поэтому данный ряд наблюдений должен включать изменения, отражающие подготовку любого землетрясения, если предварительное накопление энергии перед ним захватывает часть среды, исследуемой нами. Это первая сложность в определении того, что считать аномалией.

На самом деле наши приборы не бесконечно точны. При этом условии и при условии, что в среде, которую мы изучаем, есть единственный процесс, приводящий к изменению среды, — подготовка землетрясения, ряд аномалий, связанных с этой подготовкой, которые не выходят за пределы точности наших наблюдений, мы просто не увидим. Это вторая сложность, хотя обойти ее легче.

Но у нас нет никакой уверенности в том, что только подготовка землетрясения приводит к изменению нашего параметра. Более того, во многих случаях мы уверены, что в среде протекают различные физико-химические процессы, не связанные с подготовкой землетрясений, но влияющие на измеряемый параметр. Например, метеорологические явления, сезонные явления, химические превращения и пр. влияют на целый ряд параметров: уровень подземных вод, химический состав вод, удельное сопротивление и т.д.

Так как слабых землетрясений много и разделить влияние подготовки каждого из них обычно невозможно, то это тоже вносит свои сложности.

Выход в этом случае ищется в двух направлениях. Первое — установление корреляций и генетических связей между явлениями с последующим исключением из временного ряда части аномалий, в данном случае являющихся помехой. Этот метод иногда неплохо работает для низкочастотных вариаций измеряемого параметра, хотя также здесь имеются свои трудности. Второе — временной ряд рассматривается как

сумма двух частей: фонового и значимого. Строгих критериев такого разделения у нас нет. В качестве же основного чаще всего используются частота, с которой встречаются либо максимальные амплитудные значения, либо какой-то морфологический признак, если мы его находим, и соизмеримость частоты этих значимых проявлений с частотой возникновения землетрясений тех энергий, которыми мы интересуемся. Эту значимую часть мы и называем аномалиями.

Как видим, само понятие "аномалия", которым мы оперируем, не строгое, и сам поиск аномалий во временном ряду обычно ведется, исходя из наших интуитивных или априорных представлений о процессе подготовки землетрясений. Но, к сожалению, на данном этапе более строгих критериев выделения аномалий у нас нет. Но можно ли быть уверенным в правильности выделения предвестников таким способом, рассматривая отдельный временной ряд? По-видимому, нет. Зная расстояние от точки, где мы наблюдали наш временной ряд, до эпицентра землетрясения (предвестником которого мы считаем выделенную аномалию), мы можем только, исходя из общих представлений о необходимости существования пространственно-временной картины предвестников, "назначить" эту аномалию предвестником данного землетрясения. К сожалению, значительное количество работ, целью которых являлось установление пространственно-временных закономерностей проявления предвестников, связано с использованием в основном именно таких единичных временных рядов [2—7]. В гл. 9 мы вернемся к этому вопросу и попытаемся оценить надежность этих эмпирических закономерностей.

Естественный путь развития наших наблюдений — переход к оптимальной сети, т.е. получение достоверной пространственной картины по аномальным проявлениям. Другими словами, на практике это означает разделение с установленной погрешностью выделяемых аномалий по всем интересующим нас классам землетрясений, происшедших на исследуемой территории за время наблюдений.

Но можно ли сразу установить сеть наблюдений оптимально и где ее размещать вообще? На эти вопросы на основе наблюдений, проведенных на Бишкекском прогностическом полигоне, мы постараемся ответить в гл. 7 и 10. Но для этого в гл. 1 нам надо будет выяснить, как связаны местоположение сейсмогенерирующей зоны, ее внутренняя структура с геологическими и тектоническими структурами.

Поскольку основная часть наших выводов будет базироваться на электромагнитных зондированиях, позволяющих разделить аномальные проявления по четырем координатам (одной временной и трем пространственным), то предварять наши выводы будет описание методики работ (гл. 2), источников тока (гл. 3), приемной аппаратуры (гл. 4) и методики обработки наблюдений (гл. 5).

В гл. 7 мы обратимся к полученной нами пространственно-временной картине распределения предвестников на Бишкекском полигоне и постараемся показать, что постановка наблюдений за вариациями электрометрических параметров не может быть оптимальной без учета геоэлектрического строения территории, охваченной наблюдениями. Сведения по геоэлектрическому строению представлены в гл. 6.

Главы 1—10 описывают результаты работ, направленных на решение одной задачи — установление пространственно-временных закономерностей накопления энергии в сейсмогенерирующих зонах и освещение связанных с этой задачей сопряженных вопросов. В гл. 11, кроме обобщения сведений о процессах накопления энергии в сейсмогенерирующих зонах, рассматривается вторая из сформулированных выше задач и делается попытка дать ее решение. В Заключение намечена программа развития исследований в этом направлении.

Большую помощь в организации и проведении исследований авторам оказали Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Институт сейсмологии АН Кыргызстана, Люберецкое НПО "Союз", Воронежский государственный университет, Нижегородский машиностроительный завод и ряд других организаций.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ БИШКЕКСКОГО ПРОГНОСТИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Бишкекский полигон расположен в зоне сочленения глубинного Северо-Тянь-Шаньского разлома, разделяющего Урало-Сибирскую эпиягерцинскую платформу и Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген, и Каракойунского разлома, ограничивающего с юго-запада Муюнкумо-Наратский срединный массив [8] (рис. 1).

Тянь-Шань является одним из наиболее сейсмически активных районов. Основное количество наиболее сильных землетрясений приурочено к Северо-Тянь-Шаньской и Южно-Тянь-Шаньской зонам (рис. 2). Северо-Тянь-Шаньская сейсмогенерирующая региональная зона, на западном фланге которой расположен Бишкекский полигон, связана с Северо-Тянь-Шаньским, Кеминским и Кунгейским глубинными разломами. Здесь произошли такие разрушительные землетрясения, как Меркенское 1865 г. (8—9 баллов), Беловодское 1885 г. (9—10 баллов), Верненское 1887 г. (9—10 баллов), Чиликское 1889 г. (10 баллов), Георгиевское 1910 г. (7—8 баллов), Кеминское 1911 г. (10—11 баллов), Кемино-Чуйское 1938 г. (8—9 баллов), Сарыкамышское 1970 г. (8—9 баллов), Жаланаш-Тюенское 1978 г. (8—9 баллов). На территории Бишкекского полигона самым сильным было Беловодское землетрясение 1885 г.

Особенность Бишкекского полигона и прилегающих территорий в сейсмологическом плане состоит в том, что, несмотря на сильные и катастрофические землетрясения, сейсмичность в единицу времени на единицу площади сравнительно невелика. Это позволяло надеяться на выявление пространственно-временной картины предвестников, определяющейся отдельным сильным землетрясением, не осложненной влиянием подготовки других близких сильных землетрясений.

Более детальная схема тектонического районирования территории полигона приведена на рис. 3 [10]. Он расположен в основном в пределах Иссык-Атинского блока Муюнкумо-Наратского срединного массива Карабалтинской складчатой зоны и Чуйской впадины. Иссык-Атинский блок и Карабалтинская зона на севере и юге осложнены Чуйским и Восточно-Киргизским эпикаледонскими существенно терригенными наложенными прогибами [10].

В вертикальном разрезе каледонской складчатой системы выделяется шесть структурных этажей: дорифейский метаморфический фундамент, исседонский, байкальский, каледонский, эпикаледонский и альпийский. Дорифейский фундамент образован гнейсовыми, амфиболит-гнейсовыми, гнейсово-магматитовыми формациями и формациями кристаллических сланцев и мраморов. Исседонский структурный этаж образован двумя комплексами — эпиплатформенным орогенным и парагеосинклинальным.

Орогенный комплекс сформировался в условиях активизации тектонических движений эпикарельской платформы и сложен базальт-диоритовой формацией (лавы, туфы) нижнего рифея. Парагеосинклинальный комплекс выполняет прогибы, возникшие на ранней стадии деструкции платформы. Сложен сланцево-песчанниковой формацией, залегающей на кристаллическом фундаменте. Образование исседонского

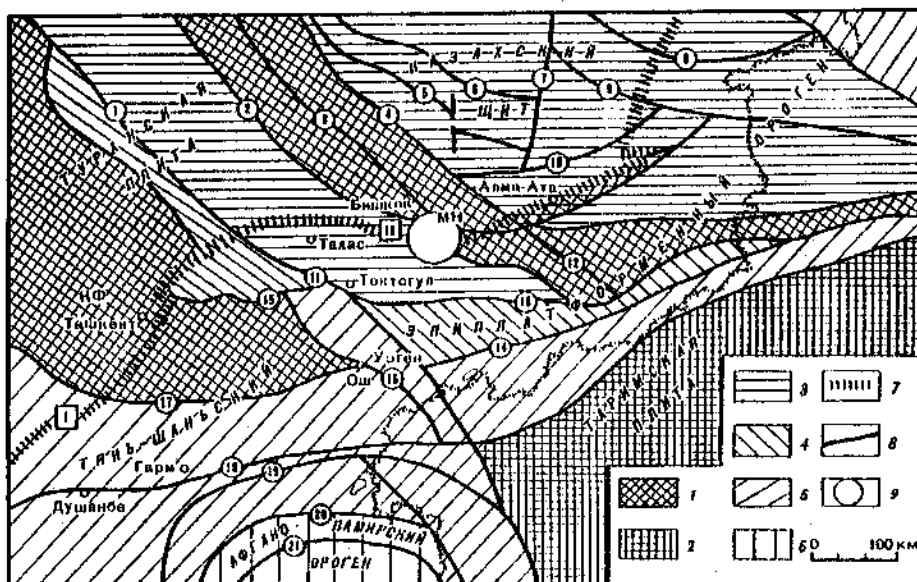


Рис. 1. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и сопредельных территорий (составлена по [8])

1 — срединные массивы (МН — Муонкумо-Наратский, байкальско-каледонская складчатость, КФ — Курамино-Ферганский (Сырдарьинско-Ферганский), герцинско-каледонская складчатость); 2 — древние платформы; 3—6 — области складчатости: 3 — байкальско-каледонской, 4 — герцинско-каледонской, 5 — герцинской, 6 — мезозойской; 7 — линия глубинного разлома, разделяющего Урало-Сибирскую эпигерцинскую платформу и Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген, цифры в квадрате: I — Западно-Тянь-Шаньский, II — Северо-Тянь-Шаньский; 8 — важнейшие разломы (цифры в кружках: 1 — Главный Каратауский, 2 — Каракойунский, 3 — Чуйский, 4 — Джалаир-Найманский, 5 — Сарытумский, 6 — Таукумский, 7 — Центрально-Казахстанский, 8 — Северо-Джунгарский, 9 — Южно-Джунгарский, 10 — Алты-Эмельский, 11 — Таласо-Ферганский, 12 — Транс-Иссык-Кульский, 13 — линия Николаева, 14 — Атбаш-Иныльчекский, 15 — Фергано-Атойнокский, 16 — Тарский, 17 — Южно-Ферганский, 18 — Гиссаро-Кокшаалский, 19 — Дарваз-Каракульский, 20 — Акбайтальский, 21 — Барташ-Пшартский); 9 — Бишкекский прогностический полигон

структурного этажа завершилось выдвиганием единичных интрузий аллохтонского типа диорит-плагногранитовой и гранитовой формаций.

Байкальский структурный этаж формировался в течение позднего рифея и венда. В позднем рифее после короткого периода стабилизации, сопровождавшегося отложением кварцевых песчаников, началось образование прогибов с многоосинклинальными и эвгеосинклинальными комплексами. В байкальский период были заложены основы тектонического строения Северного Тянь-Шаня, унаследованного в каледонскую тектоническую эпоху.

Нижний ярус рифейского эвгеосинклинального комплекса образован силлит-диабазовой, а верхний — песчано-сланцевой и сланцево-известняковой углеродистой формациями. Рифейский многоосинклинальный комплекс сложен терригенными осадками песчано-сланцевой формации и углеродистой сланцево-известняковой формацией. Интрузивные образования представлены габбро-диоритовой, диорит-плагногранитовой и диорит-гранодиоритовой формациями. Широкое развитие байкальских гранитоидных интрузий произошло в результате тектонической активизации в конце рифея.

Каледонский структурный этаж сформирован в нижнем палеозое (заложение относится к раннему кембрию). Каледонский геосинклинальный этаж отличается значительной дифференциацией и контрастностью тектонических движений. Раннекаледонские складчатые зоны образовались в раннем ордовике. К ним относятся

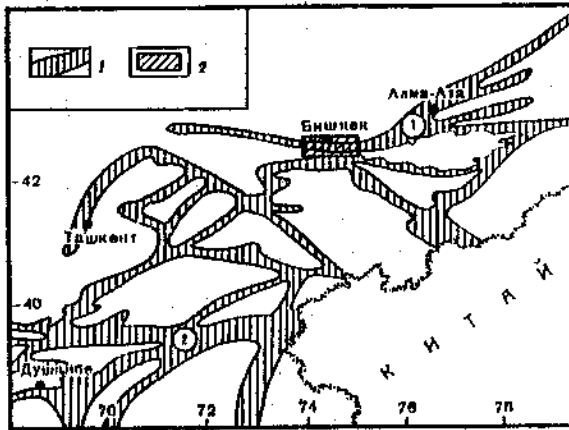


Рис. 2. Схема зон повышенной современной тектонической активности части Средней Азии (составлена по [9])

1 — зоны возможных землетрясений с $M > 6$; 2 — Бишкекский прогнозируемый полигон; цифры в кружках: 1 — Северо-Тянь-Шаньская региональная сейсмогенерирующая зона, 2 — Южно-Тянь-Шаньская региональная сейсмогенерирующая зона

Суецкая и Карабалтинская зоны, сложенные мощной кремнисто-сланцевой и сланцево-песчанниковой флишиоидной формациями. Миогеосинклиальный комплекс залегает непосредственно на протерозойском основании. Геоантиклинальный комплекс кембро-ордовика распространен в Макмало-Бурханской и Токайлинской зонах.

В Макмало-Бурханской зоне нижнепалеозойские образования присутствуют только в мульдах и представлены лавами, туфами, лавобрекчиями дацитов, андезитов, порфиров. Для Токайлинской зоны характерна формация щелочных базальтоидов.

Муюнкумо-Наратский срединный массив в каледонской структуре выступает как "жесткая" масса. Чехол массива представлен кембро-ордовикскими осадками, выполняющими наложенные прогибы. С этапом развития каледонид в Северном Тянь-Шане связана интенсивная интрузивная деятельность, представленная габбро-диоритовой, диорит-плагиогранитовой и монзонит-гранодиоритовой формациями. Большинство интрузий приурочено к краевым частям устойчивых массивов, а также к границам геоантиклинальных и эвгеосинклиальных зон.

Эпикаледонский структурный этаж отделен от подстилающих каледонских структур поверхностью регионального перерыва. Он отражает этап тектонической активизации в течение девона—перми, характеризуется проявлением дифференцированных глыбовых тектонических движений. Отложения этого этапа выполняют отдельные прогибы и представлены либо морскими осадками, либо вулканогенными и терригенными толщами.

Альпийский структурный этаж включает два комплекса — эпипалеозойский субплатформенный и новейший эпиплатформенный орогенный.

Территория Тянь-Шаня, лежащая к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома, в мезозойско-палеогеновое время испытывала поднятие. Юрские отложения распространяются лишь в узких приразломных прогибах и представлены континентальной угленосно-терригенной формацией. Меловые отложения не установлены. Палеогеновые отложения маломощны и представлены континентальной красноцветной карбонатно-терригенной формацией с базальтовыми покровами (коктурпакская свита).

Эпиплатформенный орогенный комплекс начал формироваться в межгорных и внутригорных впадинах с позднего олигоцена. Он представлен континентальными молассовыми формациями: красноцветной грубообломочной миоцена; красноцветной мелкообломочной верхнего олигоцена — миоцена; озерной мелкообломочной, местами гипсоносно-соленосной, миоцена—плиоцена и сероцветной грубообломочной плиоцена — нижнего плейстоцена.

Тянь-Шань в новейшем этапе представляет собой область интенсивного эпиплатформенного горообразования с размахом вертикальных движений 10—15 км.

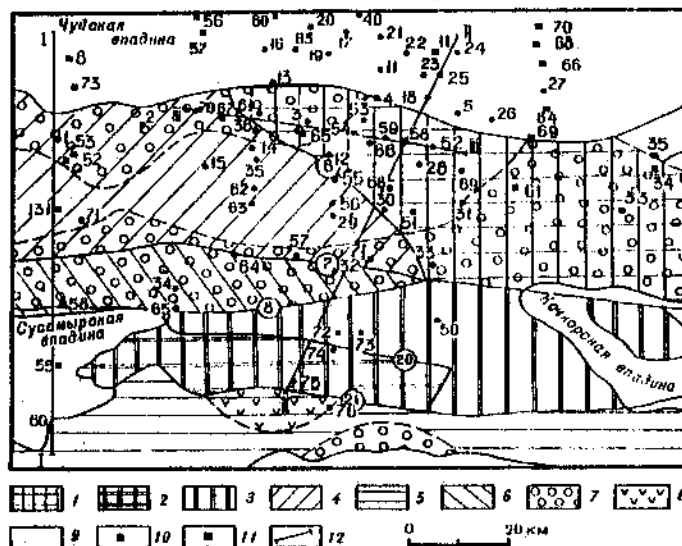


Рис. 3. Схема тектонического строения Бишкекского полигона и прилегающих районов (составлена по [10])

1 — Иссык-Атинский блок байкальской стабилизации Муонкумо-Наратского срединного массива; 2—6 — складчатые зоны: 2 — Джумгалская эвгеосинклинальная раннекаледонская, 3 — Суекская эвгеосинклинальная позднекаледонская, 4 — Карабалтинская миегосинклинальная позднекаледонская, 5 — Макмало-Бурханская геосинклинальная каледонская, 6 — Токайинская геосинклинальная каледонская; 7 — существенно терригенные эпикаледонские наложенные прогибы; 8 — Джумгалский существенно вулканогенный эпикаледонский наложенный прогиб; 9 — эпигерцинские наложенные прогибы и депрессии (мезозойско-кайнозойские межгорные и предгорные впадины); 10 — пункты электромагнитных зондирований ЧЗ и ЗС; 11 — пункты МТЗ; 12 — линии геоэлектрических разрезов

Среди новейших разрывных структур преобладают взбросы, надвиги и сбросы. Как считают, все разрывы связаны с тангенциальным сжатием субмеридиональной ориентировки [10, 12].

Сложность тектонического строения и разнообразие литологического состава пород нашли свое отражение в геологической карте территории Бишкекского полигона (рис. 4). Вместе с тем, несмотря на видимую сложность геологического и тектонического строения полигона и Северного Тянь-Шаня в целом, его глубинное строение представляется достаточно простым [8, 13]. Выделяется подошва "гранитного" слоя, глубина которой увеличивается от 15 км в районе Чуйской впадины до 20 км под Кыргызским хребтом. Прослежена граница Мохо на глубине от 35 до 55 км. Максимальный градиент изменения мощности земной коры приходится на район предгорий Кыргызского хребта. Как отмечают, глубинная структура района слоисто-глыбовая. В [13] подчеркивается, что сведения о глубинном строении недостаточны для понимания причин высокой сейсмоактивности бишкекской части Северного Тянь-Шаня, так как сопредельные слабосейсмические районы в тектоническом и геологическом отношении подобны сейсмоактивной территории Бишкекского полигона.

Поскольку основным инструментом изучения глубинного строения полигона в данной работе явились электромагнитные зондирования, для их геологической интерпретации необходимы были сведения об электросопротивлении пород, залегающих в пределах полигона. Наиболее хорошо изучен разрез чехла Чуйской впадины. Здесь пробурен ряд скважин, на которых выполнены параметрические зондирования. Разрез фундамента изучен хуже. Согласно [8], удельное сопротивление пород Бишкекского полигона варьирует в весьма широких пределах. В целом для пород фундамента, а также для орогенического яруса осадочного комплекса характерны высокие (от 200 до

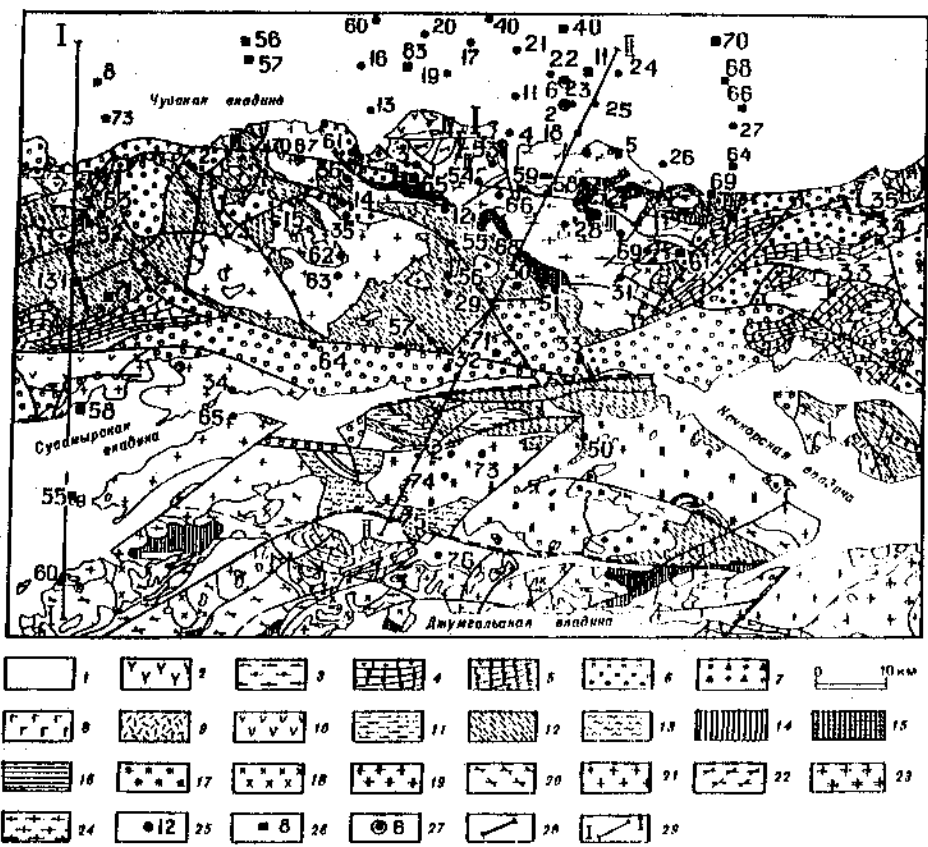


Рис. 4. Схема геологического строения Бишкекского полигона и прилегающих районов (составлена по [11])

1 — мезозойско-кайнозойские отложения межгорных впадин и Чон-Курчакского грабена; каменноугольная система: 2 — $C_{3p1a\delta}$ — ашукольторская свита — порфириды, порфиры, туфы, туфоконгломераты, 3 — $C_{2-3}O_7$ — ортокская свита — песчаники, алевролиты, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, конгломераты, 4 — C_{1v-s} — песчаники, алевролиты, прослой известняков, мергелей, сланцев, 5 — C_{1v} — песчаники, прослой конгломератов, известняков; девонская система: 6 — D_3-C_{1t} — турнейский ярус — песчаники, прослой конгломератов, сланцев, мергелей, известняков, 7 — D_2kk — каракольская свита — песчаники, конгломераты, гравелиты, 8 — D_2 — порфиры, лавобрекчии, туфы, 9 — D_2-3td — порфиры, порфириды, туфы, 10 — $D_1\delta r$ — баркольская свита — порфириды, туфы; ордовикская система: 11 — O_3kr — карамойнокская свита — песчаники, конгломераты, 12 — O_2 — песчаники, сланцы, прослой порфиридов, туфов, известняков; кембрийская система: 13 — $E-O_2kd$ — караджоргинская свита — песчаники, туфы, порфириды, кремни, сланцы; рифей: 14 — R_2sr — сарысуйская свита — мраморизованные известняки — сланцы, кварциты, 15 — $R_2\delta k$ — чонкеминская свита — филлиты, песчаники, алевролиты; интрузивные образования: 16 — $\gamma_1P_2a\delta$ — аллитовые граниты, гранофиры, 17 — $P_{1-2}O$ — гигантозернистые слениты, 18 — γ_5d — лейкократовые граниты, аляскиты, 19 — ΓO_2s — граниты, гранодиориты, 20 — γ_2O_3s — крупно- и среднезернистые граниты, 21 — порфиридные граниты, гранодиориты, 22 — $\gamma_8O_1?$ — гранодиориты, 23 — γ_2O_3s — гнейсовидные порфиридные граниты, гранодиориты, 24 — γ_8R_3d — порфиридные и гнейсовидные граниты; 25 — пункты электромагнитных зондирований ЧЗ и ЗС; 26 — пункты МТЗ; 27 — скважины; 28 — питающий диполь; 29 — линии геоэлектрических разрывов

нескольких тысяч ом на метр) значения удельного сопротивления. Пониженные (до 20 Ом·м) значения свойственны платформенному ярусу, слагающему нижнюю часть разреза Чуйской впадины. Удельное сопротивление пород осадочного чехла Чуйской впадины падает с глубиной от 250—300 Ом·м для верхнего слоя валуногалечника до 10 Ом·м для отложений киргизской свиты и достигает минимальных (3—10 Ом·м) значений в нижней части осадочного чехла на глубине 3—4 км на отложениях коктурнакской свиты палеогена. Эта свита слагается красноцветными глинами и суглинками, нередко засоленными и загипсованными. Высокая контрастность по сопротивлению пород коктурнакской и киргизской свит позволяет использовать их при электротзондированиях в качестве опорного маркирующего горизонта. Низкие значения удельного сопротивления (10—20 Ом·м) свойственны алевролитам, залегающим в верхней части домезозойского основания.

В целом разрез территории Бишкекского полигона в силу разнообразия литологического состава пород и сложного тектонического строения является весьма "неудобным" для производства и интерпретации электромагнитных зондирований.

Поскольку электромагнитные исследования проводились в целях изучения Бишкекского полигона как сейсмоактивного объекта, ниже дана характеристика сейсмичности этой территории. В качестве исходного материала использовался каталог сейсмичности за 1967—1976 гг. [14], а также оперативные каталоги Института сейсмологии АН Кыргызстана.

На рис. 5 приведена карта плотности землетрясений класса $K \geq 6$. Основной сейсмогенерирующей областью является Центральная зона, вытянутая в широтном направлении на расстояние около 140 км, совпадающая с Киргизским хребтом и его северными и южными предгорьями. Частично она охватывает южную часть Чуйской впадины. Необходимо обратить внимание на совпадение положения Центральной сейсмогенерирующей зоны (ЦСЗ) с областью, ограниченной с юга, а также с восточных и западных флангов серией дугообразно расположенных разломов, что, возможно, свидетельствует о наличии куполообразного поднятия. С севера к ней примыкает Беловодско-Чумышская сейсмогенерирующая зона [15], вытянутая в северо-восточном направлении, а с юга — Кочкорская юго-восточного простирания. Обе они имеют подчиненное значение и режимными электромагнитными зондированиями не охвачены. В пределах ЦСЗ выделяется несколько локальных участков повышенной активности (рис. 5, б).

На рис. 6 приведены разрезы плотности землетрясений по семи нанесенным на рис. 5, б линиям, пересекающим ЦСЗ. Выделяются две субвертикальные области, вытянутые в широтном направлении. Глубина гипоцентров землетрясений в этих областях достигает 30 км. Область II—II (южная) имеет ограниченную протяженность, область I—I (северная) прослеживается по всей ЦСЗ. Кроме того, выделяется субгоризонтальная область на глубинах от 2 до 12 км с падением в южном направлении. Ее мощность около 10 км. Поперечные размеры достигают 40 км в центральной части полигона (разрез 4—4) и уменьшаются на западе до 20 км, на востоке до 35 км. Таким образом, сейсмичность ЦСЗ приурочена к двум субвертикальным и одной субгоризонтальной областям.

На рис. 6 показаны гипоцентры землетрясений с $K \geq 10,6$. Наиболее сильное землетрясение, с $K = 12,3$, произошло 5 марта 1989 г. Всего с 1967 г. в пределах ЦСЗ произошло пять землетрясений с $K \geq 11$. Все они расположены на пересечении субвертикальных сейсмогенерирующих областей с горизонтальной и сконцентрированы в этот период в восточной части полигона. Землетрясения с $K \geq 8,6$, также тяготеют в основном к этим участкам, но существенным образом растянуты в плане за счет влияния субгоризонтальной области. Количество землетрясений по области I—I уменьшается в западном направлении, в этом же направлении увеличивается глубина их гипоцентров. Ее максимальное значение наблюдается в центральной части области

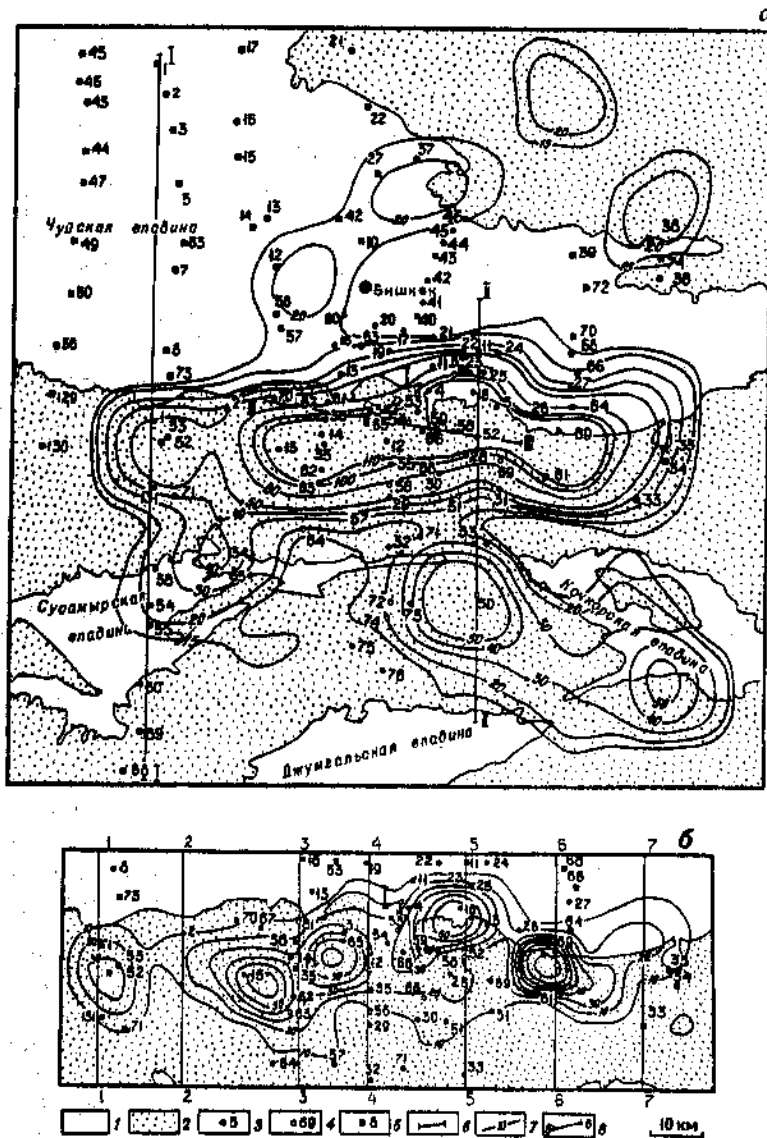


Рис. 5. Схема плотности землетрясений с $K \geq 6$ на Бишкекском полигоне за 1967—1989 гг.
 а — весь полигон, шаг осреднения 10×10 км; б — Центральная сейсмогенерирующая зона, шаг осреднения 5×5 км; 1 — мезозойско-кайнозойские отложения Чуйской впадины; 2 — выходы докембрийского основания на дневную поверхность; 3—5 — пункты зондирования: 3 — повторных электромагнитных, 4 — детализационных электромагнитных, 5 — МТЗ; 6 — питающий диполь; 7 — изолинии плотности землетрясений с $K \geq 6$; 8 — линии разрезов

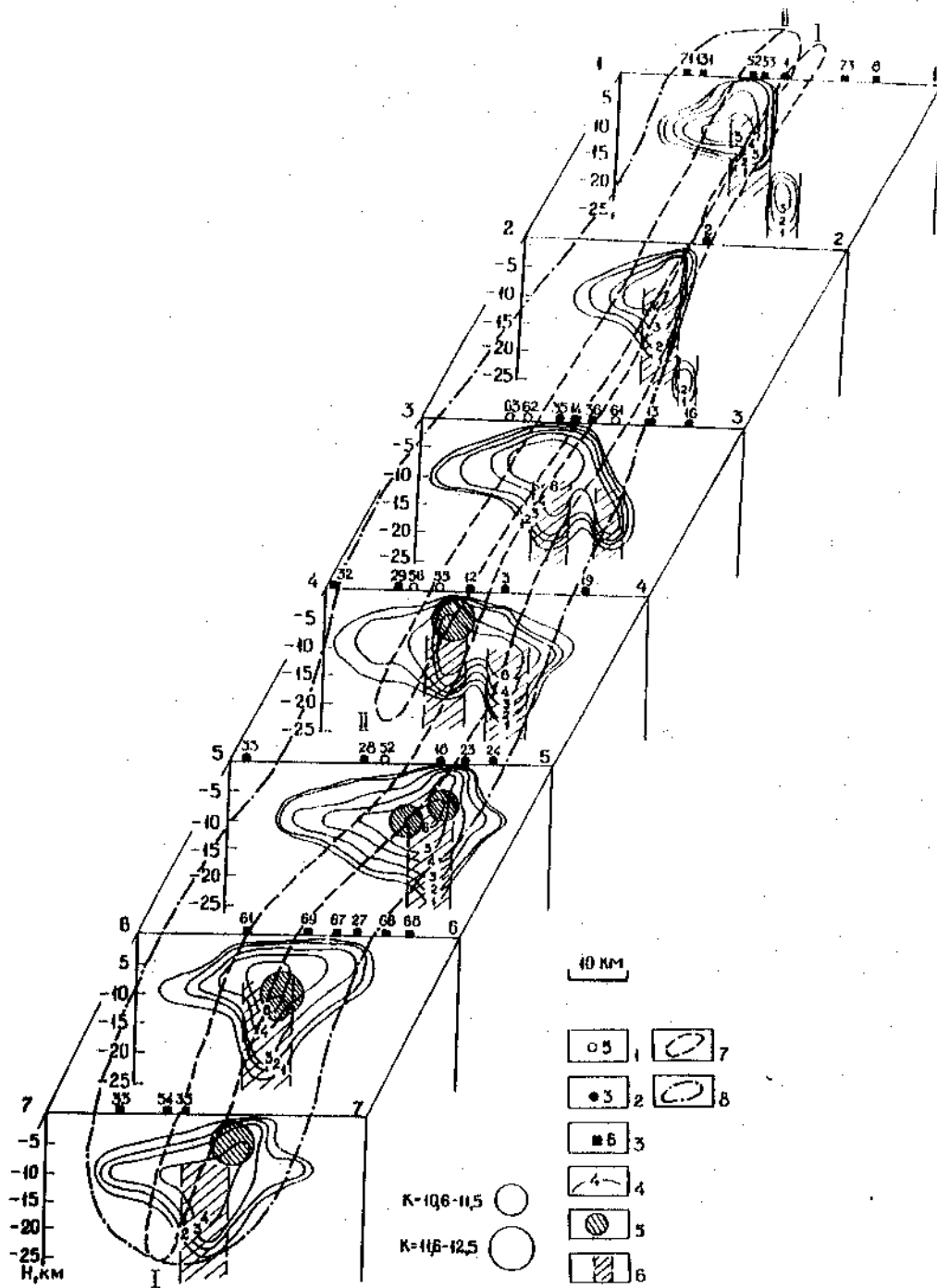


Рис. 6. Разрезы плотности землетрясений с $K \geq 4$ за 1967—1989 гг.

1 — пункты детализационных электромагнитных зондирований; 2 — пункты повторных электромагнитных зондирований; 3 — пункты МГЗ; 4 — изолинии плотности землетрясений; 5 — проекция вертикальных сейсмогенерирующих областей на поверхность; 6 — вертикальные сейсмогенерирующие области; 7 — проекция вертикальных сейсмогенерирующих областей на поверхность; 8 — Центральная сейсмогенерирующая область Байкальского пояса

2. Проявление геодинамических процессов...

7715

ИВТАН СССР в г. Фрунзе

II—II. Почти все землетрясения с $K \geq 10,6$ за рассматриваемое время произошли на участках максимальной плотности землетрясений. К сожалению, при анализе сейсмичности мы могли использовать только гипоцентрию и энергетические характеристики землетрясений, так как другие сейсмологические характеристики для подавляющего числа мелких землетрясений не определялись.

Совместный анализ сейсмичности Бишкекского полигона и его геологического строения позволяет получить или наметить варианты ответов на ряд вопросов, а также поставить ряд вопросов для дальнейших исследований.

1. При анализе геологического строения территории не обнаруживается какой-либо связи расположения ЦСЗ и составляющих ее частей с геологическими структурами, развитие которых прослеживается до позднего олигоцена. Если и есть какие-либо элементы унаследованности в строении ЦСЗ от древних структур, то они носят явно второстепенный характер.

2. По-видимому, ЦСЗ в целом сформировалась примерно к позднему олигоцену (более точная датировка пока невозможна), хотя ее точное местоположение, размеры, как по широте, так и в меридиональном направлении, могли меняться, тем более могло меняться и ее внутреннее строение.

3. Горообразование, развитие Чуйской депрессии и сейсмогенерирующей зоны — связанные во времени и в пространстве процессы, являющиеся различными отражениями единого явления. Поэтому постановка вопроса о том, что первично — горообразование, разломы и т.д. или развитие сейсмогенерирующей зоны, некорректна.

4. Не исключено, что ЦСЗ проявляется в новейшей тектонике, на что указывает совпадение ее границ с положением дугообразных разломов на геологической карте.

5. Несовпадение границ геологических тел, слагающих пространство сейсмогенерирующей зоны, с особенностями ее внутреннего строения (прежде всего с распределением субвертикальных и субгоризонтальных областей), по-видимому, указывает на физическую природу этих особенностей.

6. Почему же региональные сейсмогенерирующие зоны разбиваются на локальные сейсмогенерирующие зоны? Чем определяется расположение разных сейсмогенерирующих зон?

7. Что обуславливает наличие и субвертикальных и субгоризонтальных областей в сейсмогенерирующей зоне, общее ли это явление или частный случай, характерный только для данной зоны?

8. Чем обусловлено наличие локальных участков повышенной сейсмичности в пределах сейсмогенерирующей зоны?

На одну часть этих вопросов мы попытаемся ответить в следующих главах, к ответам на другую часть подходы сегодня могут быть только намечены, ряд же вопросов пока еще остаются без определенных ответов.

Глава 2

МЕТОДИКА РЕЖИМНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Основным методом поиска предвестников землетрясения, получившим наиболее широкое развитие на Бишкекском полигоне, является глубинное электромагнитное зондирование, поэтому на нем мы и остановимся в первую очередь.

Этот метод применяется давно, однако ввиду использования маломощных источников тока глубинность исследований была незначительна. Необходимо также отметить, что большинство натурных экспериментов проводилось либо на довольно ограниченной сети пунктов, либо на единичных пунктах.

Ниже приводится краткий обзор наиболее крупных работ, выполненных в разных странах, в области поиска предвестников землетрясений электромагнитными методами с искусственными источниками тока. При этом первостепенное внимание будет уделено методическим аспектам и наиболее принципиально важным результатам.

В 1952 г. на обсерватории Абурацубо, расположенной в 60 км от моря, по инициативе Т. Рикитаки Й. Йокаямой были проведены измерения электросопротивления пород. Обнаруженная корреляция между изменениями удельного сопротивления в районе обсерватории и величиной морского прилива была интерпретирована как деформация пород побережья, связанная с воздействием моря. Результаты этих наблюдений приведены в работе [16]. Эти исследования указывали на возможную высокую чувствительность электрометрического метода в выявлении изменений напряженно-деформированного состояния.

В 1965—1973 гг. Й. Ямазак в лабораторных и естественных условиях изучал вариации электросопротивления с помощью специально сконструированного приборометра. Прибор позволял вести непрерывную высокоточную регистрацию изменений электросопротивления на малой базе. Лабораторные измерения электросопротивления показали большую чувствительность электросопротивления к механической нагрузке по сравнению с изменением линейных размеров образца, что свидетельствует о широких возможностях электрозондирования при изучении динамических процессов в среде [17]. Полевые исследования производились в штольне обсерватории Абурацубо на базе малоразностной (до 2,4 м) четырехэлектродной установки [18]. Одновременно измерялись деформации пород и колебания уровня моря. Было установлено влияние уровня моря на электросопротивление пород. Наряду с этим зафиксированы изменения удельного электросопротивления, связанные, как считают исследователи, с сейсмическими событиями [19, 20]. Изменения начинались за 0,5—6,8 ч до землетрясения. При этом происходило либо увеличение, либо уменьшение удельного сопротивления. В момент землетрясения скачкообразно частично восстанавливались значения сопротивления. Изменения сопротивления, совпадающие по времени с землетрясениями, обнаружены на расстоянии до 1000 км и более от эпицентра, хотя для применяемой установки характерна очень малая глубинность исследований. Этот неординарный результат не был автором удовлетворительно объяснен. К тому же наблюдения проводились лишь на одном пункте.

В США первые электрометрические наблюдения были проведены в 1973 г. на разломе Сан-Андреас [16]. Для изучения изменения электросопротивления среды во времени использовалась установка Венцера с $AB = 100$ м и $MN = 3$ м. В результате измерений зафиксированы скачки кажущегося удельного сопротивления ρ_s , подобные наблюдаемым Й. Ямазак в Японии, которые по времени совпадают с близкими землетрясениями. Установлено также проявление сезонных факторов (в пределах 10% от ρ_s).

В 1976 г. на разломе Сан-Андреас была организована система наблюдений [21, 22]

за вариациями ρ_k , на постоянном токе по схеме диполь—диполь на базе четырех токовых и восьми приемных диполей. Исследования проводились на территории протяженностью около 45 км, примыкающей к разлому. В 1973 и 1977 гг. здесь, практически в одном и том же месте, произошли два землетрясения — с $M = 4,2$ (1973 г.) и $M = 4$ (1977 г.). Перед первым землетрясением на ряде приемных пунктов отмечалось уменьшение ρ_k до 24% от первоначального значения. Каких-либо изменений ρ_k , предшествующих или сопутствующих второму землетрясению, не обнаружено. Авторы считают, что различие в результатах 1973 и 1977 гг. объясняется либо различием механизма землетрясений, либо ошибками измерений в 1973 г.

Весьма активно ведутся прогностические электрометрические наблюдения в КНР. Там в основном используются установки Веннера и Шлюмберже с AB до 3000 м. По мнению Й. Ямазаки [16], контроль за удельным сопротивлением в Китае считается одним из наиболее эффективных методов предсказания землетрясений. Отмечается, что перед некоторыми землетрясениями в отдельных пунктах, удаленных от эпицентра на расстоянии до 800 км, наблюдались изменения (как понижение, так и повышение) ρ_k до 10—20%.

Наиболее длительные и систематические наблюдения вариаций электросопротивления были проведены перед Таншаньским землетрясением [23—26]. Зафиксированы как долговременные, так и кратковременные изменения ρ_k . Амплитуда их, как правило, невелика (до 10%). Длительность долговременных изменений достигает двух—шести лет, и проявляются они обычно в виде понижения ρ_k (рис. 7,а). Протяженность площади, охваченной долговременными изменениями, достигает 300 км (рис. 7,б). Максимальные по амплитуде изменения сопротивления, как видно из карты изолиний, приведенных на рис. 7,б, тяготеют к эпицентральной зоне. В некоторых пунктах пониженные значения сопротивления сохранялись в течение двух лет после Таншаньского землетрясения. На некоторых станциях за несколько дней до землетрясения наблюдались, как правило, незначительные по амплитуде кратковременные изменения ρ_k .

Определенный интерес представляют результаты измерений сопротивления до и после землетрясения с $M = 5,5$, происшедшего в апреле 1982 г. в Хайюане [27]. Схема расположения пунктов наблюдений по отношению к эпицентру землетрясения приведена на рис. 8,а. Измерения вариаций сопротивления производились с помощью установки ВЭЗ с AB до 1500 м. В пунктах 1 и 2 почти за полтора года до землетрясения было зафиксировано понижение сопротивления, по времени приблизительно совпавшее с периодом повышения сейсмической активности (рис. 8,б). В пункте 4 землетрясению предшествовало повышение сопротивления, которое сохранилось и после землетрясения (рис. 8,в). Было установлено, что амплитуда аномалий зависит от мощности четвертичных отложений: чем больше мощность пород, тем меньше величина аномалий.

В Италии электромагнитные исследования проводились в районе Пиццолы (Центральная Италия) на постоянном токе по схеме диполь—диполь [28]. Использовали один питающий и три приемных диполя. Максимальное удаление приемных диполей от питающего составляло 5,5 км. Здесь в мае 1985 г. во всех пунктах измерений было зафиксировано скачкообразное, небольшое по длительности (12 дней), но значительное по амплитуде (около 40%) понижение сопротивления. По времени оно совпало с периодом сейсмической активизации, выразившейся в серии землетрясений с $M = 3,5—4,9$ в 30 км к юго-востоку от наблюдательной сети.

В нашей стране накоплен, пожалуй, наиболее богатый опыт применения метода электроразведки. Первые исследования в этой области начал О.М. Барсуков [29, 30]. В 1966 г. в Гармском районе Таджикистана он измерял вариации элект-

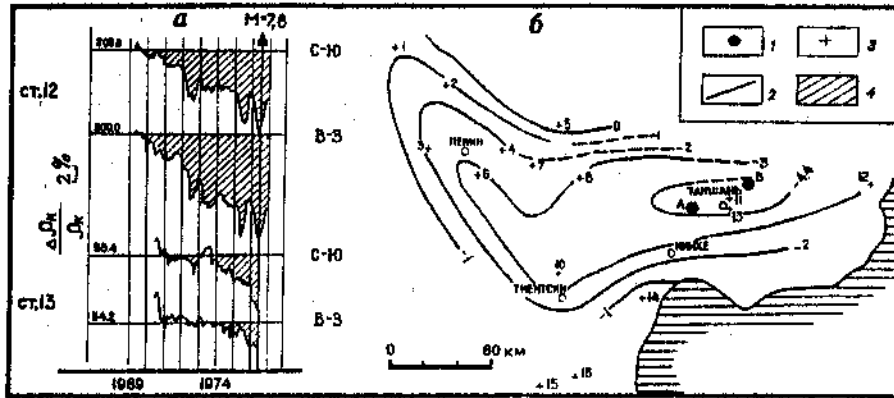


Рис. 7. Долговременные изменения сопротивления в пунктах 12 и 13 (а) и изолинии изменений ρ_k (%) перед Таншаньским землетрясением (б)

1 — эпицентры Таншаньского землетрясения; 2 — пункты режимных ВЭЗ; 3 — изолинии изменений ρ_k ; 4 — аномальные изменения

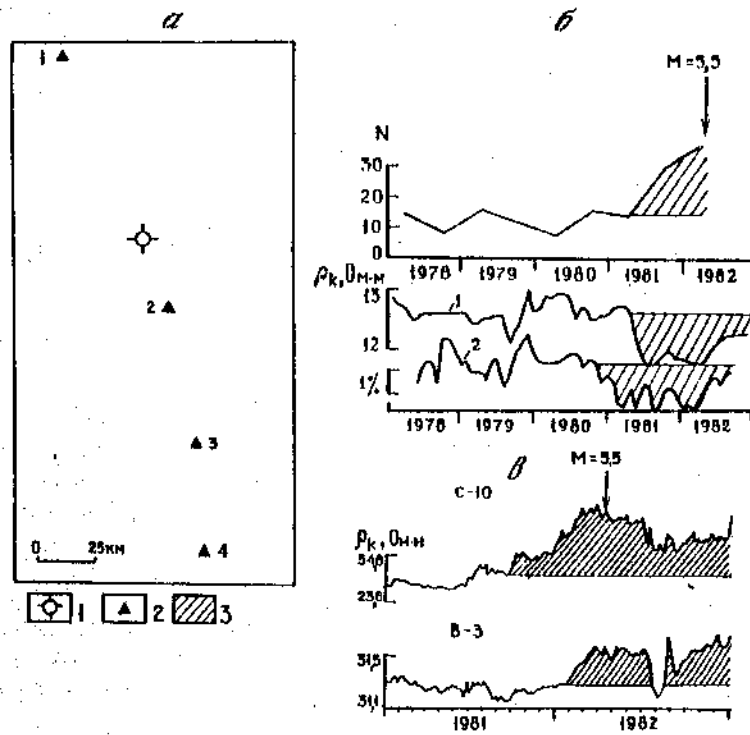


Рис. 8. Схема пунктов режимных ВЭЗ в районе Хайюань (а); изменения количества (N) землетрясений перед Хайюаньским землетрясением и ρ_k ВЭЗ в пунктах 1 и 2 (б); графики средедесятидневных изменений ρ_k в пункте 4 и после Хайюаньского землетрясения (а)

1 — эпицентр землетрясения; 2 — измерительные станции; 3 — аномальные изменения

росопротивления на постоянном токе с двумя приемными диполями, разнесенными по обе стороны от питающего диполя на расстояния 5 и 6 км (рис. 9,а). Результаты измерений ρ_k за 1967—1968 гг. приведены на рис. 9,б. Вариации в пункте 1, расположенном севернее токового диполя, незначительны по амплитуде (~4%). В пункте 2 в сентябре—октябре 1967 г. и в феврале 1968 г. зафиксированы два минимума с амплитудой до 8—12%, по времени совпадающие с землетрясениями с $K = 10—11$, происшедшими вблизи пункта 2. Третье понижение сопротивления началось в сентябре 1968 г. и своего максимального значения (14%) достигло в октябре—декабре 1968 г., когда вблизи пункта 2 произошло еще одно землетрясение с $K = 11$.

Все это позволило О.М. Барсукову сделать вывод о связи уменьшения сопротивления пород с подготовкой землетрясений и весьма высоко оценить перспективы электрометрии при решении проблемы прогноза землетрясений. В 1969—1971 гг. было отмечено [31], что начавшееся в конце 1968 г. понижение сопротивления завершилось землетрясением с $K = 13$, после чего произошло восстановление ρ_k до исходного уровня. Последующие понижения сопротивления также совпали с периодами активизации сейсмичности.

В 1976—1983 гг. в целях повышения глубинности электрометрических исследований в Гарме использовалась МГД-установка "Памир-1" [32]. В ходе наблюдений на ряде станций перед землетрясением с $K = 13,2$, происшедшим в 1976 г. вблизи установки, было зафиксировано понижение электросопротивления на 10% (рис. 10,а). В дальнейшем в Гарме проводились исследования, направленные на оценку возможности высокочувствительного вариометра сопротивления, а также режимные наблюдения по схеме дипольного зондирования. На рис. 10,в приведены некоторые результаты этих исследований. В частности, перед землетрясением с $K = 13,3$ в эпицентральной зоне наблюдалось повышение ρ_k на 4% [33].

В Гарме изучалось влияние сезонных явлений на результаты электрометрических наблюдений [34]. Полученные данные подтверждают этот факт, но с увеличением AB , т.е. глубинности наблюдений, эти эффекты становятся менее заметными. И тем не менее они, несомненно, должны учитываться при организации режимных наблюдений.

В 1977 г. в Туркмении проведены электрометрические прогностические исследования по схеме, названной авторами методом скважинных переходных сопротивлений [35]. В качестве заземлений диполя-излучателя использовались обсадные колонны скв. 8—10 (рис. 11,а). Определялось, как изменялось сопротивление заземления следующих пар скв.: 8, 9; 8, 10; 9, 10. Для примера на рис. 11,а приведены графики изменений переходного сопротивления обсадных колонн скв. 8, 9 и 8, 10, наблюдавшихся в конце 1976 г. и в первой половине 1977 г. За этот период произошло несколько землетрясений с $K = 10$ и одно с $K = 12$ и эпицентральным расстоянием 120 км. Этому событию предшествовали такие изменения сопротивления заземлений: увеличение для скв. 8, 9 на 0,2 Ом и уменьшение для скв. 8, 10 на 0,15 Ом. На рис. 11, б изменение сопротивления заземлений для скв. 8, 10 сопоставлено с изменением деформаций. Авторы [35] полагают, что понижение сопротивления заземлений связано с небольшим ростом напряжений и перетоком воды в разлом, вскрытый скв. 8, а увеличение сопротивления перед землетрясением — с резким сжатием земной поверхности и поступлением более высокоомных пресных вод, вызванным вспарыванием разлома.

На Ашхабадском полигоне длительное время измеряются вариации сопротивления методом зондирования становлением поля [36]. Схема наблюдений и некоторые результаты, соответствующие различным фиксированным временам на кривой становления, приведены на рис. 12. Зарегистрированы весьма существенные (до 30%) изменения сопротивления ρ_k . Авторы это связывают с землетрясениями с $K = 13$, которые произошли 6 октября 1979 г., и с $K = 10—22$ и 25 февраля 1982 г., а также с кришновыми процессами 25 марта 1981 г.

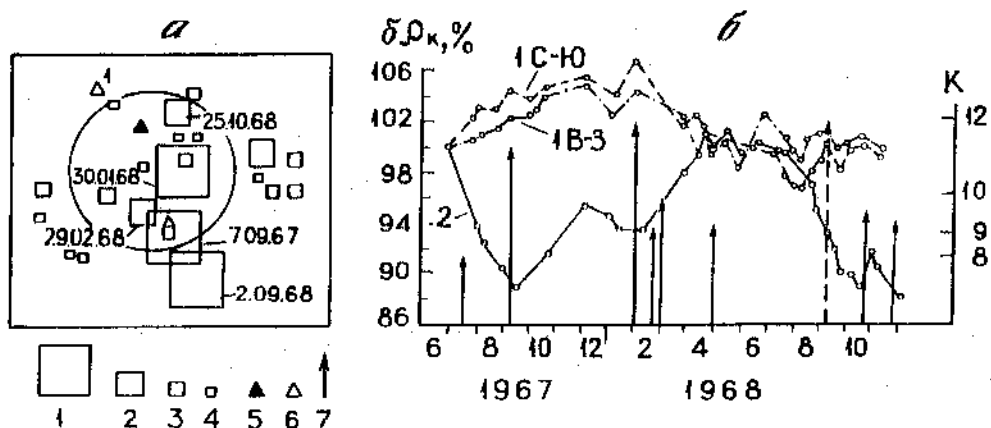


Рис. 9. Измерения ρ_k по схеме диполь—диполь на Гармском полигоне
 а — схема сети наблюдений; б — графики изменений ρ_k ; 1—4 — эпицентры землетрясений: 1 — $K = 11$, 2 — $K = 10$, 3 — $K = 9$, 4 — $K = 8$; 5 — питающий диполь; 6 — приемные станции; 7 — землетрясения

При проведении режимных электромагнитных наблюдений в Карпатах использовался метод зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) [37]. Излучателем являлся электрический диполь длиной 1000 м, а приемником служила многовитковая петля на расстоянии 1—2 км от питающего диполя. Зарегистрированы довольно резкие скачки сопротивления ρ_k , в том числе повышение на 80% перед землетрясением с $K = 9,7$.

Анализ работ по использованию электроразведки с искусственными источниками позволяет сделать некоторые выводы.

1. Наблюдения за изменениями ρ_k проводились, как правило, на постоянном токе, что ограничивало возможности метода.
2. Глубинность исследований обычно была либо очень мала [16, 19, 20], либо составляла величину от первых десятков метров до первых километров [16, 21—28, 30—32, 34—37]. Она не захватывала зону гипоцентров.
3. Если и ставился ряд приемных линий, то они использовались для обнаружения площадных особенностей предвестников. Не приведены данные о распределении предвестников по глубине.
4. В целом изменения электросопротивления изучались, как правило, фрагментарно как во времени, так и в пространстве (исключение составляли работы в Китае, но они отличались малой глубинностью).
5. Аномальные изменения связываются с землетрясениями различной магнитуды и происшедшими на разных расстояниях (до 1000 км и более) от точки наблюдения.
6. Выделяемые на временных рядах аномальные изменения электросопротивления среды по времени самые различные — годы, месяцы, дни, часы.
7. Амплитуда аномалий, связываемых с подготовкой землетрясений, варьирует в весьма широких пределах, но, как правило, невелика. Однако в некоторых случаях она достигала десятков процентов.
8. Аномалия по амплитуде, относимые к тем или иным землетрясениям различной магнитуды, никак не зависят от самой магнитуды (как видно из сравнения работ различных исследователей).
9. Не удается четко выделить морфологические признаки предвестников.
10. Наряду с аномалиями, совпадающими с моментами землетрясений, есть аномалии, которые не удается отнести к какому-либо землетрясению. Для некоторых землетрясений в использованной системе наблюдений нет аномалий.

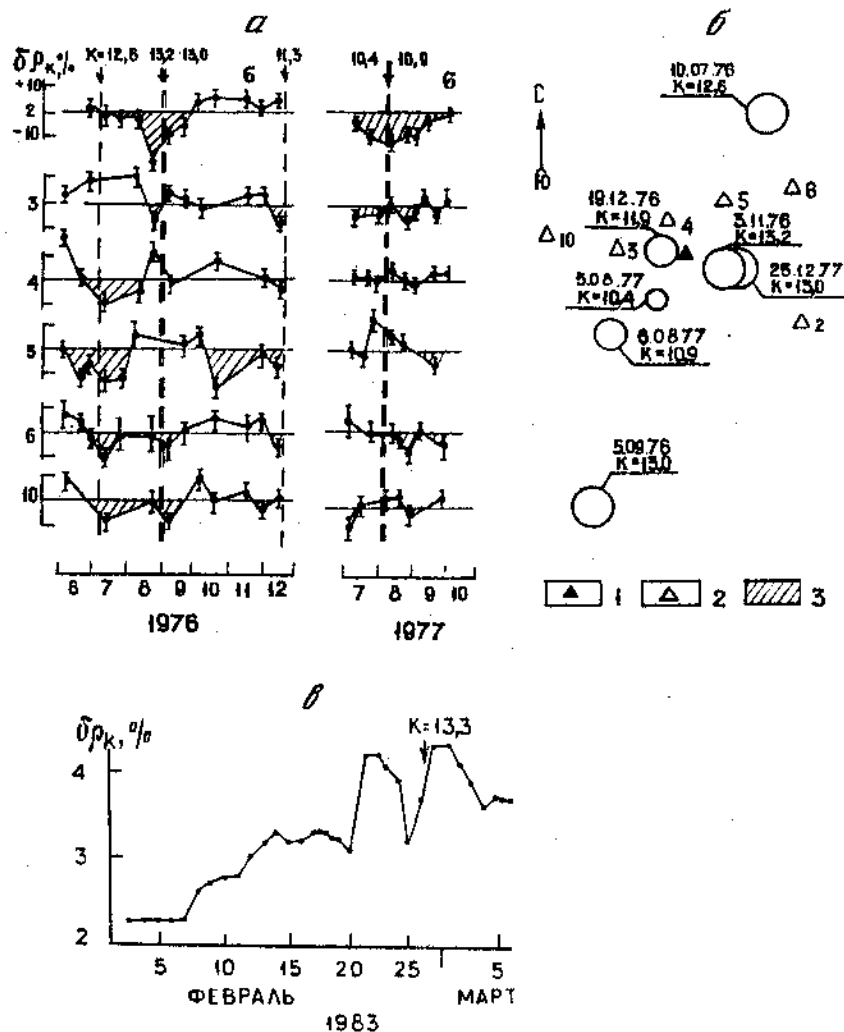


Рис. 10. Изменения ρ_k по данным повторных зондирований с МГД-генератором на Гармском полигоне (а); схема сети наблюдений (б); вариации среднесуточных значений ρ_k ВЭЗ в эпицентральной зоне землетрясения с $K = 13,3$ (в)

1 — питающий диполь; 2 — приемные станции; 3 — аномалии ρ_k ; номера у графиков (а) соответствуют номерам приемных станций

11. Все аномалии, длительность которых более нескольких суток, не заканчиваются в момент землетрясения.

12. Имеется ряд сведений о косейсмических аномалиях [17—20].

Несмотря на то что пространственно-временные закономерности электрометрических предвестников лока не установлены, многие исследователи весьма положительно оценивают прогностические возможности электрозондирований, поскольку они в отличие от других методов, позволяют получать информацию не только по площади, но и по глубине и, судя по лабораторным исследованиям [17] и работам [19, 20], весьма чувствительны к изменениям напряженного состояния.

При постановке режимных электромагнитных зондирований на Бишкекском

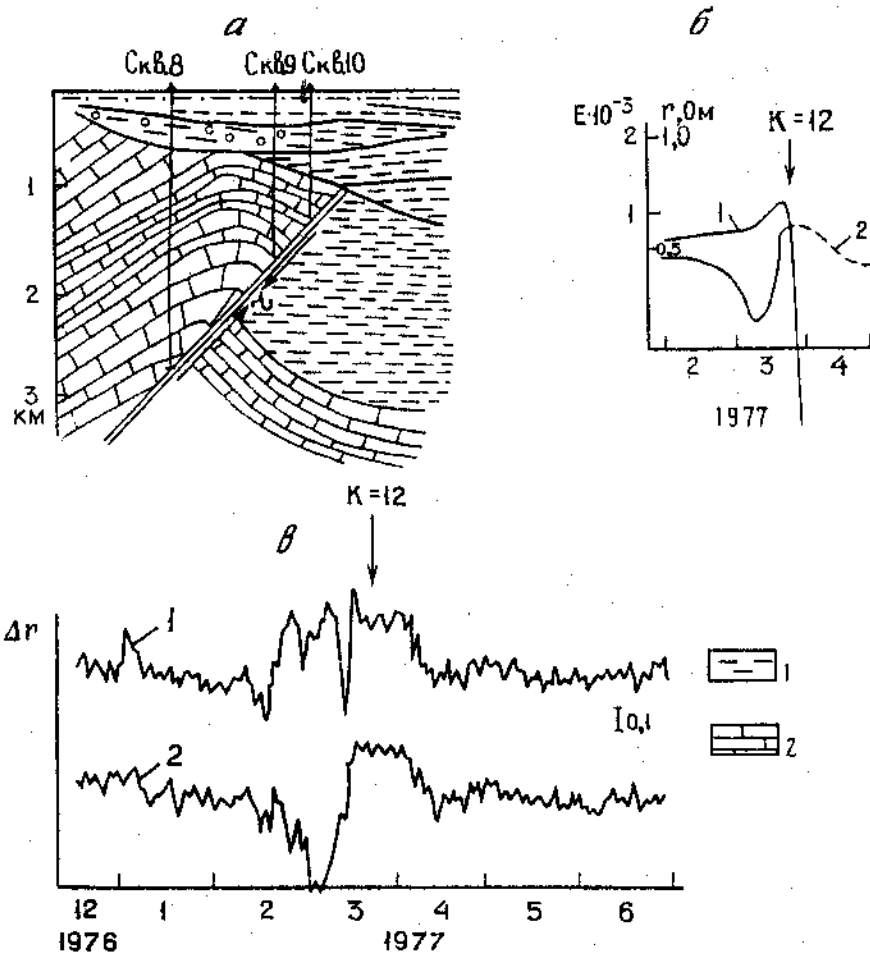


Рис. 11. Примеры вариаций ρ_k на Анзхабадском полигоне

a — геологический разрез; *б* — графики изменений деформаций (1) и сопротивления (2) между скв. 8 и 10; *в* — график изменений сопротивления между скв. 8 и 9 (1) и 8 и 10 (2); 1 — глины; 2 — известняки

полигоне преследовалась цель разделения аномальных эффектов не только по площади, но и по глубине. Поскольку гипоцентры землетрясений в этом районе расположены в основном на глубине 5—15 км, ставилась задача достигнуть глубины исследования 20 км. Для решения этой задачи, вообще говоря, возможно использование метода МТЗ, основанного на измерении естественных полей, а также методов, предусматривающих измерение компонент искусственно возбужденного поля — частотного зондирования (ЧЗ), зондирования становлением поля (ЗС) в его разновидностях и дипольного зондирования на постоянном токе (ДЗ).

Метод МТЗ не получил распространения в режимных наблюдениях из-за наличия серьезных методических трудностей. Неконтролируемость источника электромагнитного поля снижает разрешающую способность метода, увеличивает погрешность определения сопротивления, которая достигает 10—20%. Большинство реальных вариаций электросопротивления находится в таких же пределах. Очень трудно поставить густую сеть наблюдений режимного характера. Кроме того, полигоны, как правило, располагаются вблизи промышленных центров. В связи с этим на результаты зондирований в сильной степени влияют промышленные помехи.

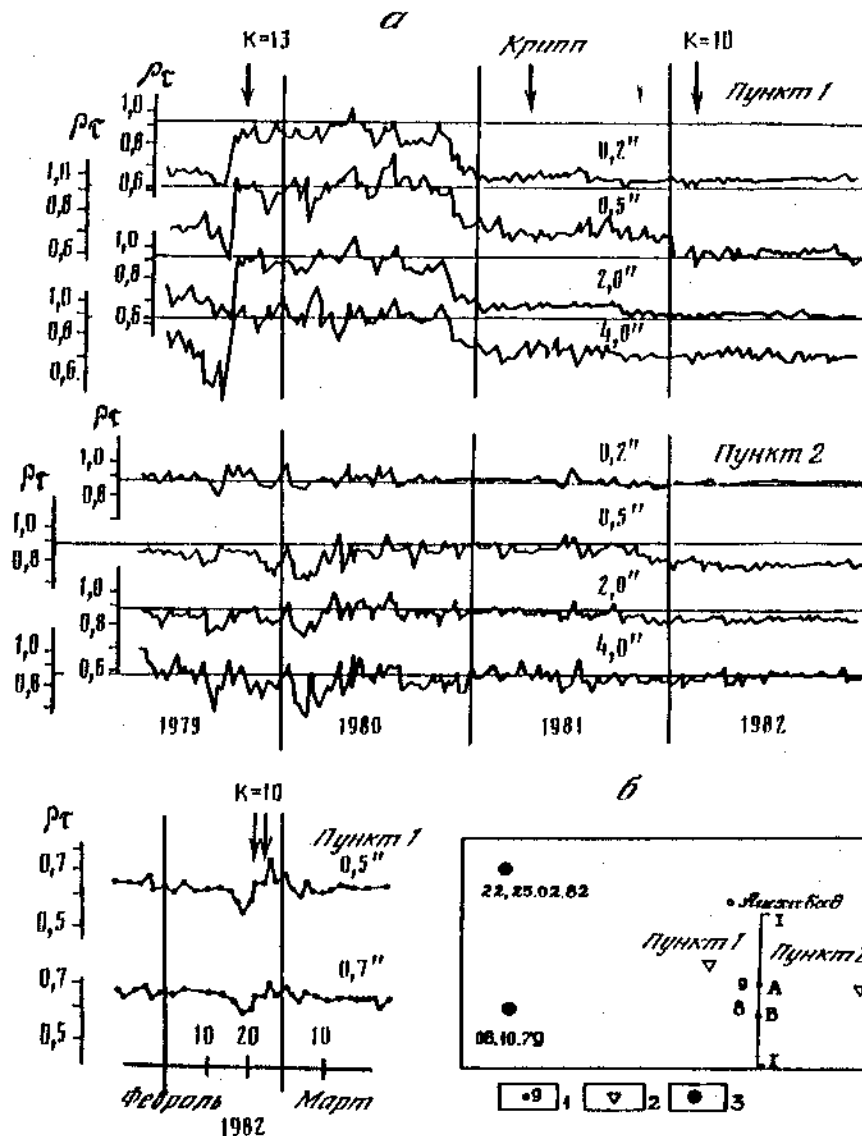


Рис. 12. Временные изменения ρ_{τ} в пунктах 1, 2 (а) и схема сети наблюдений на Ашхабадском полигоне (б)

1 — питающий диполь; 2 — приемные станции; 3 — эпицентры землетрясений

Появление мощных источников тока, таких, как МГД-генераторы и электроимпульсные системы с питанием от промышленных ЛЭП, позволило достичь необходимой глубины исследований при применении методов электроразведки ЧЗ, ЗС, ДЗ.

Как следует из приведенного выше обзора, до недавнего времени дипольное зондирование в силу простоты его реализации было приоритетным методом. Однако для получения детального разреза необходимо выполнить наблюдения на относительно большом количестве разносов, что не всегда возможно в условиях сильнопересеченной местности. Для получения геоэлектрического разреза в целом и

исследования его вариаций во времени необходимы одновременные наблюдения на всех разносох, что требует применения большого количества приемной аппаратуры и соответственно больших материальных затрат. Необходимо также отметить, что при выполнении зондирований в сложных неоднородных средах, в условиях, когда режимные наблюдения проводятся на отдельных разносох приемных и питающих диполей, практически невозможно выделить в пространстве те области, к которым приурочены наблюдаемые вариации сопротивления. Наконец, дипольные зондирования весьма чувствительны к изменениям удельного сопротивления пород в областях, непосредственно прилегающих к питающему и приемному диполям.

Методы ЧЗ и ЗС свободны от недостатков, присущих методу ДЗ. В каждом пункте, где производятся режимные наблюдения, возможно получение информации об изменениях электросопротивления во всем геоэлектрическом разрезе. Теоретические основы этих методов изложены в работах [38—44]. Однако необходимо учитывать, что структура поля в значительной мере зависит от типа источника и расстояния от него до пункта наблюдения. Наибольшее распространение получили источники двух типов — вертикальный магнитный диполь и заземленный горизонтальный электрический диполь. Преимущество использования в качестве источника заземленного электрического диполя (по сравнению с вертикальным магнитным диполем) состоит в том, что удастся существенно увеличить территорию, охваченную режимными наблюдениями. В самом общем случае при проведении режимных наблюдений оптимальным является совместное применение источников обоих типов, однако реализация такого подхода, как правило, вызывает значительные трудности.

Чтобы исключить влияние локальных неоднородностей вблизи приемных и питающего диполей, необходимо предварительно исследовать геоэлектрический разрез в районах диполей в целях выявления неоднородностей с высокой проводимостью и использовать диполи большой длины. Кроме того, чтобы избежать бокового влияния неоднородностей, целесообразно производить зондирование от разных источников (или при разных положениях одного источника) и проводить одновременно измерения нескольких компонент электромагнитного поля (E_x , E_y и H_z).

В методе ЧЗ характерность кривых, которая определяется количеством экстремумов, значениями углов наклона ветвей и амплитуд в максимуме и минимуме кривых, существенно зависит от разноса (r). Оптимальная величина разноса лежит в пределах от 3 до 5 глубин исследования (h). При дальнейшем увеличении разноса в целях увеличения глубины исследования надо учитывать, что величины измеряемых сигналов резко уменьшаются, а это приводит к снижению точности измерения полезного сигнала из-за возрастания и искажающего влияния помех. При разносах, меньших чем 2,5—3 глубины исследования, кривые ЧЗ становятся менее "характерными", что затрудняет их интерпретацию, а это равносильно уменьшению глубины исследования.

Для реальных геоэлектрических разрезов, характерных для Бишкекского полигона, при частотных зондированиях требуется широкий диапазон частот для получения полной кривой. Исходя из известных соотношений, были выполнены оценки частотного диапазона и момента электрического диполя, необходимого для достижения в пункте приема сигнала на уровне 1 мкВ. Оценки производились для случая максимальной глубины зондирования в 20 км, что соответствует глубине гипоцентров сильных землетрясений исследуемой территории. Расчеты показали, что нижняя граница диапазона рабочих частот должна быть выше 0,1 Гц для зондирования в Южной высокоомной зоне ($\rho_1 = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и выше 10^{-3} Гц в Северной низкоомной зоне ($\rho_1 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) (Чуйская впадина). Если исходить из того, что $r/h \geq 3$, то для зондирований на глубину до 20 км необходимо, чтобы $r > 60$ км. При таких размерах установки электрический момент питающего диполя должен быть не меньше $7 \cdot 10^5 \text{ А}\cdot\text{м}$ в Южной зоне и $7 \cdot 10^7 \text{ А}\cdot\text{м}$ в Северной. Для регистрации вариаций кажущегося сопротивления с точностью до 5% при уровне помех 1 мкВ/м полученные

выше дипольные моменты должны быть увеличены в 20 раз, т.е. должны быть $M_r \geq 2 \cdot 10^7$ А·м в Южной зоне и $M_r \geq 2 \cdot 10^9$ А·м в Северной.

Такие моменты для одиночных импульсов в настоящее время получены только благодаря МГД-генераторам, которые и были использованы на Бишкекском полигоне. В результате удалось достичь значений дипольного момента $M_r \geq 2 \cdot 10^7$ А·м при максимальном уровне тока в диполе ~3 кА. Несколько больше дипольный момент при зондированиях с использованием батареи конденсаторов, с помощью которых генерировались короткие (менее 1 с) экспоненциальные импульсы ("холодные" пуски). Для электроимпульсной системы, несмотря на меньшую амплитуду тока в диполе, метод накопления периодических сигналов позволяет эффективно бороться с помехами и более точно выделять полезный сигнал на больших расстояниях от питающего диполя. Тем самым могут быть достигнуты необходимые глубины исследования. (Подробно все перечисленные источники описаны в следующей главе.)

Из приведенных оценок следует, что задача достижения глубины зондирования в 20 км может быть успешно выполнена в Южной высокоомной зоне, а также при зондированиях в западном и восточном направлениях от питающего диполя. Достижение же максимальных глубин при зондированиях для Северной низкоомной зоны затруднено из-за недостаточности момента диполя-излучателя.

Необходимо отметить, что основная часть энергии одиночных однополярных зондирующих импульсов сосредоточена в низкочастотной области спектра, до 15 Гц. Поэтому полученные при зондированиях кривые $\rho_x(\omega)$ будут неполными, т.е. без левых ветвей. В условиях полигона ввиду отсутствия высоких частот в спектрах зондирующих импульсов это означает, что для глубин 2—3 км невозможно с требуемой точностью выделить информацию о вариациях электросопротивления. Для получения такой информации необходимо использовать малоглубинные установки электрозондирования. Малоглубинные установки нужны и для оценки влияния приповерхностных гидрометеорологических и гидрогеологических факторов, а также приповерхностных деформационных процессов на результаты глубинных электромагнитных наблюдений. В этих целях можно использовать вертикальные электрические зондирования на постоянном токе с небольшим количеством разносов либо небольшие установки для зондирования становлением поля в ближней зоне в варианте с совмещенными петлями. Это позволяет достаточно надежно оценивать воздействие перечисленных факторов на результаты глубинных наблюдений.

Для этого на территории полигона в ряде пунктов были проведены параметрические наблюдения методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) с разносами АВ до 1000 м и методом ДЗ от двух питающих диполей с различными азимутами. Полученные данные свидетельствуют о том, что при проведении глубинных исследований вклад в вариации электросопротивления приповерхностных факторов либо незначителен, либо вообще отсутствует, и полученные при этом изменения электросопротивления можно считать обусловленными геодинамическим процессом.

Для дальнейшей интерпретации наблюдаемых вариаций электрического сопротивления совершенно необходимо знать геоэлектрическое строение района режимных наблюдений. В этих целях на Бишкекском полигоне проведены зондирования ЧЗ и ЗС более чем в 100 пунктах, что дало возможность построить модели геоэлектрического строения полигона разного уровня детальности.

При производстве режимных наблюдений за геодинамическим процессом одной из ключевых проблем является организация оптимальной сети наблюдений. При выборе сети полигонных наблюдений в полной мере учитывалась априорная информация о тектоническом, геологическом, геоэлектрическом строении и сейсмических особенностях района проведения работ. При этом принималось во внимание неоднородное пространственное распределение сейсмичности (см. гл. 1).

Учитывая характерные размеры сейсмогенерирующих областей на Бишкекском полигоне, для получения неискаженной информации о динамическом процессе пункты наблюдений в Центральной сейсмогенерирующей зоне располагались на расстоянии не более 10 км друг от друга. Более плотной, и потому более дорогой, системы наблюдений мы не могли себе позволить, к тому же не ясно, не оказалась ли бы более плотная сеть в известном смысле избыточной.

Сеть полигонных наблюдений и методика работы на ней должны быть динамичны. По мере накопления знаний о детальном геоэлектрическом строении полигона и данных по вариациям электросопротивлений по объему среды сеть наблюдений должна оптимизироваться для получения максимально возможной информации о геодинамическом процессе в наиболее интересных с сеймотектонической точки зрения геологических объектах. Такая оптимизация по мере накопления экспериментального материала систематически проводилась.

При установлении дискретности наблюдений методами ЧЗ и ЗС на базовых приемных станциях (см. рис. 5) в первую очередь принимались во внимание следующие факторы: спектр наблюдаемого геодинамического процесса; тип выделяемого предвестника (краткосрочный, среднесрочный или долгосрочный); стоимость производства работ конкретным методом. Максимальное время дискретизации наблюдений определяется максимальной частотой исследуемого спектра геодинамического процесса, а минимальное — решаемой задачей, используемой аппаратурой и стоимостью проведения работ. Исследования на Бишкекском полигоне были преимущественно направлены на выявление средне- и долгосрочных предвестников. Выявление же краткосрочных предвестников требовало перехода фактически на непрерывный режим работы и обработки получаемой информации в реальном или квазиреальном времени, что мы в силу финансовых ограничений не могли себе позволить.

Учитывая вышеизложенные подходы к организации сети наблюдений, на Бишкекском полигоне режимные наблюдения были организованы следующим образом.

В субширотном направлении на северных склонах Киргизского хребта расположено пять стационарных режимных станций. Максимальное удаление стационарных станций от центра полигона составляет около 60 км. В южном направлении за Киргизским хребтом на расстоянии 37 км от центра полигона расположена еще одна станция. Стационарные станции являются базовыми. На них, как правило, проводятся режимные наблюдения комплексом различных методов. В их числе глубинные электромагнитные зондирования методами ЧЗ и ЗС, малоглубинные наблюдения методом ВЭЗ, геомагнитные наблюдения, наблюдения за изменением концентрации радона в приповерхностном слое. По мере необходимости на них проводятся опытные наблюдения за естественными электромагнитными полями, отрабатываются новые методики.

Помимо базовых пунктов, глубинные электромагнитные наблюдения проводятся в 27 рядовых пунктах, периодически посещаемых передвижными электромагнитными приемными станциями. Эти пункты наблюдений сконцентрированы в области наиболее высокой плотности землетрясений ЦСЗ. Расстояния между этими пунктами составляют 5—7 км.

При проведении глубинных электромагнитных зондирований методом ЧЗ в качестве источника тока использовались МГД-генераторы "Прогноз-1" и "Памир-2" ("горячие" пуски) и батарея конденсаторов ("холодные" пуски).

При работах методом ЗС в качестве источника тока использовалась мощная электроимпульсная система ЭИС-630 с питанием от промышленной сети переменного тока 10 кВ. Нагрузкой перечисленных источников тока является электрический диполь длиной 4200 м, ориентированный в субмеридиональном направлении и расположенный в центральной части полигона (см. рис. 4, 5).

В пунктах, где ведутся режимные наблюдения, созданы стационарные приемные

электрические диполи длиной от 100 до 1000 м в зависимости от удаления пункта от питающего диполя. На базовых станциях, как правило, проводились режимные наблюдения за компонентами электромагнитного поля E_x и E_y . На рядовых пунктах регистрировалась одна компонента E_x .

Количество режимных наблюдений на базовых станциях составляет 2 раза в сутки как по схеме ЧЗ на базе "холодных" пусков, так и по схеме ЗС с использованием электроимпульсной системы. Наблюдения на рядовых пунктах проводятся реже — один раз в трое суток для каждого пункта.

Амплитуда тока в питающем диполе при использовании "холодных" импульсов составляла 4000—5000 А, а длительность импульса — 0,5—0,6 с. При использовании электроимпульсной системы амплитуда тока в питающем диполе составляла 600—800 А. Зондирующий сигнал представляет собой периодическую последовательность разнополярных прямоугольных импульсов. Период следования импульсов выбран равным 10 с. Длительность сеанса составляет 15 мин. Чтобы учесть влияние помехи на результаты обработки, регистрировали поле в течение нескольких десятков секунд как до сигнала, так и после него. Следует отметить, что совместные глубинные наблюдения методами ЧЗ и ЗС взаимно дополняют друг друга.

При зондированиях одиночными импульсами с использованием МГД-генератора ток в диполе достигал 2,8 кА, а дискретность наблюдений составляла один-два пуска в месяц, что было связано с высокой стоимостью работ. Эффективность работы МГД-генератора могла бы быть выше, если бы оказалось возможным создать магнитный диполь со стороны около 2 км. В этом случае магнитный момент достиг бы значений $(0,5—1) \cdot 10^{11}$ А·м². Работы с МГД-генератором проводились до 1989 г.

Дальнейшие перспективы применения мощного одиночного импульса от МГД-генератора следует связывать с внедрением разрабатываемой в настоящее время в ряде организаций (ВНИИгеофизика, Троицкий филиал ИФЗ, ИВТАН) технологии подавления помех с использованием синхронных наблюдений на всех приемных станциях, включая так называемый базисный пункт. Компенсировать помехи можно, используя компенсирующий диполь [45]. Этот способ был успешно применен в работах методом вызванной поляризации в рудной электроразведке.

Глава 3

ЭНЕРГОИСТОЧНИКИ ДЛЯ ВОЗБУЖДЕНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

ИМПУЛЬСНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ НА ОСНОВЕ САМОВОЗБУЖДАЮЩИХСЯ МГД-ГЕНЕРАТОРОВ

Как уже отмечалось в предыдущей главе, в настоящее время существует два альтернативных подхода к задаче электромагнитного зондирования. Один из них основан на идее использования мощного одиночного импульса. В этом случае можно в полной мере реализовать все преимущества технологии, связанные с выбором момента зондирования, когда естественное поле имеет минимальные значения, с эффективной методикой подавления помех, прежде всего естественного происхождения, и с дистанционным управлением приемными станциями. Другой подход основан на использовании обычных генераторных установок, которые дешевле, но в этом случае может потребоваться длительный сеанс зондирования, особенно в случае низкоомных разрезов. При длительных же сеансах эффективность методики подавления теллурических помех может оказаться существенно ниже. Технология одиночных импульсов может дать значительные преимущества в первую очередь в

условиях многоканальных регистрирующих систем (100—200 и более одновременно работающих каналов).

Для получения надежной информации об особенностях глубинного геоэлектрического разреза нужны большие значения дипольного момента излучателя. Информативные глубины h_* , вообще говоря, растут с увеличением разносов r . Отсюда получается, что требуемые моменты диполей $M_d \sim r^3 \sim h_*^3$. Исходя из того что электрическое сопротивление кабеля диполя $R_k \sim L^2/D_k$, где D_k — масса проводника кабеля, L — длина кабеля, получим для требуемого напряжения источника

$$U_r = R_k I \sim \frac{M_d}{D_k}$$

и для требуемой мощности

$$N = U_r I \sim \frac{M_d^2}{D_k} \sim \frac{h_*^6}{D_k}$$

т.е. необходимая для глубинных электромагнитных зондирований мощность источника растет с глубиной в шестой степени. Для оценки энергии примем, что длительность импульса поля τ_n такова, что глубина скин-слоя близка к требуемой глубине зондирования. Тогда

$$\tau_n \sim h_*^2 / \rho_{кс}$$

где $\rho_{кс}$ — кажущееся удельное сопротивление среды. Отсюда энергия, которая должна быть отдана источником в диполь, составит

$$W_d \cong N \tau_n \sim h_*^8 / \rho_{кс} D_k$$

Соответствующие оценки показывают, что, например, для изучения земной коры до глубин 10—20 км необходимы длительность импульсов 3—10 с и энергозатраты $\sim 10^2$ МДж. Это означает, что детальную информацию о глубинном геоэлектрическом разрезе можно получить в одном сеансе измерений длительностью до 10 с при использовании генератора с отдаваемой в полезную нагрузку мощностью 10 МВт.

В работе [46] приведены перечень основных электроразведочных задач, представляющих наибольший интерес, и требования к источникам одиночных импульсов применительно к каждой из этих задач. Среди мощных источников возбуждения одиночных импульсов особое место занимают МГД-генераторы на твердом топливе. У них рекордно высокий показатель отношения мощности к весу установки (1 кВт/кг). Идея использования таких МГД-генераторов зародилась в СССР в начале 70-х годов [47, 48]. Для большинства задач необходимая длительность импульса не превышает 10 с [46], а при столь коротких, пусть даже очень мощных, импульсах тока генератор может быть сделан неохлаждаемым, т.е. более легким и простым.

В настоящее время в практике глубинных электромагнитных зондирований применяются МГД-установки "Памир", "Урал", "Хябаны", генерирующие мощность до 60 МВт в течение короткого промежутка времени (2—10 с). Они имеют следующие характеристики:

Расход продуктов сгорания	25—70 кг/с
Мощность	15—60 МВт
Выходное напряжение	1—1,5 кВ
Внутреннее сопротивление	0,03 Ом
Электрическая энергия, отнесенная к единице массы топлива	0,6 МДж/кг

Создание мощных импульсных МГД-генераторов потребовало решения целого ряда сложных научно-технических проблем. В их числе разработка твердых плазменных топлив, обеспечивающих уровень электропроводности 50 См/м и выше, т.е. на 4 порядка превышающий электропроводность продуктов сгорания обычных твердых топлив. Были разработаны инженерно-технические основы конструирования МГД-каналов мощностью в десятки мегаватт, работающих в условиях высоких температур (свыше 3000 К), эрозийного воздействия сверхзвуковых двухфазных потоков, содержащих конденсированную фазу до 40% по весу, и сильного магнитного торможения. Была разработана технология создания оптимальных магнитных систем МГД-генераторов с рабочим полем от 3 до 5 Т, обеспечивающих согласованное взаимодействие с плазменным потоком в МГД-канале как в режиме быстрого самовозбуждения (за доли секунды), так и в квазистационарных режимах питания индуктивно-активной нагрузки. При решении этих вопросов был выполнен широкий круг исследований в области физики и химии низкотемпературной плазмы, магнитогидродинамики, газодинамики, баллистики и электротехники. Была разработана достаточно надежная методика расчета свойств продуктов сгорания, представляющих собой рабочее тела сложной структуры, а также методика расчета течений гетерогенных потоков в сверхзвуковых каналах в условиях сильного МГД-взаимодействия. Подробно принцип действия и особенности работы импульсных МГД-генераторов изложены в работе [49], в которой обобщены также и результаты более ранних публикаций.

Особенности работы импульсных МГД-генераторов

Рассмотрим работу одноканального самовозбуждающегося МГД-генератора (СМГДГ). С электротехнической точки зрения МГД-генератор представляет собой источник ЭДС ϵ с внутренним сопротивлением R_i . При этом напряжение на нагрузке (на выходных клеммах МГД-каналов) определяется как

$$V_x = \epsilon - R_i I_x,$$

где I_x — ток МГД-канала.

Главной особенностью импульсного источника энергии на основе СМГДГ является объединение в одном агрегате МГД-генератора и магнитного (индуктивного) накопителя энергии. Это накладывает отпечаток на характер работы как самого МГД-генератора, так и индуктивного накопителя. Во-первых, МГД-генератор работает на индуктивную нагрузку, во-вторых, все его параметры существенно зависят от времени, поскольку он функционирует в импульсном режиме. При этом индуктивный накопитель должен обеспечить однородное магнитное поле в рабочем объеме МГД-канала, сравнительно большую величину магнитной индукции для эффективной работы МГД-генератора и определенное отношение величины индукции к протекающему через накопитель току для согласования с работой МГД-канала.

При работе МГД-генератора на собственный электромагнит в некоторых случаях возможен режим самовозбуждения (увеличение тока в электромагните). Очевидно, что это происходит только тогда, когда генерируемая МГД-каналом в данный момент мощность превышает мощность потерь в обмотке электромагнита. При этих условиях избыточная энергия должна накапливаться в магнитном поле электромагнита (в совмещенной магнитонакопительной системе).

Одной из важнейших характеристик СМГДГ является коэффициент усиления по току $k_t = I_{ном}/I_0$, где $I_{ном}$ — номинальное (установившееся) значение тока электромагнита, соответствующее заданному (максимальному) значению накопленной магнитной энергии; I_0 — ток начального возбуждения МГДГ, создающий начальное магнитное поле. Использование режима самовозбуждения позволяет ограничиться для

запуска СМГДГ сравнительно маломощным источником энергии. Заметим, что при необходимости магнитная система СМГДГ может быть использована как своеобразный усилитель мощности.

СМГДГ позволяет в любой момент стабилизировать ток в цепи электромагнит—МГД-канал за счет включения последовательно с обмоткой электромагнита балластного стабилизирующего сопротивления, роль которого иногда может играть активная (омическая) нагрузка R_n . В этом плане СМГДГ является также источником постоянного тока, обладающим большим быстродействием (малым временем выхода на режим номинальной мощности).

Переходные и установившиеся процессы в самовозбуждающихся сверхзвуковых фардеевских МГД-генераторах к настоящему времени изучены достаточно хорошо, что позволяет создавать МГД-установки с гарантированными выходными характеристиками [50, 51]. Возможны два способа подключения нагрузки к каналу МГД-генератора: параллельно с обмоткой возбуждения электромагнита и последовательно с ней. Не вдаваясь в детальный анализ работы указанных схем, отметим только, что они не позволяют в реальных условиях обеспечить жесткую стабилизацию импульса тока в нагрузке рассматриваемого типа (геофизический диполь) в течение длительного времени и, кроме того, не могут стабильно работать в широком диапазоне нагрузок без применения специальных мер, усложняющих принципиальную схему МГД-установки.

В случае использования двух генерирующих МГД-каналов, работающих в магнитном поле общего электромагнита, появляется возможность построения новых схем СМГДГ, характеризующихся электрическим разделением цепи питания обмотки электромагнита, с одной стороны, и нагрузки — с другой. Достигается это тем, что в режиме работы на нагрузку один из МГД-каналов подключен к электромагниту, а другой — к нагрузке.

На Бишкекском полигоне для проведения электромагнитных зондирований в целях поиска предвестников землетрясений использовались как источники одиночных импульсов (МГД-установки "Прогноз-1" и "Памир-2", конденсаторная батарея), так и генераторные установки квазинепрерывного действия типа электроимпульсных систем, отбирающих энергию от линий электропередачи.

Поскольку полигон предполагает наличие базовой площадки, на которой стационарно располагаются энергоисточники для электромагнитных зондирований, на ней был компактно размещен энергокомплекс с МГД-установками, включающий:

- 1) помещение для размещения электрооборудования и МГД-блок, оснащенный системой быстрого пожаротушения и грузоподъемными механизмами во взрывобезопасном исполнении;
- 2) складские помещения для хранения плазменных пороховых топлив, удовлетворяющие соответствующим правилам техники безопасности;
- 3) здание термостатной для снаряженных генераторов плазмы;
- 4) здание аппаратной для размещения систем управления и измерения, из которого ведется дистанционный контроль и управление МГД-установками.

Общий вид полигона со стороны энергокомплекса приведен на рис. 13. Основные объекты энергокомплекса размещены на территории с учетом естественного рельефа местности.

МГД-установка "Прогноз-1"

Установка "Прогноз-1" разработана на базе МГД-установки "Урал" [52]. Однако ее отличает новое схемное решение: она позволяет подключать либо последовательно в цепь возбуждения низкоомную нагрузку (магнитный диполь), либо параллельно электромагниту — высокоомную (электрический диполь). В первом случае ток в нагрузке в принципе может достигать 40 кА, во втором — 2 кА (при сопротивлении



Рис. 13. Общий вид базовой площадки Бишкекского прогностического политона

нагрузки 0,5 Ом). Основные технические характеристики установки "Прогноз-1" приведены в табл. 1.

Принципиальная схема установки изображена на рис. 14, а ее общий вид — на рис. 15. Она представляет собой одноканальный самовозбуждающийся МГД-генератор фардеевского типа. Согласованное омическое сопротивление нагрузки МГД-генератора, соответствующее максимуму отбираемой в нагрузку мощности, приблизительно равно 0,03 Ом. При работе на согласованную нагрузку 60% генерируемой мощности может быть отдано в нагрузку.

МГД-установка состоит из МГД-генератора (энергоблок Ж-8Ф), системы начального возбуждения и коммутирующей аппаратуры. Сам МГД-генератор, в свою очередь, состоит из генератора плазмы, МГД-канала и электромагнита (ЭМ). Рассмотрим работу установки в случае подключения в качестве нагрузки электрического диполя. По команде "Пуск" дистанционно воспламеняются заряды твердого топлива в генераторе плазмы (ПГ), обеспечивая в МГД-канале (К) сверхзвуковое течение продуктов сгорания с высокой проводимостью. Через некоторое время (0,3 с), необходимое для прогрева электродов и обеспечения нужной эмиссионной способности, на электромагнит (ЭМ) через замыкатель ЗМ1 разряжается батарея конденсаторов (БК) системы начального возбуждения (СНВ), создавая в рабочем объеме МГД-каналов начальное поле (постепенно нарастающее до $B \sim 0,25$ Т). В этот момент МГД-канал уже в состоянии "подхватить" ток в магните. Для отключения СНВ от общей силовой схемы при смене полярности на вентиле В4 последний оказывается включенным в проводящем направлении. Появление тока через вентиль означает переход от режима начального возбуждения к режиму самовозбуждения. При этом вырабатывается сигнал на срабатывание замыкателя ЗМ2, который шунтирует В4, образуя электрическую цепь, в которую включен МГД-канал.

За счет самовозбуждения величина тока в магните нарастает по закону, близкому к

Таблица 1

Основные параметры энергоблока установки "Прогноз-1"

Параметр	Обозначение	Размерность	Значение
МГД-канал (X-812-1)			
Вход в электродную зону	$b_0 \times h_0^3$	мм · мм	386×240
Выход из электродной зоны	$b_1 \times h_1^3$	мм · мм	590×278
Длина электродной зоны	l_0	мм	1206
Полная длина канала	L	мм	2842
Параметры МГД-течения в номинальном режиме:			
число Маха (вход/выход) в электродной зоне	M_0/M_1		2,34/1,8
температура торможения	T_0^0	К	3745
статическое давление	P_0/P_1	кгс/см ²	2,8/2,2
проводимость плазмы	σ_0	См/м	67
энергетический комплекс	$\sigma_0 w_0^2$	(См/м) · (км/с) ²	285
магнитное поле	B_0/B_1	Т	2,35/2,28
Магнитная система (электромагнит СО-13А)			
Число последовательно включенных секций			4
Поляная индуктивность	L_M	Гн	$11,6 \cdot 10^{-3}$
Омическое сопротивление (при $T = 20^\circ\text{C}$)	R_M	Ом	$8,9 \cdot 10^{-3}$
Масса	G_M	кг	4800
Энергия системы начального возбуждения	$E_{\text{снв}}$	кДж	150
Генератор плазмы			X-811БЗ ЭУ-189-23
Номинальный уровень давления	$P_{\text{кс ном}}$	кгс/см ²	30–65 40
Температура в камере сгорания	$T_{\text{кс}}$	К	3745
Время работы	t_p	с	2,1–3,9 5,5–9,8
Секундный расход топлива (номинальный)	m	кг/с	80
Вес заряда	G_T	кг	200 600

экспоненциальному. На определенной стадии процесса самовозбуждения происходит замыкание ЗМ4 и подключение тем самым дипольной нагрузки (ЭД). По достижении определенного значения силы тока в электромагните по сигналу от датчика магнитного поля (или реле времени) подается сигнал на размыкатель РУ1, который включает в цепь магнита стабилизирующее балластное сопротивление, что обеспечивает выход на номинальный режим работы. Все это время электрический диполь находится в подключенном на шины МГД-канала состоянии. Примерно за 0,3 с до окончания процесса горения (длительность процесса горения определяется экспериментально) по заданной программе (временным уставкам) происходит отключение дipoля-нагрузки с помощью размыкателя РУ4. При этом энергия, запасенная в индуктивности дipoля, рассеивается через вентиль нагрузки на добавочном сопротивлении R_d . При необходимости увеличить длительность токового

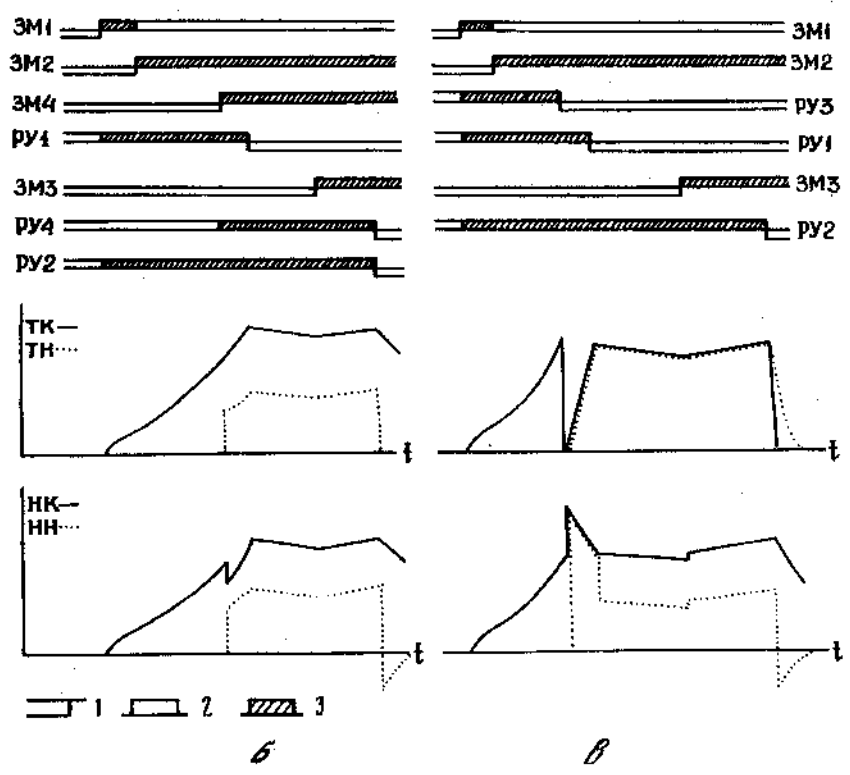
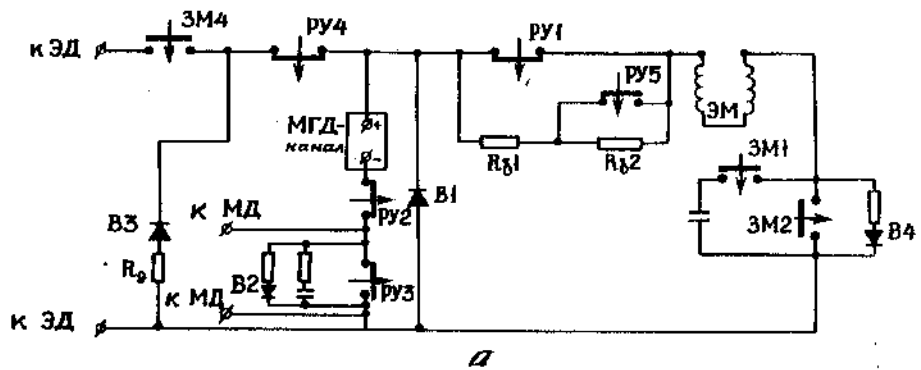


Рис. 14. Принципиальная схема МГД-установки "Прогноз-1" (а); временные диаграммы и эпюры тока канала (ТК), тока нагрузки (ТН), напряжения канала (НК) и напряжения на нагрузке (НН) при работе на диполь: электрический ЭД (б) и магнитный МД (в)

1 — разомкнут; 2 — замкнут без тока; 3 — замкнут с током

импульса и в тех случаях, когда не предъявляется специальных требований к крутизне его среза, размыкатель PY4 и добавочное сопротивление вместе с вентилем B3 могут быть исключены из схемы. Тогда токовый импульс заканчивается одновременно с завершением работы МГД-генератора, а накопленная в индуктивности энергия рассеивается в цепи, в которую входит МГД-канал. При этом, как показал опыт, в канале никаких пробойных явлений не наблюдается.

Возможно также включение нагрузки не с самого начала процесса возбуждения, а с момента достижения некоторого, близкого к номинальному, значения тока в

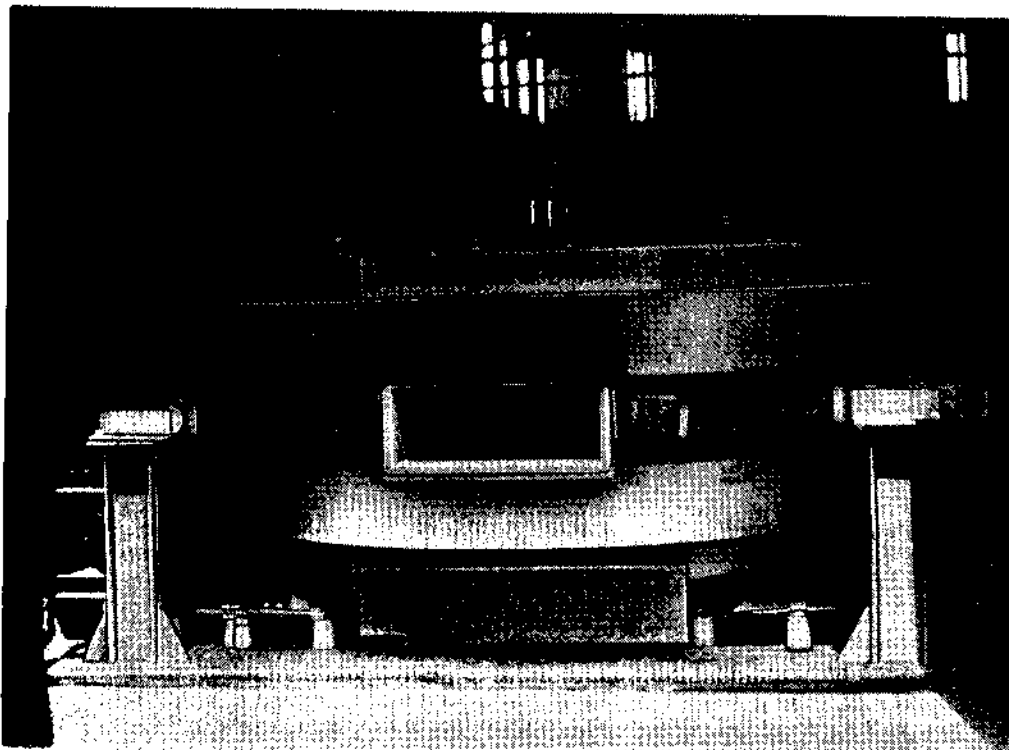


Рис. 15. МГД-установка "Прогноз-1"

электромагните. В этом случае может быть обеспечен более крутой (0,15 с) передний фронт импульса, что в ряде случаев бывает важно.

В аварийном режиме, когда ток в канале превышает допустимые значения, происходит размыкание электрической цепи с помощью ключа РУ2. Ток электромагнита закорачивается через вентиль В1, а накопленная в индуктивности магнита энергия рассеивается на балластном сопротивлении ($R_{б1}$ или $R_{б1} + R_{б2}$).

Электрический диполь выполнен в виде закопанного на глубине 1 м изолированного кабеля АВВГ общим сечением 1200 мм². Расстояние между электродами 4,2 км. Полный вес кабеля 40 т. Заземляющие решетки изготовлены из металлических стержней \varnothing 20 мм с шагом 6 м. Через каждые 12 м к решетке приварены вертикальные электроды длиной 2 м. Вся система уложена на глубине 2 м. Заземляющие устройства расположены в глинистых грунтах с удельным электрическим сопротивлением 10 Ом · м при мощностях слоев соответственно 100 и 70 м. Суммарное электрическое сопротивление диполя вначале составляло 0,4 Ом. Со временем оно монотонно увеличивалось и к настоящему времени достигло почти 0,56 Ом.

Уровень температуры заряда существенно влияет на уровень давления в камере сгорания и на время работы генераторов плазмы. В качестве номинального уровня давления в камерах сгорания обоих генераторов плазмы можно рассматривать значение $P_{хс\text{ ном}} = 40 \text{ кгс/см}^2$, полученное в серии испытаний при температуре заряда 10—20°C. При этом номинальное время работы для генераторов плазмы Х-811БЗ и ЭУ-189-23 составляет соответственно 2,6 и 7,7 с.

По характеру изменения давления в камере сгорания генератор плазмы ЭУ-189-23 отличается постоянным во времени давлением, в то время как Х-811БЗ имеет переменное, с положительным градиентом, давление, что связано с их конструктив-

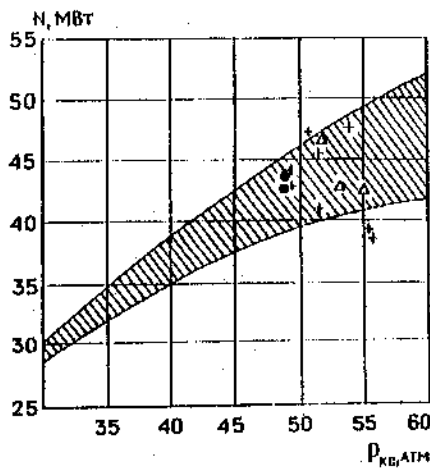


Рис. 16. Сопоставление расчетных и экспериментальных характеристик МГД-генератора "Прогноз-1" для топлива В11-10 ($\sigma_0 w_0^2 = 220$ (См/м) · (км/с)²). Заштрихована зона расчетных значений мощности в функции давления в камере сгорания при $B = 2,5-3$ Т; различные значки обозначают различные партии топлива

ными особенностями. Случайные отклонения давления в генераторе плазмы для одной и той же партии зарядов могут составлять 6,4%. Оба генератора плазмы обеспечивают энергетический комплекс $\sigma_0 w_0^2$ не ниже 220 (См/м) · (км/с)², где σ_0 — средняя по сечению канала удельная электропроводность, w_0 — скорость плазмы на входе в электродную зону каналов.

В [50] достаточно подробно описаны конструктивные особенности генератора плазмы, МГД-канала, электромагнита и различных систем МГД-установки, приведены расчетные вольт-амперные и нагрузочные характеристики МГД-канала X-812-1 в режиме внешнего возбуждения для номинального давления в камере сгорания 40 кгс/см².

Расчетные оценки показывают, что для согласованной нагрузки (0,035—0,055 Ом), включенной параллельно электромагниту, отдаваемая в нагрузку мощность будет составлять не менее 8 МВт, а ток в нагрузке сможет достигать примерно 15 кА. Однако при $R_n = 0,5$ Ом мощность, отдаваемая в нагрузку, составит всего 2 МВт, а ток — 2 кА, причем ток в нагрузке малочувствителен к значению балластного сопротивления. Это означает, что если оно (R_n) меньше потребного и не обеспечивает стабилизацию тока магнита на номинальном уровне, то будет иметь место некоторый переходный саморегулирующийся процесс, в результате которого происходит поддержание тока в нагрузке примерно на одном уровне. Расчеты показывают, что эффекты магнитогазодинамического запираания МГД-канала при сильном МГД-торможении потока, вызывающие резкий завал вольт-амперных характеристик [50], играют роль саморегулирующего фактора, приводящего к насыщению тока в электромагните. Максимум генерируемой блоком X-812-1 мощности в режиме самовозбуждения приходится на режим слабого магнитогазодинамического запираания МГД-канала. При работе установки на магнитный диполь (МД) малого сопротивления (около 0,03 Ом), включенный последовательно с каналом и магнитом (см. рис. 15), и при $P_{кс} = 40$ кгс/см² суммарная выходная мощность составит не менее 20 МВт, а ток в нагрузке — не менее 28 кА.

Эксперименты на установке "Прогноз-1" проводились в 1983—1986 гг. В качестве нагрузки использовался электрический диполь. Значения токов в нагрузке при использовании генератора плазмы X-811БЗ достигали 2,88 кА, что соответствовало общей мощности МГД-генератора 47,3 МВт. Эти предельные значения выходных характеристик были получены при давлении в камере сгорания 54 атм. Хотя указанные электрические характеристики существенно превышают номинальные, однако неустойчивой работы МГД-генератора при этом не наблюдалось. Длительность горения составляла 3 с, а длительность токового импульса в нагрузке — 2,6 с. Ток канала в этом эксперименте равнялся 44,6 кА. Как показали эксперименты, МГД-каналы в состоянии выдерживать по крайней мере шестикратное использование при работе с генератором плазмы X-811БЗ без проведения ремонтно-реставрационных работ; причем кратность использования не влияет на выходные характеристики МГД-генератора.

С генератором ЭУ-189-23 МГД-установка работала дважды. При этом были

получены практически идентичные выходные характеристики: ток канала — 38 кА, ток нагрузки — 2,8 кА, выходное напряжение — 1,13 кВ, давление в генераторе плазмы — 48 кгс/см², длительность работы генератора плазмы — 8 с (температура термостатирования заряда 20°C), длительность токового импульса в нагрузке — 7 и 7,2 с. В обоих экспериментах использовался один и тот же канал.

Результаты сопоставления расчетных и реально полученных характеристик для топлива БП-10 представлены на рис. 16. Этот график свидетельствует об удовлетворительном в целом их согласии. На основе накопленных в этих экспериментах данных можно предварительно оценить процесс самовозбуждения на базе паспортных значений энергетического комплекса $\sigma_0 w_0^2$ [53].

МГД-установка "Памир-2"

Паряду с МГД-установкой "Прогноз-1" для режимных электромагнитных наблюдений использовалась также установка "Памир-2", причем начиная с 1986 г. в силу ряда причин организационного и экономического плана эксперименты проводились только на последней.

Эта установка также включает в себя систему начального возбуждения (СНВ); магнитную систему, состоящую из четырех секций типа ИМ-114-1, объединенных в три катушки; два идентичных блока преобразования (каналов) типа ИМ-112-5; генераторы плазмы типа ГП-77 или ГП-86; балластное сопротивление; коммутационные устройства; системы управления и измерения. Принципиальная электрическая схема установки представлена на рис. 17, а общий вид установки, размещенной на полигоне, — на рис. 18. Наличие в составе МГД-установки двух каналов, а также возможность перекоммутации секций электромагнита последовательно или последовательно-параллельно друг другу в принципе создают довольно широкие возможности построения различных электрических схем установки в зависимости от сопротивления нагрузки и требований к амплитуде и форме импульса [54]. Основные параметры каналов, генераторов плазмы и магнитной системы приведены в табл. 2. Иная схема, в которой один канал с самого начала работает на электромагнит, а второй — на нагрузку, является более простой, надежной и обеспечивает большую стабильность параметров импульса во времени [55]. В этом случае достигается полная электрическая развязка цепей возбуждения и нагрузки. Такая схема оказывается работоспособной при довольно больших значениях энергетического комплекса $(\sigma_0 w_0^2)_н \geq 300 \text{ (См/м)} \cdot (\text{км/с})^2$. При меньших значениях комплекса время самовозбуждения быстро увеличивается. Следует отметить, что канал, работающий на нагрузку, особенно в тех случаях, когда ее сопротивление заметно превышает величину согласованного сопротивления, может работать на топливе с меньшим энергетическим комплексом, поскольку канал и не должен при этом вырабатывать свою предельную мощность.

В тех случаях, когда энергетический комплекс $(\sigma_0 w_0^2)_н$ составляет около $220 \text{ (См/м)} \cdot (\text{км/с})^2$, такая раздельная схема не может быть использована, так как становится невозможным самовозбуждение от одного канала. В этих случаях могут быть использованы комбинированные схемы, в которых самовозбуждение осуществляется от обоих каналов, включенных параллельно или последовательно, а по окончании процесса самовозбуждения нагрузка подключается либо к обоим из указанных блоков, либо к одному из них, с переходом другого на режим питания электромагнита. Возможны и другие электрические схемы соединений каналов, электромагнита и нагрузки [47, 54, 55].

Использованная на Бишкекском полигоне МГД-установка "Памир-2" построена на принципе последовательного включения каналов и параллельного включения нагрузки по отношению к электромагниту (см. рис. 17).

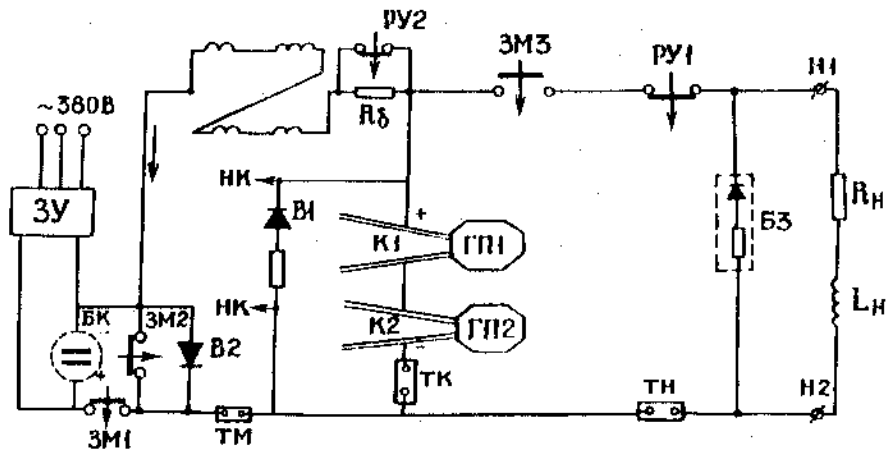


Рис. 17. Принципиальная электрическая схема МГД-установки "Памир-2": ЭМ — электромагнит; ЗМ1 — ЗМ3 — замыкатели; РУ1, РУ2 — размыкатели; БК — батарея конденсаторов; БЗ — блок защиты нагрузки; ТК, ТН, ТМ, НК — датчики тока и напряжения; ЗУ — зарядное устройство; Н1, Н2 — клеммы подключения нагрузки; К1, К2 — каналы; ГП1, ГП2 — генераторы плазмы; В1, В2 — диодные вентили

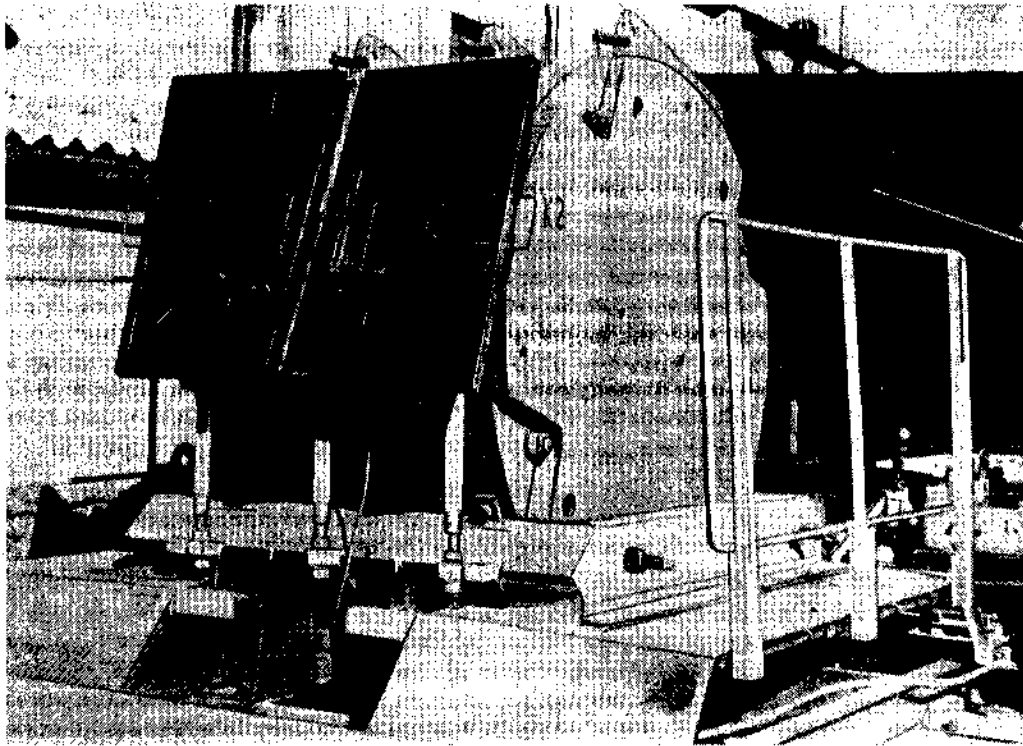


Рис. 18. МГД-установка "Памир-2"

Таблица 2

Основные параметры МГД-установки "Памир-2"

Параметр	Обозначение	Размерность	Значение
Камера ИМ-112-5			
Высота электродной зоны	$b_0 \times h_0$	мм · мм	161×158
Выход из электродной зоны	$h_1^3 \times h_1^3$	мм · мм	259×158
Длина электродной зоны	l_0	мм	1000
Параметры потока на входе в электродную зону:			
скорость	w_0	м/с	2064
давление	P_0	кгс/см ²	3,6
статическая температура	T_0	К	2900
число Маха	M		2,4
интегральная проводимость	σ_0	Ом/м	50
энергетический комплекс	$\sigma_0 w_0^2$	(Ом/м) · (км/с) ²	220
Генератор плазмы			
Критическое сечение сопла	$F_{кр}$	см ²	73,4
Давление в камере сгорания	$P_{кс}$	кгс/см ²	60
Температура в камере сгорания	$T_{кс}$	К	3860
Массовый расход	m	кг/с	28,3
Электромагнит			
Номинальная индукция в центре канала	$B_{ц}$	Т	2,65
Индуктивность электромагнита	L_m	мГн	7,6; 30,6*
Омическое сопротивление электромагнита	R_m	мОм	9,5; 38*
Вес обмотки	G_m	т	3,0

* Первое значение соответствует параллельно-последовательной схеме соединений секций электромагнита, второе – последовательной.

Длительность переднего фронта импульса зависит в основном от постоянной времени нагрузки $\tau_n = L_n/R_n$, где L_n и R_n — индуктивность и омическое сопротивление нагрузки. Длительность заднего среза импульса определяется либо длительностью спада давления в конце работы генераторов плазмы (в этом случае длительность среза не превышает 0,3 с), либо примерно той же самой постоянной времени нагрузки τ_n , если в цепи нагрузки установлен дополнительный размыкатель (РУ1 на рис. 17). Длительность среза в принципе может быть существенно уменьшена, если это требуется из методических соображений, путем включения в схему специального дополнительного сопротивления, на которое разряжается накопленная в индуктивности нагрузки энергия. Крутизна среза будет определяться допустимым перенапряжением из соображений электрической прочности изоляции элементов конструкции. Для реальной МГД-установки "Север-1", являющейся модификацией "Памира-2" и используемой для электроразведочных работ в условиях высокоомных разрезов, была достигнута длительность среза около 15 мс [55].

Алгоритм работы "Памира-2" в принципе мало отличается от описанного выше для

"Прогноза-1". Расчетный анализ работы "Памира-2" на активно-индуктивную нагрузку ($R_n = 0,13—1,6$ Ом, $L_n \cong 3 \cdot 10^{-2}$ Гн) показал, что форма импульса тока в нагрузке остается практически неизменной для двух модификаций схем: в одном случае возбуждение электромагнита происходит одновременно с запиткой нагрузки (замыкатель ЗМЗ на рис. 17 замкнут), в другом нагрузка подключается с помощью ЗМЗ только после достижения током в электромагните значения 15—16 кА. Форма импульса тока в нагрузке для этих двух модификаций схемы практически не меняется, несколько отличается лишь крутизна переднего фронта. Расчеты также показали существенное влияние стабилизирующего сопротивления R_6 на изменение тока в нагрузке. Так, при работе с генераторами плазмы ГП-77 на топливе с энергетическим комплексом $\sigma_0 w_0^2 = 220$ (См/м) · (км/с)² для обеспечения номинального режима тока в нагрузке (стабильная "полочка") при $R_n \leq 0,5$ Ом значение R_6 следует задавать с точностью не ниже 15%.

Источник рабочего тела для твердоотопливных геофизических МГД-установок должен обеспечивать поток низкотемпературной плазмы со скоростью $w \sim 2000$ м/с и электропроводностью $\sigma \geq 60$ См/м в течение 2,5—10 с при удельном расходе 25—30 кг/с.

Эта проблема решалась на основе опыта создания ракетного двигателя на твердом топливе, который, за исключением параметра σ , отвечает изложенным требованиям. Для обеспечения требований по уровню электропроводности было необходимо не просто увеличить ее примерно на 4 порядка, но и обеспечить реализацию энергетических характеристик твердых плазменных топлив в генераторах плазмы.

Решение первой задачи потребовало введения в состав топлива ионизирующих добавок, содержащих соли калия или цезия, при одновременном увеличении температуры сгорания от 3200—3400 К, характерной для ракетных топлив, до 3700—3800 К. Вторая задача предусматривала разработку соответствующей конструкции генераторов плазмы с применением специальных термостойких материалов, обеспечивающей расчетные газодинамические, внутрибаллистические и энергетические характеристики.

Генератор плазмы состоит из стеклопластикового корпуса, переднего и заднего дна. Переднее дно — сварная конструкция с изолированной теплозащитными материалами внутренней поверхностью. Заднее дно с графитовым вкладышем, имеющим прямоугольное проходное сечение, стыкуется с МГД-каналом.

Заряд генератора ГП-77 представляет собой цилиндрический одноканальный моноблок, имеющий фигурную форму торцов. По наружной поверхности и части торцовых поверхностей заряд бронирован специальным составом. Его форма выбрана из расчета обеспечения минимального изменения поверхности горения от схода и, следовательно, минимального изменения $P_{кв}$ в течение всего времени работы генератора.

Ресурсные испытания позволили выдать рекомендации по допустимой кратности использования генераторов и определить объем реставрационных работ, которые необходимо проводить после каждого пуска генератора. В настоящее время допускается четырехразовое использование генератора плазмы при условии трехкратной его реставрации, причем первую реставрацию допускается проводить в полевых условиях, а остальные две — на заводе-изготовителе.

Что касается канала ИМ-112-5 для "Памира-2", то его конструкция в принципе мало отличается от конструкции канала X-812-1 [50] для "Прогноза-1", а основные размеры приведены в табл. 2.

ИМПУЛЬСНЫЙ ИСТОЧНИК НА ОСНОВЕ БАТАРЕИ КОНДЕНСАТОРОВ

Как видно из предыдущего раздела, МГД-генераторы, имея высокие энергетические характеристики, могут реализовывать свои потенциальные возможности только при использовании согласованной нагрузки с сопротивлением 0,03—0,05 Ом.

Практически низкоомную нагрузку можно реализовать лишь в варианте магнитной рамки. Однако в этом случае потребуется большое количество кабеля, да и укладка такой рамки в горных условиях затруднена. При использовании же конденсаторной батареи большой емкости в условиях высокоомной нагрузки могут быть достигнуты большие, чем с МГД-генератором, амплитудные значения тока, хотя длительность импульса и полная энергия, отданная в нагрузку, окажутся существенно меньше. Емкость располагаемой на полигоне конденсаторной батареи составляла 0,1 Ф.

На рис. 19 приведена эквивалентная схема источника на базе батареи конденсаторов. На первом этапе происходит зарядка батареи конденсаторов C_0 через балластное сопротивление R_6 и разъединители К1 и К2 от зарядного устройства. Далее разъединители К1 и К2 размыкаются, а ключ К3 замыкается, и батарея конденсаторов разряжается на нагрузку R_n через дополнительную индуктивность, представляющую собой последовательно соединенные катушки магнитных систем "Прогноза-1" и "Памира-2".

С помощью такой схемы могут быть получены две формы импульсов тока в зависимости от величины включенной в схему индуктивности — аperiodическая и колебательная.

Импульс тока в аperiodическом режиме может быть представлен в виде

$$I(t) = \frac{C_0 E_0}{\sqrt{\tau^2 - \frac{1}{\omega^2}}} (e^{P_1 t} - e^{P_2 t}),$$

где

$$\omega = \frac{1}{\sqrt{LC_0}}; \quad \tau = R_n + \frac{1}{\omega C_0}; \quad P_{1,2} = \frac{-\tau \pm \sqrt{\tau^2 - 1/\omega^2}}{2 \cdot \frac{1}{\omega^2}}.$$

На рис. 19,б представлена характерная форма аperiodического импульса тока. При имеющихся на полигоне реальных элементах системы получены импульсы с максимальной амплитудой до 5000 А и длительностью 0,2—0,5 с. При проведении повторных зондирований на полигоне используются в основном подобные импульсы, что обусловлено их хорошими спектральными характеристиками. На рис. 19,в приведен пример колебательного импульса тока, который получается при включении в схему дополнительной индуктивности и может быть описан выражением

$$I(t) \sim Ae^{-at} \sin(\omega t + \varphi).$$

Режим с затухающими колебаниями на практике использовался относительно редко. В качестве ключей емкости и индуктивности в этой схеме использовались коммутирующие элементы, катушки электромагнитов и конденсаторная батарея системы начального возбуждения МГД-установок.

ЭЛЕКТРОИМПУЛЬСНЫЕ СИСТЕМЫ НЕПРЕРЫВНОГО ДЕЙСТВИЯ

Наряду с МГД-установками для глубинного зондирования земной коры в последнее время интенсивно разрабатывались и внедрялись в геофизическую практику генераторные установки, позволяющие возбуждать последовательность импульсов тока с амплитудой в несколько сот ампер [56—59]. Для Бишкекского полигона были

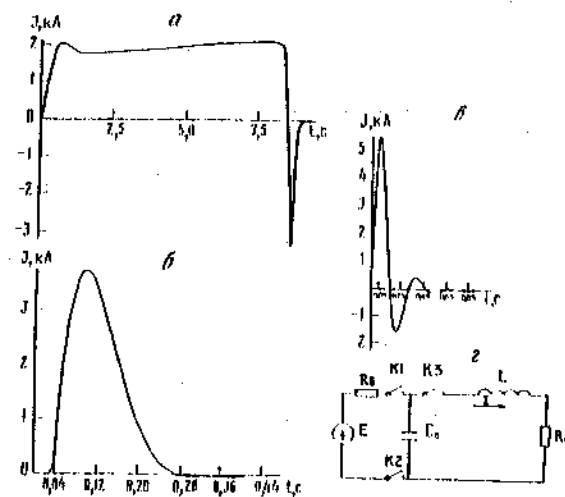


Рис. 19. Примеры "горячего" (а), экспоненциального "холодного" (б) и колебательного "холодного" (в) импульсов и эквивалентная схема источника тока, включающего батарею конденсаторов и катушки магнитных систем МГД-установок "Прогноз-1" и "Памир-2" (г)

разработаны специальные генераторные установки, получившие название электроимпульсных систем (ЭИС). ЭИС представляет собой устройство, осуществляющее преобразование непрерывного потока энергии первичного источника энергообеспечения в дискретные потоки энергии с заданными параметрами. Эти работы были начаты в 1983 г. В результате были созданы стационарные электроимпульсные системы — ЭИС-100 (1983 г.), ЭИС-300 (1984 г.), ЭИС-630 (1986 г.), развивающие ток в активной нагрузке соответственно 100, 300 и 630 А.

Как следует из обобщенной структурной схемы ЭИС, основными ее элементами, определяющими параметры зондирующего электромагнитного поля, являются преобразователь и коммутатор. Поэтому синтез их оптимальной структуры имеет важное практическое значение при создании установок для электромагнитных исследований.

Одно из основных требований, предъявляемых к ЭИС как к генераторной установке, относится к амплитуде импульса тока в питающем диполе.

Проведенные в ИВТАН исследования показали следующее.

1. Возбуждение в дипольной активно-индуктивной нагрузке зондирующего тока амплитудой более 150—200 А приводит к существенным (10—15-кратным) коммутационным перенапряжениям, что не позволяет использовать традиционные схемотехнические решения узлов коммутации, выполняемых в виде инверторов тока или напряжения. Данное обстоятельство предопределяет поиск способов и средств коммутации тока с гашением ЭДС самоиндукции нагрузки.

2. Достижение высокой стабильности вершины импульса тока (99,9%) исключает возможность использования датчиков тока, выполненных в виде шунта с развязывающим усилителем. Система регулирования тока должна быть выполнена в виде многоконтурной системы регулирования с использованием высокостабильного датчика тока в цепи обратной связи по току.

Из известных способов гашения энергии, связанной с индуктивной составляющей нагрузки, был выбран способ гашения на конденсатор [60]. Возможны три варианта использования этого способа; при этом конденсатор соответственно: 1) не имеет начального заряда; 2) предварительно заряжен согласно с ЭДС самоиндукции нагрузки; 3) предварительно заряжен встречно с этой ЭДС.

Напряжение на нагрузке и длительность процесса гашения (длительность среза

импульса тока) описываются выражениями, соответствующими каждому из вышеперечисленных способов¹.

$$U_0 = U_{н0} Q \exp\left(-\frac{\operatorname{arctg} \sqrt{4Q^2 - 1}}{\sqrt{4Q^2 - 1}}\right); \quad (1)$$

$$\tau_0 = \tau_n \frac{2 \operatorname{arctg} \sqrt{4Q^2 - 1}}{\sqrt{4Q^2 - 1}}; \quad (2)$$

$$U_+ = U_{н0} \frac{Q^2 - 1}{Q} \exp\left(\frac{-\pi + \operatorname{arctg} \sqrt{4Q^2 - 1}}{\sqrt{4Q^2 - 1}}\right); \quad (3)$$

$$\tau_+ = \tau_n \frac{2(\pi - \operatorname{arctg} \sqrt{4Q^2 - 1})}{\sqrt{4Q^2 - 1}}; \quad (4)$$

$$U_- = U_{н0} \sqrt{Q^2 + 2} \exp\left(-\frac{\operatorname{arctg} 0,333 \sqrt{4Q^2 - 1}}{\sqrt{4Q^2 - 1}}\right); \quad (5)$$

$$\tau_- = \tau_n \frac{2 \operatorname{arctg} 0,333 \sqrt{4Q^2 - 1}}{\sqrt{4Q^2 - 1}}; \quad (6)$$

где $U_{н0}$ — напряжение на нагрузке, предшествующее коммутации; $\tau_n = \frac{L_n}{R_n}$ —

постоянная времени нагрузки; $Q = \frac{1}{R_n C} \sqrt{\frac{L_n}{C}}$ — добротность; R_n, L_n — активное сопротивление и индуктивность нагрузки; C — емкость конденсатора в цепи гашения ЭДС самоиндукции.

Для оценки эффективности способов гашения на предварительно заряженный конденсатор по сравнению с гашением на незаряженный поделим (3) и (5) на (1), а (4) и (6) на (2).

$$U_+^* = \frac{U_+}{U_0} = \left(1 - \frac{1}{Q^2}\right) \exp\left(\frac{-\pi + 2 \operatorname{arctg} \sqrt{4Q^2 - 1}}{\sqrt{4Q^2 - 1}}\right);$$

$$U_-^* = \frac{U_-}{U_0} = \sqrt{1 + \frac{2}{Q^2}} \left(\frac{\operatorname{arctg} \frac{0,667 \sqrt{4Q^2 - 1}}{0,667 + 1,333Q^2}}{\sqrt{4Q^2 - 1}}\right);$$

$$\tau_+^* = \frac{\tau_+}{\tau_0} = \frac{\pi}{\operatorname{arctg} \sqrt{4Q^2 - 1}} - 1;$$

$$\tau_-^* = \frac{\tau_-}{\tau_0} = \frac{\operatorname{arctg} 0,333 \sqrt{4Q^2 - 1}}{\operatorname{arctg} \sqrt{4Q^2 - 1}}.$$

¹ Эти выражения получены В.Г. Чирковым.

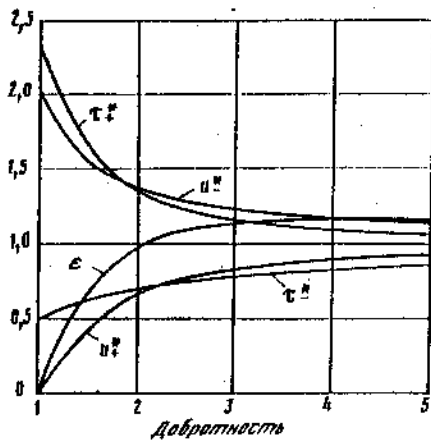


Рис. 20. Зависимости перенапряжений, длительности среза и отношения их произведений от добротности контура гашения

Для сопоставления способов гашения и определения области их применения определим

величину
$$\sqrt{\epsilon} = \frac{U_+^* \tau_+^*}{U_-^* \tau_-^*}$$

На рис. 20 приведены зависимости $U_+^*(Q)$, $U_-^*(Q)$, $\tau_+^*(Q)$, $\tau_-^*(Q)$ и $\epsilon(Q)$, из которых вытекает следующее.

1. Минимальную величину перенапряжений обеспечивает способ гашения ЭДС самоиндукции нагрузки на предварительно заряженный конденсатор с полярностью, согласной с ЭДС самоиндукции нагрузки. Однако при этом длительность среза импульса тока возрастает по сравнению с гашением на незаряженный конденсатор.

2. Минимальную величину длительности среза импульса тока обеспечивает гашение ЭДС самоиндукции нагрузки на встречно заряженный конденсатор. Но при этом возрастает величина перенапряжений.

3. При добротностях контура гашения $Q = 1 - 2,15$ коэффициент $\epsilon < 1$, т.е.

$$U_+^* \tau_+^* < U_-^* \tau_-^*$$

Следовательно, при $Q < 2,15$ целесообразно использовать способ гашения на согласно заряженный конденсатор, а при $Q > 2,15$ — на встречно заряженный.

4. Выбор способа гашения для конкретных параметров нагрузки определяется величиной допустимых перенапряжений и требованиями к длительности среза импульса тока, исходя из геоэлектрических характеристик среды и параметров нагрузки. При малых значениях сопротивления нагрузки возрастает величина допустимых перенапряжений U^* , что позволяет использовать гашение на встречно заряженный конденсатор и соответственно уменьшить длительность среза импульса тока. Последнее обстоятельство чрезвычайно важно при работе по методу ЗС в условиях высокоомных разрывов. При больших сопротивлениях нагрузки величина допустимых перенапряжений U^* уменьшается, что обуславливает целесообразность использования способа гашения на согласно заряженную емкость.

Исходя из анализа способов гашения коммутационных перенапряжений, разработаны, исследованы и апробированы схемы тиристорных коммутаторов с узлами гашения на незаряженную конденсаторную батарею (рис. 21,а) [58] и на конденсаторную батарею, предварительно заряженную встречно с ЭДС нагрузки (рис. 21,б).

Принцип работы тиристорного коммутатора по схеме, представленной на рис. 21, заключается в следующем. При подаче управляющих импульсов в момент времени $t = t_1$ (рис. 21,б) одновременно на тиристоры $VS1, VS4, VS6, VS9$ последние открываются, начинается формирование импульса тока положительной полярности и по нагрузке $L_n - R_n$ протекает зондирующий ток. В момент времени $t = t_2$, соответствующий окончанию протекания тока, поступает импульс управления на тиристор $VS3$ триггера, который, открывшись, подключает коммутирующий конденсатор $C1$ к тиристоры $VS1$, и последний запирается, прекращая подачу напряжения на реверсор ($VS4, VS5, VS8, VS9$). ЭДС самоиндукции нагрузки при этом через диод $VD2$ и тиристор $VS4$ прикладывается к конденсатору гашения $C2$, заряжая его до напряжения, равного $U_{доп} = U_{пит}$, где $U_{доп}$ — допустимая величина напряжения. По

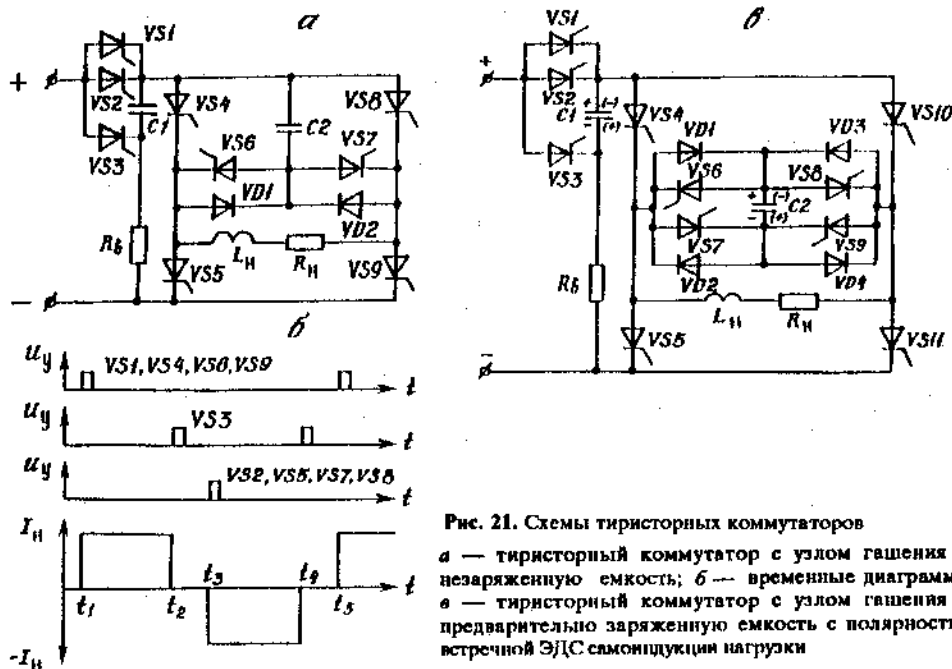


Рис. 21. Схемы тиристорных коммутаторов
 а — тиристорный коммутатор с узлом гашения на незаряженную емкость; б — временные диаграммы;
 в — тиристорный коммутатор с узлом гашения на предварительно заряженную емкость с полярностью, встречной ЭДС самоиндукции нагрузки

окончания паузы в протекании тока через диную нагрузку (момент времени t_3) подаются управляющие импульсы на тиристоры VS2, VS5, VS7, VS8. При этом коммутирующий конденсатор C1 запирает тиристор VS3, прекращая протекание тока через балластный резистор R_6 , а напряжение источника питания, сложившись с напряжением заряженного в паузе конденсатора C2, прикладывается к нагрузке, формируя импульс тока противоположной (отрицательной) полярности. В течение времени разряда конденсатора C2 тиристор VS8 остается запертым, после чего отпирается, вследствие того что длительность управляющих импульсов больше, чем время разряда C2. В момент времени $t = t_4$ подается импульс управления на VS3, который запирает VS2 и переключает триггер на протекание тока в балластном резисторе R_6 . Закрывшись, тиристор VS2 прекращает поступление энергии источника питания в реверсор, и начинается разряд энергии, накопленной в индуктивности нагрузки, через тиристор VS8 и диод VD1 на конденсатор C2, который заряжается до напряжения $U_{\text{дон}} - U_{\text{инт}}$.

По окончании паузы, в момент времени $t = t_5$, подается импульс управления на тиристоры VS1, VS4, VS6, VS9, и описанный цикл повторяется. Как следует из цикла работы коммутатора, алгоритм подачи управляющих импульсов на его тиристоры подчиняется последовательности $VS1 + VS4 + VS6 + VS9 \rightarrow VS3 \rightarrow VS2 + VS5 + VS7 + VS8 \rightarrow VS3 \rightarrow VS1 + VS4 + \dots$, что определяет необходимость трех каналов формирования управляющих импульсов с временными сдвигами, задаваемыми длительностями импульсов тока и пауз.

На рис. 21,в приведена схема тиристорного коммутатора с гашением ЭДС самоиндукции нагрузки на встречно заряженный конденсатор. Узел гашения пере-напряжения состоит из вентильного моста, выполненного на диодах VD1 - VD4 и тиристорах VS6 - VS9, и конденсатора C2, включенного в диагональ. Вентильный мост включен параллельно диную нагрузке. Управляющие импульсы на тиристоры подаются в соответствии с алгоритмом $VS1 + VS4 + VS6 + VS9 \rightarrow VS2 + VS5 + VS7 + VS8 + VS10 \rightarrow VS3 \rightarrow VS1 + VS4 + \dots$

Общим для обеих представленных схем является наличие трехканальной системы формирования управляющих импульсов. Принцип работы тиристорного коммутатора, приведенного на рис. 21, заключается в следующем. При подаче импульсов управления на $VS1, VS4, VS6, VS9, VS11$ последние отпираются и по нагрузке начинает протекать ток. Одновременно с этим происходит заряд $C1$ через R_6 и $C2$ через диоды $VD1, VD4$. По окончании импульса тока через $L_n - R_n$ подается импульс управления на $VS3$ и конденсатор $C1$ перезаряжается, запирая при этом $VS1$.

С открытием $VS3$ начинается протекание тока через балластный резистор R_6 . Так как реверсор ($VS4, VS5, VS10, VS11$) обесточивается, то ЭДС самоиндукции нагрузки через диоды $VD2$ и $VD3$ оказывается приложенной к конденсатору $C2$ с полярностью, встречной его предварительному заряду. Конденсатор $C2$ при этом заряжается до напряжения, равного допустимому.

По окончании паузы подается импульс управления на $VS2, VS5, VS10, VS8, VS7$. Тиристор $VS2$ образует цепь перезаряда $C1$, что приводит к запираанию $VS3$. Так как напряжение на $C2$ превышает напряжение питания, тиристоры $VS5, VS10$ остаются закрытыми, а конденсатор разряжается на динисторную нагрузку, формируя импульс тока отрицательной полярности. Вследствие того что длительность управляющих импульсов больше времени разряда конденсатора $C2$, при достижении напряжения на нем величины, несколько меньшей напряжения питания, тиристоры $VS5$ и $VS10$ отпираются, $VS7$ и $VS8$ запираются и по нагрузке протекает ток, потребляемый от источника питания.

Далее по окончании импульса тока отрицательной полярности подается импульс управления на $VS3$. При этом запираются $VS2, VS5, VS10$, а ЭДС самоиндукции нагрузки через диоды $VD1$ и $VD4$ оказывается приложенной к конденсатору $C2$, заряжая его. При подаче следующих импульсов управления на $VS1, VS4, VS11, VS6, VS9$ описанный цикл повторяется.

На основе тиристорного коммутатора с узлом гашения на незаряженную конденсаторную батарею была разработана, изготовлена и в 1986 г. введена в эксплуатацию на Бишкекском полигоне электроимпульсная система ЭИС-630, имеющая следующие параметры:

Напряжение питающей электросети	10 кВ
Максимальный ток в нагрузке	800 А
Напряжение на нагрузке	60–400 В
Форма импульсов тока	Разнополярная
Длительность импульсов тока	0,1–99,9 с
Длительность паузы между импульсами тока разной полярности	0,07–99,99 с
Нестабильность амплитуды импульса тока	0,25%/с
Скорость спада тока на срезе	Не менее 30 А/мс

Установка ЭИС-630 работает по следующему принципу. Напряжение трехфазной питающей электросети 10 кВ поступает на трансформаторную подстанцию с изолированной нейтралью вторичной обмотки, где понижается до 0,4 кВ. Выход трансформаторной подстанции подключен к индукционному регулятору напряжения, а последний — к входу трехфазного неуправляемого мостового выпрямителя. Использование индукционного регулятора напряжения с неуправляемым выпрямителем на выходе дает возможность регулировать выпрямленное напряжение в широких пределах, сохраняя неизменной величину пульсаций напряжения. Это позволяет применять простейший L -фильтр, выполненный в виде дросселя,

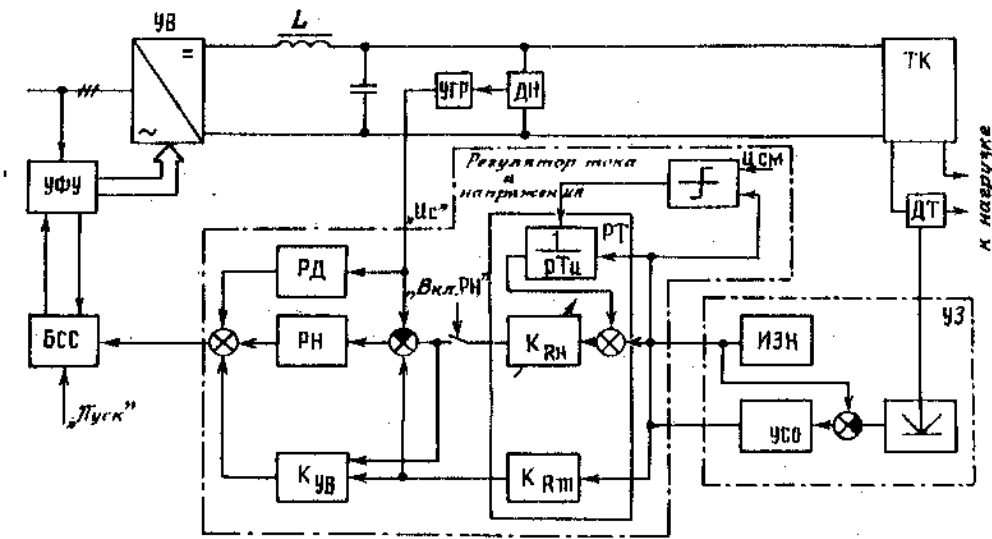


Рис. 22. Структурная схема системы регулирования тока

включенного между выпрямителем и тиристорным коммутатором, принцип работы которого описан выше.

Конструктивно ЭИС-630 выполнена в виде стационарной установки, включающей шкаф преобразователя (выпрямитель и тиристорный коммутатор), шкаф балласта, шкаф коммутирующей аппаратуры, конденсаторные батареи, коммутирующую и гасящую емкости, два дросселя типа СР-800, индукционный регулятор ИР 74/29 и питающую подстанцию мощностью 400 кВт. Управление установкой осуществляется системой, состоящей из двух блоков — питания и собственно управления. Последний позволяет выбирать режимы работы с независимым заданием длительности импульсов тока и пауз, устанавливать и регулировать амплитуду импульса тока, осуществлять индикацию режима работы и величины тока в нагрузке, производить отключение в аварийных режимах.

Производственная эксплуатация ЭИС-630 для проведения режимных электромагнитных зондирований на Бишкекском полигоне показала высокую эффективность принятых технических решений и выявила целесообразность разработки и создания аналогичных установок с более высокими требованиями по стабильности амплитуды импульса тока и крутизне среза. Подобные установки будут ориентированы как на стационарный, так и на передвижной вариант исполнения в целях осуществления электроразведочных работ для поиска полезных ископаемых. В их основу заложена концепция создания передвижной генераторной установки с системой регулирования тока, построенной на базе источников стабильного тока для электрофизических установок [61]. Создание системы регулирования тока осуществлялось совместно с НИИЭФА им. Д.В. Ефремова. Структурная схема электроразведочной генераторной установки (ЭРГУ) включает в себя управляемый выпрямитель (УВ) на тиристорах, собранных по мостовой схеме, пассивный LC-фильтр, тиристорный коммутатор (ТК), систему управления выпрямителем, осуществляющую регулирование и стабилизацию тока нагрузки, а также систему управления тиристорным коммутатором и установкой в целом.

Система регулирования тока (рис. 22) состоит из регуляторов тока (РТ), напряжения (РН) и демпфирующего (РД); узла задания (УЗ); устройства фазового управления (УФУ); блока сглаживания субгармоник (БСС); датчиков тока (ДТ) и напряжения (ДН). Принцип работы системы регулирования тока (СРТ) заключается в

следующем. В исходном состоянии после подачи питания на выход УВ он находится в режиме инвертирования, и напряжение на нагрузке и балластном резисторе, включенных на выходы ТК, равно нулю, т.е. ТК находится в отключенном состоянии. При этом на выходе источника задающего напряжения (ИЗН), входящего в состав УЗ, установлено напряжение, пропорциональное заданному выходному напряжению выпрямителя, интегратор $\left(\frac{1}{RT}\right)$ регулятора тока занулен, на выходе усилителя пропорциональной части K_{PT} имеется сигнал, пропорциональный напряжению на балластном резисторе ТК. Регулятор тока отключен от входа контура напряжения.

При поступлении сигнала на включение выпрямителя ("Пуск УВ") управляемый выпрямитель выводится из режима инвертирования, на выходе фильтра (выход ТК) появляется напряжение, и УВ переводится в режим стабилизации напряжения балласта. При появлении сигнала на формирование импульса тока в нагрузке происходит коммутация ТК, который подключает УВ к электрическому диполю или к магнитной рамке (петле). Пропорциональное звено $K_{Дн}$ подключается к входу контура стабилизации напряжения, и оно переводится в режим стабилизации, а в нагрузке формируется импульс тока. Сигнал с выхода датчика тока ДТ, пропорциональный току нагрузки, поступает на вход усилителя сигнала ошибки (УСО). Напряжение на выходе УСО с увеличением тока в нагрузке уменьшается, а при достижении тока величины порядка 0,9 от заданного интегратор РТ разнуляется и выходит на рабочий режим, поддерживая заданное значение вершины импульса тока с точностью не ниже 0,1% от $I_{ном}$. После протекания тока в нагрузке тиристорный коммутатор переключается с нагрузки на балластный резистор, РТ отключается, пропорциональное звено K_{PT} переводится в режим стабилизации напряжения на балласте, формируя режим паузы.

Таким образом, система регулирования тока формирует импульсы тока в нагрузке на фронте и вершине, а во время паузы и на срезе поддерживает заданное напряжение на балласте.

В качестве тиристорного коммутатора в ЭРГУ используется ТК, построенный по схеме, приведенной на рис. 21.

Для обеспечения высоких точностных характеристик в ЭРГУ использован четногоармонический датчик тока [62], а сигнал, пропорциональный напряжению, снимается с делителя напряжения (ДН) и через узел гальванической развязки (УГР) подается на вход сумматора регулятора напряжения.

На основе рассмотренной системы регулирования тока был разработан макетный образец мощной электроразводной генераторной установки ЭРГУ-600. Основными преимуществами ЭРГУ-600 перед существующими генераторными установками являются существенно ббльшая мощность (500 кВт), высокая стабильность импульса тока, возможность работы с диполями, сопротивление которых лежит в диапазоне 0,4—6 Ом, короткие длительности срезов импульсов тока ($0,8\tau_n$, где τ_n — постоянная времени цепи нагрузки).

Глава 4

РЕГИСТРИРУЮЩАЯ АППАРАТУРА

При организации прогностических исследований на Бишкекском полигоне определенные требования накладывались на регистрирующую аппаратуру. Основными из них были:

способность работать как в стационарном, так и в передвижном варианте с использованием в качестве транспортных средств автомашин и вертолета;

обеспечение записи токового и принимаемого сигналов с высокой дискретностью (до 2—4 мс) и в большом динамическом диапазоне (до 120 дБ), причем в случае как одиночных импульсов, так и длительной серии разнополярных импульсов;

высокая оперативность обработки данных;

простота в эксплуатации;

возможность накопления большого объема информации и ее обработки на месте, а также оперативный ввод в ЭВМ.

Поскольку к началу работ отсутствовали пригодные серийные измерительные средства, было принято решение о самостоятельной разработке и изготовлении специальных измерительных средств для Бишкекского полигона.

В принципе необходимую аппаратуру можно было построить на двух различных принципах: с полной раздельной регистрацией каждой дискреты сигнала или с полной обработкой принятого сигнала непосредственно в аппаратуре.

Устройства первого типа регистрируют токовый и принимаемый импульсы в большом динамическом диапазоне и позволяют проводить последующую обработку на больших ЭВМ. Наиболее полно они реализуют свои возможности при импульсных зондированиях на базе МГД-генератора и батареи конденсаторов. При зондированиях с использованием периодических последовательностей прямоугольных импульсов такие приемные устройства требуют применения запоминающих устройств с большим объемом памяти. В случае повышения требований к точностным характеристикам принятого сигнала в n раз длина записанной реализации в этом случае должна быть увеличена в n^2 раз при одном и том же отношении сигнал/помеха. Это приводит к еще большему увеличению объема запоминающего устройства.

Устройства, относящиеся ко второму типу, осуществляют аппаратную обработку принятого сигнала в реальном времени. Преимущество таких устройств в том, что результат можно получить непосредственно после выполнения сеанса зондирования при условии стабильности токовых импульсов. При этом появляется возможность судить о качестве сеанса непосредственно после его проведения, значительно увеличивается оперативность получения результатов, отпадает необходимость использования запоминающих устройств с большим объемом памяти.

При проведении режимных наблюдений зачастую возникают ошибки, связанные с участием в процессе измерения оператора. Для их исключения необходимо полностью автоматизировать процесс измерения. Автоматизация работы средств измерений и измерительных процедур позволяет повысить производительность труда и точность измерений. При этом измерительные средства приобретают новые качества, такие, как:

многофункциональность средств измерений;

программное управление;

исключение органов управления;

самоконтроль и самокалибровка;

выполнение вычислительных операций и различных преобразований;

автоматическая коррекция систематических погрешностей;

проведение косвенных и совокупных измерений с отображением результатов измерений и их качества;

статистическая обработка результатов измерений;
 повышение общей и метрологической надежности;
 возможность организации совокупности средств измерений в автоматическую измерительную систему;
 возможность построения систем автоматического сбора данных от многих источников с обработкой и анализом их параметров.

Решение перечисленных задач на качественно новой основе возможно благодаря применению в средствах измерений микропроцессорных систем, микроконтроллеров и микроЭВМ.

Учитывая изложенные выше требования, в течение 1985—1989 гг. был создан ряд цифровых приемных станций, предназначенных для проведения режимных электромагнитных наблюдений с помощью искусственных источников, а также цифровая регистрирующая аппаратура. В их числе одноканальные и двухканальные станции типа ИВТАН-1М, КИЦ-М, КИЦ-МА, токовые измерительные станции типа ТИС и ИТ-1. Перечисленные станции относятся к устройствам, позволяющим регистрировать отдельно каждую дискрету сигнала. Вся полученная информация либо хранится в полупроводниковых устройствах памяти емкостью до 64 кбайт (КИЦ-МА), либо накапливается на стандартных магнитных лентах (КИЦ-М, ИВТАН-1М и токовые станции), причем станции КИЦ-МА имеют по несколько сменных блоков памяти. Как правило, аппаратурой со сменными блоками памяти оборудуются передвижные станции, которые после выполнения работ разгружают блоки памяти непосредственно в вычислительном центре. Применение накопителей на магнитных лентах, которые установлены на стационарных станциях, позволяет накапливать практически неограниченное количество информации.

Перечисленные выше станции имеют следующие характеристики:

	ИВТАН-1М	КИЦ-МА
Измеряемая компонента поля	E	E
Входное сопротивление, МОм (не менее)	1	1
Динамический диапазон измерений, дБ	120	83
Полоса пропускания измерительного канала, Гц	0-60	0-15
Уровень шумов, приведенный к входу, мкВ (не более)	10	10
Погрешность напряжения калибровки, мкВ (не более)	0,05	0,6
Чувствительность, мкВ (не менее)	10	10
Количество измерительных каналов	1	2

Аппаратура КИЦ-М является одноканальным вариантом аппаратуры КИЦ-МА.

В течение 1985—1989 гг. режимные электромагнитные наблюдения на Бишкекском полигоне проводились с использованием вышеперечисленных измерительных средств. Однако расширение сети наблюдений повлекло за собой значительное увеличение получаемой информации, и соответственно увеличились затраты машинного времени ЭВМ на первичную обработку экспериментальных данных. В связи с этим ухудшилась оперативность получения информации, необходимой для дальнейшего анализа.

Для решения этой проблемы был создан полевой измерительный комплекс (ПИК), позволяющий измерять и обрабатывать принятый сигнал в реальном времени непосредственно в аппаратуре. Это устройство реализовано на базе микроЭВМ "Электроника БК-010" и позволяет получать кривую становления поля в результате обработки последовательности импульсов. Одновременно непосредственно в поле определяются и параметры, характеризующие качество этой кривой. Упрощенная

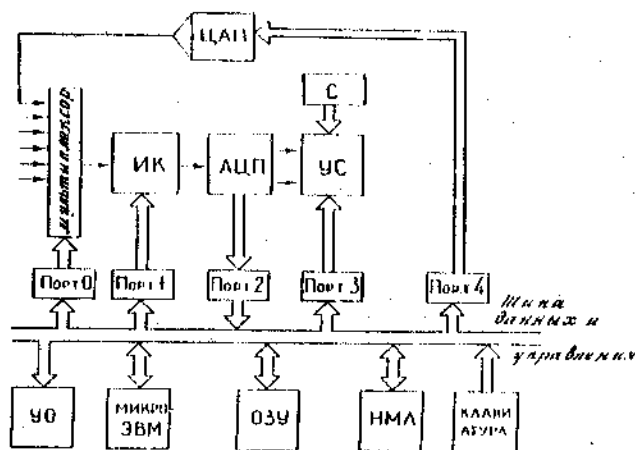


Рис. 23. Многоканальная аналого-цифровая система сбора и обработки данных

структурная схема измерительной системы приведена на рис. 23. Помимо микроЭВМ, система содержит ОЗУ емкостью 256 кбайт, 15-разрядный АЦП мгновенных значений сигнала, ЦАП, входной аналоговый мультиплексор (коммутатор каналов), измерительный аналоговый канал (ИК), параллельные интерфейсы ввода—вывода, устройство клавишного ввода информации, устройство отображения — графический дисплей (УО) и кассетный накопитель на магнитной ленте НМА. Помимо перечисленных узлов, система содержит устройство синхронизации (УС) и датчик текущего времени — синхронومتر (С) типа 47—37.

Система обеспечивает последовательное сканирование выбранных входных аналоговых каналов, аналоговую фильтрацию поступивших сигналов, преобразование их в цифровую форму. Система может производить коррекцию погрешностей измерений и размещать скорректированные данные в выделенных областях ОЗУ. При зондированиях одиночными импульсами полученные результаты используются непосредственно, т.е. перегружаются из ОЗУ на магнитную ленту. При зондированиях последовательностью прямоугольных импульсов полученные данные подвергаются предварительной математической обработке.

Для реализации возложенных на эту систему функций осуществляется следующий порядок операций:

- 1) опрос клавиатуры и определение по введенному паспорту выбранного режима работы;
- 2) загрузка порта 0 текущим адресом входного канала от ЦАП и подключение к входу системного АЦП;
- 3) загрузка порта 4 кодом калибровочного сигнала и запуск АЦП;
- 4) циклический опрос флага "Конец измерения" в АЦП до завершения процесса аналого-цифрового преобразования;
- 5) ввод цифровых данных в микропроцессор;
- 6) переход к п. 3 и циклическое повторение п. 3—6 до получения требуемого объема данных;
- 7) снятие команды запуска АЦП;
- 8) расчет по данным калибровки импульсной передаточной характеристики измерительного канала и коэффициента усиления;
- 9) запись импульсной характеристики канала в ОЗУ;
- 10) загрузка порта 3 кодом времени начала сеанса зондирования;
- 11) загрузка порта 0 текущим адресом входного аналогового канала и подключение его к входу системного АЦП;

- 12) циклический опрос флага "Конец измерения" в АЦП до завершения процесса аналого-цифрового преобразования;
- 13) при совпадении установленного кода времени и кода текущего времени запуск системного АЦП;
- 14) ввод цифровых данных в микроЭВМ;
- 15) математическая обработка поступивших данных;
- 16) формирование нового адреса входного канала;
- 17) переход к п. 13 и циклическое повторение п. 11—17 до получения требуемого объема данных;
- 18) запись обработанных данных в ОЗУ;
- 19) нормирование данных на импульсную передаточную характеристику измерительного канала;
- 20) запись полученного результата на НМЛ.

После завершения процесса измерения в памяти измерительной системы будет сформирован массив из $K \cdot M$ чисел (K — число каналов, M — объем выборки по одному каналу). Полученные цифровые данные могут быть подвергнуты любой математической обработке, которую допускается проводить над дискретными рядами данных.

Как известно из теории оптимальных методов радиоприема [63], алгоритмы оптимального обнаружения сигналов и соответственно аппаратные и вычислительные затраты в сильной степени зависят от априорных сведений о сигнале и помехе. Наиболее просто реализуется оптимальный приемник для сигналов с полностью известными параметрами. В условиях априорной неопределенности, в частности в случае случайной начальной фазы сигнала, сложность приемника значительно возрастает. Кроме того, снижается помехоустойчивость. В этом случае обработка сигнала должна проводиться в двух независимых каналах, называемых квадратурными, и выходной эффект всей квадратурной схемы в целом от соотношения начальных фаз не будет зависеть.

Для устранения фазовой неопределенности и упрощения алгоритма обработки необходимо синхронизировать работу генераторной и приемных станций. Помимо этого, при проведении наблюдений методом становления поля введение режима синхронизации в значительной мере уменьшит погрешности, обусловленные неточностью определения времен задержки на зондирующем импульсе.

В техническом плане реализация режима синхронизации возможна следующими способами:

- 1) синхронизация по радиоканалам связи в диапазонах УКВ, КВ, СВ, ДВ;
- 2) синхронизация на базе шкалы координированного времени;
- 3) синхронизация по строб-импульсам.

В диапазоне УКВ, выделенном для народного хозяйства, выпускаются радиостанции в широком диапазоне мощностей. Известны решения, когда одна станция передает синхросигналы на другие [64]. В условиях Бишкекского полигона с сильнопересеченной горной местностью этот диапазон непригоден ввиду отсутствия прямой видимости и больших эксплуатационных и капитальных затрат в случае использования активных ретрансляторов. С другой стороны, при пассивных ретрансляторах невозможно точно определить время распространения синхронизирующих сигналов из-за неопределенности пути их прохождения. К тому же известно, что такой радиоканал является менее надежным, чем канал с активными ретрансляторами.

Диапазоны КВ, СВ, ДВ не предназначены для широкого применения в промышленности, требуют сравнительно мощных радиосредатчиков, а также в сильной степени подвержены влиянию различного рода помех.

Рассмотрим возможность синхронизации измерений на приемных станциях по сигналам точного времени шкалы координированного времени. В общем случае на станции должен быть местный эталон времени, регистратор (приемник) сигналов точного

времени, передаваемых Государственной службой времени и частот (ГСВЧ). Шкалу времени местного эталона следует периодически корректировать по сигналам точного времени. Местные эталоны времени должны использоваться для синхронизации процессов на различных станциях.

В качестве местного эталона времени может быть применен синхрометр типа 47—37 (47—15). Он имеет выходы текущего времени в параллельном двоично-десятичном коде, а также синусоидальных сигналов частотой 5,1 МГц и импульсных сигналов прямоугольной формы, частоты которых принимали значения 100, 10, 1 кГц; 100, 10, 1, 1/60 Гц. Эти сигналы могут быть использованы в качестве опорных частот с высокой стабильностью. Погрешность синхронизации эталонов времени определяется по формуле [65]

$$\psi t = (\psi f^2 + \delta t_1^2 + \delta t_2^2 + \delta t_3^2 + \delta t_4^2 + \delta t_5^2 + \delta t_6^2)^{1/2},$$

где ψf — погрешность синхронизации интервала шкалы времени; δt_1 — погрешность определения времени распространения сигналов точного времени от антенны синхронизирующей меры до антенны синхронизируемой меры; δt_2 — погрешность синхронизирующей меры; δt_3 — погрешность синхронизируемой меры; δt_4 — погрешность регистрации сигналов точного времени; δt_5 — погрешность определения задержки времени прохождения сигналов в приемной аппаратуре; δt_6 — погрешность определения поправки и коррекции синхронизируемой шкалы времени.

Синхронизацию местных эталонов времени можно осуществлять по сигналам точного времени, передаваемым через сеть звукового вещания. Эти сигналы представляют собой прямоугольные импульсы длительностью 0,1 с с частотой заполнения 1000 Гц [66]. Они согласуются со шкалой координированного времени с погрешностью, не превышающей 0,5 с для Средней Азии. Инструментальные измерения показали, что передний фронт сигналов точного времени радиостанции "Маяк" на различных несущих частотах (560 и 600 кГц) разнесен на 225 мс. Для исключения этой погрешности необходимо принимать сигналы точного времени во всех пунктах на одной несущей частоте.

Длительность переднего фронта этого сигнала составляет около 7 мс, что соответствует семи периодам сигнала частотой 1000 Гц. За каждый период напряжение сигнала увеличивается примерно на 14%. Соответственно момент регистрации этого сигнала на разных станциях из-за неравенства уровней сигналов может различаться не более чем на 7 мс. Это будет являться основной составляющей погрешности синхронизации двух станций, принимающих сигналы точного времени на одной несущей частоте сети звукового вещания. Другие составляющие погрешности синхронизации будут иметь значительно меньшие значения. Синхронизация с такой ошибкой может быть вполне допустимой в тех случаях, когда регистрация переходного процесса происходит на временах более 700 мс. При работе в высокоомных разрезах приходится регистрировать переходные процессы на временах, составляющих миллисекунды. Для такой задачи использование сигналов радиостанции "Маяк" неприемлемо.

Значительно меньшие погрешности позволяет получить синхронизация по сигналам точного времени радиостанций ГСВЧ, работающих в коротковолновом диапазоне. Для приема этих сигналов может быть использован приемник типа Ч7—13 [67]. Попытаемся оценить погрешность синхронизации для этого случая.

Погрешность синхронизации интервала шкалы времени ψf равна периоду сигналов на входе младшей пересчетной декады синхрометра Ч7—37, т.е. 0,1 мкс [68]. Погрешность определения времени распространения сигналов δt_1 получена на основании сравнения расчетных данных с экспериментальными [65]. Погрешность расчета на односторонней трассе протяженностью от 1000 до 3000 км составляет примерно 50—80 мкс. Трасса между радиостанцией РТА (Новосибирск) и станциями

Бишкекского полигона является однокачковой, ее длина около 1500 км. Длина трассы между радиостанцией РЦХ (Ташкент) и станциями полигона составляет около 500 км.

Погрешность времени распространения сигналов δt_1 до периферийных стационарных станций полигона относительно его центральной станции, где расположены энергоустановки и диполь-излучатель, определяется следующим образом:

$$\delta t_1 = (L_{\text{рст-цет}} - L_{\text{рст-ст}}) \delta t_{\text{цет}} / L_{\text{рст-цет}},$$

где $L_{\text{рст-цет}}$ и $L_{\text{рст-ст}}$ — расстояния между передающей радиостанцией ГСВЧ и соответственно центральной и периферийной станциями полигона; $\delta t_{\text{цет}}$ — погрешность определения времени распространения сигнала между передающей радиостанцией ГСВЧ и центральной станцией (80 мкс).

Значение δt_1 для периферийной станции, наиболее удаленной от центральной станции, составляет 2,85 мкс. Для остальных периферийных станций эта погрешность будет иметь меньшие значения. Погрешность формирования сигналов точного времени (начало фронта радиосигнала) радиостанциями РВМ, РИД, РТА, РЦХ не превышает 20 мкс [66].

Погрешность синхронизируемой меры δt_2 обусловлена относительной нестабильностью частоты кварцевого генератора синхронизатора 47—37 и не превышает $3 \cdot 10^{-9}$ за 1 ч работы в предусмотренных инструкцией условиях эксплуатации. Температура окружающей среды может при этом меняться от -10 до $+50^\circ\text{C}$ [68]. За 1 ч измерений δt_2 составит 10,8 мкс.

Погрешность регистрации δt_4 определяется разрешающей способностью регистрирующего устройства, методом сличения шкал времени, формой переднего фронта сигнала точного времени и отношением сигнал/шум в пункте приема. При сличении шкал времени в соответствии с [68] двумя первыми составляющими погрешности δt_4 можно пренебречь. При отношении сигнал/шум, равном 4, погрешность регистрации сигналов точного времени можно принять равной 50 мкс [65].

Для приемника сигналов точного времени типа Ч7-13 при ширине полосы 6 кГц, обеспечивающей короткий фронт сигнала, задержка сигнала может меняться не более чем на ± 50 мкс [68]. Таким образом, δt_5 равна 50 мкс.

При вычислении δt_6 погрешность определения поправки времени учитывать не нужно, так как она учтена в δt_1 , δt_2 , δt_4 , δt_5 . Погрешность коррекции шкалы времени синхронизатора Ч7-37 составляет $\pm 0,1$ мкс.

Для синхронизаторов передвижных станций в отличие от стационарных станций погрешности δt_1 , δt_2 , δt_4 , δt_5 равны нулю. Это обусловлено тем, что шкалы времени синхронизаторов стационарных станций корректируются по сигналам точного времени радиостанций ГСВЧ, а шкалы времени синхронизаторов передвижных станций корректируются синхронизирующим импульсом синхронизатора центральной станции.

Погрешность синхронизации через 1 ч после корректировки шкалы времени синхронизатора как для центральной части, так и для периферийных стационарных станций составит не более 75 мкс, а для передвижных станций — не более 11 мкс. Через 8 ч после корректировки шкал времени синхронизаторов погрешности будут иметь значения не более 113,5 мкс для стационарных и 86,4 мкс для передвижных станций, через сутки — соответственно не более 270 и 260 мкс.

Погрешность синхронизации периферийных станций относительно центральной станции определяется следующим образом:

$$\psi_{\text{цет-ст}} = (\psi_{\text{цет}}^2 + \psi_{\text{ст}}^2)^{1/2},$$

где $\psi_{\text{цет}}$ — погрешность синхронизации на центральной станции; $\psi_{\text{ст}}$ — погрешность синхронизации на стационарной периферийной или передвижной станции. Для стационарных периферийных станций $\psi_{\text{цет-ст}}$ через 1 ч после корректировки шкалы

времени составит не более 106 мкс, через 8 ч — 160 мкс, через 24 ч — 381 мкс, для передвижных станций эти значения составят соответственно 76, 143 и 375 мкс. Погрешности синхронизации $\Psi_{\text{ист-ст}}$ для всех периферийных стационарных станций практически равны, так как отличаются лишь значения δt_1 , которые намного меньше других составляющих.

Погрешность δt_1 определена при условии корректировки шкал времени стационарных станций в пределах 1 ч, так как время распространения радиосигналов для дневного и ночного времени суток отличается на несколько десятков микросекунд [65]. Более точную синхронизацию позволяет осуществить прием сигналов точного времени, передаваемых в составе телевизионных сигналов. Погрешность синхронизации при этом не превысит нескольких микросекунд [65].

Можно корректировать шкалы времени по сигналам точного времени, передаваемым глобальной навигационной спутниковой системой "ГЛОНАСС". Система предназначена для определения координат местоположения и скорости самолетов гражданской авиации, морских судов и других подвижных объектов. Кроме того, система позволяет производить привязку шкал времени высокочастотных часов и сравнение мер времени и частоты. Система будет состоять из 24 спутников. Для привязки шкал времени достаточно одного спутника. Несущая частота сигналов около 1600 МГц. Погрешность привязки шкал времени составит не более 0,1 мкс.

Синхронизация периферийных станций по строб-импульсам, передаваемым совместно с зондирующим сигналом, требует их обнаружения и обработки в режиме реального времени. На эти операции потребуется определенное время для анализа. При этом необходимо иметь в виду, что качественная синхронизация будет возможна лишь на ограниченной площади, т.е. там, где соотношение сигнал/помеха будет достаточным для выделения строб-импульсов. Потенциальная точность синхронизации при таких условиях будет не лучше, чем единичный интервал дискретизации на приемной станции. Практически из-за неидеальности переднего фронта ошибки синхронизации могут достигать значительных величин (десятки миллисекунд). Учитывая это, подобный способ синхронизации может быть допустимым при регистрации переходного процесса на временах, больших нескольких секунд.

Как видим, наиболее приемлемым для электромагнитных наблюдений методом зондирования становлением поля является вариант синхронизации, основанный на использовании сигналов точного времени ГСВЧ в коротковолновом диапазоне.

Именно в этих целях в состав комплекса ПИК включены синхронизатор Ч7-37 и устройство синхронизации, которое обеспечивает сличение уставки с текущим временем и при их равенстве вырабатывает команду "Пуск" для управления АЦП. Подобная система синхронизации устанавливается на центральной станции и обеспечивает синхронный запуск токовой измерительной станции и источника поля.

В заключение приведем основные технические характеристики измерительного канала ПИК:

Количество каналов	5
Измеряемые компоненты электромагнитного поля	E, H
Входное сопротивление канала, МОм (не менее)	1
Динамический диапазон измерений на каждом пределе шкалы, дБ	90
Полоса пропускания измерительного канала, Гц	0-30
Уровень шумов, приведенный к входу, мкВ (не более)	1
Основная допустимая погрешность измерений, %	0,5
Чувствительность, мкВ (не менее)	1
Время аналого-цифрового преобразования, мкс (не более)	2

Учитывая, что система ПИК конструктивно построена по модульному принципу, ее конфигурацию можно изменять. Большой объем ОЗУ, наличие НМЛ позволяют использовать ПИК в усеченном варианте и как регистратор.

Глава 5

МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ И СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ЧАСТОТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ЗОНДИРОВАНИЙ СТАНОВЛЕНИЕМ ПОЛЯ

В данной главе нашли отражение применяемые методы обработки данных ЧЗ и ЗС, сопоставление возможностей обоих методов для прогностических исследований, а также оценка качества получаемых материалов.

Основными задачами обработки результатов наблюдений являются выделение полезного сигнала на фоне различных видов помех, в том числе и геологических, и оценка параметров выделенных сигналов. Весь комплекс методов цифровой обработки информации можно разбить на два этапа. На первом этапе производится препроцессинг и первичная обработка исходной информации, а также выделение того или иного геофизического параметра из смеси сигнала и помехи, оцениваются точность измерений и доверительные границы измеряемого параметра, формируются вариационные ряды. На этом этапе методика обработки результатов наблюдений целиком зависит от вида наблюдений.

На втором этапе ведется обработка вариационных рядов контролируемых геофизических параметров. Вариационные (временные) ряды геофизической информации отражают многие процессы, происходящие в среде. Кроме того, они могут быть существенно осложнены дополнительными искажающими факторами (в том числе и ошибками регистрации). Основной задачей этого этапа обработки является выделение в вариационных рядах составляющих, отражающих геодинамическую часть процесса, с которыми связаны прямо или косвенно сейсмические процессы. Учитывая это, необходимым этапом анализа пространственно-временной структуры временных рядов и их взаимосвязей является цифровая обработка информации.

Методы цифровой обработки данных на ЭВМ в настоящее время достаточно хорошо разработаны и апробированы [69, 70]. При обработке экспериментальных данных могут применяться различные модификации цифровой фильтрации, спектрально-корреляционный анализ, регрессионный анализ, а также различные методы многомерного анализа.

Используя композицию различных методов цифровой обработки и анализа данных, можно получить информацию о закономерностях, отражающих геодинамический процесс и его связь с сейсмичностью.

ЦИФРОВЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ПРИ ЧАСТОТНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЯХ НА БИШКЕКСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

При электромагнитных исследованиях земной коры часто используется метод ЧЗ. В классических его вариантах обычно используются электрические токи, изменяющиеся по гармоническому закону.

С появлением источников тока нового типа, например импульсных МГД-генераторов, началось развитие так называемых импульсных частотных электромагнитных зондирований [48, 71, 72].

Импульсные частотные зондирования на Бишкекском прогностическом полигоне реализованы на базе МГД-генератора "Памир-2" ("горячие" пуски) и конденсаторной батареи ("холодные" пуски).

Методика ЧЗ реализуется на основе использования Фурье-преобразования для перевода цифровых записей импульсных сигналов тока и их откликов в частотную область. Для определения кажущегося удельного сопротивления, являющегося основным параметром геоэлектрического разреза, на полигоне применяются параллельная и перпендикулярная установки зондирования типа диполь—диполь [73]:

$$\rho_{Ex} = \frac{2\pi r^3}{AB \cdot MN(3\cos^2 \varphi - 2)} \frac{U(\omega)}{I(\omega)A(\omega)}, \quad (1)$$

$$\rho_{Ey} = \frac{2\pi r^3}{3AB \cdot ABMN \cos \varphi \sin \varphi} \frac{U(\omega)}{I(\omega)A(\omega)},$$

где $U(\omega)$, $I(\omega)$ — спектры функций отклика и тока; AB — длина питающего диполя; MN — длина приемной линии; r — разнос установки зондирования — расстояние между центрами диполей; φ — угол между направлением питающего диполя и линией, проходящей через центры диполей; $A(\omega)$ — амплитудно-частотная характеристика приемного канала.

Далее выявляются значимые вариации сопротивления, превышающие погрешность определения $\rho(\omega)$. Эта погрешность в значительной степени зависит от точности определения спектра отклика $U(\omega)$, отношения сигнала к помехе в приемных пунктах, формы используемых токовых сигналов, погрешности синхронизации при записи тока и его откликов, геоэлектрического разреза и других факторов. Учитывая, что в условиях полигона уровень принимаемых сигналов на приемных пунктах превышает уровень естественных электромагнитных полей, известные методы регуляризации и оптимальной виннеровской фильтрации не использовались. Были рассмотрены и внедрены более простые методы и приемы математической обработки, которые позволяют получить удовлетворительные оценки погрешности определения $\rho(\omega)$.

Исходными данными для математической обработки являются цифровые записи сигналов на магнитной ленте. Спектры сигналов тока и его откликов определяются с помощью дискретного преобразования Фурье (ДПФ), которое рассматривается как оценка реального спектра сигналов, использующая в качестве исходной информации решетчатую копию сигнала на конечном интервале времени:

$$F(l\Delta\omega) = \Delta t \sum_{k=0}^{N-1} f(k\Delta t) \exp\left(-i \frac{2\pi}{N} lk\right),$$

где Δt — шаг дискретизации сигнала $f(t)$, который определяет верхнюю границу спектральных составляющих $\omega_{гр} = \pi/\Delta t = \pi N/T$; $l = 1, 2, \dots, N/2$; N — число отсчетов функции $f(t)$; T — длина интервала; $\Delta\omega$ — шаг по частоте, который определяет спектральную разрешающую способность; $f(k\Delta t)$ — дискретные значения сигнала; $F(l\Delta\omega)$ — дискретные значения спектра.

При заданном интервале существования исследуемых сигналов (T) выбор интервала дискретизации однозначно определяет основные параметры ДПФ: число отсчетов на сигнале N , число отсчетов спектра, верхнюю и нижнюю частоты спектра.

Однако при спектральном анализе с использованием ДПФ всегда возникает известная проблема согласования интервала дискретизации Δt с параметрами используемых сигналов, чтобы появляющаяся при дискретизации погрешность не превышала заданной. Прежде всего необходимо не допустить наложения частот и добиться достаточно точной аппроксимации сигнала, выбирая интервал дискретизации непрерывного сигнала в соответствии с теоремой Котельникова. Для этого был исследован спектральный состав используемых токовых сигналов. Оказалось, что спектральные составляющие токовых импульсов располагаются в основном в

диапазоне до 15 Гц, т.е. выявлена верхняя граничная частота $f_{гр}$ зондирующих импульсов. Тем самым определен рабочий диапазон частот для определения $\rho_{к}(\omega)$.

Как рекомендуется в [74], наибольшее допустимое из условия отсутствия наложения частот значение интервала отсчета составляет $\Delta t = 2/5f_{гр}$. А согласно [75] необходимо брать $\Delta t = 1/10f_{гр}$. Расчеты спектров "горячих" и "холодных" сигналов, зарегистрированных в широкой полосе частот токовой станцией, показывают, что при $\Delta t \leq 4$ мс значения спектров тока отличаются друг от друга не более чем на 0,2%. С учетом аппаратной погрешности токовой станции, которая не превосходит 1%, и ограничений на объем вычислений был выбран минимальный шаг дискретизации $\Delta t = 4$ мс.

В дальнейшем стала применяться процедура аппроксимации сигнала отрезками прямых линий или разложения сигнала по аппроксимирующим функциям [76]. По этому методу анализируемый сигнал аппроксимируется суммой трапецидальных полосок, полученных по дискретному ряду отсчетов. Спектр полного сигнала определяется как сумма спектров всех трапеций, аппроксимирующих этот сигнал.

$$F(\omega) = \sum_{k=1}^{N-1} \left\{ \int_{t_{k-1}}^{t_k} \left(\frac{f_k - f_{k-1}}{t_k - t_{k-1}} t + t_k f_{k-1} - t_{k-1} f_k \right) e^{-i\omega t} dt \right\}, \quad (2)$$

где $f_k = f(t_k)$ — значения ординат функции $f(t)$ в дискретные моменты времени t_k .

При равномерном шаге оцифровки (2) примет вид

$$F(\omega) = \sum_{k=1}^{N-1} \left[\frac{f_k - f_{k-1}}{\omega^2 \Delta t} (e^{-i\omega \Delta t} - 1) + \frac{f_k - f_{k-1}}{-i\omega} (ke^{-i\omega \Delta t} - k + 1) + \frac{kf_{k-1} - (k-1)f_k}{-i\omega} (e^{-i\omega \Delta t} - 1) \right] e^{-i\omega(k-1)\Delta t}. \quad (3)$$

Для удобства программирования на ЭВМ и экономии машинного времени выражение (3) было разделено на действительную и мнимую части:

$$\begin{aligned} \operatorname{Re} F &= \sum_{k=1}^{N-1} \left[\frac{f_k - f_{k-1}}{\omega^2 \Delta t} (\cos \omega \Delta t - \cos(k-1)\omega \Delta t) + \frac{f_k}{\omega} \sin k\omega \Delta t - \frac{f_{k-1}}{\omega} \sin(k-1)\omega \Delta t \right], \\ \operatorname{Im} F &= \sum_{k=1}^{N-1} \left[\frac{f_k - f_{k-1}}{\omega^2 \Delta t} (\sin(k-1)\omega \Delta t - \sin k\omega \Delta t) + \frac{f_k}{\omega} \cos k\omega \Delta t - \frac{f_{k-1}}{\omega} \cos(k-1)\omega \Delta t \right]. \end{aligned} \quad (4)$$

Вычисляются также модуль и фаза спектральных функций по формулам

$$\begin{aligned} |F(\omega)| &= \sqrt{(\operatorname{Re} F(\omega))^2 + (\operatorname{Im} F(\omega))^2}, \\ \operatorname{Arg} F(\omega) &= \frac{360}{2\pi} \operatorname{arctg} \left(-\frac{\operatorname{Im} F(\omega)}{\operatorname{Re} F(\omega)} \right). \end{aligned} \quad (5)$$

По формулам (4) и (5) рассчитываются модуль и фаза тока и напряжения, определяются модуль кажущегося удельного сопротивления и его фазовая характеристика.

При обработке откликов "горячих" и "холодных" пусков для более точного определения спектров сигналов используются различные алгоритмы борьбы с помехами: редактирование данных с неправдоподобными значениями, удаление импульсных сигналов грозовых разрядов, вычитание линейных и полиномиальных

трендов в исходных данных, цифровая фильтрация зарегистрированной информации и другие методы.

Системы цифровой регистрации сигналов могут вносить в данные ложные значения. Ошибки такого рода происходят по многим причинам: из-за сбоев в цифровом преобразователе, нестабильной работы питающей сети, грозových разрядов и др. Неправдоподобные значения, возникающие в результате этих сбоев, дают ложные частоты при спектральной обработке, искажают спектральные составляющие и вызывают значительные трудности при последующем анализе. Поэтому на этапе предварительной обработки необходимо организовать поиск и удаление неправдоподобных значений. Для этого реализована процедура "Тьюки 53X" [70]. Основная идея процедуры редактирования состоит в том, чтобы получать оценку гладкого куска кривой, которую затем вычитают из данных; после удаления гладкой составляющей или тренда выделить неправдоподобные значения гораздо легче. Здесь используется тот факт, что медиана есть робастная оценка среднего значения.

Необходимо иметь в виду, что при большом уровне сигналов их спектры могут быть сильно искажены из-за наличия линейных или медленно меняющихся трендов электромагнитных помех. Для устранения подобных искажений при обработке используются алгоритмы удаления трендов из записей. Для этого регистрация сигналов проводится по схеме помеха—сигнал—помеха.

Для удаления тренда, период которого в несколько раз больше длительности МГД-сигнала, используется монотонный фильтр, характеристика которого изменяется гладко, без пульсаций. Монотонный фильтр встречается, например, когда интерполируются средние точки между некоторыми равно отстоящими данными. На двух участках помех, записанных до МГД-сигнала, и на двух участках помех, записанных после, определяются медианы на каждом участке. Длина участка равна длине сигнала. Таким образом, получим четыре точки. Предполагая обычную полиномиальную аппроксимацию, проводим полином третьей степени через эти четыре точки. Этот полином определяет интерполированное значение средней точки, расположенной на участке сигнала с помехой, и соответствующий полиномиальный тренд, который затем удаляется.

Далее для более устойчивого определения кажущегося удельного сопротивления при обработке МГД-сигналов применяются линейные цифровые фильтры. Применение низкочастотных цифровых фильтров к записям сигналов позволяет удалять избыточную информацию, возникающую из-за более широкой полосы пропускания регистрирующей аппаратуры, и уменьшать дисперсию высокочастотных шумов, не обязательно имеющих нормальное или равномерное распределение. Во временной области результат фильтрации сигнала может быть вычислен непосредственно через интеграл свертки. При обработке используется конечный аналог интеграла свертки с применением симметричного фильтра низких частот:

$$f'(i) = \sum_{k=-M}^M b_k f(i-k),$$

где $b_{-k} = b_k$ и $b_k = \frac{\sin 2\pi B k \Delta t}{\pi k}$ — веса прямоугольного фильтра; M — размах фильтра (общий размах фильтра $(2M+1)$ точек); B — точка отсечки фильтра в герцах; Δt — шаг дискретизации в секундах.

Ормсби [70] показал, что $|b_k| \leq 2B\Delta t/k$, и, следовательно, значение весов убывает слишком медленно. Поэтому в некоторых случаях, для того чтобы достичь хорошей фильтрации, значение должно быть очень большим. Фильтрация существенно улучшилась от предложенной Ормсби замены прямоугольного фильтра трапециoidalным. При этом веса убывают уже не как k^{-1} , а как k^{-2} , т.е. быстрее, чем для фильтра низких частот с прямоугольной передаточной функцией.

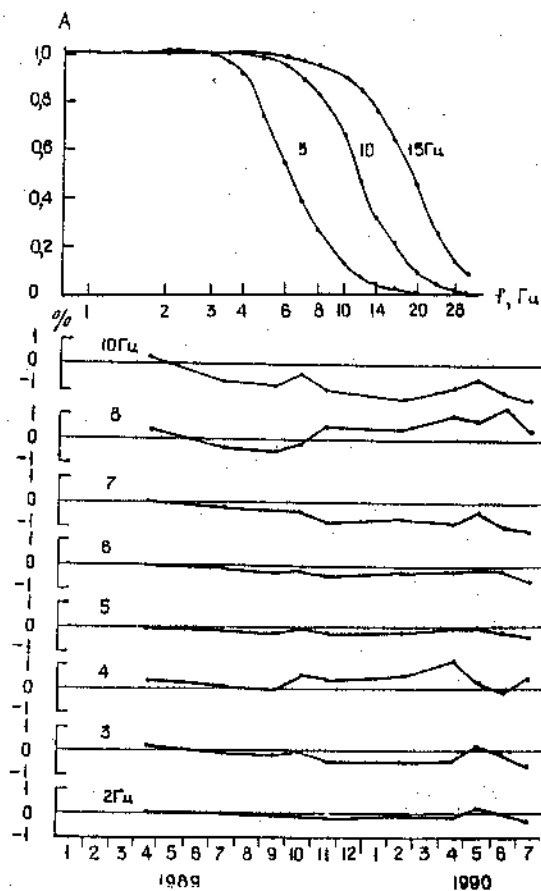


Рис. 24. Частотные характеристики канала станции КИЦ-М. Пример изменения частотной характеристики канала с фильтром низких частот (10 Гц)

С учетом этого при обработке МГД-сигналов было использовано окно Поттера [70]. Процедура получения весов в этом случае выглядит следующим образом. Сначала для промежутка $(-M, M)$ вычисляются веса прямоугольного импульса, затем они умножаются на функцию, определяющую окно. Эта функция улучшает характеристику фильтра за счет выхода за пределы полосы пропускания. Для этой цели можно использовать почти все окна, применяемые при вычислениях плотности спектра мощности. Окно Поттера имеет вид

$$\gamma_k = \frac{C_k}{\gamma} \left[d_0 + 2 \sum_{p=1}^3 d_p \cos \frac{\pi p k}{M} \right],$$

где $C_k = \begin{cases} 1/2 & \text{при } k = \pm M, \\ 1 & \text{при } |k| < M; \end{cases} \quad d_0 = 1, \quad d_{-1} = d_1 = 0,684988, \quad d_{-2} = d_2 = 0,202701;$

$d_{-3} = d_3 = 0,0177127, \quad \gamma = d_0 + \sum_{p=1}^3 d_p = 2,8108034; \quad M$ — размах фильтра.

Программа для определения весов фильтра с применением окна Поттера

приспособлена также для синтеза фильтров высоких частот, заграждающих и полосно-пропускающих фильтров. Это позволяет использовать программу для фильтрации промышленных помех и удаления трендов.

ОБРАБОТКА ГРАДУИРОВОЧНЫХ ЗАПИСЕЙ И КОНТРОЛЬ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Одним из наиболее важных моментов полевых электромагнитных наблюдений является контроль за нормальной работой регистрирующей аппаратуры. Постоянная проверка качества ее работы производится на основе обработки записей градуировки, которая реализована в двух видах. В первом случае перед каждой полевой записью сигналов осуществляется запись калибровочных напряжений от встроенных в аппаратуру высокостабильных элементов постоянного тока. Затем рассчитывается коэффициент усиления и осуществляется контроль за его отклонением от эталона. Во втором случае градуировочные сигналы уже представляют собой периодическую последовательность калибровочных прямоугольных импульсов различной длительности, создаваемых кварцевым генератором. Такое построение градуировочных устройств позволяет использовать записи градуировочных сигналов для вычисления частотных характеристик каналов станций и контроля работы аппаратуры. Для устранения фазовых сдвигов управление работой градуировочного устройства осуществляется на основе тактовых импульсов кварцевых генераторов самих станций.

Обработка градуировочных записей и определение амплитудно-частотных характеристик осуществляются с помощью специальной программы по формуле

$$A(\omega) = \frac{U_{гр}(\omega)}{I_{гр}(\omega)},$$

где $I_{гр}(\omega)$ — аналитический спектр прямоугольного входного градуировочного импульса (или суммы накопленных импульсов) с заданными длительностью и амплитудой; $U_{гр}(\omega)$ — спектр выходного сигнала градуировочного импульса.

На рис. 24 приведен пример рассчитанных частотных характеристик канала станции КИЦ-М с фильтрами 5, 10 и 15 Гц. Контроль частотных характеристик каналов всех станций осуществляется периодически (1—2 раза в квартал). На том же рисунке приведены примеры изменений частотной характеристики одного из комплектов этой станции с фильтром низких частот (10 Гц).

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ ЧАСТОТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЯХ

Аналитическая оценка погрешности измерения $\rho(\omega)$ довольно сложна, так как она в общем случае будет определяться инструментальной погрешностью цифровой измерительной аппаратуры и уровнем помех как от МТ-шума, так и от промышленных источников. Это связано с отсутствием сведений о распределении инструментальных ошибок и о статистических свойствах реальных помех. Поэтому для получения оценки погрешности определения $\rho(\omega)$ были произведены экспериментальные работы.

Для статистической оценки погрешности измерений на базе "холодных" пусков проведены специальные полевые наблюдения. Для этого в спокойные в сейсмическом отношении периоды через каждый час проводилось 25—30 "холодных" пусков. Зарегистрированные сигналы обрабатывались по методике, принятой для режимных наблюдений, в том числе проводились редактирование исходных данных, удаление линейного тренда, цифровая фильтрация. По полученным кривым ЧЗ определялись средние значения сопротивления, их дисперсии на фиксированных частотах. Затем при заданном уровне значимости 0,95 были определены доверительные интервалы для значений электросопротивления на соответствующих частотах. На рис. 25

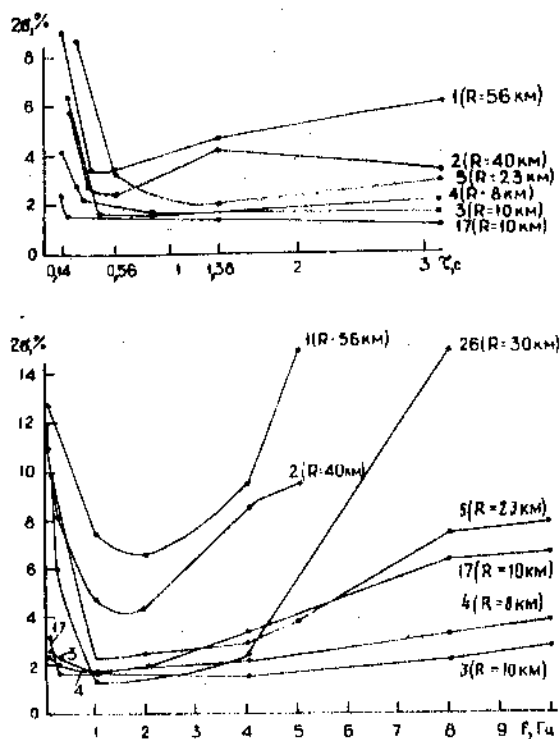


Рис. 25. Графики погрешности определения $\rho_k(\omega)$ ЧЗ ("холодные" пуски) и $\rho_k(\tau)$ ЗС на пяти стационарных и двух дискретных пунктах наблюдений

представлены результаты вычислений доверительного интервала для ряда пунктов наблюдений в процентах относительно среднего при уровне значимости 0,95. Как видно из рисунка, погрешности увеличиваются в области частот ниже 1 Гц и выше 4 Гц по всем пунктам наблюдений. Причем это увеличение тем больше, чем дальше от питающего диполя располагаются приемные станции. Увеличение погрешности в области низких частот обусловлено неточным удалением линейного тренда из исходных данных. А увеличение погрешности в области высоких частот связано с незначительной амплитудой спектра на этих частотах и соответственно с малым отношением сигнала к помехе.

Отметим, что по этой методике расчета погрешности в доверительные интервалы включены и сами вариации $\rho(\omega)$, которые могли возникнуть в течение суток.

Полученные оценки погрешности определения $\rho(\omega)$ используются при режимных наблюдениях методом ЧЗ для выявления значимых вариаций кажущегося удельного сопротивления.

Методика ЧЗ реализована также и для случая использования в качестве источника тока периодической последовательности прямоугольных импульсов от ЭИС-630. В этом случае борьба со случайными помехами осуществляется за счет реализации метода накопления, алгоритм которого подробно описывается ниже.

Для выяснения преимуществ или недостатков той или иной модификация применения метода ЧЗ необходимо провести сравнительную оценку погрешностей определения ρ_k в зависимости от таких важных факторов, как форма используемых токовых сигналов и точность синхронизации при записи тока и его откликов.

"Холодный" импульс аналитически можно аппроксимировать разностью двух экспонент. Спектр такого импульса хорошо известен. Затухание спектра с

увеличением частоты происходит по закону, близкому к $(a\omega^2 + \omega^4)^{-1/2}$, т.е. он является монотонно убывающей функцией частоты. "Горячий" импульс напоминает трапецию, спектр его является осциллирующей функцией частоты с максимальной амплитудой в области частот, близких к нулю. Затухание спектра с увеличением частоты происходит по закону, близкому к ω^{-2} .

Спектр периодической последовательности прямоугольных импульсов, как известно, представляет собой "линейчатую" осциллирующую функцию частоты, в сильной степени зависящую от числа импульсов в пакке. С увеличением числа импульсов в пакке спектральная функция все более расщепляется и в пределе $N \rightarrow \infty$ принимает линейчатую структуру спектра периодической функции. Если пакка импульсов приводится к одному импульсу методом накопления как на передающей, так и на приемной стороне, то спектр таких импульсов подобен спектру одиночного импульса, формируемого МГД-установкой.

Учитывая, что при импульсных частотных зондированиях кажущееся сопротивление определяется как отношение спектров принятого сигнала и тока в питающем диполе, необходима высокая точность определения исходных спектров, особенно в тех случаях, когда исходные спектры не являются монотонными функциями частоты. В противном случае кривые ЧЗ во всей полосе частот, определяемой зондирующим импульсом и помехой в пункте приема, будут иметь осциллирующий и неустойчивый характер, а в некоторых случаях и точки разрыва. Существуют серьезные ограничения на получение качественных кривых ЧЗ, накладываемые асинхронной работой тактовых генераторов токовой и приемной станций. Применяемые в настоящее время кварцевые тактовые генераторы, имеющие относительную погрешность 10^{-5} , не могут обеспечить выполнение этого требования без их жесткой синхронизации.

Для оценки погрешности, вызванной асинхронной работой токовой и приемной станций, зададимся относительным несовпадением частот тактовых генераторов станций $\Delta f/f_0 = (10^{-4} - 10^{-5})$, где f_0 — частота тактового генератора, и оценим возможность получения качественных кривых ЧЗ при использовании "холодных" и "горячих" импульсов, а также последовательности прямоугольных импульсов ЭИС-630.

"Горячий" импульс МГД-установки в первом приближении можно аппроксимировать прямоугольным импульсом:

$$f(t) = \begin{cases} A & \text{при } |t| \leq \frac{\tau_0}{2}, \\ 0 & \text{при } |t| > \frac{\tau_0}{2}, \end{cases} \quad (6)$$

где τ_0 — длительность импульса, зарегистрированного токовой станцией.

Соответственно спектр такого импульса имеет вид

$$I_0(\omega) = A\tau_0 \frac{\sin \omega\tau_0 / 2}{\omega\tau_0 / 2}, \quad (7)$$

где A — амплитуда импульса.

В результате несовпадения частот тактовых генераторов токовой и приемной станций длительность импульса, зарегистрированного приемной станцией, составит $\tau_1 = \tau_0 \pm \Delta\tau = \tau_0(1 \pm \Delta\tau/\tau_0)$, причем $\Delta\tau/\tau_0 = \Delta f/f_0 = (10^{-4} - 10^{-5})$.

Сигнал на приемной станции в частотной области в дальней зоне с учетом вышеприведенного замечания определяется как

$$U(\omega) = (1/k)\rho(\omega)I_1(\omega), \quad (8)$$

$$\text{где } I_1(\omega) = A(\tau_0 \pm \Delta\tau) \frac{\sin \left[\frac{\omega\tau_0}{2} \left(1 \pm \frac{\Delta\tau}{\tau_0} \right) \right]}{\frac{1}{2} \omega\tau_0 \left(1 \pm \frac{\Delta\tau}{\tau_0} \right)}. \quad (9)$$

Относительная ошибка в определении $\rho(\omega)$ будет иметь вид

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{\frac{kU_1(\omega)}{I_0(\omega)} - \frac{kU_0\omega}{I_0(\omega)}}{\frac{kU_0(\omega)}{I_0(\omega)}} = \frac{U_1(\omega) - U_0(\omega)}{U_0(\omega)} = \frac{I_1(\omega) - I_0(\omega)}{I_0(\omega)}. \quad (10)$$

После несложных преобразований (9) можно переписать в виде

$$I_1(\omega) = A \left[\frac{\sin \frac{\omega\tau_0}{2} \cos \frac{\omega\Delta\tau}{2}}{\frac{1}{2} \omega} \pm \sin \frac{\omega\Delta\tau}{2} \cos \frac{\omega\Delta\tau_0}{2} \right]. \quad (11)$$

После подстановки функций (7) и (10) в формулу (11) получим

$$\delta_\rho(\omega) = \frac{\Delta\rho}{\rho} = \left[\cos \pi f \tau_0 \pm \sin \left(\pi f \tau_0 \frac{\Delta\tau}{\tau_0} \right) \operatorname{ctg} \pi f \tau_0 - 1 \right]. \quad (12)$$

Анализ формулы (12) показывает, что на отдельных частотах $\delta\rho(\omega)$ стремится к бесконечности. Эти частоты соответствуют частотам перехода через нуль функции спектра тока $I_0(\omega)$ и определяются из условия $\pi f \tau_0 = n\pi$ или $f_n = \frac{n}{\tau_0}$, $n = 1, 2, \dots, n$. Из (12) следует также и то, что величина $\rho(\omega)$ будет вычисляться с наименьшей погрешностью в точках

$$f_i = \frac{i}{2\tau_0}, \text{ где } i = 1, 2, \dots, i.$$

Фактически "горячий" импульс имеет форму, близкую к трапецеидальной. Спектр такого импульса затухает по закону, близкому к ω^{-2} . Как и в предыдущем случае, спектр является осциллирующей функцией частоты с максимальной амплитудой в области очень низких частот. Аналитическое выражение спектра симметричного трапецеидального импульса имеет вид

$$I(\omega) = A\tau \frac{\sin \frac{\omega\tau}{2}}{\frac{\omega\tau}{2}} \frac{\sin \frac{\alpha\omega\tau}{2}}{\frac{\alpha\omega\tau}{2}}, \quad (13)$$

где $\alpha\tau$ — длительность фронта импульса. Как видно из выражения (13), на характер спектра значительно влияет крутизна фронтов импульса.

Как и в предыдущем случае, на частотах $f_n = \frac{n}{\tau_0}$ функция $\delta\rho(\omega)$ стремится к бесконечности. Кроме того, появляются дополнительные частоты, на которых $\delta\rho(\omega) \rightarrow \infty$, а именно $f_m = \frac{m}{\alpha\tau_0}$, и их при расчете $\rho(\omega)$ также необходимо исключить из рассмотрения. При использовании для зондирования периодической последовательности прямоугольных импульсов с накоплением погрешность измерения отклика на приемных пунктах уменьшается. Однако перечисленные выше ограничения относятся и к данному случаю.

Отсюда следует, что для реализации импульсных частотных зондирований необходимы высокая точность определения исходных спектров и совпадения нулей и экстремумов в них. В противном случае отношение спектров не будет являться монотонной функцией частоты, а на некоторых частотах будут иметься и точки разрыва. Выполнение этих требований возможно лишь при синхронной работе тактовых генераторов в измерителе тока и приемных станциях (этот вопрос подробно рассматривался в гл. 4).

Применение в качестве зондирующих коротких экспоненциальных ("холодных") импульсов устраняет подобные ограничения. В первом приближении их можно аппроксимировать разностью двух экспонент:

$$f(t) = A \exp(-\alpha t) - B \exp(-\beta t), \quad (14)$$

где $\beta > \alpha$.

Для этого импульса также можно определить ошибку $\delta\rho(\omega)$, возникающую за счет несовпадения частот тактовых генераторов токовой и приемных станций. После несложных выкладок можно получить следующее выражение:

$$\delta\rho(\omega) = \frac{\left(1 \pm \frac{\Delta f}{f_0} \sqrt{\alpha^2 \beta^2 + (\alpha^2 + \beta^2)\omega^2 + \omega^2}\right)}{\sqrt{\alpha^2 \beta^2 \left(1 \pm \frac{\Delta f}{f_0}\right)^4 + (\alpha^2 + \beta^2) \left(1 \pm \frac{\Delta f}{f_0}\right)^2 \omega^2 + \omega^4}} - 1. \quad (15)$$

Из соотношения (15) следует, что при $\omega \rightarrow 0$

$$\delta\rho(\omega) \rightarrow \frac{1}{1 \pm \Delta f/f_0} - 1 = \frac{\pm \Delta f/f_0}{1 \pm \Delta f/f_0},$$

а при $\omega \rightarrow \infty$

$$\delta\rho(\omega) \rightarrow \left(1 \pm \frac{\Delta f}{f_0}\right) - 1 = \pm \Delta f/f_0.$$

Расчеты показали, что для реальных экспоненциальных токовых импульсов при $\Delta f/f_0 = 10^{-4}$ ошибка в вычислении $\rho(\omega)$, возникающая за счет несовпадения тактовых частот токовой и приемной станций, во всем диапазоне частот не превышает 1%.

На практике при использовании для зондирования "горячих" импульсов МГД-установки или серии прямоугольных импульсов от ЭИС в связи с указанными ограничениями, а также из-за быстрого затухания спектральных функций не удается получить удовлетворительные результаты на частотах выше 3 Гц. Частотные зондирования на базе "холодных" импульсов свободны от подобных недостатков и могут дать удовлетворительные результаты в диапазоне от 0 до 15 Гц.

ЦИФРОВЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ СТАНОВЛЕНИЕМ ПОЛЯ

В стандартном варианте зондирования становлением поля (ЗС) в генераторный контур посылаются периодическая последовательность токовых импульсов прямоугольной формы, как правило, разнополярных. На приемных станциях регистрируются переходные процессы. Главной задачей на этапе цифровой обработки данных является выделение информативного сигнала из смеси сигнала и помехи. Зачастую в этих целях применяют обычное знакопеременное накопление периодического сигнала. Однако данный метод оправдывает себя в том случае, когда сигнал осложнен стационарной помехой, распределенной по нормальному закону. На практике зачастую мы имеем дело со случайными, сугубо нестационарными

процессам. Известно, что всякая помехоподавляющая обработка осложненных шумом сигналов может базироваться только на использовании априорно известной разницы в свойствах помехи и сигнала. Чем эффективнее использует эту разницу алгоритм обработки, тем успешнее решается задача помехоподавления. При обработке полевых материалов она решалась в три этапа: 1) устранение нестационарности в зарегистрированных процессах; 2) весовое накопление сигнала; 3) медианное сглаживание переходного процесса с увеличивающейся в сторону более поздних времен апертурой.

При разработке алгоритма обработки данных зондирования поэтапное разбиение не обязательно, так как вполне возможно запараллеливание операций обработки. При этом предполагалось, что помеху, создаваемую сторонними полями, можно представить в виде суммы случайного процесса $\varepsilon(t)$ с нулевым математическим ожиданием и низкочастотного нестационарного процесса (тренда) $\varphi(t)$. С учетом этого напряжение на выходе приемного диполя можно записать как

$$U(t) = S(t) + \varphi(t) + \varepsilon(t),$$

где $S(t)$ — полезный сигнал. Для подавления случайной составляющей помехи $\varepsilon(t)$ применяется принцип накопления, суть которого заключается в том, что производится синфазное по отношению к зондирующему импульсу суммирование зарегистрированных дискрет, из которых предварительно устранена нестационарная часть процесса.

Трендовую составляющую можно представить в виде степенного ряда:

$$\varphi(t) = a + a_1 t + a_2 t^2 + \dots + a_n t^n.$$

Известны различные алгоритмы, направленные на подавление подобного вида помех [74]. Но все они в общем случае приводятся к конечно-разностному дифференцированию.

В разработанном алгоритме модель тренда была ограничена членами второго порядка, чего для практики оказалось достаточно. Тогда в процесс обработки включаются не одиночные импульсы, а группа соседних импульсов (в нашем случае четыре). Из условия $\sum_{i=0}^4 k_i \varphi(t_i) = 0$ можно определить соответствующие весовые коэффициенты:

$$\begin{cases} k_1 + k_2 + k_3 + k_4 = 0, \\ k_1 + 2k_2 + 3k_3 + 4k_4 = 0, \\ k_1 + 4k_2 + 9k_3 + 16k_4 = 0. \end{cases}$$

Полагая коэффициент $k_1 = 1$ и решая относительно него систему линейных уравнений, можно определить недостающие весовые коэффициенты $k_2 = -3$, $k_3 = 3$, $k_4 = 1$. Подобным образом можно устранять тренды и более высоких порядков. При этом количество взятых в процесс обработки импульсов будет соответственно больше, увеличится и количество весовых коэффициентов.

Таким образом, при выполнении вышеприведенных условий дискрета U_{jm} , соответствующая некоторой фазе накапливаемого импульса, определенная по четырем синфазным дискретам следующих друг за другом импульсов, связана с ними соотношением

$$U_{jm} = \frac{1}{8} (U_{j1} - 3U_{j2} + 3U_{j3} - U_{j4}),$$

где U_{jm} — оценка j -й дискреты накопленного импульса по четверке синфазных дискрет m -го участка исходного ряда; U_{j1}, \dots, U_{j4} — дискреты исходного ряда.

Порядковые номера этих дискрет связаны с j и m следующими соотношениями:

$$\begin{aligned}i_1 &= p(4m + 0) + j, \\i_2 &= p(4m + 1) + j, \\i_3 &= p(4m + 2) + j, \\i_4 &= p(4m + 3) + j,\end{aligned}$$

где p — количество дискрет в одном импульсе.

Обозначив T — период полезного сигнала, Δt — шаг дискретизации, N — количество дискрет в сеансе, получим $p = \frac{T}{2\Delta t}$, $n = \frac{N}{4p}$, $m = 0, 1, 2, 3, \dots, n$, $j = 1, 2, 3, \dots, p$, где n — количество полных четверок импульсов в сеансе.

Рассматривая каждую совокупность оценок одной и той же дискреты как выборку случайной величины, имеющей своим математическим ожиданием истинное значение этой дискреты, мы производим статистическую обработку всех выборок. При этой операции определяются среднее как оценка истинного значения и стандарт выборки как характеристика случайной ошибки. Вычисления производятся по формулам

$$U_j = \frac{1}{n} \sum_{m=0}^{n-1} U_{jm},$$

$$S(U_{jm}) = \sqrt{\frac{\sum_{m=0}^{n-1} (U_{jm} - U_j)^2}{n-1}}.$$

Значения U_j выстраиваются по возрастанию j и представляют собой полный зондирующий импульс, начинающийся в общем случае с произвольной фазы. В том случае, когда работа генератора и приемных станций жестко синхронизируется, фазировка принятого импульса не представляет особых затруднений. Когда аппаратная синхронизация отсутствует, задача определения начальной дискреты и соответствующей перенумерации других дискрет решается программными методами. Можно предложить много различных алгоритмов для нахождения начальной дискреты, в том числе и алгоритмы, использующие априорную информацию о форме импульсов тока. В использованном алгоритме эта задача решается более простым способом.

За начальную дискрету принимается первая дискрета, которая превышает уровень 0,1 от значения накопленного импульса в его поздней стадии. Поиск начальной дискреты осуществляется простым перемещением по ряду U_j с проверкой каждой дискреты на соответствие указанному требованию.

После получения накопленного импульса производится медианное сглаживание переходного процесса, затем так называемая динамическая фильтрация. Последняя использует одно из свойств переходного процесса, а именно постепенное выполаживание кривой становления поля с течением времени, выражающееся в относительном постоянстве ее производной в логарифмическом масштабе [50]. Это можно трактовать как постепенное уменьшение верхней границы текущего спектра сигнала, что позволяет провести низкочастотную фильтрацию функции фильтром с увеличивающейся с течением времени длиной. В простейшем случае это сводится к усреднению полученных значений U_j в окне, ширина которого возрастает с

увеличением времени переходного процесса с шагом, близким к $\sqrt{2}$. В результате ширина окна усреднения возрастает от одной дискреты до 50—100 дискрет на поздних временах. В результате применения медианного сглаживания существенно уменьшается влияние коротких выбросов, а в результате динамической фильтрации формируется логарифмическая шкала временных интервалов, что существенно сокращает объем информации, хранящейся в архиве ЭВМ.

Дополнительно следует отметить, что описанный выше алгоритм весового интегрирования обеспечивает пониженную чувствительность к гармоническим

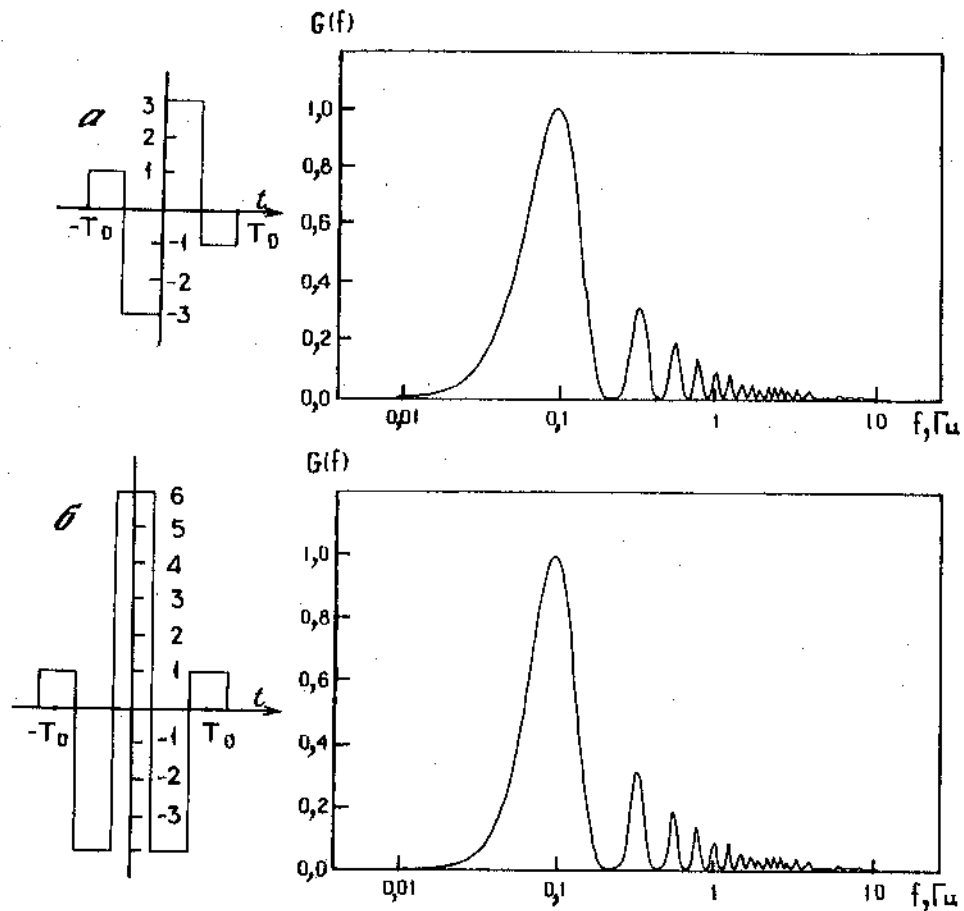


Рис. 26. Весовые функции и частотные характеристики цифровых фильтров для устранения трендов, представленных в виде степенного ряда второго (а) и третьего (б) порядка

помехам и к возникающим вариациям частоты помехи при выполнении условия $T_{\text{инт}} = nT_{\text{п}}$, где $T_{\text{инт}}$ — длительность тактов интегрирования, а $T_{\text{п}}$ — значение периода помехи. При таком выборе $T_{\text{инт}}$ коэффициент помехоподавления гармонической помехи и ее гармоник оказывается бесконечно большим и помеха полностью подавляется. В приведенном алгоритме интервал интегрирования связан с длиной полупериода последовательности зондирующих импульсов. Таким образом, меняя период зондирующей последовательности, можно обеспечить дополнительное подавление тех или иных гармонических помех.

На рис. 26 приведены весовые функции фильтров для устранения трендов до второго и третьего порядка включительно. Частотные характеристики фильтров, соответствующие приведенным весовым функциям, имеют вид

$$|G(j\omega)| = \left| \frac{\sin \omega T_0 / 4}{\omega T_0 / 4} \left(\sin \frac{3\omega T_0}{4} - 3 \sin \frac{\omega T_0}{4} \right) \right|,$$

$$|G(j\omega)| = \left| \frac{\sin \omega T_0 / 4}{\omega T_0 / 4} \left(\cos \omega T_0 - 4 \cos \frac{\omega T_0}{4} + 3 \right) \right|,$$

и представлены на том же рисунке. Из графиков видно, что характер затухания спектра, определяемый в основном первым сомножителем, практически одинаков у обоих

фильтров. У второго фильтра незначительно улучшается подавление низкочастотных трендов. Основной максимум становится острее, и соответственно избирательность фильтра лучше. В области частот выше 0,1 Гц имеются боковые максимумы, амплитуды которых на частотах более 10 Гц пренебрежимо малы. Для усиления затухания в области частот более 0,1 Гц возможно использование элементов весового окна более сложной формы, например треугольной или колоколообразной.

Следует учесть также, что в результате накопления знаков одновременно суммируются все значения сигнала, отстоящие друг от друга на $T_0/2$. Такую операцию можно описать как знакопередающееся суммирование исходной реализации с ней самой с последовательным сдвигом на $T_0/2, T_0, 3/2T_0$ и т.д. [50].

Аналитически эту операцию можно записать как

$$U_{\text{нак}}(t) = \sum_{k=0}^{2N-1} (-1)^k U(t + kT_0/2),$$

где $2N$ — число сдвигов или независимых суммируемых значений на отрезке реализации длиной в N периодов сигнала. В частотной области это соответствует обработке последовательности эквивалентным фильтром с частотной характеристикой вида

$$G(j\omega) = \sum_{k=0}^{2N-1} (-1)^k \exp(j\omega k T_0/2) = \frac{1 - \exp(j\omega NT_0)}{1 + \exp(j\omega NT_0)}.$$

Таким образом, можно предположить, что в итоге сигнал, обработанный последовательно вышеописанными фильтрами, будет эквивалентен сигналу, обработанному эквивалентным фильтром, частотная характеристика которого представляется произведением частотных характеристик двух фильтров.

На следующем этапе производится вычисление кривой ЗС:

$$\rho(\tau_j) = K \frac{U_j}{I_0},$$

где K — геометрический коэффициент установки; I_0 — амплитуда тока в зондирующем импульсе в установившемся режиме; $\rho(\tau_j)$ — кажущееся удельное сопротивление. Стандарт выборки $\rho(\tau_j)$ соответственно определится как

$$S(\rho_{jm}) = K \frac{S(U_{jm})}{I_0}.$$

При работе в асинхронном режиме существуют серьезные проблемы, связанные со стабильностью длительности зондирующих импульсов и шага дискретизации приемных станций. Для реализации этого режима необходимо использовать задающие генераторы с относительно высокой стабильностью (не менее чем 10^{-5}). В противном случае необходимо значительно усложнить алгоритм обработки и вводить коррекцию количества дискрет в принятых импульсах в целях устранения набега фаз.

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ ЗОНДИРОВАНИЯХ МЕТОДОМ НАКОПЛЕНИЯ СИГНАЛА

При оценке погрешности измерений учитывалось, что случайной составляющей ошибки измерения тока ввиду ее незначительности (0,2%) можно пренебречь. Невыявленная систематическая ошибка в течение всего сеанса остается постоянной и может быть исключена. Следует отметить, что аппаратная ошибка при измерении отклика на зондирующий импульс также мала. Поскольку перед каждым измерением приемная аппаратура калибруется, эта ошибка не превышает 0,5%. Основной вклад в

погрешность измерения ρ_k вносят помехи от МТ-полей и полей от промышленных источников.

При определении оценок погрешностей использовались данные наблюдений по всем режимным пунктам. Все оценки выполнялись для доверительной вероятности 0,95. При этом рассчитывались границы случайной ошибки $E(\rho_j)$, обусловленные помехами электрической природы: $E(\rho_j) = 2S(\rho_j)$, где $S(\rho_j) = \frac{S(\rho_{jm})}{\sqrt{n}}$ — стандарт ошибки. Очевидно,

что $S(\rho_j)$ является случайной величиной и может изменяться от сеанса к сеансу в широких пределах в зависимости от уровня и характера помех в пункте приема.

Далее определялись границы неисключенных систематических погрешностей, связанных с систематическими ошибками при измерениях напряжения в приемном диполе и тока в питающем. В качестве этих границ приняты границы допустимой основной погрешности средств измерения, пересчитанные в удельное сопротивление по формулам

$$\theta_U = K \frac{0,005U_0}{I_0},$$

$$\theta_I = \rho_i \left[0,5 + 0,3 \left(\frac{I_0}{I} - 1 \right) \right] \cdot 10^{-2},$$

где K — геометрический коэффициент установки; U_0 — предел выбранной шкалы для измерения напряжения в приемном диполе; I_0 — предел шкалы измерения тока.

Определялись границы методической ошибки θ_m , вызванной рассинхронизацией тактовых генераторов в токовой и приемной станциях. При отсутствии синхронизации эта ошибка изменяется от сеанса к сеансу случайным образом в пределах одного интервала дискретизации. В течение одного сеанса наблюдений эта ошибка, являясь неизвестной, остается постоянной, в связи с чем она включена в разряд систематических. Она в сильной степени зависит от крутизны фронта принятого импульса, если при зондированиях используется момент включения, либо от крутизны среза принятого импульса, когда при зондированиях используется момент выключения.

Границы методической ошибки вычислялись по формуле

$$\theta_m = \frac{|\rho_{j+1} - \rho_{j-1}| \Delta t}{|t_{j+1} - t_{j-1}| 2},$$

где учитывается средняя крутизна импульса на интервале в две дискреты, приходящие к рассматриваемой дискрете. Символ j в этом соотношении означает порядковый номер дискреты по прореженному ряду осредненного импульса.

Учитывая, что от сеанса к сеансу характеристики последовательности существенно не изменяются, можно считать, что и величины θ_U , θ_I и θ_m также не изменяются. В результате вклад этих ошибок в полную погрешность измерений с достаточным приближением можно считать постоянным.

Оценка погрешностей измерений и доверительных границ была выполнена в соответствии с рекомендациями, изложенными в работах [77—80].

Для сравнения расчетных оценок доверительных границ интервалов с фактическими были проведены специальные работы. В этих целях проводились зондирования последовательно с интервалом в 1 ч в шести режимных пунктах. После обработки и отбраковки дефектных сеансов по каждому пункту осталось 20—25 реализаций. Исходя из предпосылки, что в течение суток кажущееся удельное сопротивление меняется незначительно, была произведена статистическая обработка полученных реализаций. В результате сопоставления S с соответствующими им экспериментальными значениями среднеквадратичных отклонений было установлено, что $\tau_{\text{ист}} \leq S$, где $\tau_{\text{ист}}$ — среднеквадратичное отклонение кажущихся удельных сопротивлений, полученное по данным эксперимента. Оценки истинных средне-

квадратичных отклонений подтверждают правильность подхода к оценкам доверительных границ.

Анализ 164 вариационных рядов показал, что выбранный алгоритм обработки сигналов удовлетворительно работает при соотношении сигнал/помеха не менее чем 0,4—0,5. Доверительные границы в целом укладываются в 5% на временах более 200 мс. На более ранних временах значительно возрастает методическая ошибка θ_m , связанная, как уже отмечалось, с отсутствием синхронизации, а также с недостаточно малыми интервалами дискретизации.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЗОНДИРОВАНИЙ МЕТОДОМ ИМПУЛЬСНЫХ ЧЗ НА БАЗЕ "ГОРЯЧИХ" И "ХОЛОДНЫХ" ПУСКОВ И МЕТОДОМ ЗС В РЕЖИМЕ НАКОПЛЕНИЯ

На рис. 27 представлены примеры кривых ЧЗ при зондированиях в некоторых пунктах полигона с использованием "холодных", "горячих" импульсов и периодической последовательности прямоугольных импульсов (с периодом 9,6 с и общей длительностью 10 мин). Из графика видно, что на частотах более 1 Гц удовлетворительные результаты получаются при зондированиях "холодными" импульсами. На этом же рисунке представлены также кривые ЗС (ρ_z), полученные с использованием периодической последовательности прямоугольных импульсов и относящиеся к диапазону времен больше 100 мс. На более ранних временах удовлетворительный результат получить не удалось вследствие большой длительности переднего и заднего фронтов зондирующего импульса (≥ 20 мс), которые определяются большой постоянной времени $\tau = L/R$ используемого электрического диполя. Характер кривых ЗС и ЧЗ аналогичен и отражает один геоэлектрический разрез.

Однако качество кривых ЗС на низких частотах (больших временах) в результате использования метода накопления гораздо лучше, чем кривых ЧЗ. Принципиальных проблем значительно улучшить качество результатов на ранних временах становления не существует, поскольку использование синхронизации и увеличение частоты дискретизации практически устраняют преобладающую на этой временной стадии методическую ошибку.

Методы обратной фильтрации сигнала позволяют учесть искажения процесса становления, возникающие из-за различия форм зондирующих импульсов и идеализированной. Таким образом, возможно получение удовлетворительных кривых ЗС в достаточно широком диапазоне времен, в том числе перекрывающем диапазон экспериментальных кривых ЧЗ при использовании для зондирования экспоненциальных ("холодных") токовых импульсов.

Необходимо отметить еще одно достоинство метода ЗС по сравнению с методом ЧЗ. Оно заключается в том, что в случае применения для зондирования последовательности прямоугольных импульсов достаточной длительности и приемных станций с большим динамическим диапазоном удается лучше разрешить позднюю стадию переходного процесса и тем самым получить информацию о глубинных горизонтах земной коры.

Анализ материалов зондирования методами ЧЗ и ЗС при использовании импульсов различной формы позволяет сделать методические выводы.

1. Эффективность разрешения геоэлектрического разреза при использовании методов ЧЗ и ЗС в волновой зоне потенциально одинакова.

2. Технологическая трудоемкость расчета кривых зондирования в методе ЧЗ значительно больше, чем в методе ЗС, ввиду того что в методе ЧЗ производится расчет спектральных характеристик как принятого сигнала, так и тока.

3. Большинство алгоритмов накопления, используемых в методе ЗС, легко может быть реализовано в реальном времени. Таким образом, при использовании

Глава 6

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В течение 1988—1990 гг. в целях изучения строения верхней части земной коры на Бишкекском полигоне и сопредельных участках был выполнен значительный объем детализационных ЧЗ и ЗС на базе одного питающего диполя. Схема расположения этих зондирований приведена на рис. 3—5. В начале работ по геологическим данным предполагалось, что разрез будет представлен в целом высокоомными образованиями. Это позволит добиться значительной глубинности исследований. Однако при интерпретации данных, полученных на пунктах режимных наблюдений в пределах развития высокометаморфизованных протерозойских толщ, представленных в значительной мере интрузивным комплексом, обнаружилось наличие в верхней части разреза земной коры высокопроводящих пород, по сопротивлению соизмеряемых с глинами неогена—палеогена, резко ограничивающих глубинность зондирований. Возникла необходимость дифференцированного выбора пунктов режимных наблюдений в зависимости от строения разреза. Наличие в протерозойском разрезе проводящих пород предположительно осадочного происхождения представляло интересное в геологическом отношении явление, требующее более детального изучения.

В процессе детализационных зондирований было установлено, что, кроме приповерхностного проводящего горизонта, который можно интерпретировать как осадочные отложения, практически на всей территории был прослежен еще один проводящий горизонт, залегающий на больших глубинах. В некоторых доступных пунктах для его подтверждения и определения мощности проведены МТЗ.

В настоящей главе дан краткий анализ геоэлектрического разреза полигона, при построении которого в качестве маркирующих были использованы оба проводящих горизонта.

Необходимо отметить, что на большей части территории Бишкекского полигона условия для постановки площадных зондирований довольно трудны. Чуйская впадина отличается высоким уровнем помех, а расположенный южнее Киргизский хребт труднодоступен. Попытка проведения площадных МТЗ не увенчалась успехом, а детальные ЧЗ и ЗС на Киргизском хребте удалось выполнить лишь в отдельных пунктах, в которых были возможны посадка вертолета и размотка приемного диполя необходимой длины. При этом условия рельефа позволяли организовать на местности лишь электрические диполи субмеридиональной ориентировки. Поэтому приведенные ниже разрезы имеют лишь обобщенный характер.

На рис. 28 изображен геоэлектрический разрез по линии II—II (см. рис. 3), пересекающий основные тектонические структуры, в том числе Иссык-Атинский блок Муюнкумо-Наратского массива, где на поверхность выходят наиболее древние образования. В северной части этот профиль выходит в Чуйскую впадину, хорошо изученную бурением (пункты 25, 24). По данным ЧЗ, разрез Чуйской впадины подразделяется на два горизонта — верхний, высокоомный (до 90 Ом·м) и нижний, низкоомный (до 7 Ом·м). Далее следует высокоомное основание. Низкоомный горизонт совпадает с глинистыми отложениями палеогена—неогена, вскрытыми здесь скважинами. Сведения о строении фундамента могут быть получены по данным МТЗ. Они охарактеризованы ниже, в гл. 8. Можно отметить, что под Чуйской впадиной проводящих горизонтов в верхней части фундамента не обнаружено.

Южнее расположен Иссык-Атинский блок Муюнкумо-Наратского срединного массива, в пределах которого расположены пункты зондирования 53, 54, 59, 66, 58, 28, 52, 69, 31, 5. Близжайшими к профилю II—II являются пункты 28, 52, 5. Особенность

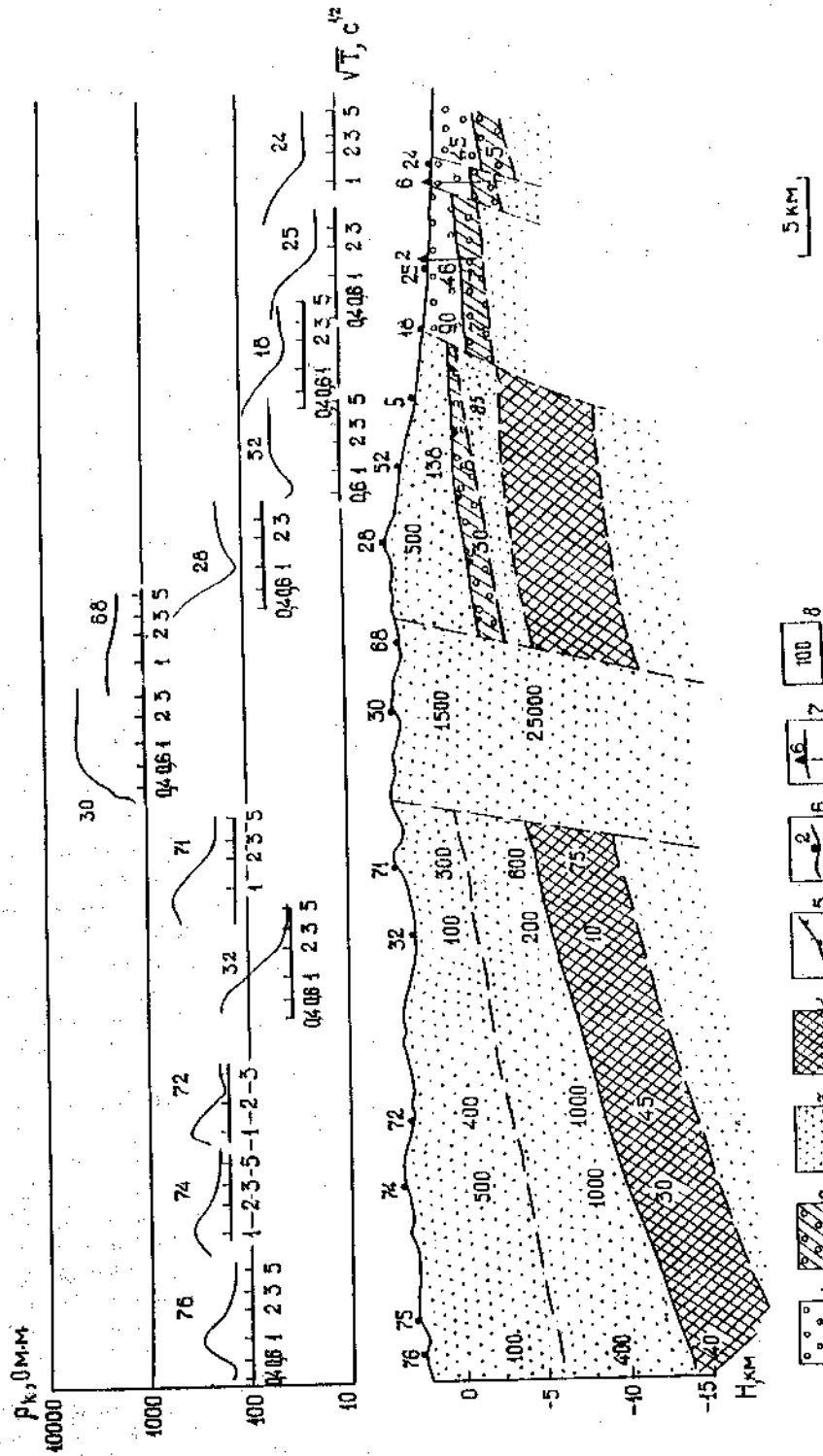


Рис. 28. Схематический геозлектрический разрез по линии П-П и кривые ρ_k 43
 1 — высокоомные мезозойско-кайнозойские отложения Чуйской впадины; 2 — низкоомные неоген-палеогеновые отложения; 3 — высокоомный фундамент;
 4 — электропроводящий горизонт; 5 — кровля приповерхностного электропроводящего горизонта (надвиг?); 6 — пункты электромагнитных зондирований;
 7 — скважины; 8 — величина удельного сопротивления, Ом·м

кривых ρ_k ЧЗ в пунктах 28 и 52 — наличие минимума ρ_k на частотах 0,8—1 Гц, свидетельствующего о существовании в верхней части разреза ограниченного по мощности (1,5—2 км) проводящего горизонта с сопротивлением около 10 Ом·м. Кровля его погружается в южном направлении, а в северном этот горизонт выклинивается или имеет незначительную мощность. В частности, в районе пункта 5 он уже не выделяется. Сопротивление пород, перекрывающих этот горизонт, уменьшается в северном направлении от 500 Ом·м (в пункте 28) до 85 Ом·м (в пункте 5).

Этот приповерхностный низкоомный горизонт развит на значительной части территории Иссык-Атинского блока и является именно тем экраном, который резко ограничивает глубинность зондирований в пунктах, расположенных на незначительном удалении от питающего диполя.

В пункте 5 на глубине около 6 км выделен еще один проводящий горизонт. Мощность его около 6 км, сопротивление 10—15 Ом·м. В пунктах 28 и 52 из-за экранирующего влияния приповерхностного горизонта он не зафиксирован. Однако он проявился в других пунктах. Значит, горизонт повсеместно развит на территории Иссык-Атинского блока. Кровля горизонта погружается в южном направлении.

Далее к югу следует блок пород с резко повышенным (до 25 000 Ом·м) сопротивлением. В его пределах расположены пункты 33, 51, 30, 68, 55, 56, 29. Мощность его не определена.

Геоэлектрическое строение южной и северной частей разреза (пункты 71—76) довольно близко. Здесь также выделяется проводящий горизонт, подобный нижнему, зафиксированному в пределах Иссык-Атинского блока. Сопротивление его достигает 75 Ом·м, и он имеет относительно большую (до 5 км) мощность. Кровля его погружается в южном направлении до 15 км. Верхняя, высокоомная часть разреза подразделяется на два горизонта. Граница их раздела конформна кровле проводящего.

Таким образом, отличительной особенностью строения разреза II—II является наличие на значительной части территории, расположенной к югу от Чуйской впадины, проводящих горизонтов. Один из них, в дальнейшем называемый приповерхностным проводящим горизонтом, находится в пределах Иссык-Атинского блока, имеет мощность около 1,5—2 км и выклинивается в северном направлении.

Второй горизонт, именуемый в дальнейшем верхним проводящим горизонтом, поскольку, по данным МТЗ, ниже выделяется еще один проводящий горизонт, развит на всей территории колигона, за исключением его центральной части, где он разорван блоком высокоомных пород.

Какова же природа проводящих горизонтов? Приповерхностный проводящий горизонт по сопротивлению и мощности подобен низкоомным отложениям $N-Pg$, выполняющим нижнюю часть осадочного чехла Чуйской впадины. Естественно возникло предположение, что приповерхностный проводящий горизонт может быть отождествлен с этими породами, а это свидетельствует, в свою очередь, о том, что в разрезе Иссык-Атинского блока существенную роль играют надвиговые структуры.

В целях подтверждения этого предположения на рис. 29 приведен субширотный разрез III—III, пересекающий так называемый Чонкурчакский грабен, где отложения $N-Pg$ выходят на дневную поверхность. Расположен разрез III—III в пределах Иссык-Атинского блока и частично в Карабалтинской позднекаледонской складчатой зоне.

Приповерхностный проводящий горизонт проявился по всему разрезу III—III. Глубина залегания его кровли уменьшается с востока на запад, и в зоне Чонкурчакского грабена он выходит на дневную поверхность. Здесь он зафиксирован ВЭЗ, выполненными по профилю IV—IV (его положение см. на рис. 4). Геоэлектрический разрез по этому профилю представлен на рис. 30. По данным ВЭЗ, в этом месте мощность глин налеогена не превышает 200 м, а их сопротивление 5—20 Ом·м. Далее к западу наблюдается погружение приповерхностного горизонта. Кровля его в целом представляет собой антиклинальную складку, сводовая часть которой совпадает с Чонкурчакским грабеном.

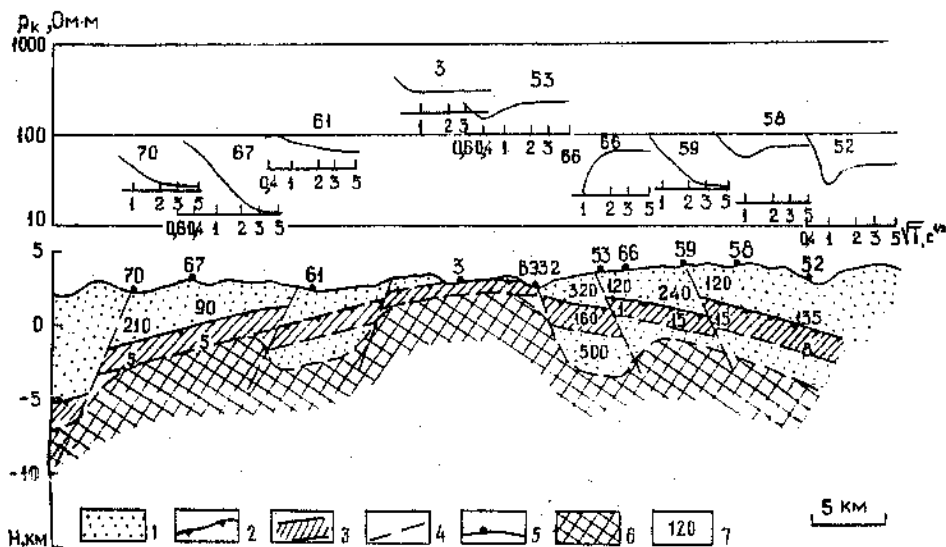


Рис. 29. Геоэлектрический разрез по линии III—III и кривые ρ_k ЧЗ

1 — высокоомный фундамент; 2 — кровля приповерхностного горизонта повышенной электропроводности (надвигов?); 3 — горизонт пород повышенной электропроводности, предположительно представленный отложениями неогена—палеогена; 4 — разломы по данным электромагнитных зондирований; 5 — пункты электромагнитных зондирований; 6 — электропроводящий горизонт; 7 — величина удельного сопротивления, Ом·м

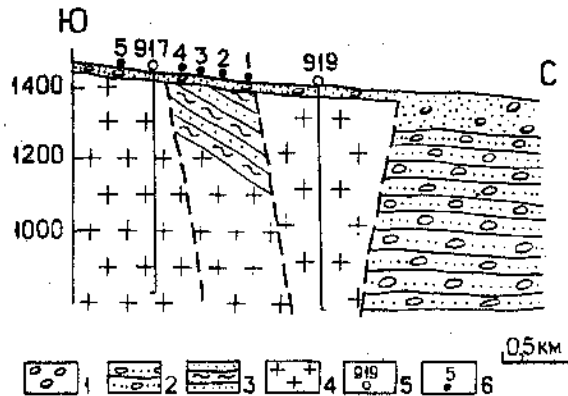


Рис. 30. Геолого-геофизический разрез IV—IV по данным ВЭЗ

1 — высокоомные четвертичные отложения; 2 — низкоомные четвертичные отложения; 3 — низкоомные отложения палеогена; 4 — высокоомные интрузивные породы; 5 — скважины; 6 — пункты ВЭЗ

Таким образом, разрез III—III свидетельствует о том, что приповерхностный проводящий горизонт, по-видимому, представлен низкоомными отложениями $N—Pg$.

На разрезе III—III показано предполагаемое положение верхнего корового проводящего горизонта. Кровля его, скорее всего, имеет достаточно сложное блоковое строение, в целом конформное поведению кровли приповерхностного проводящего горизонта. Выделяются приподнятые блоки вблизи пунктов 3 и 67—70. Сопротивление этого горизонта меняется, судя по всему, в широких пределах. В частности, в районе пункта 3 оно достигает 325 Ом·м.

Высокоомная вставка между приповерхностным и верхним проводящими горизонтами наиболее отчетливо выделяется на восточном фланге профиля, в районе пунктов 52, 53. На западном фланге минимумы кривых ЧЗ затянуты, что свидетельствует о сближении этих горизонтов.

Таким образом, в той части Бишкекского полигона, где ведутся режимные электромагнитные зондирования, в верхней части земной коры выделяются два проводящих горизонта. Они образуют антиклинальную структуру, совпадающую с Центральной сейсмогенерирующей зоной. Естественно было предположить, что проводящие горизонты играют существенную роль в пространственном распределении землетрясений и соответственно в развитии сейсмических процессов на Бишкекском полигоне.

В связи с этим была предпринята попытка совместить геоэлектрические разрезы с сейсмическими. При этом положение разреза II—II было изменено так, чтобы он пересек Кочкорскую сейсмогенерирующую зону. Положение его в плане см. на рис. 5.

На разрезах II—II и III—III в виде изолиний показано количество землетрясений с $K \geq 4$, происшедших в 1967—1989 гг. в вертикальных слоях толщиной 20 км, средним сечением которых являются соответственно плоскости разрезов II—II и III—III (рис. 31). На этих разрезах также в генерализованном виде изображено предполагаемое строение нижней части разреза по данным МТЗ.

Как видно из рис. 31, Центральная и Кочкорская сейсмогенерирующие зоны пространственно совпали с блоками, в которых зафиксированы верхние электропроводящие горизонты. При этом субгоризонтальные области Центральной и Кочкорской сейсмогенерирующих зон пространственно совпадают с этими проводящими горизонтами.

Северной границей сейсмогенерирующих зон являются блоки высокоомных пород. Вдоль них формируются субвертикальные области сейсмогенерирующих зон, которые погружаются на глубину до 25 км. Эти субвертикальные области по аналогии с субгоризонтальными также, по-видимому, характеризуются повышенной электропроводностью. В пользу этого свидетельствует факт понижения сопротивления в пунктах 5 и 32—71 по сравнению с более южными пунктами на разрезе II—II (см. рис. 28).

Таким образом, пространственное расположение сейсмогенерирующих областей на Бишкекском полигоне определяется наличием субгоризонтальных электропроводящих горизонтов, а также субвертикальных проводящих горизонтов, границей которых являются блоки высокоомных пород — своеобразные уюры.

Как субвертикальные, так и субгоризонтальные сейсмогенерирующие области, возможно, имеют связь с нижним коровым проводящим горизонтом, которая осуществляется по взбросам для первых и по надвигам для вторых. Можно предполагать, что развитие сейсмических процессов в сейсмогенерирующих зонах определяется взаимодействием нижнего корового проводящего горизонта и выше лежащей части земной коры.

Разрез III—III находится в основном в зоне сочленения субгоризонтальной и субвертикальных областей Центральной сейсмогенерирующей зоны, поэтому в его пределах эпицентры погружены на значительные глубины. Подошва верхнего проводящего горизонта предположительно совмещена нами с нижней границей сейсмически активной области. Верхняя граница сейсмогенерирующей области по разрезу III—III также имеет антиклинальное строение.

Разрезы, приведенные на рис. 31, свидетельствуют о том, что пространственная картина сейсмичности на полигоне неразрывно связана с особенностями его строения. Основную роль в этом плане играют положение электропроводящих областей и их взаимоотношения с высокоомными вертикальными блоками. Сейсмогенерирующими являются области повышенной электропроводности. Судя по всему, это ослабленные зоны тектонического происхождения.

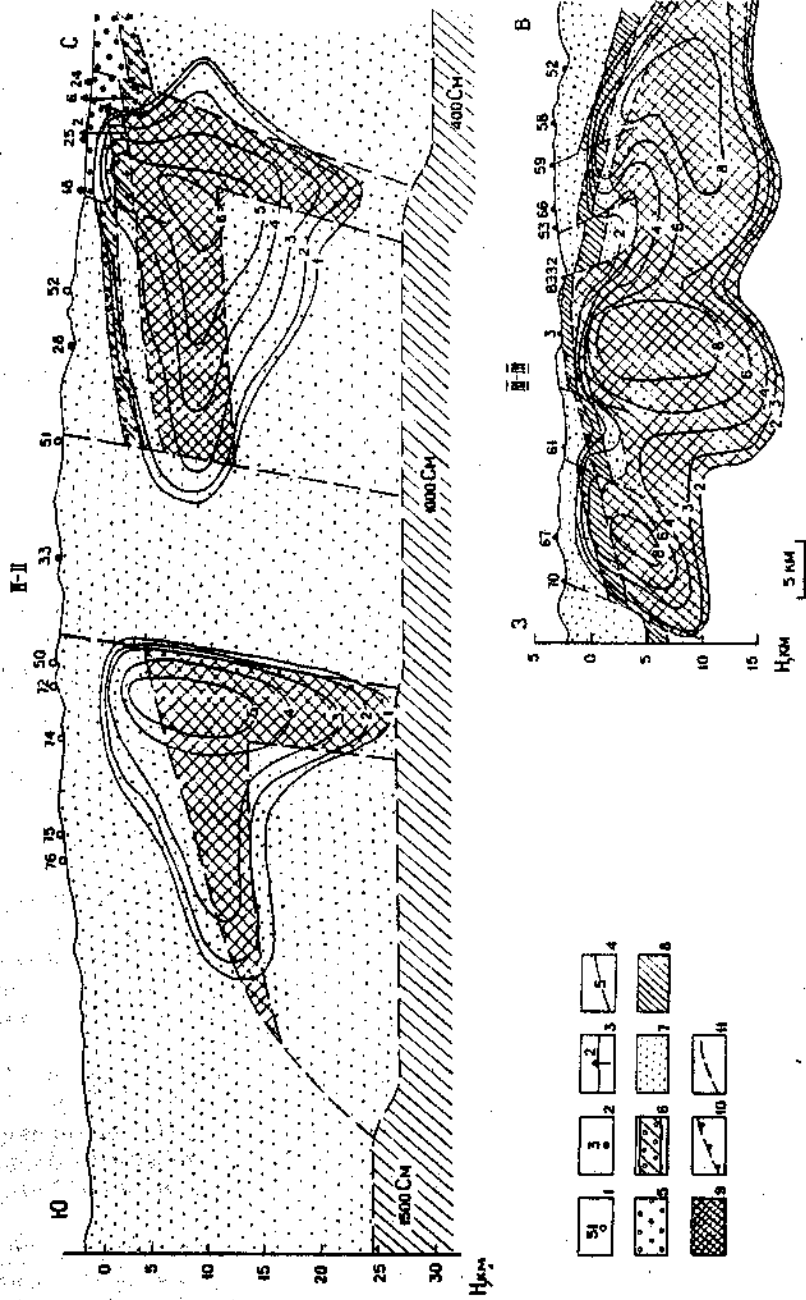


Рис. 31. Схематические геоелектрические разрезы по линиям П-П и П-П-П
 1 — пункты детализированных электромагнитных зондирований; 2 — пункты повторных электромагнитных зондирований; 3 — скважины; 4 — изолинии плотности землетрясений с $K \geq 4$ за 1967—1989 гг.; 5 — высокоомные отложения Чуйской впадины; 6 — низкоомные неоген-палеогеновые отложения; 7 — высокоомный фундамент; 8 — нижний коровый электропроводящий горизонт; 9 — сейсмогенерирующий коровый электропроводящий горизонт; 10 — края приповерхностного электропроводящего горизонта; 11 — предположаемые глубинные разломы по электромагнитным данным

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ
ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

В настоящей главе дается анализ пространственно-временных особенностей изменений сопротивления среды на Бишкекском полигоне по данным повторных глубинных электромагнитных зондирований как отражения развития деформационных процессов. Основным иллюстративным материалом, характеризующим временные изменения сопротивления, являются графики изменений ρ_x , а также временные разрезы изменений ρ_x в зависимости от частоты или времени становления.

Прежде чем приступить к такому анализу, остановимся на вопросе связи вариаций сопротивления с деформациями. Лабораторными и полевыми работами показано, что электросопротивление может являться весьма чувствительным параметром, реагирующим на изменение напряженного состояния пород [17, 81, 82]. В нашем случае в качестве критерия связи вариаций сопротивления с деформационными процессами используются данные о пространственно-временных особенностях развития сейсмичности, а также материалы прямых деформационных измерений, в том числе светодальномерных наблюдений.

Светодальномерные наблюдения производились в центральной части полигона (рис. 32). В настоящей главе мы не останавливаемся на детальном анализе этих материалов. Отметим только, что в рядах вариаций длин светодальномерных линий, как правило, проявляются те же особенности, что и во временных рядах ρ_x . В качестве примера на рис. 33 приведены графики изменений относительной длины светодальномерной линии I в сравнении с изменениями сопротивления по данным повторных частотных зондирований в пунктах 3 и 1. Поскольку изменения длин светодальномерных линий отражают деформационные процессы, можно предполагать, что изменения сопротивления, подобные вариациям ΔL светодальномерных линий, также несут в себе информацию об этих процессах. Это предположение иллюстрируется рис. 33, из которого видно, что скачок деформаций, наблюдавшийся в 1987 г., проявился в резком изменении длины линии I и сопровождался изменением ρ_x в пунктах 3 и 1. Деформационные процессы в объеме среды имеют весьма сложный характер: скачок деформаций в пункте 3 сопровождался повышением, а в пункте 1 — понижением ρ_x . Это свидетельствует о том, что в пунктах 3 и 1 деформационный скачок 1987 г. носил разнонаправленный характер: в одном, по-видимому, в форме сжатия, в другом — растяжения.

О пространственной сложности деформационных процессов свидетельствуют результаты измерений ρ_x в пункте 3, приведенные в виде графиков изменений ρ_x на разных частотах на рис. 34. Здесь же приведены графики изменений деформаций в штольне геофизической обсерватории Института сейсмологии АН Кыргызстана, расположенной вблизи пункта 3. Измерения производились кварцевым деформографом [83]. Скачок деформаций в марте—апреле 1987 г. сопровождался повышением сопротивления на высоких частотах. С понижением частоты, т.е. с повышением глубины зондирования, амплитуда скачка сопротивления понижалась, и на частоте 0,1 Гц скачок отсутствует. Таким образом, аномалия деформации, зафиксированная в штольне, захватила лишь верхнюю часть разреза. Она не сопровождалась какой-либо активизацией сейсмичности. Налицо один из случаев, часто встречающихся в практике прогностических наблюдений, когда активные инструментально зафиксированные деформации не сопровождалась землетрясениями. Вместе с тем в июне—июле 1986 г. на частотах 0,1—2 Гц (что примерно соответствует глубине около 5 км) наблюдалось

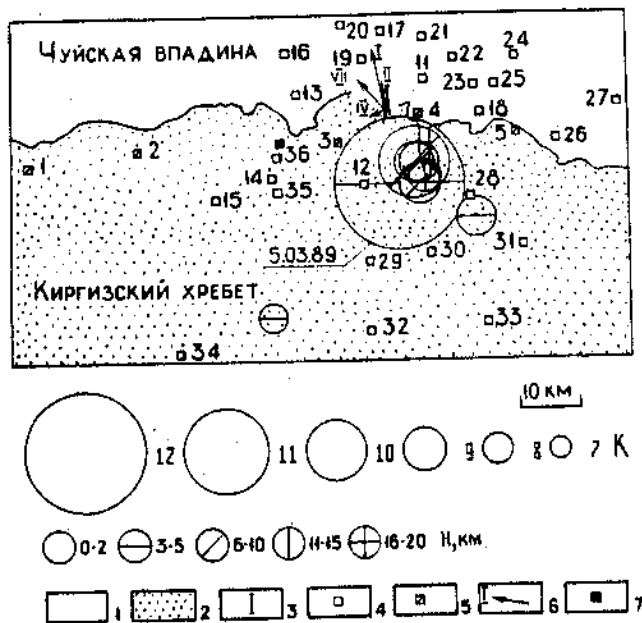


Рис. 32. Схема сети геофизических наблюдений на Бишкекском полигоне

1 — мезозойско-кайнозойские отложения Чуйской впадины; 2 — выходы докембрийского основания на дневную поверхность; 3 — питающий диполь; 4 — пункты повторных электромагнитных зондирований; 5 — комплексные стационарные приемные станции; 6 — линии светодальномерных наблюдений; 7 — геофизическая обсерватория Института сейсмологии АН Кыргызстана. Кружками показаны эпицентры землетрясений февраля—марта 1989 г.

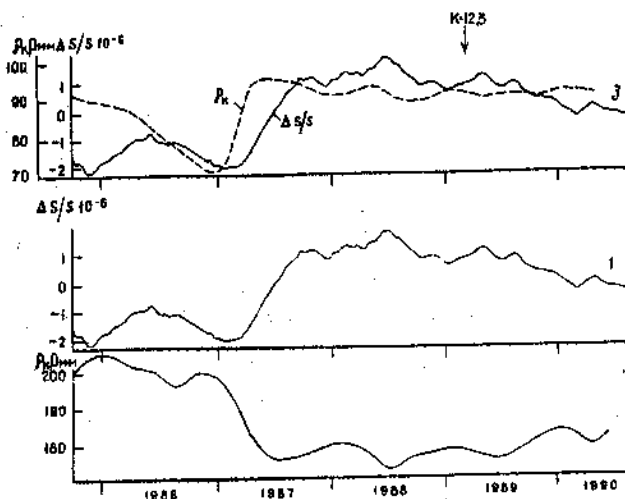


Рис. 33. Вариации относительной длины $\Delta S/S$ линии 1 и кажущегося сопротивления в пункте 3 на частоте 4 Гц и в пункте 1 на частоте 0,5 Гц после сглаживания низкочастотным фильтром с окном 200 дней

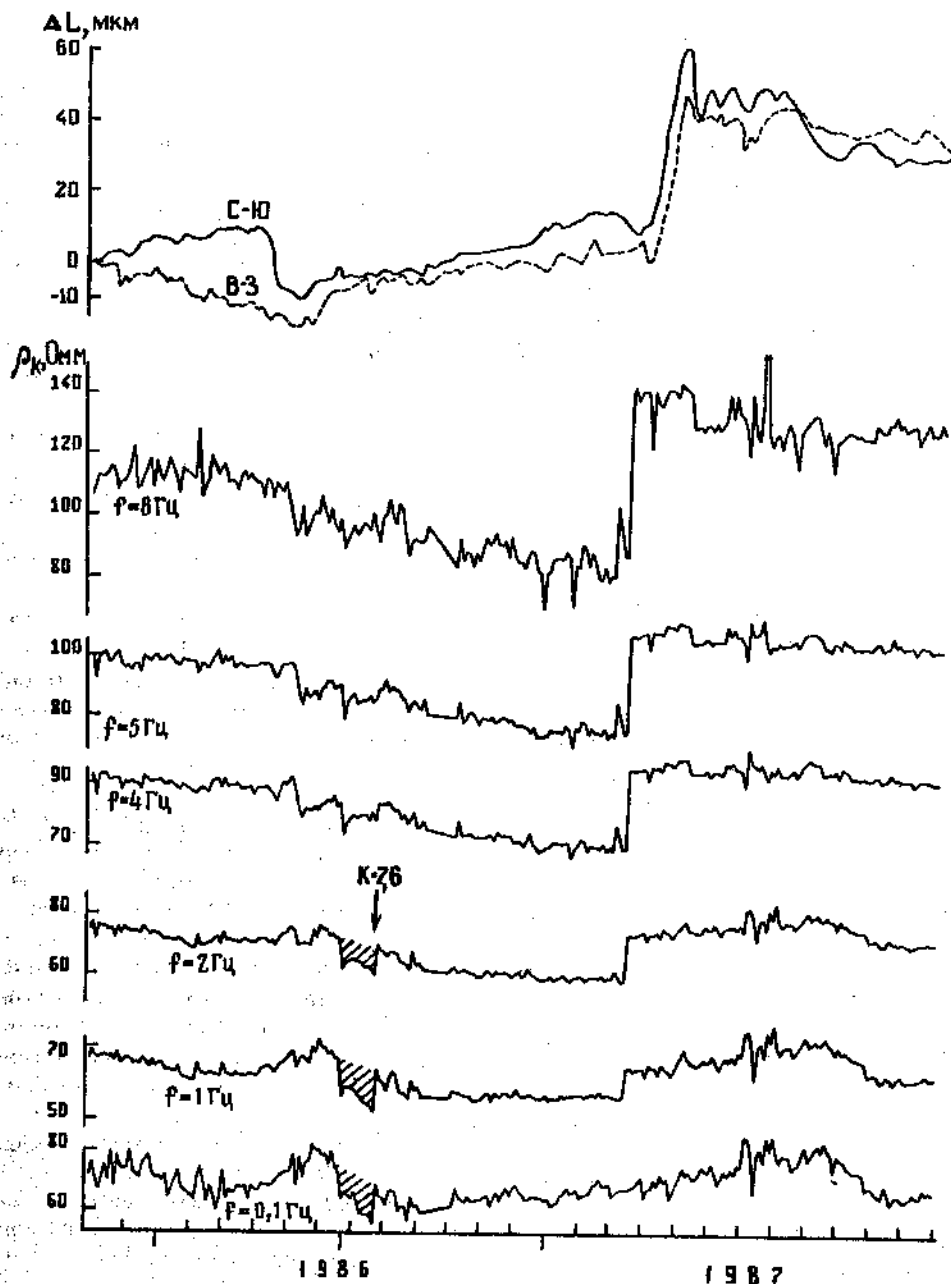


Рис. 34. Графики изменений деформаций в геофизической обсерватории Института сейсмологии АИ Кыргызстана и кажущегося сопротивления по данным повторных частотных зондирований в пункте 3

кратковременное понижение ρ_k , предшествующее землетрясению с $K = 7,6$, эпицентр которого располагался вблизи пункта 3. На графиках ΔL он не получил отражения.

Данные, приведённые на рис. 34, свидетельствуют не только о пространственной сложности деформационных процессов, но и о недостаточной эффективности малоглубинных методов исследований и, напротив, о существенных преимуществах

электромагнитных зондирований на переменном токе при изучении деформационных процессов на больших глубинах.

Как уже отмечалось выше, Бишкекский полигон в течение длительного времени находился в стадии относительного сейсмического затишья. Максимальный энергетический класс местных землетрясений не превышал 10. 5 марта 1989 г. здесь впервые за весь период электромагнитных наблюдений произошло землетрясение с $K = 12,3$. В результате представилась весьма благоприятная возможность оценить пространственно-временные особенности развития вариаций сопротивления, как предшествующих этому событию, так и сопровождающих его, и, кроме того, сравнить поведение кривых для этого времени с таковым в отсутствие столь сильного землетрясения.

Ниже сделан анализ основных закономерностей этого процесса. В основу анализа вариаций сопротивления, предшествующих и сопутствующих землетрясению с $K = 12,3$, положены следующие принципы:

- 1) в рассмотрение вводились только те пункты наблюдений, в которых вариации ρ_k в этот период превышали погрешность измерения в 2 раза и более;
- 2) рассматривались только те вариации ρ_k , которые выделялись не менее чем тремя точками на временных рядах;
- 3) для анализа и сопоставления с временными рядами выбирались землетрясения с $K \geq 7,6$, считающиеся кондиционными в пределах полигона.

Землетрясению с $K = 12,3$ предшествовало несколько более слабых толчков, в том числе один с $K = 10,5$ 24 февраля. Все землетрясения расположены компактно, что позволяет выделять одну эпицентральною область (см. рис. 32). Эпицентральною областью окружена большим числом пунктов повторных зондирований — редкий случай в практике прогностических исследований. Вариации сопротивления, удовлетворяющие вышеуказанным требованиям, зафиксированы лишь в ряде из них. Основное внимание будет сконцентрировано именно в этих пунктах.

Прежде всего необходимо отметить, что за пределами зоны радиусом 20 км от эпицентра ни одна точка наблюдения не дала аномальных эффектов по всему разрезу. По характеру изменений сопротивления выделяются две аномальные зоны. Их положение показано на рис. 35. В первую входят пункты 5, 4, 10, 20, во вторую — 14, 35, 29. Для них характерно понижение сопротивления пород перед землетрясением с $K = 12,3$. Для иллюстрации особенностей вариаций ρ_k в первой зоне как типовые приведены данные по пункту 5. Это самый восточный пункт в первой зоне, и расположен он в пределах выхода докембрийского фундамента на дневную поверхность в зоне сочленения субвертикальной и субгоризонтальной сейсмогенерирующих областей (см. рис. 31). Сейсмогенерирующим здесь является практически весь разрез, что отразилось на вариациях сопротивления.

Геоэлектрический разрез в пункте 5 приведен на рис. 36. Верхняя часть разреза до глубины 5,7 км представлена относительно высокоомными ($\rho = 85$ Ом·м) отложениями. Далее, до глубины 11,4 км, залегает коровый проводник с сопротивлением около 14 Ом·м. Ниже следуют высокоомные породы. На этом рисунке приведены кривые $\rho_k(\omega)$ и $\rho_k(\tau)$. Кривая $\rho_k(\tau)$ более чувствительна к проводящему горизонту. На ней выделяются как кровля, так и подошва этого горизонта. На рис. 36 приведены также графики изменений кажущегося сопротивления по данным повторных ЧЗ после сглаживания фильтром Поттера с окном 200 дней в целях выделения низкочастотных особенностей вариаций ρ_k .

Графики изменений $\rho_k(\omega)$ на частотах 2—10 Гц соответствуют верхнему высокоомному горизонту, а на частотах 0,25—0,5 Гц — подстилающему проводящему горизонту. В начале 1988 г. зафиксирован еще один минимум значений ρ_k , который совпал с землетрясением с $K = 8,6$. В первой половине 1989 г. произошёл существенное (до 20%) понижение ρ_k на частотах 2—10 Гц. По времени эти изменения

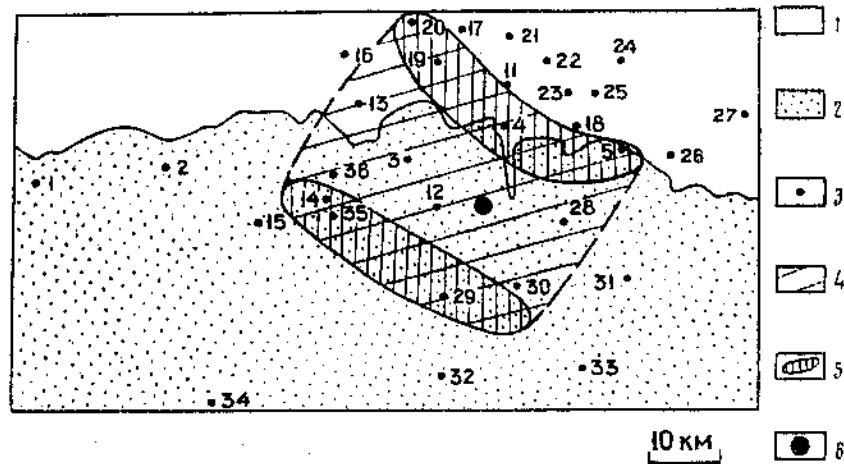


Рис. 35. Положение аномалий электросопротивления, сформировавшихся за 1,2—2 месяца до землетрясения с $K = 12,3$ 5 марта 1989 г.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения Чуйской впадины; 2 — выходы докембрийского основания на дневную поверхность; 3 — пункты повторных электромагнитных зондирований; 4 — зоны отрицательных изменений сопротивления; 5 — предполагаемая область аномальных изменений сопротивления; 6 — эпицентр землетрясения с $K = 12,3$ 5 марта 1989 г.

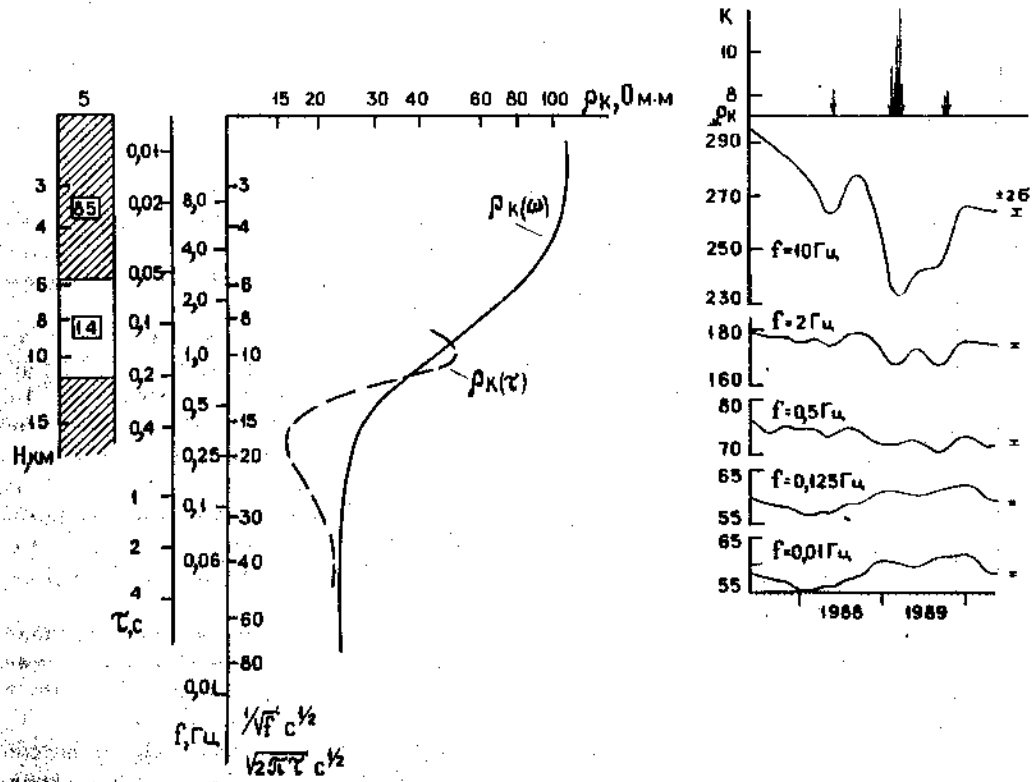


Рис. 36. Геоэлектрический разрез, кривые $\rho_K(\omega)$, $\rho_K(\tau)$ и графики изменений кажущегося сопротивления после сглаживания низкочастотным фильтром по данным повторных частотных зондирований в пункте 5. Стрелками показаны землетрясения с $K \geq 7,6$

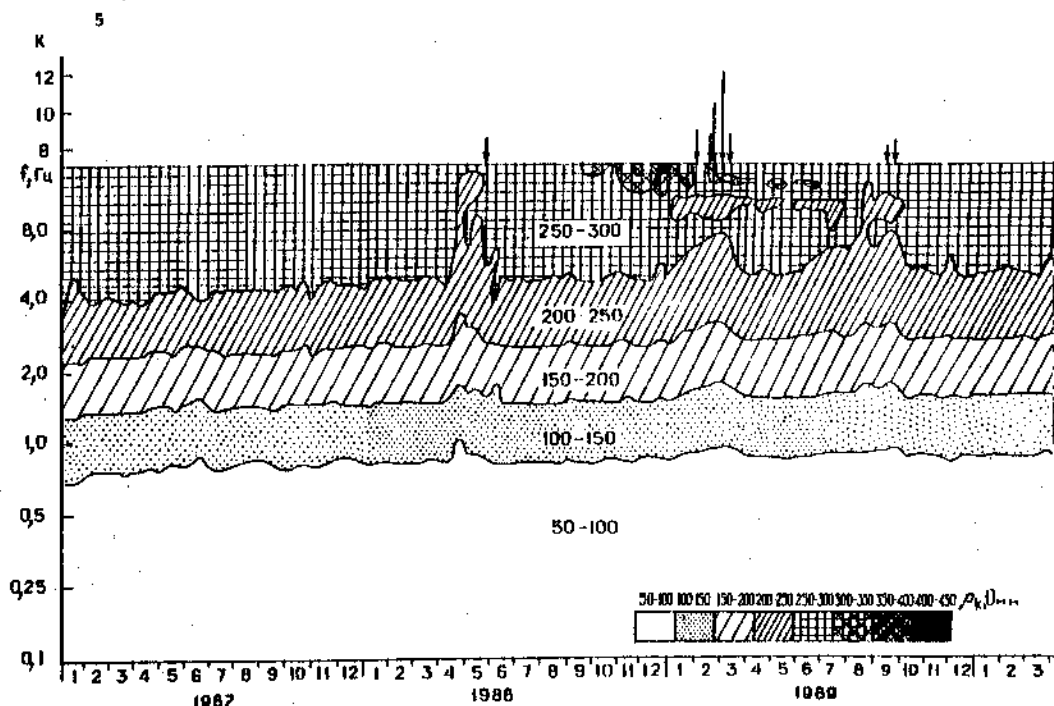


Рис. 37. Частотно-временной разрез изменений среднеседемидневных значений кажущегося сопротивления по данным повторных частотных зондирований в пункте 5. Стрелками показаны моменты землетрясений с $K \geq 7,6$

сопротивления совпали с периодами сейсмической активизации. Можно предполагать, что в 1988 г. и особенно в 1989 г. произошли изменения в напряженном состоянии пород, которые сопровождались серией землетрясений, в том числе землетрясением с $K = 12,3$ 5 марта 1989 г. В пунктах 5, 4, 19 и 20 они захватили верхнюю часть разреза на глубину до 10 км, включая коровый проводящий горизонт.

Более детальное представление о вариациях сопротивления может быть получено по временным разрезам, построенным по данным 10-дневного осреднения. Частотно-временной разрез изменений кажущегося сопротивления по данным повторных ЧЗ в этом пункте приведен на рис. 37. Верхний коровый проводник с характерными значениями ρ_x от 50 до 100 Ом·м проявился на временном разрезе на частотах 0,5—0,1 Гц. Вышележащим высокоомным породам фундамента ($\rho_x = 100—300$ Ом·м) отвечают частоты более 4 Гц. Локальные по времени изменения сопротивления зафиксированы в мае 1988 г., в феврале—марте 1989 г. и в июле—сентябре 1989 г. Локальные изменения сопротивления захватили в основном верхнюю часть разреза, соответствующую частотам 1 Гц и выше.

Остановимся на событиях февраля—марта 1989 г. Изменения сопротивления были особенно выражены на высоких частотах. В основном отмечалось понижение сопротивления, которое началось в январе, т.е. за два месяца до землетрясения с $K = 12,3$. После землетрясения значения ρ_x вернулись к исходному уровню. Процесс на частотах выше 8 Гц выглядит сложнее. Время завершения аномальных процессов различно на разных частотах: до 8 Гц — около 10 дней, более 8 Гц — пять месяцев, т.е. аномальные явления наблюдались до июля. Длительность этого процесса была различной на разных пунктах и глубинах.

На рис. 37 хорошо видно, что изменения ρ_x перед землетрясением с $K = 12,3$ яв.

существенно отличаются от других периодов времени. На рис. 38 приведен еще более детальный частотно-временной разрез изменений сопротивления за период с декабря 1988 г. по март 1989 г. Понижение ρ_k началось уже во второй половине декабря, достигло максимальных по амплитуде значений в феврале, и после 5 марта в течение 10 дней ρ_k вернулось к исходному уровню. Характерной особенностью является наличие локальной области понижения сопротивления на частотах 9—10 Гц. На высоких частотах (8—10 Гц) проявилась одна весьма важная особенность — зависимость амплитуды вариаций от класса землетрясений (см. рис. 36). Если на частотах $f \leq 4$ Гц амплитуда вариаций сопротивления примерно одинакова для землетрясений с $K = 8,6$ (май 1988 г.), $K = 12,3$ (март 1989 г.) и $K = 7,9$ (сентябрь 1989 г.), то на частоте 10 Гц изменения сопротивления перед землетрясением с $K = 12,3$ по амплитуде существенно выше по сравнению с другими периодами и достигают 20%.

В январе—марте 1989 г. на территории полигона выпадали обильные осадки, и естественно было предположить, что изменения сопротивления могли быть связаны с гидрометеорологическими факторами. Возникает также и второй вопрос: какова была сейсмичность в годы, когда изменений сопротивления, как в 1989 г., не наблюдалось? Для ответа на эти вопросы на рис. 39 приведены фрагменты временных разрезов в пункте 5 по зимним и весенним периодам 1987—1990 гг. Изменений сопротивления, как в 1989 г., зафиксировано не было, что исключает сезонную, связанную с гидрометеорологическими причинами природу аномальных изменений сопротивления в феврале—марте 1989 г.

На рис. 39 приведены также схемы эпицентров землетрясений. За исключением 1989 г., каких-либо крупных землетрясений на этой территории не наблюдалось, что, скорее всего, свидетельствует о деформационной природе аномальных изменений сопротивления 1989 г. в пункте 5.

Как уже отмечалось (см. рис. 37), аномальные изменения сопротивления в пункте 5 зафиксированы в мае 1988 г. и в июле—сентябре 1989 г. Рассмотрим более подробно эти периоды.

На рис. 40 приведены фрагменты частотно-временных разрезов, включающие май 1987 г., май 1988 г. и май 1989 г. 26 мая 1988 г. в районе питающего диполя произошло землетрясение с $K = 8,6$. Аномальные изменения сопротивления в мае 1988 г. предшествовали этому землетрясению. В 1987 и 1989 гг. эти периоды были спокойными в сейсмическом отношении, соответственно изменения ρ_k находились в пределах погрешности измерений. Следовательно, изменения сопротивления в мае 1988 г. отразили деформационные процессы, сопровождающиеся землетрясением с $K = 8,6$ (26 мая 1988 г.). Длительность этих процессов была меньше, чем в январе—марте 1989 г., когда произошло землетрясение с $K = 12,3$, и они носят более простой характер. Кроме того, как видно из рис. 36, на высоких частотах амплитуда ρ_k меньше.

На рис. 41 приведены фрагменты временных разрезов по осенним сезонам 1987—1989 гг. В пункте 5 были зафиксированы аномальные изменения ρ_k в июне—сентябре 1989 г. Их характер подобен вариациям сопротивления в январе—марте 1989 г. На низких частотах амплитуды вариаций ρ_k для этих двух периодов года соизмеримы, однако на высоких частотах амплитуда вариаций в июне—сентябре ниже, чем в январе—марте (см. рис. 36).

В сейсмическом отношении осень 1989 г. отличалась относительно повышенной активностью, выразившейся в серии слабых землетрясений, при этом относительно сильные землетрясения ($K = 8,5$) расположены к западу от питающего диполя. Осенние периоды 1987 и 1988 гг. отличались сейсмическим затишьем, вариации сопротивления находились в пределах ошибок.

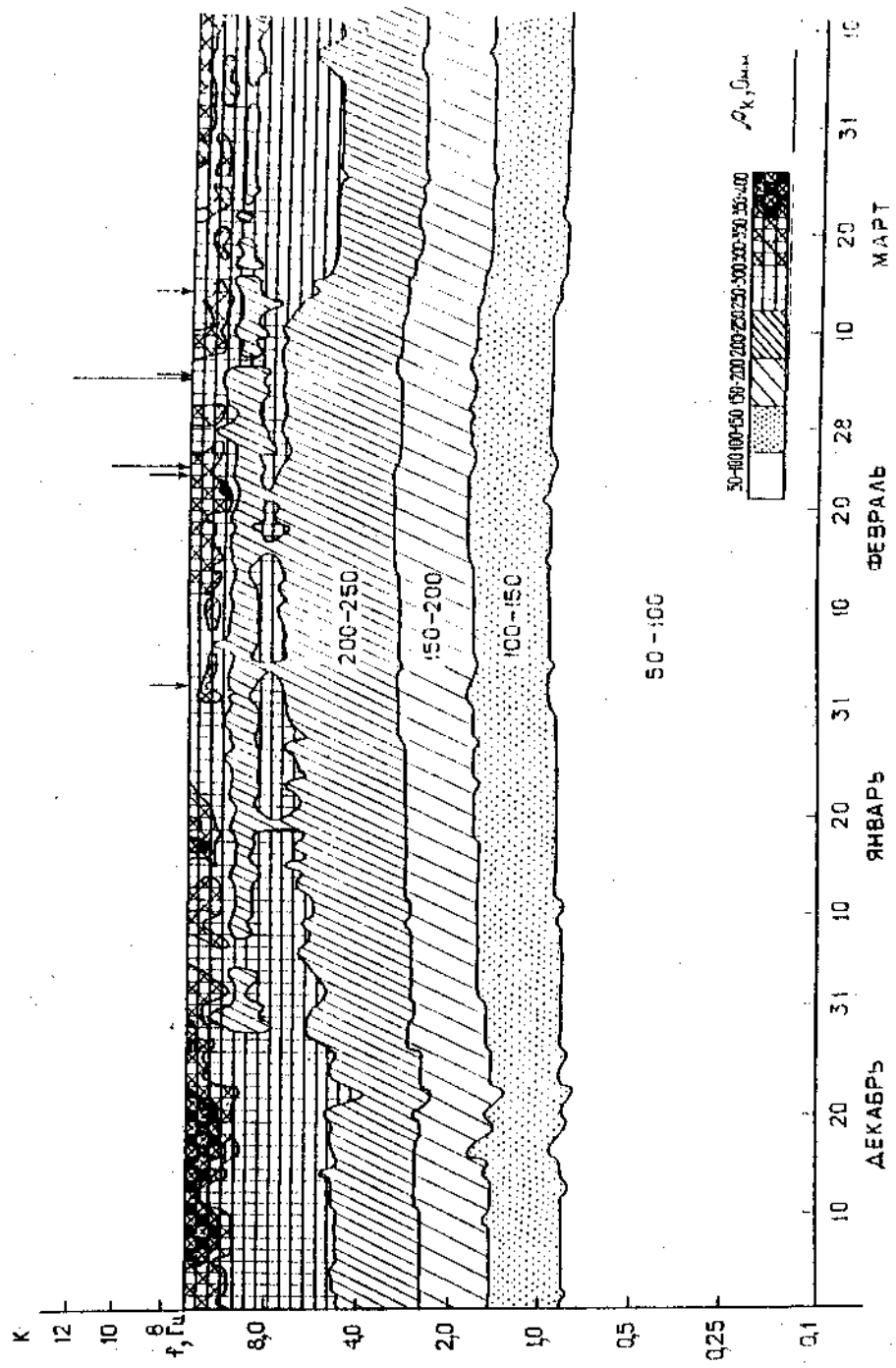


Рис. 38. Частотно-временной разрез измененный кажущийся коэффициент сопротивления по данным ежедневных повторных частотных зондирований в пункте 5

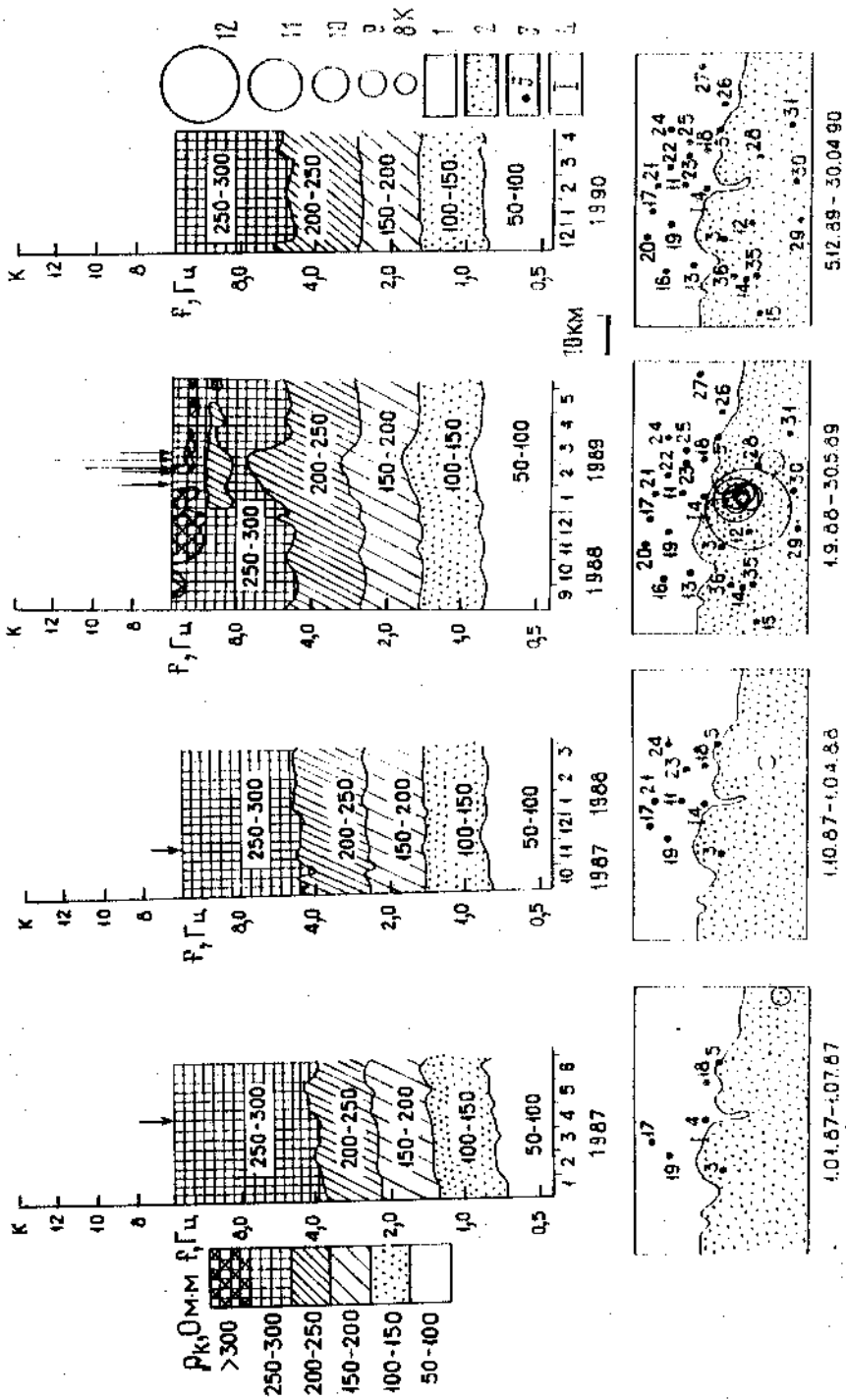


Рис. 39. Фрагменты частотно-временных разрезов по данным повторных ЧЗ в пункте 5 и схемы эллипсов землетрясений по зимним и весенним периодам 1987—1990 гг.

Стрелками показаны моменты землетрясений с $K \geq 7,5$, кружками — эллипсы землетрясений; — мезозойско-кайнозойские отложения Чукотской анклава; 2 — выходы докембрийского основания на дневную поверхность; 3 — пункты повторных электромагнитных зондирований; 4 — питающий диоломь

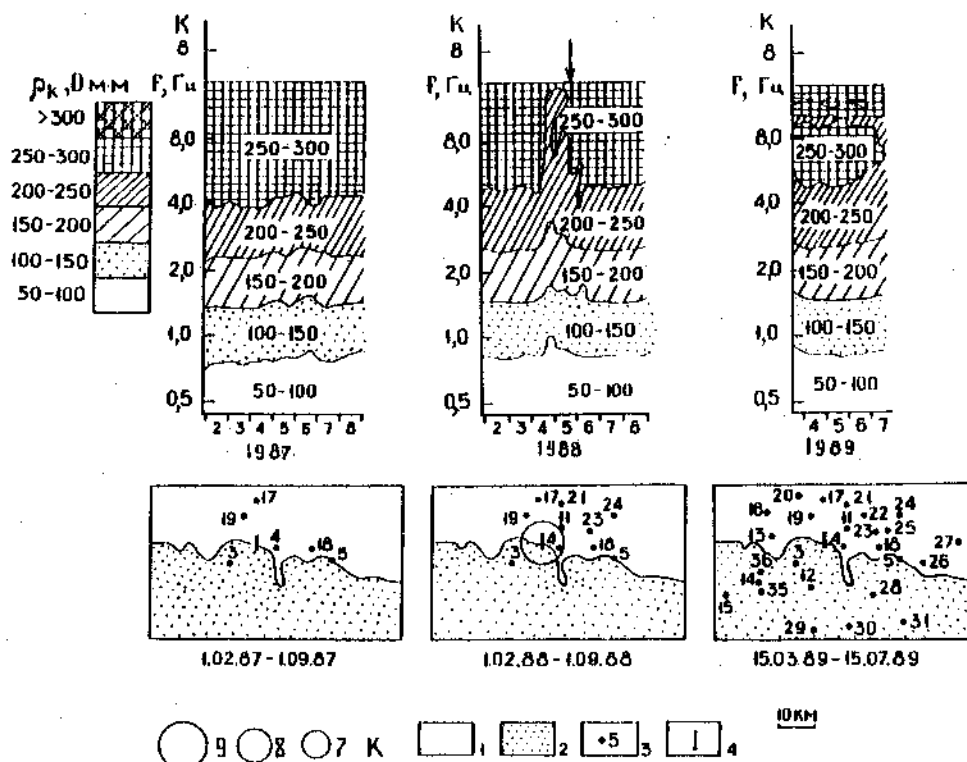


Рис. 40. То же, что на рис. 39, но по весенним периодам 1987—1989 гг.

Таким образом, особенностью изменения сопротивления в пунктах 5, 4, 19, 20 является активное понижение сопротивления пород фундамента перед землетрясением с $K = 12,3$ (5 марта 1989 г.). Оно началось за 2—2,5 месяца до этого землетрясения. После землетрясения в течение марта значения ρ_k вернулись к исходному уровню. Эти изменения сопротивления происходили на участке 35×25 км, вытянутом в северо-западном направлении (см. рис. 35).

Ощутимые изменения сопротивления в пунктах 5, 4, 19, 20 наблюдались всегда в периоды местной сейсмической активизации. Поэтому можно предполагать, что они отражали развитие деформационных процессов, следствием которых явились эти землетрясения. Вариации сопротивления носили сложный пространственно-временной характер. На отдельных пунктах максимальные по амплитуде изменения сопротивления предшествовали наиболее сильным землетрясениям этих периодов, на высоких частотах наблюдалась зависимость амплитуды вариаций ρ_k от силы землетрясения. Во всяком случае, максимальные по амплитуде изменения отмечались перед землетрясением с $K = 12,3$ (5 марта 1989 г.). Перед этим землетрясением пространственно-временной характер вариаций сопротивления был наиболее сложным. Если рассматривать все точки наблюдения в первой зоне, то предварительно можно сделать вывод, что перед слабыми землетрясениями меньшее количество точек проявляет аномальное поведение.

Вторая аномальная зона по характеру вариаций подобна первой. В качестве примера рассмотрим пункт 35. Здесь верхний коровый проводящий горизонт залегает на глубине более 10 км (рис. 42, 43). Вариации сопротивления отражают развитие деформационных процессов в верхнем проводящем горизонте ($f < 0,25$ Гц) и в

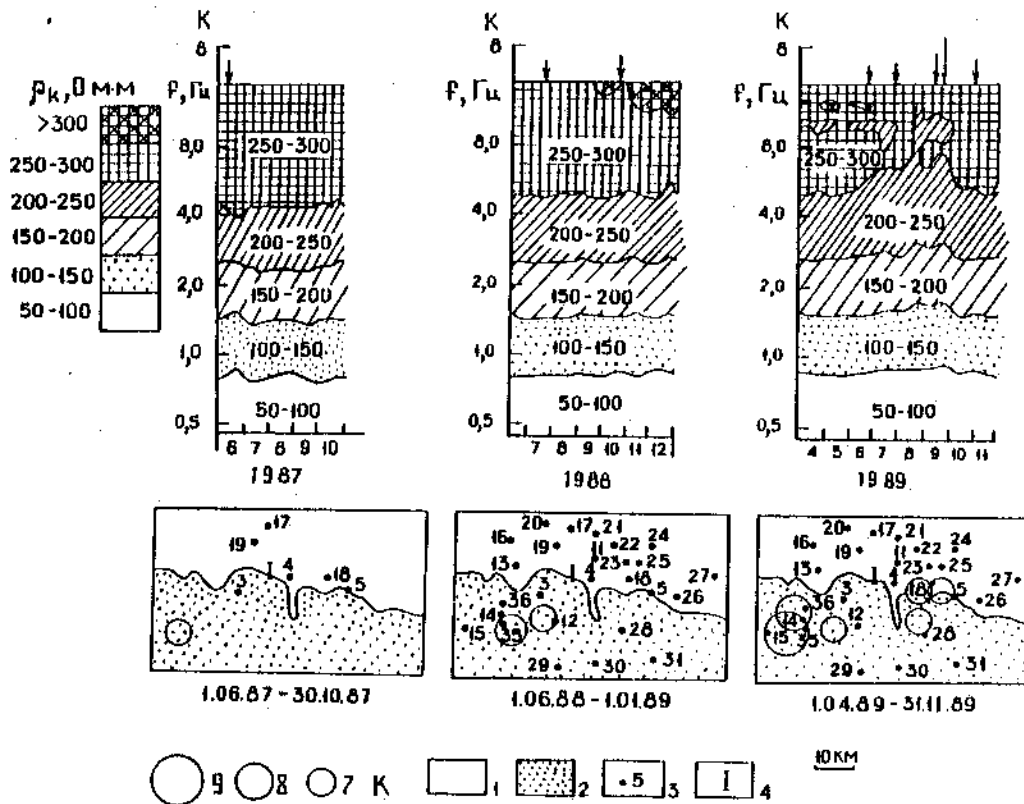


Рис. 41. То же, что на рис. 39, но по осенним периодам 1987—1989 гг.

перекрывающей высокоомной части фундамента ($f < 1-4$ Гц). Землетрясению предшествовал достаточно длинный период с понижением сопротивления пород в верхнем коровом проводящем горизонте, который в феврале захватил и перекрывающие высокоомные толщи.

Вторая зона аномальных изменений сопротивления также вытянута в северо-западном направлении, ее протяженность около 35 км.

Весьма важным становится вопрос о характере вариаций сопротивления в эпицентральной области, в пределах которой расположены пункты 25 и 28. Здесь изменений, подобных вышеописанным, не зафиксировано. В качестве примера на рис. 44 приведен частотно-временной разрез изменений ρ_k в пункте 12: Как видно из рисунка, вариации ρ_k находились в пределах погрешности. Можно было бы предполагать, что деформационные процессы в эпицентральной области были значительно ниже, чем на соседних участках, либо они носили характер, не отразившийся в вариациях сопротивления.

Очевидно, причина заключается в следующем. По данным электромагнитных зондирований, на этой территории в верхней части разреза расположен незначительный по мощности (около 1,5 км) приповерхностный проводящий слой — горизонт повышенной электропроводности (до 30 Ом·м), представленный глинами неоген—палеогена, резко ограничивший глубинность зондирований. Кроме того, глубинность зондирований в пунктах 12 и 28 ограничивается также их близостью к питающему диполю. Все это не позволило получить информацию о процессах, протекающих в сейсмогенерирующем горизонте. Поэтому можно предполагать, что и

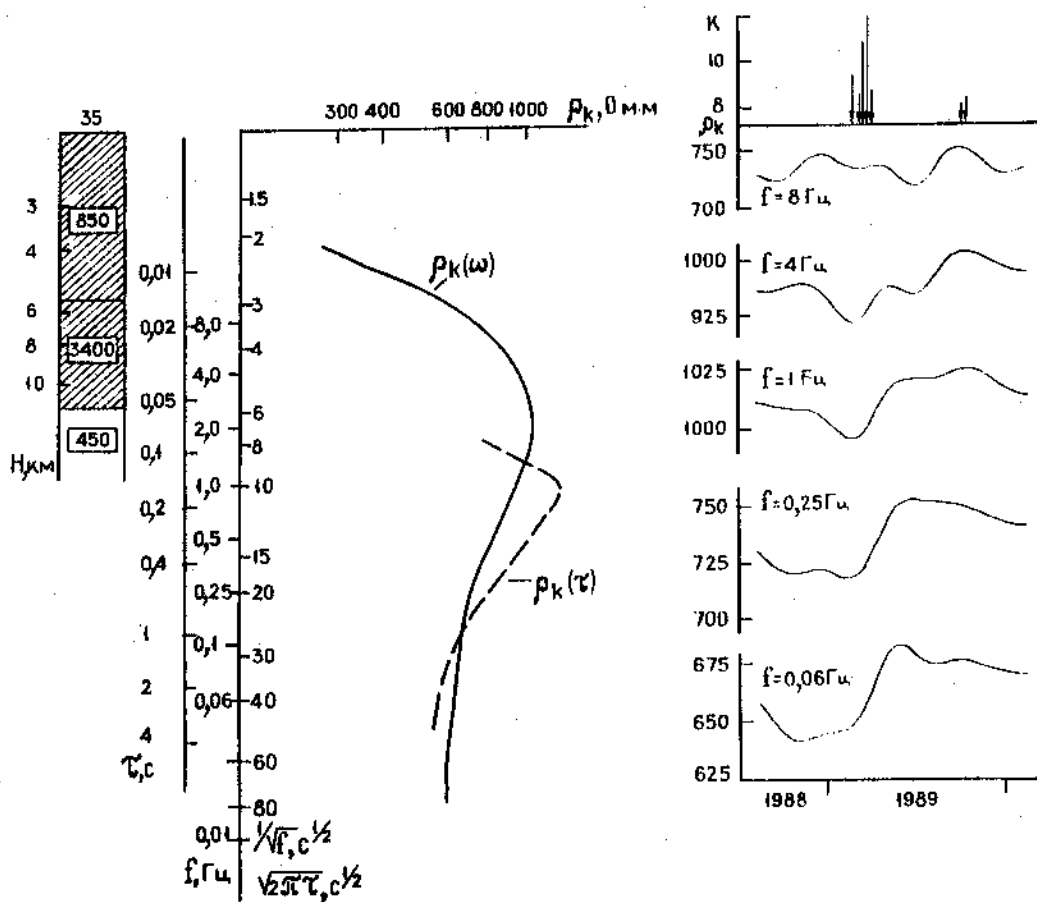


Рис. 42. Геоэлектрический разрез, кривые $\rho_k(\omega)$, $\rho_k(\tau)$ и графики изменений кажущегося сопротивления после сглаживания низкочастотным фильтром по данным повторных частотных зондирований в пункте 35. Стрелками показаны землетрясения с $K > 7,6$.

здесь происходили изменения сопротивления, подобные первой и второй аномальным зонам, т.е. аномальные изменения сопротивления, по-видимому, развивались на территории 25×35 км, в центре которой расположен эпицентр землетрясения с $K = 12,3$.

Представленные данные свидетельствуют о том, что глубинные электромагнитные зондирования позволяют следить за развитием деформационных процессов. Важно, что этим методом можно определять не только площадное распределение аномалий, но и их распределение по разрезу земной коры.

Предполагая, что в основе процесса подготовки и собственно землетрясения лежат механические процессы [1], и учитывая дискретную иерархическую модель земной коры [84], необходимо считать, что энергия, поступающая в земную кору, распределяется в ней на всех уровнях иерархии неравномерно. Такое представление обязательно приводит к выводу о сложности пространственно-временной картины аномального поля по любому геофизическому параметру. Эта картина осложняется еще и тем, что ряд геофизических параметров, измеряемых нами, может иметь неоднозначную связь с напряжением для разных сред. В частности, удельное сопротивление различных пород, судя по лабораторным работам, в процессе

35

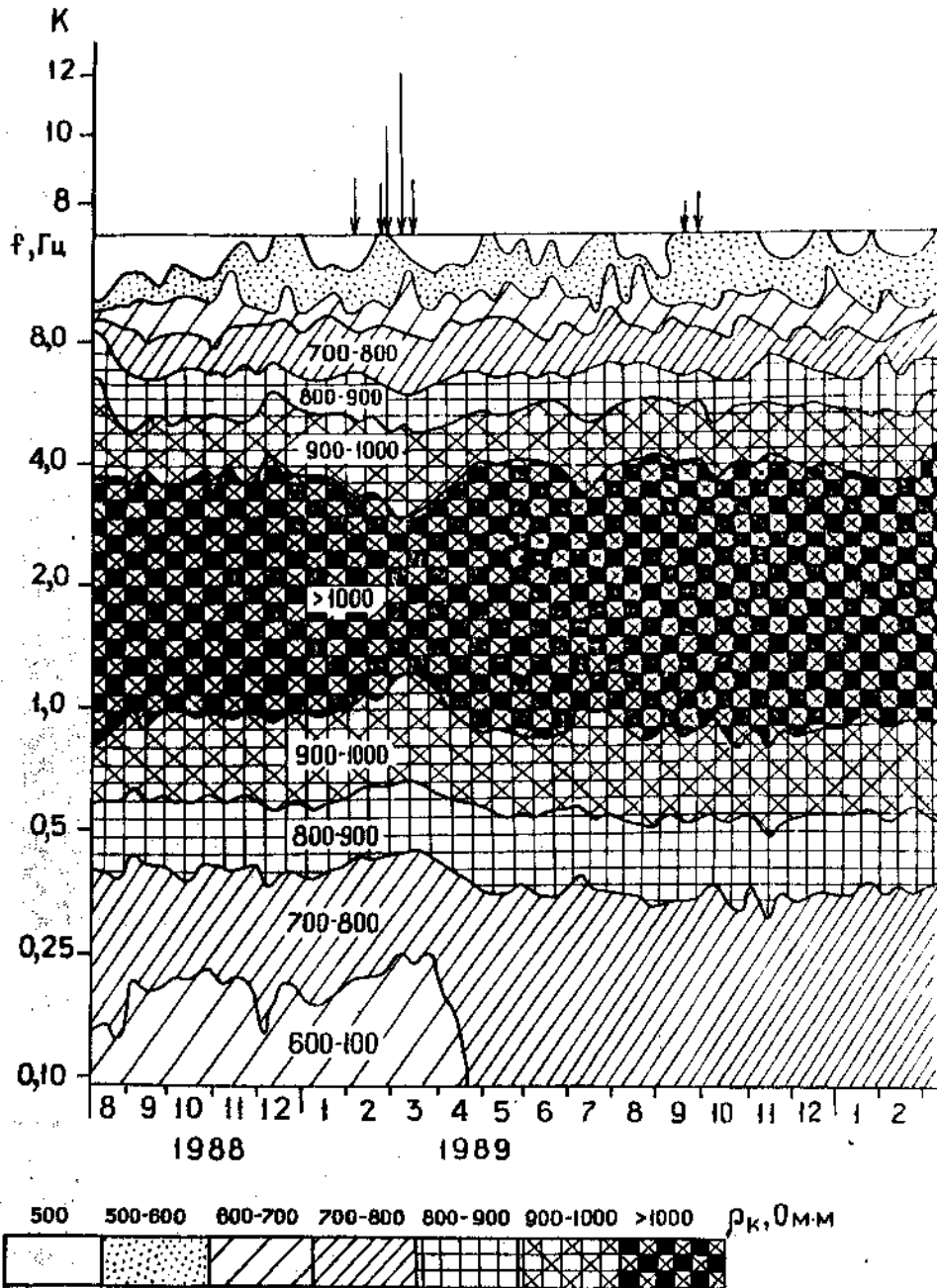


Рис. 43. Частотно-временной разрез изменений среднеседемидневных значений кажущегося сопротивления по данным повторных ЧЗ в пункте 35. Стрелками показаны землетрясения с $K \geq 7,6$

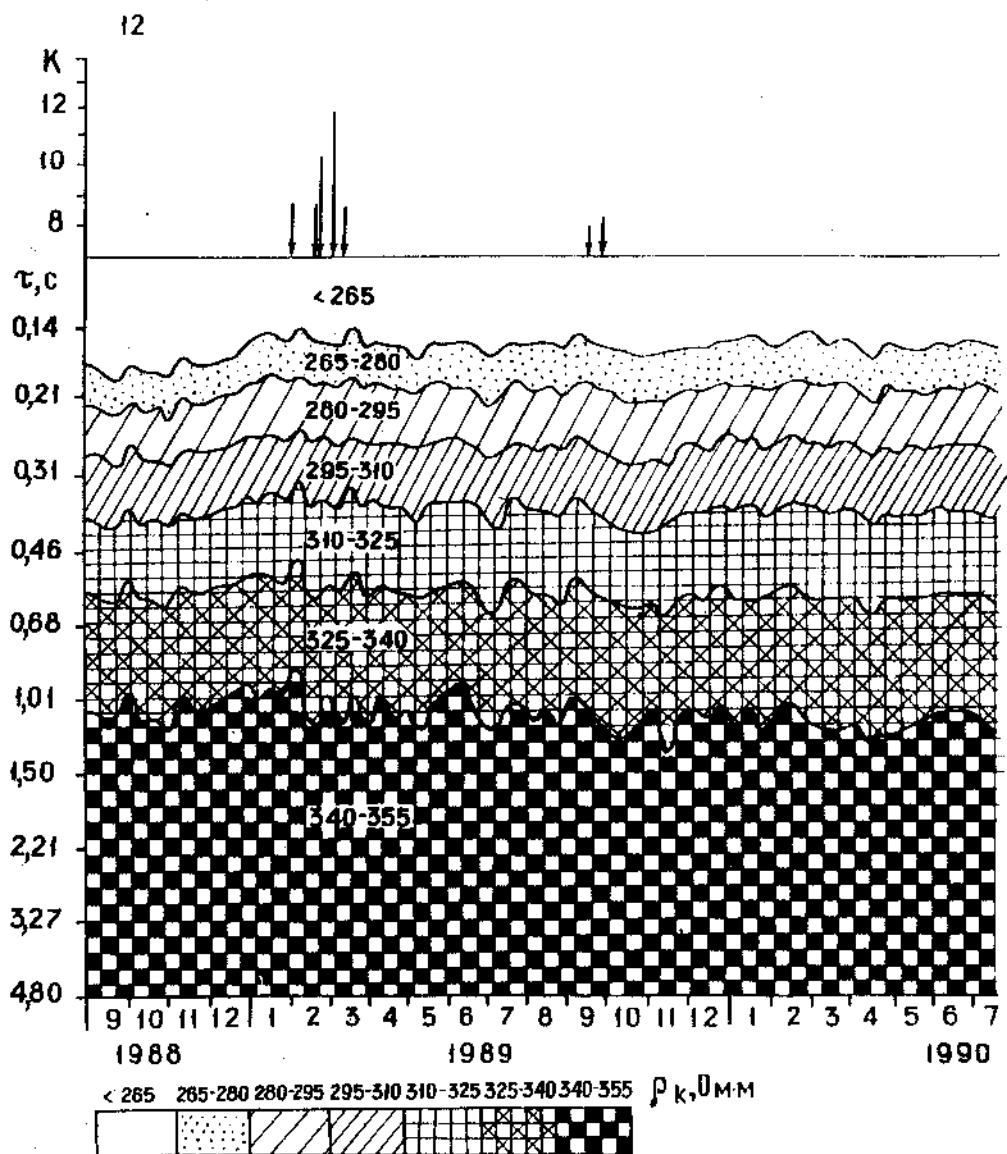


Рис. 44. Временной разрез изменений среднесуточных значений кажущегося сопротивления по данным повторных ЗС в пункте 12

нагружения образца может и уменьшаться и увеличиваться [81]. Приведенные в настоящей работе результаты наблюдений позволяют только наметить экспериментальное подтверждение такой модели накопления энергии; для ее доказательства необходима более густая сеть наблюдений. Надо полагать, что это гораздо легче сделать в том случае, когда под наблюдение попадает обширная по площади временная аномалия. Уплотнение наблюдательной сети и попытка дифференцировать маленькую по площади аномалию могут не увенчаться успехом, поскольку сам по себе метод зондирования (ЧЗ или ЗС) обладает конечной пространственной разрешающей способностью, а также вследствие реальной величины погрешности изменений.

Важным представляется тот факт, что аномальная область для землетрясения с $K = 12,3$ захватила строго ограниченную часть Центральной сейсмогенерирующей зоны. Из этого можно сделать вывод, что силы, определяющие создание упругих деформаций, проявляются дифференцированно, захватывая строго ограниченное пространство. С другой стороны, не удается установить пространственно-временные закономерности внутри аномальной области, что, возможно, указывает на единовременное воздействие напряжений на все пространство, где выявлены аномальные эффекты, и на единовременный спад этих напряжений.

Распределение аномальных проявлений по геологическому разрезу указывает либо на различную реакцию ниже- и вышележащих сред на одно и то же изменение напряженного состояния, либо на сложное распределение напряжений по разрезу.

Необходимо обратить внимание на отсутствие эффекта собственно землетрясения во временных рядах и на постепенный спад аномалий после землетрясения. С нашей точки зрения, это указывает на незначительность расхода энергии землетрясения по сравнению с общим количеством энергии, поступившим в процессе изменения напряженного состояния в объем, занятый аномальной областью. Погрешность наших наблюдений не позволяет нам заметить такие малые изменения. Постепенное уменьшение аномалий свидетельствует о снятии напряжений не землетрясением, а исчезновением причины, обусловившей создание напряжений. Не исключен вариант снятия напряжения путем пластических деформаций, но результаты геодезических наблюдений (см. гл. 10) применительно к рассматриваемому случаю это не подтверждают.

Обращаясь к сравнению пространственно-временной картины предвестников, наблюдаемых нами перед землетрясением с $K = 12,3$ и более слабыми землетрясениями, можно отметить, что пространство, охваченное аномальными эффектами, в случае слабых землетрясений значительно меньше. Отсюда можно было бы сделать вывод о функциональной связи объема, занятого аномальными проявлениями, с классом землетрясения. Однако обращает на себя внимание тот факт, что при землетрясении с $K = 12,3$ объем, с которого снимается энергия сейсмической волны, составляет не более $10-15 \text{ км}^3$ [85], тогда как объем аномальной области составляет не менее 4000 км^3 . Такое резкое несоответствие объема, вовлеченного в деформированное состояние, и объема, из которого выделилась энергия сейсмических волн, скорее указывает на случайный характер возникновения землетрясения именно такого класса. Здесь, судя по этим оценкам, мог быть допустимым и $K = 14$. Можно ожидать, что подобная аномалия в следующий раз закончится не так благополучно. Этот момент указывает на возможную вероятностную природу возникновения землетрясения определенной силы при примерно одной и той же накопленной в ближайшем пространстве энергии.

Таким образом, в моменты, когда нет аномалий, занимающих довольно осязаемое пространство, можно говорить о том, что крупного землетрясения ожидать не следует, чем и руководствовались авторы в своей работе в республиканской прогнозной комиссии. Успешный прогноз сильных землетрясений при наличии обширных аномальных областей остается проблематичным. Скорее всего, наличие таких аномальных областей является необходимым условием возникновения сильных землетрясений. В остальном же или мы не знаем достаточного условия, или процесс возникновения землетрясения является случайным как во времени, так и по силе.

Глава 8

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ МТЗ И ГМТЗ

Детальное изучение глубинного строения территории Бишкекского полигона электромагнитными зондированиями с искусственными источниками тока выявило ряд неизвестных ранее структурных элементов, играющих существенную роль в образовании сейсмогенерирующих объектов. В первую очередь это относится к коровым проводящим горизонтам, а также к некоторым особенностям их строения, определяющим сейсмичность. Естественно встал вопрос об универсальности такой тектоники для других сейсмогенерирующих зон Тянь-Шаня. Иначе говоря, возникла необходимость изучения современной геодинамики региона.

Для решения этой задачи были привлечены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) и глубинные МТЗ (ГМТЗ). Эти работы были проведены по трем профилям, пересекающим территорию Тянь-Шаня (рис. 45). Западный (Кекемеренский) профиль своей северной частью захватывает асейсмичную область Казахского щита. Достаточно детально изучены каледониды Северного Тянь-Шаня и герциниды Центрального и Южного. Южную границу этих профилей составляют Таласо-Ферганский разлом и Таримская платформа.

Все три профиля пересекают Северо-Тянь-Шаньскую сейсмогенерирующую зону, а также проходят по флангам сейсмогенерирующей зоны, выявленной в Центральном Тянь-Шане (рис. 46). Южная часть Кекемеренского профиля захватывает восточные фланги Фергано-Атойнакской сейсмогенерирующей зоны [86].

Прежде чем приступить к характеристике результатов этих исследований, представляется целесообразным привести основные данные по методике и технике МТЗ и ГМТЗ.

Изучение глубинного строения Киргизского Тянь-Шаня методом МТЗ было начато с территории Чуйской впадины. Для зондирований использовались станции ЦЭС-2 с электрическими диполями длиной 100 м. Измерение компонент магнитного поля выполнялось с помощью стандартных магнитометров и индукционных датчиков ЦЭС-2. Ориентация измерительной установки производилась вдоль и поперек основных геологических структур, в случае субширотных структур Тянь-Шаня соответственно 0 и 90°. Частотный диапазон регистрации магнитотеллурического поля (МТ-поля) составлял от 0,1 до 1400 с. Шаг зондирований по профилю — около 10 км, расстояние между профилями — около 20 км. Ориентация профилей — субмеридиональная, т.е. вкрест простирания основных структур. Опорные ГМТЗ на профилях выполнялись, начиная с 1988 г., станциями МЭВС-5 через 50–60 км с частотным диапазоном от 600 до 12000 с.

По результатам работ под Чуйской впадиной был выделен проводящий коровый слой на глубине около 30 км с проводимостью, оцениваемой значением 300 См [87]. Методика, используемая в Чуйской впадине для исследования коровой аномалии электропроводности, была удачной, и необходимость в изменениях возникла лишь при переходе в другие районы работ.

После того как были закончены измерения в Чуйской впадине, были начаты исследования методом МТЗ в горных районах Тянь-Шаня. При этом методика наблюдений МТЗ претерпела существенные изменения. На высокоомном разрезе, перекрытом лишь маломощным проводящим слоем грунта и выветренных пород, наблюдается повышенная (по отношению к магнитному полю) активность теллурического поля в высокочастотной части спектра магнитотеллурических вариаций. Поэтому в целях достижения сбалансированности вариаций электрического и магнитного полей по частотному составу был введен дополнительный активный

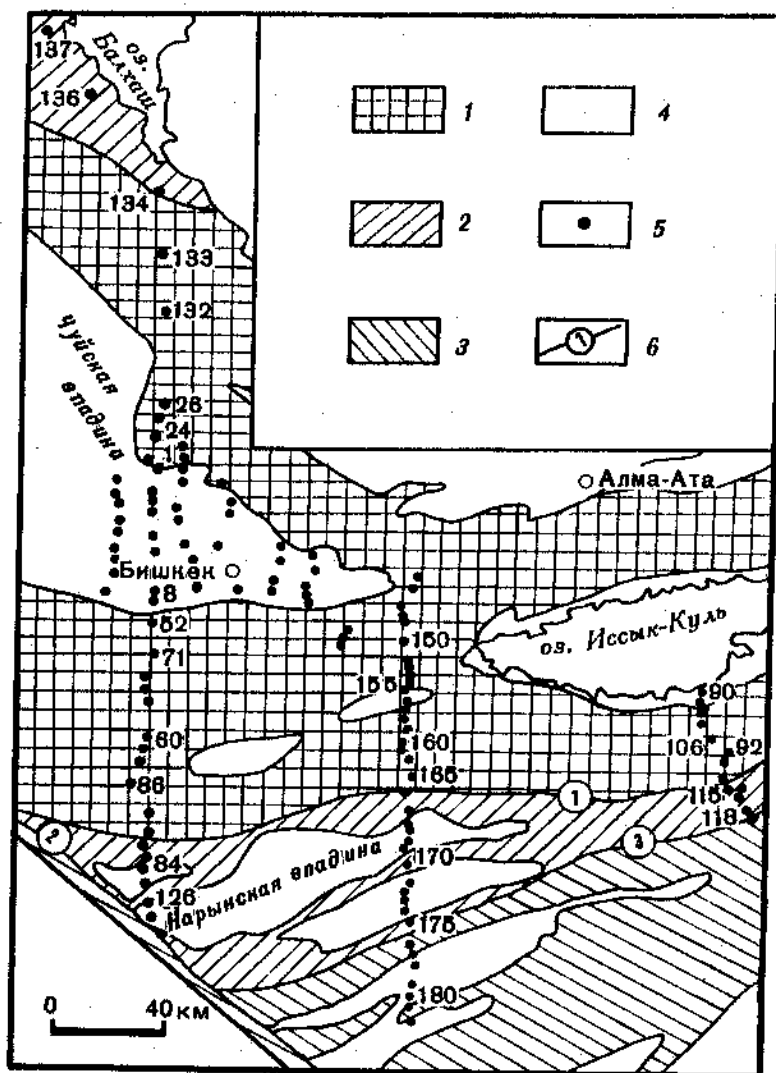


Рис. 45. Схема расположения пунктов МТЗ

1 — каледониды Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана; 2 — герциниды Среднего Тянь-Шаня и Центрального Казахстана; 3 — позднегерцинические образования Южного Тянь-Шаня; 4 — предгорные и межгорные впадины; 5 — пункты МТЗ; 6 — глубинные разломы; цифры в кружках: 1 — линия Николаева, 2 — Таласо-Ферганский разлом; 3 — Атбаши-Энльчекский разлом

фильтр частоты на электрических каналах станции ЦЭС-2. На станциях МЭВС-5 в электрических каналах устанавливались пассивные фильтры — емкости до 150 мкФ. Для подавления повышенной активности теллурического поля при выполнении тестовых записей в измерительные каналы ЦЭС-2 вводилось дополнительное ослабление сигнала.

Для оценки влияния приповерхностных неоднородностей проводились специальные опытные работы. Электрические диполи перемещались вблизи пункта наблюдения с помощью специального кондуктора на расстояние в несколько сот метров. В результате сравнения экспериментальных кривых со стандартными по пяти пунктам

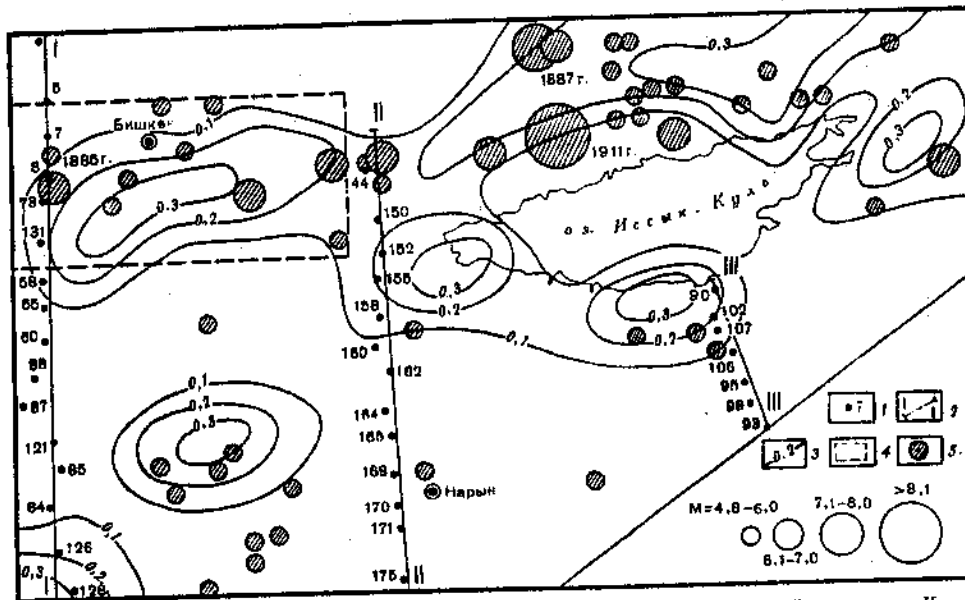


Рис. 46. Расположение Бишкекского полигона и пунктов МТЗ на карте сейсмической активности Киргизии [86]

1 — пункты МТЗ; 2 — линии геоэлектрических разрезов МТЗ; 3 — изолинии сейсмической активности A_{10} ; 4 — Бишкекский полигон; 5 — эпицентры землетрясений с $M \geq 4,8$

опытных работ получены следующие результаты: во-первых, кривые, ориентированные по соответствующим направлениям, практически конформны во всем диапазоне частот; во-вторых, наблюдается параллельное смещение кривых друг относительно друга на величину 30—50%, в то время как эффективные кривые и фазы остаются на месте (совпадают в пределах точности наблюдений). Таким образом, в случае проведения МТЗ в горных районах подтверждается необходимость статистического подхода в интерпретации данных МТЗ и использования информации по фазовым кривым.

Сложный горный рельеф (отсутствие площадок) и неразвитость сети дорог отразились на методике. Для повышения компактности измерительной установки использовались крестовые диполи длиной 50 м. Обычно линии электропередач в горной местности располагаются вдоль дорог, и в большинстве случаев уйти от них из-за узости ущелий невозможно. Поэтому для подавления помехи 50 Гц были разработаны пассивные фильтры на основе моста Вина. Они подавляют помеху 50 Гц в 150 раз и позволяют работать в пунктах, где по стандартной методике работы невозможно.

МТЗ в горных районах Тянь-Шаня также проводились с шагом зондирования по профилю около 10 км. На некоторых участках профилей после обнаружения аномалий электропроводности выполнялись детализационные работы с шагом 1,5—5 км.

Начиная с 1988 г. станциями МЭВС ИЗМИРАН-5 проводились опорные ГМТЗ по региональным профилям совместно с Воронежским государственным университетом. Они выполнялись в пунктах МТЗ с применением измерительных установок идентичных использованным на станциях ЦЭС-2, чтобы избавиться от влияния приповерхностных неоднородностей на разные измерительные установки. Для увязывания разновременных измерений МЭВС и приведения их к синхронным по всей области исследования одновременно регистрировались МТ-поля в одном базисном нескольких рядовых пунктах. Вариации МТ-поля записывались на осциллографную бумагу при скорости протяжки 60—85 мм/ч. Приращенция горизонтальных компонен-

магнитного поля (H и D) регистрировались с чувствительностью в среднем $0,4$ нТ/мм, вертикальной компоненты Z — $0,2$ нТ/мм, а компонент электрического поля E_x , E_y — $0,2$ мВ/км · мм. Для стабилизации температурного режима станции устанавливались в юкловальных помещениях с хорошей теплоизоляцией.

Длительность непрерывной регистрации вариаций МТ-поля зависит от текущей магнитной активности и определяется достаточностью набора импульсов различного периода и различной поляризации горизонтального вектора поля.

Магнитовариационные наблюдения, начатые при работе методом ГМТЗ со станцией ИЗМИРАН-5, затем выполнялись и со станцией ЦЭС-2. Регистрация вертикальной компоненты магнитного поля выполнялась магнитометрами ЦЭС-2 в низкочастотном диапазоне. Индукционными датчиками (в высокочастотном диапазоне ЦЭС) регистрация H_z не производилась. Методические требования к выбору реализаций магнитотеллурического и магнитовариационного процессов общие. Это достаточность амплитуд регистрируемых вариаций и полнота частотного диапазона регистрации.

Обработка полевых материалов МТЗ на ЭВМ проводилась в два этапа — ввод и препроцессинг данных на ЭВМ ЕС-1022, затем непосредственно обработка полевых материалов на ЭВМ ЕС-1045 программным комплексом ЭПАК. Ввод данных осуществлялся с помощью ВУ-2 с последующей перезаписью с магнитной ленты (МЛ) ЦЭС на МЛ ЕС с сохранением первичной структуры МЛ ЦЭС. Затем на ЭВМ ЕС осуществлялся препроцессинг. Протокол препроцессинга содержит сведения об этикетках магнитограмм, объеме и качестве записанной на МЛ ЕС информации.

На основании протокола оценивалось техническое качество записи и формировалось задание на обработку полевого материала на ЭВМ ЕС-1045, которая велась в определенной последовательности. Сначала обрабатывались записи эталонирования, затем частотные характеристики, потом записи на идентичность и наконец полевые записи МТЗ.

Результатами обработки аппаратурных проверок станции ЦЭС-2 являлись амплитуды градуировочных импульсов каждого канала (постоянные эталонирования); опорные частотные характеристики каналов; характеристики сигнала и шумов каналов ЦЭС-2.

Алгоритм обработки полевых записей МТЗ включал в себя такие вычислительные процедуры: обработка тестов записи автокомпенсации и градуировки; формирование рабочих аппаратурных характеристик; редакция магнитотеллурической информации; расчет весовых характеристик узкополосных фильтров, узкополосная фильтрация; вычисление и отбор компонент тензора импеданса; вычисление вещественных и мнимых векторов Визе.

Далее следовал этап камеральной обработки, в результате которого строились средние кривые частотных зависимостей восьми компонент тензора импеданса и вектора Визе.

Завершающим этапом обработки полевой информации являлся расчет ориентированных кривых кажущегося сопротивления, импедансных полярных диаграмм, а также ряда других параметров, способствующих полному пониманию структуры МТ-поля.

Обработка полевых материалов ГМТЗ производилась в Институте сейсмологии АН Туркменистана по методике, разработанной под руководством В.Г. Дубровского с помощью программы РИФ. Материалы магнитовариационных исследований (МВИ) ИЗМИРАН-5 обрабатывались по методике, разработанной в Воронежском государственном университете В.М. Максимовым и В.Н. Груздевым. Эта программа включает в себя комплексное использование методов Визе—Паркинсона, Шмукера, передаточных функций.

Изучение глубинного геоэлектрического строения Тянь-Шаня производилось

комплексом МТЗ—МВИ. Результаты, получаемые этими методами, взаимно дополняют и контролируют друг друга. Структура аномальных объектов в земной коре лучше определяется по МТЗ, а более точная оценка проводимости и локализация аномалий решаются магнитовариационными исследованиями. При наложении требований МВИ на модели, удовлетворяющие исходным данным МТЗ, класс этих моделей сужается и значительно уменьшается неоднозначность конечных результатов.

Начнем анализ результатов МТЗ и ГМТЗ с Кекемеренского профиля (см. рис. 45). Он пересекает горные хребты, представленные выходами высокоомного фундамента на поверхность: Кыргызский, Сусамыр-Тоо, Молдо-Тоо, Чаарташ — и межгорные впадины, заполненные низкоомными осадками: Чуйскую, Сусамырскую, Тогуз-Тор-сускую (Казарманскую), Нарынскую. Эти протяженные структуры имеют субширотную ориентацию и осложняют МТ-поле гальваническими и индукционными эффектами.

Одна из самых крупных поверхностных неоднородностей по профилю — Чуйская впадина. В ней МТ-поле формируется мощным (до 5 км) предгорным прогибом, заполненным проводящими осадками, резким контактом с высокоомным южным бортом и проводящим горизонтом, расположенным в нижней части коры [87]. Интегральная проводимость осадков по профилю через Чуйскую впадину возрастает от нескольких сименсов на севере до 300 См на юге.

Рассмотрим, как эти особенности разреза отражаются на кривых МТЗ, приведенных на рис. 47. В самых северных пунктах кривые ρ^{\parallel} и ρ^{\perp} конформны. Они представлены восходящими ветвями, максимумами и отчетливо выраженными нисходящими ветвями. В большинстве пунктов правые ветви продольных кривых выражены в виде минимумов. При движении к югу конформность МТ-кривых нарушается и в центральном участке профиля кривые ρ^{\parallel} и ρ^{\perp} на периодах $T > 1$ с резко расходятся: восходящим ветвям кривых ρ^{\perp} отвечают крутые нисходящие ветви ρ^{\parallel} .

Эти особенности МТ-кривых можно объяснить следующим образом. Нисходящие ветви северных МТ-кривых отражают коровый проводящий слой. В центральной и южной частях профиля на кривые ρ^{\perp} действует сильный краевой эффект, обусловленный влиянием южного борта Чуйской впадины. В результате краевого эффекта кривые ρ^{\perp} деформируются: их восходящие ветви выполаживаются и исчезают. Это позволяет предполагать, что кривые ρ^{\perp} искажены намного сильнее, чем кривые ρ^{\parallel} . Влияние проводящего корового слоя на продольные кривые в центральной и южной частях профиля выражается в формировании минимумов на периодах около 100 с.

Формальная интерпретация продольных кривых МТЗ позволяет построить ряд одномерных моделей, содержащих коровый проводящий слой на глубине около 30 км с проводимостью около 300 См. При подборе одномерных моделей наилучшее соответствие большинства экспериментальных кривых МТЗ расчетным обеспечила показанная на рис. 47 проводящая трехслойная структура с сопротивлением среднего слоя 30 Ом · м и двумя слоями промежуточного сопротивления (300 Ом · м).

Количественно оценить влияние краевого эффекта от южного борта Чуйской впадины и индукционного от Предкиргизского прогиба, которые наблюдаются в экспериментальных данных, и подтвердить параметры корового проводника позволяет применение двумерного моделирования. Для расчетов были использованы программы М.Н. Юдина, основанные на методе конечных разностей. Построение двумерной модели северной части Кекемеренского профиля (рис. 47) производилось по следующей схеме. Верхняя часть модели составлялась по данным карты суммарной проводимости S [87] и по разрезам осадочного чехла впадины [8]. Коровый проводник вводился в модель по результатам одномерной интерпретации кривых ρ^{\parallel} тех участков профиля, где ее правомочность подтверждена расчетом схематизированных двух-

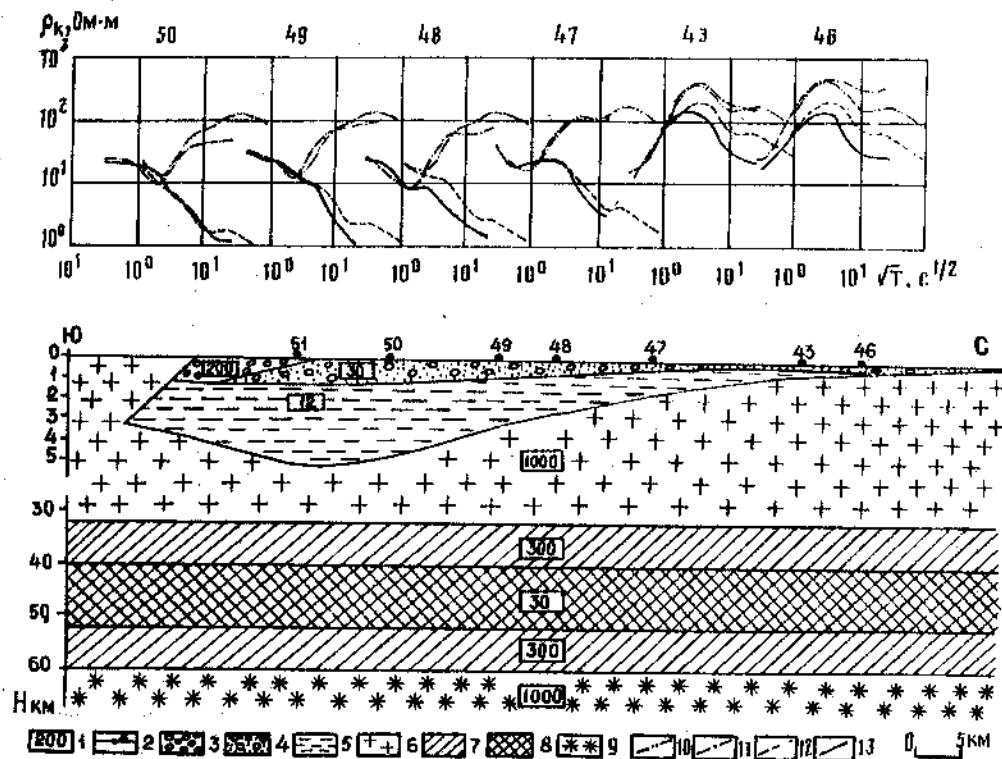


Рис. 47. Двухмерный геоэлектрический разрез Чуйской впадины и кривые МТЗ
 1 — значения удельного электрического сопротивления (Ом·м); 2 — пункты МТЗ; 3 — вулканно-галечные отложения; 4 — гравийно-галечные отложения; 5 — глины; 6 — палеозойско-протерозойский фундамент; 7 — слой промежуточного сопротивления; 8 — коровый проводящий слой; 9 — высокоомное основание коры; 10 — модельная кривая ρ^{\parallel} (E-поляризация); 11 — $\rho_{\text{экс}}^{\parallel}$; 12 — модельная кривая ρ^{\perp} (H-поляризация); 13 — $\rho_{\text{экс}}^{\perp}$

мерных моделей. Такими участками для северной части Кекемеренского профиля являются территория Чуйской впадины, кроме ее прибортовых частей, и участок южного борта, удаленный не менее чем на 40—50 км от впадины. Составленная таким образом двухмерная модель обеспечила хорошее согласование большого количества экспериментальных кривых МТЗ по профилям через Чуйскую впадину с расчетными. Это свидетельствует о том, что выбранная двухмерная модель района Чуйской впадины с горизонтально залегающим на глубине около 30 км коровым слоем, проводимость которого около 300 См, хорошо удовлетворяет имеющимся к настоящему времени исходным данным.

При интерпретации материалов МТЗ по профилям, пересекающим Тянь-Шань, результаты, полученные при моделировании Чуйской впадины и ее горного обрамления, были использованы как опорные при анализе искажающих эффектов.

Параметры проводящего корового слоя, выделение которого подтверждено в [87] двух- и трехмерным пленочным моделированием, согласуются с результатами по сопредельной территории Казахского щита. Таким образом, можно предположить, что коровый проводник имеет существенное распространение на север.

Весьма важен вопрос о простирации корового проводящего слоя в южном

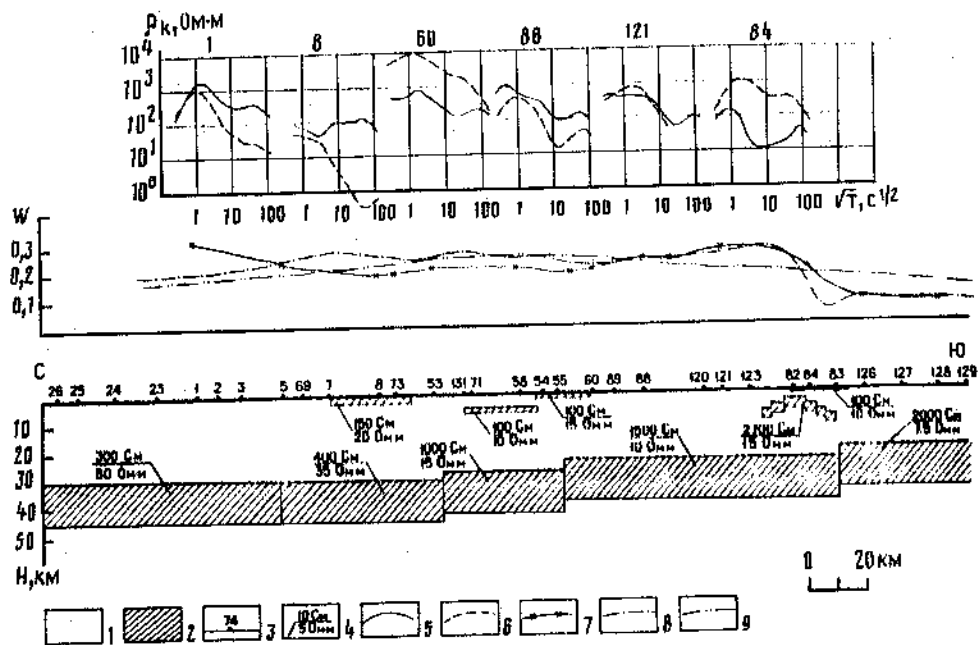


Рис. 48. Двухмерная модель разреза по Кекемеренскому профилю и кривые МТЗ
 1 — высокоомный фундамент; 2 — проводящие структуры; 3 — пункты МТЗ; 4 — значения проводимости и удельного сопротивления; 5 — $\rho_{\text{экс}}^{\text{II}}$; 6 — $\rho_{\text{экс}}$; 7 — экспериментальные значения W по профилю; 8 — расчетная кривая W для полной модели; 9 — расчетная кривая W для модели, в которой отсутствуют осадочный чехол и проводящие объекты в верхней части разреза

направлении, под горные системы Тянь-Шаня. При моделировании центральных и южных частей профиля использовалась более простая структура проводящего корового слоя, которая удовлетворяет полученным в этих районах экспериментальным данным. На рис. 48 показан коровый проводник без слоев промежуточного сопротивления по всему профилю.

Наиболее сложными участками для определения параметров корового слоя по Кекемеренскому профилю являются Киргизский хребт и Сусамырская впадина. Сильно расчлененный рельеф хребта ограничивает возможность проведения необходимого количества полевых наблюдений. Эффективность применения двумерного моделирования МТЗ в этом случае также снижена, поэтому оценку параметров проводящих объектов нельзя считать окончательной. Тем не менее рассмотрим все кривые ρ^{II} , полученные в осевой части Киргизского хребта (рис. 49).

На Кекемеренском профиле расположены пункты 71 и 131, пункт 61 находится на 80 км восточнее, а пункт 130 — на 30 км западнее профиля. Все продольные кривые достаточно близки друг к другу и выражены нисходящей ветвью, что свидетельствует о наличии корового проводящего слоя в этом районе. Для кривых ρ^{II} возможно применение одномерной интерпретации, так как осевая часть хребта расположена на расстоянии около 50 км от впадины, где индукционный эффект незначителен. Линия H нисходящих ветвей кривых ρ^{II} для пунктов 130, 131, 61 указывает, что глубина залегания корового проводника 25—27 км. Проводимость корового слоя возрастает от 300—400 См под Чуйской впадиной до значений, превышающих 1000 См. В связи с тем что правые низкочастотные ветви экспериментальных кривых не завершены минимумом, более точную оценку проводимости дать нельзя.

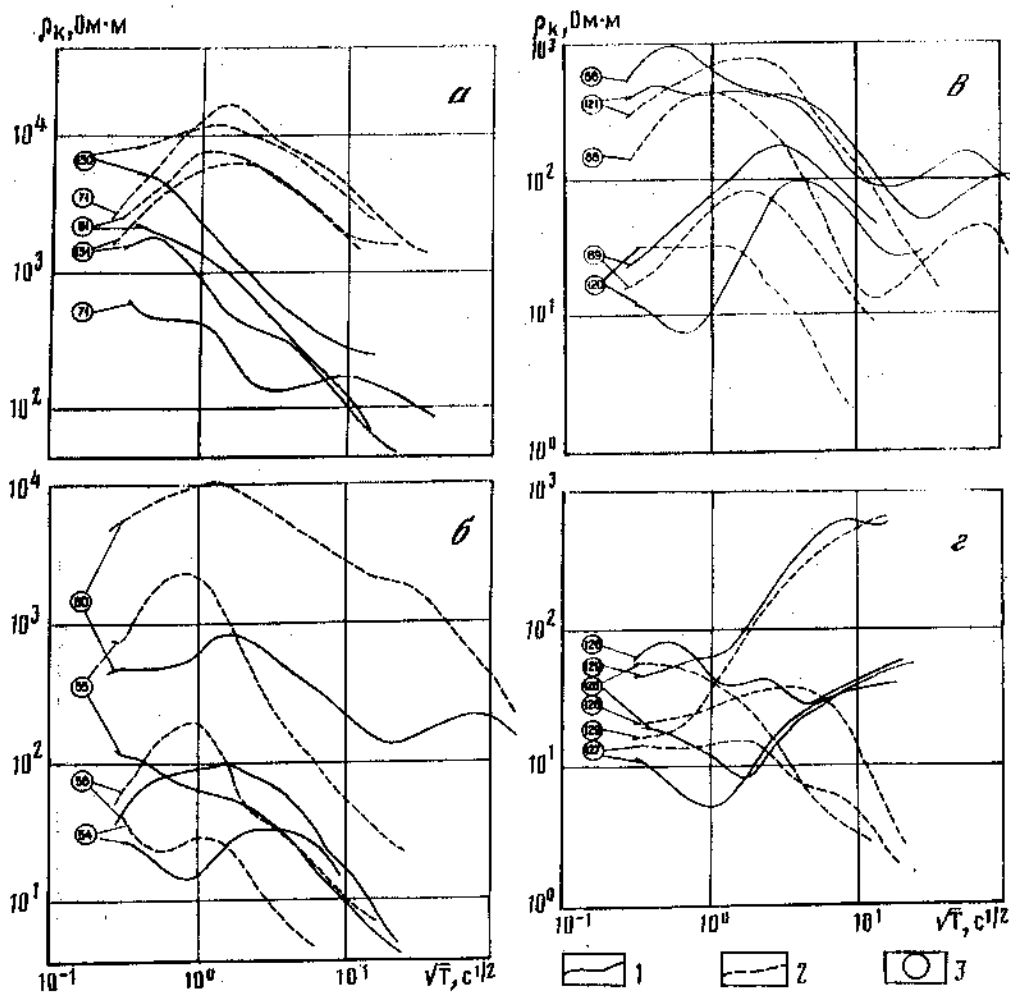
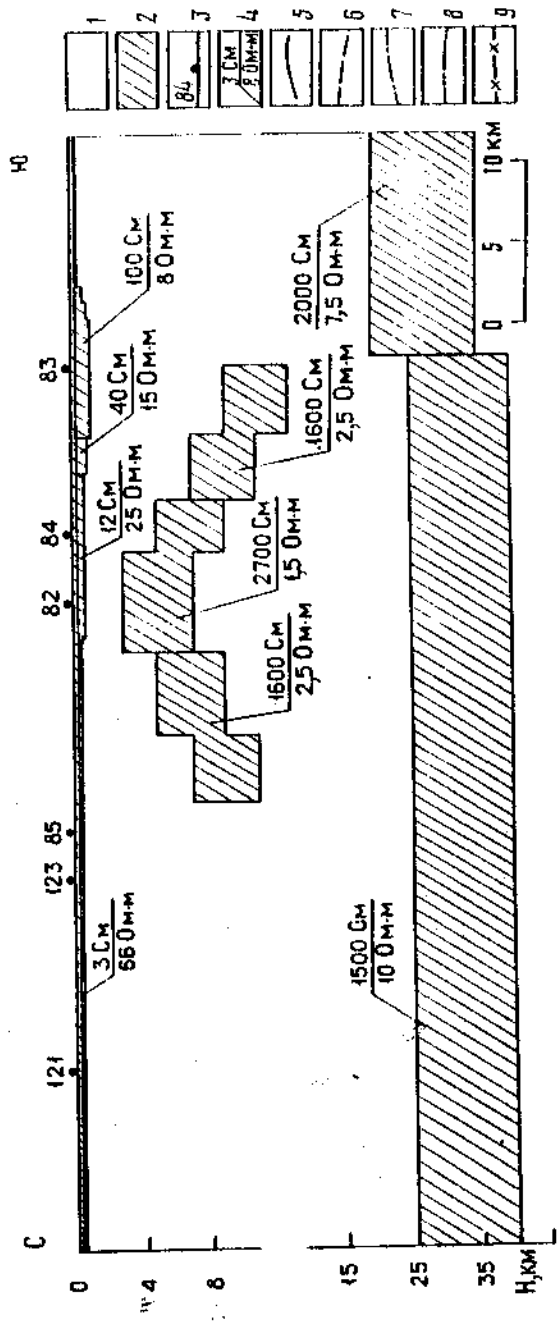
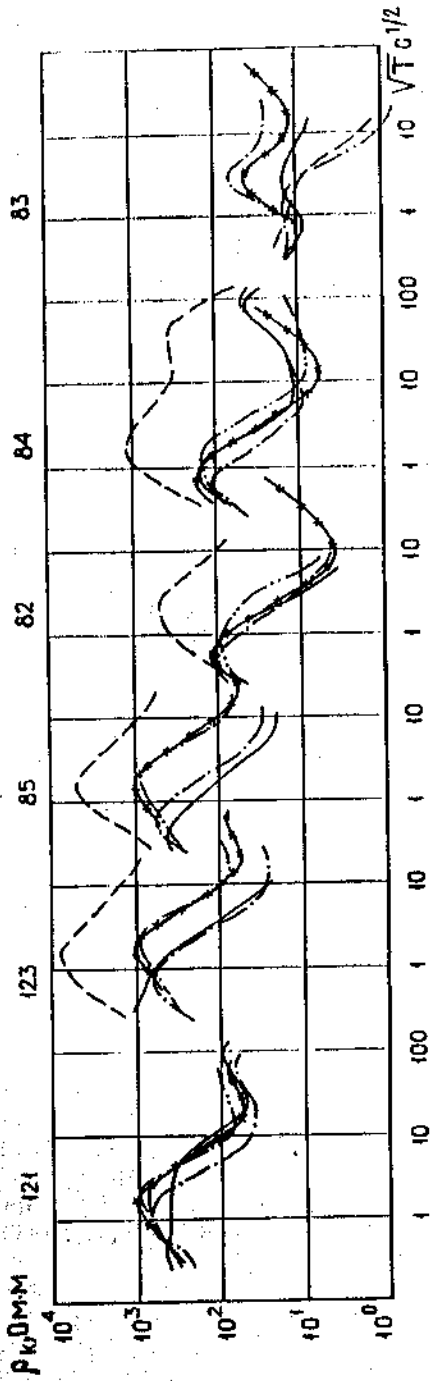


Рис. 49. Широтные и меридиональные кривые МТЗ по Киргизскому хребту (а), в Сусамырской впадине (б), по Кекемеренскому участку (в), в Нарынской впадине (г)
Кривые: 1 — широтные, 2 — меридиональные; 3 — пункты МТЗ

Кривые ρ^{\parallel} для пунктов 71 и 131 на нисходящих ветвях имеют перегиб, указывающий на наличие в разрезе, кроме глубинного корового проводника, другого электропроводящего объекта. По результатам формальной интерпретации кривых ρ^{\parallel} параметры этого объекта следующие: суммарная продольная проводимость около 100 См, глубина кровли около 8 км. На кривых ρ^{\parallel} для пунктов 61 и 130 вышеописанный перегиб отсутствует, что свидетельствует об ограниченности простирания проводящего объекта в верхней части земной коры.

При переходе к изолированной слабо вытянутой Сусамырской впадине, максимальное значение S которой около 100 См, на правых ветвях кривых ρ^{\parallel} перегиб также исчезает, а линия H остается на прежнем уровне 6—8 км (рис. 49). Есть два предположения, которые могут объяснить это явление. Согласно первому, проводящий объект, выделенный под Киргизским хребтом в верхней части фундамента, распространяется под Сусамырскую впадину с возрастанием проводимости. Согласно



второму предположению, Сусамырская впадина является трехмерной (геометрические параметры в плане – 1:2), поэтому расположенные в ней кривые, как продольные, так и поперечные, могут быть занижены по отношению к "горным" кривым. В этом случае четко выраженная нисходящая ветвь указывает на существование корового проводящего слоя, оценки глубины которого сильно завышены за счет гальванических искажений. При составлении общей модели Кекемеренского профиля мы придерживались первого варианта интерпретации, так как выделение этого проводящего объекта подтверждается данными частотных зондирований, описанными в предыдущей главе.

Параметры глубинного корового проводника в районе Сусамырской впадины оцениваются по кривой ρ^{\parallel} для пункта 60, расположенного на борту впадины, и составляют: проводимость около 1500 См, глубина кровли около 25 км.

Следующий участок профиля (пункты 88, 89, 120, 121) проходит по горам и небольшим впадинам около р. Кекемерен. В разрезе этого участка, по-видимому, отсутствуют резкие латеральные неоднородности, о чем свидетельствует конформность широтных и меридиональных кривых (рис. 49). В основном различие между ними заключается в том, что нисходящие ветви на меридиональных кривых начинаются несколько раньше, чем на широтных. Широтные и меридиональные кривые МТЗ в пункте 121 в интервале "H" очень близки; следовательно, в районе этого пункта разрез может быть аппроксимирован горизонтальнослоистым. При выборе наименее искаженных кривых учитывалось то, что основные структуры Тянь-Шаня имеют субширотное простирание и являются двухмерными; поэтому при оценке параметров корового проводника использовались продольные кривые.

В пунктах 88 и 121 выполнены ГМТЗ. Кривые последних и МТЗ совпадают. Продольные кривые этого участка в интервале "H" близки. При их осреднении были получены следующие оценки параметров корового проводника: глубина кровли около 25 км, проводимость около 1500 См.

Остановимся несколько подробнее на анализе результатов МТЗ, полученных в Казарманской впадине (пункты 83, 84, 82) и ее горном обрамлении (пункты 85, 123 и 121). Двухмерная модель Казарманского участка Кекемеренского профиля, а также экспериментальные и расчетные кривые МТЗ показаны на рис. 50. На участке МТ-поле формируется мощной аномалией проводимости в верхней части разреза и, как в Чуйской впадине, южным, относительно высокоомным, бортом Казарманской впадины. На рис. 49 и 50 видно, что кривые МТЗ в пункте 121, рассмотренные при обследовании предыдущего участка профиля, практически не осложнены влиянием горизонтальных неоднородностей и для построения данной модели будут являться "фоновыми". В пунктах 123, 85, 82, 84 наблюдается резкое расхождение широтных и меридиональных кривых МТЗ. Для объяснения такого их поведения предлагались две альтернативные модели — с меридиональным и с широтным простиранием аномального тела. После выполнения дополнительных зондирований в 15 и 30 км восточнее пункта 82 вариант с меридиональным простиранием аномального тела оказался несостоятельным, так как детализационные наблюдения дали кривые МТЗ очень близкие к кривым в пункте 82, что, таким образом, подтвердило двухмерность с широтной ориентацией оси однородности.

Широтные (они же продольные) кривые представлены крутопадающими ветвями с уменьшающимися к пункту 82 значениями глубин до проводящего объекта. Кривые ρ^{\perp} подняты вверх по оси сопротивлений, хотя в большинстве случаев они начинаются

Рис. 50. Двухмерная модель Казарманского участка Кекемеренского профиля и кривые МТЗ

1 — высокоомный фундамент с $\rho = 1000$ Ом·м; 2 — проводящие структуры; 3 — пункты МТЗ; 4 — значения проводимости и удельного сопротивления; 5 — ρ^{\parallel} ; 6 — ρ^{\perp} ; 7 — ρ^{\parallel} (E-поляризация); 8 — ρ^{\perp} (H-поляризация); 9 — локально-нормальная кривая

вместе с продольными по одной линии S . В пункте 84 выполнены ГМТЗ, результаты которых значительно продлили восходящую ветвь на кривых ρ^{II} в интервале периодов от 100 до 10 000 с. Пункт 83 характеризуется обратным расположением кривых. Здесь кривая ρ^{I} представлена падающей ветвью, кривая ρ^{II} очень пологая. Очевидно, это связано с приближением к южному борту впадины, где усиливается, как и в Чуйской впадине, действие краевого эффекта.

Глубинный коровый проводник на большинстве экспериментальных кривых МТЗ экранирован проводящей вставкой в верхней части разреза.

Опишем построение двумерной модели Казарманского участка Кекемеренского профиля (см. рис. 50).

Верхняя часть модели составлена по данным малоглубинных методов электро-разведки. Изменение суммарной продольной проводимости осадочного комплекса в модели задается увеличением S приповерхностного проводящего слоя с 12 См на севере до 100 См на юге, в месте максимального прогиба впадины. По результатам формальной интерпретации экспериментальных продольных кривых МТЗ в промежуточном высокоомном слое модели ($\rho = 1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) в интервале глубин 3—14 км задается хорошо проводящий объект — вставка шириной около 23 км и мощностью около 4 км.

Центральная, наименее погруженная, часть этой проводящей структуры имеет глубину залегания кровли 3 км и суммарную продольную проводимость 2700 См. Крылья структуры погружены на глубину 8—10 км и характеризуются значением $S = 1600 \text{ См}$. Параметры корового проводящего слоя вводятся в левую часть модели путем экстраполяции с соседнего участка, а правая, приподнятая, часть слоя построена согласно данным соответствующего участка соседнего Нарынского профиля и подтверждена материалами МВИ. Данная модель достаточно хорошо аппроксимирует продольные кривые ρ^{II} практически во всех пунктах МТЗ рассматриваемого участка профиля. В пунктах 82, 84, 83 модельные и экспериментальные кривые ρ^{II} близки к локально-нормальным. В пунктах 121, 123, 85 на модельных кривых ρ^{II} наблюдается индукционный эффект, обусловленный боковым влиянием проводящей вставки. Индукционный эффект проявляется в смещении модельных кривых ρ^{II} относительно локально-нормальных. С удалением от края вставки индукционный эффект затухает.

Полученные поперечные модельные кривые ρ^{I} близки по форме к экспериментальным, но лежат существенно ниже (за исключением пункта 83). Тем самым в модели (исключая пункт 83) не достигнуто того же соотношения между поперечными и продольными кривыми, что и в экспериментальных кривых, которые в области низких частот различаются почти на два порядка. В южной части рассматриваемого участка профиля действует краевой эффект, обусловленный влиянием южного высокоомного борта Казарманской впадины. В результате краевого эффекта модельная кривая ρ^{I} в пункте 83 деформируется, на ней практически исчезает левая восходящая ветвь. Модельные кривые в пунктах 82 и 84 также требуют дальнейшего уточнения. Здесь главным образом предстоит более подробно учесть трехмерность геоэлектрических свойств Казарманской впадины с помощью программы пленочного моделирования.

Таким образом, предполагаемая двумерная модель дает хорошее совпадение модельных и экспериментальных кривых (E -поляризация и ρ^{II}) и позволяет объяснить основные особенности кривых МТЗ на этом участке профиля.

Следующий участок профиля (пункты 126—129) относится к западному замыканию Нарынской впадины и к Ферганскому хребту. Это единственный участок по всем профилям МТЗ, на котором правые ветви максимальных кривых восходящие, без минимумов и перегибов (см. рис. 49). Такой характер кривых позволяет предположить, что коровый проводящий слой на этом участке отсутствует. Однако это противоречит данным МТЗ, полученным по соседнему Нарынскому профилю, где на соответствующем участке коровый проводник выделяется, а также данным МВИ. По-

видимому, в пунктах 126—129 проявляется искажающее влияние замыкания Нарынской впадины и Таласо-Ферганского разлома.

Итак, по данным МТЗ, практически по всему Кекемеренскому профилю в разрезе выделяется коровый проводник. Исключение составляют участки, где коровый проводник экранируется проводящими телами в верхней части разреза. Включение проводящего слоя в модели в таких случаях производилось его экстраполяцией с соседних участков и профилей.

Экранирующие проводящие тела выделяются в районе сочленения Киргизского хребта и Сусамырской впадины, а также хребта Молдо-Тоо и Казарманской впадины. По данным МТЗ они характеризуются как двумерные с субширотной ориентацией оси однородности.

Проводимость корового слоя возрастает к югу: от 300—400 См в районе Чуйской впадины, 1000 См в районе Киргизского хребта, 1500 См на Кекемеренском участке до 2000 См южнее Казарманской впадины. Глубина залегания проводящего слоя при этом уменьшается от 30 км в районе Чуйской впадины до 20 км в районе Казарманской впадины.

Важной особенностью этой структуры является то, что данный коровый проводник можно рассматривать как двумерный в связи с тем, что соответствующие друг другу неоднородности корового проводника проявляются на соседних профилях и располагаются субширотно. Это позволяет использовать аппарат двумерного моделирования применительно ко всему профилю.

Оценки параметров основных элементов строения геоэлектрического разреза, выделяемых по МТЗ, таких, как коровый проводник с изменяющейся проводимостью и крупные неоднородности в верхней части разрезов, подтверждаются моделированием данных МВИ. Результаты ЦЭС-2 и МЭВС можно рассматривать совместно в области совпадения их частотных диапазонов. Оптимальным является период $T = 30$ мин. В наблюдениях на этом периоде наиболее ярко проявляются особенности коровых электропроводящих объектов на интересующих нас глубинах.

На рис. 51 приведены вещественные векторы Визе, определенные на периоде 30 мин по Кекемеренскому (западному) и Нарынскому (восточному) профилям. На рис. 48 показаны экспериментальные данные в виде кривой, огибающей длины векторов Визе по Кекемеренскому профилю. Особенности представленных данных следующие: 1) вещественные векторы Визе ориентированы на север (т.е. по всему исследуемому району вертикальная компонента магнитного поля не меняет знак); 2) величина векторов Визе (W) возрастает от 0,05—0,1 в южной части профиля до 0,2—0,3 севернее линии Николаева; 3) по центральной и северной частям профиля величина векторов Визе выдерживается на одном уровне (0,2—0,3) без заметного затухания.

Свидетельством хорошего качества исходных данных является сходимость векторов Визе как по величине, так и по направлению в пункте 84 (см. рис. 51), где измерения выполнялись в разное время, разными организациями и разной аппаратурой. Зависимость данных МВИ от "внешнего источника" иллюстрируется на примере данных в пункте 1. Влияние неоднородности источника вариаций учитывается при работе станциями МЭВС в синхронном режиме с базисным пунктом 1. В результате, получаемые на рядовых пунктах, вводятся поправки, определяемые по отклонению векторов Визе от среднего значения на базисном пункте. В данные со станций ЦЭС-2 аналогичные поправки не вводятся, и влияние неоднородности источника уменьшается за счет осреднения по большому количеству исходных данных.

Объяснить такую систему организаций векторов Визе только наличием единичных проводящих тел, выделенных по МТЗ в районе хребтов Киргизского и Молдо-Тоо, нельзя. Она может быть получена, если ввести коровый проводящий горизонт с возрастающей к югу проводимостью. В качестве "фоновых" значений проводимости

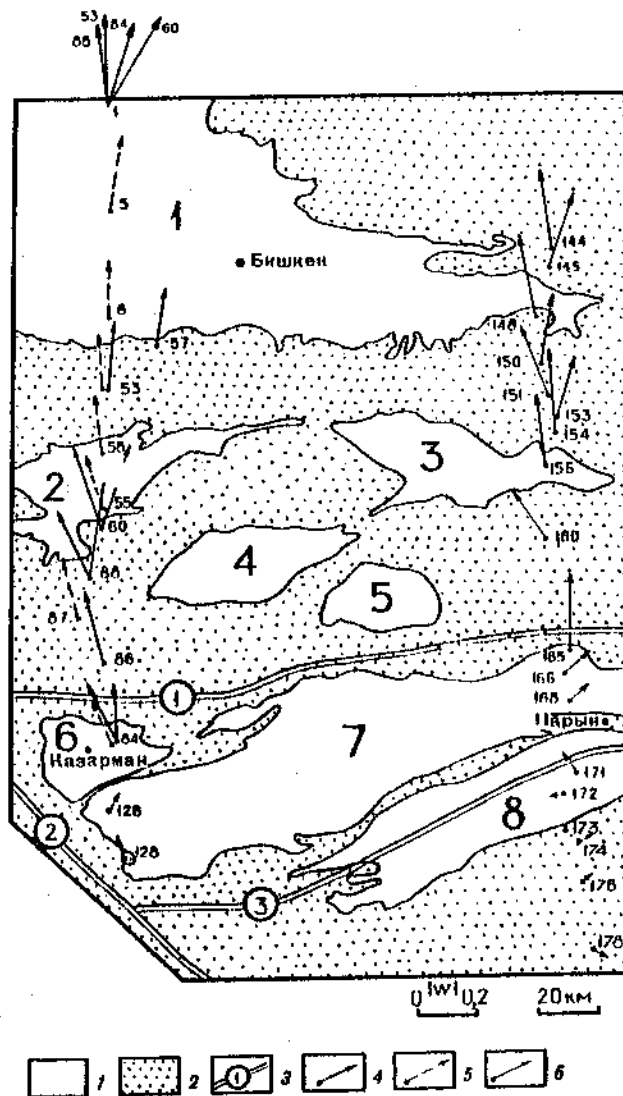


Рис. 51. Карта вещественных векторов Визе (W), определенных на периоде $T = 30$ мин

1 — межгорные впадины (1 — Чуйская, 2 — Сусамырская, 3 — Кочкорская, 4 — Джумгалская, 5 — Сонкульская, 6 — Казарманская, 7 — Нарынская, 8 — Атбашинская); 2 — выходы фундамента на поверхность; 3 — крупные разломы (1 — линия Николаева, 2 — Таласо-Ферганский, 3 — Атбашинский); 4—6 — векторы Визе, полученные: 4 — Воронежским государственным университетом, 5 — Ташкентским государственным университетом, 6 — ОМЭЭ ИВТАН

корового слоя были установлены 300 См в северной части и 2000 См в южной части модели.

На первом этапе расчеты производились без введения в модель каких-либо неоднородностей в верхней части разреза в целях установления общих закономерностей поведения векторов Визе над глубинным проводящим слоем с изменяющейся проводимостью. Расчетная кривая W в средней части профиля находится на уровне 0,2—0,3, при выходе на "фоновые" участки уменьшается и на большом удалении от аномальной области стремится к нулю.

Отмеченный по экспериментальным данным факт северной ориентации векторов Визе получен и в модели: все расчетные значения имеют один знак. Величины векторов в средней части профиля зависят от степени изменения проводимости по слою. Так, в случае изменения проводимости слоя от 300 до 2000 См рассчитанные значения длин векторов Визе в целом совпали с экспериментальными и составили в центральной части профиля 0,2—0,3. Для сравнения была рассчитана модель с изменением проводимости от 300 до 10 000 См при той же геометрии разреза. Полученные векторы Визе в средней части профиля имели длину 0,5—0,6.

Хорошее совпадение экспериментальных и расчетных значений в центральной части профиля является подтверждением правильности выводов МТЗ о наличии корового проводящего слоя с возрастающей к югу проводимостью и об объективности количественных оценок проводимости выделяемых по МТЗ участков корового проводника.

Ступенеобразный переход, наблюдаемый в южной части профиля по экспериментальным данным, в рамках рассматриваемой модели без неоднородностей в верхней части разреза воспроизвести не удается.

Для учета влияния проводящих впадин (Чуйской, Сусамырской, Казарманской) и аномальных тел, выделяемых по МТЗ, составлена общая двумерная модель Кекемеренского профиля (см. рис. 48). Расчеты производились поэтапно, с усложнением модели. Сначала было изучено возможное влияние изменения глубины залегания корового проводника на данные МВИ. В исходной модели весь коровый проводник располагался на глубине 30 км. Затем участкам корового слоя была задана глубина залегания, определенная по МТЗ. Отклонения от результатов, полученных для модели с горизонтально залегающим слоем, составили 3—5%, т.е. они не выходили за пределы точности работ, и выводы об изменениях глубины залегания участков слоя по моделированию векторов Визе делать было нельзя. Затем в модель были введены проводящие впадины. Они также внесли незначительные изменения в результаты моделирования, но в целом по форме расчетные значения приблизились к эксперименту.

Окончательная доводка модели проводилась подбором параметров проводящих объектов в верхней части фундамента. На Кекемеренском профиле выделяются два таких объекта. Первый из них расположен под Кыргызским хребтом. По данным МТЗ его проводимость около 100 См, глубина залегания 6—8 км. Проводимость этого тела того же порядка, что и у межгорных впадин, и, как показали расчеты, вклад его в кривую W незначительный. Второй объект — аномальное тело в верхней части фундамента под Казарманской впадиной и севернее ее. Его параметры и конфигурация изложены в описании модели МТЗ. Этот проводящий объект создает переход W от уровня 0,2—0,3 к 0,08—0,1 на модельной кривой и тем самым объясняет наличие и форму такого же перехода в экспериментальных данных. Таким образом, аномалия электропроводности, выделяемая на данном участке профиля, имеет двойное подтверждение: по данным двумерного моделирования МТЗ определяется морфология аномального тела, оценивается проводимость; по магнитовариационным данным определяется проводимость и локализуется ось аномалии. На общую модель Кекемеренского профиля (см. рис. 48) вынесен вариант модели МТЗ—МВИ, удовлетворяющий в пределах точности обоим методам.

При рассмотрении самого южного участка Кекемеренского профиля (пункты 126—129) с позиций МТЗ было поставлено под сомнение наличие корового проводника в районе западного замыкания Нарынской впадины. Данное предположение очень важно для оценки масштабов развития корового проводящего слоя в южном направлении. Поэтому была рассчитана модель, которая от общей модели Кекемеренского профиля отличалась тем, что в ней проводящий слой ограничен по простиранию (отсутствует часть слоя с проводимостью 2000 См). Результаты расчетов показывают, что предположение об ограничении слоя не согласуется с экспериментальными данными

МВИ по всему профилю. Кривая W для такой модели принципиально отличается от имеющихся по профилю измерений. В южной оконечности профиля расчетные значения W составляют 0,4—0,5, экспериментальные — около 0,08, а по основной длине профиля, где экспериментальные значения 0,2—0,3, расчетные, наоборот значительно меньше — 0,03—0,15.

Следовательно, при дальнейших построениях моделей необходимо учитывать полученный по данным МВИ вывод о непрерывности проводящего корового слоя на этом участке профиля.

Таким образом, основным результатом исследований МТЗ—МВИ по Кекемеренскому профилю является выделение в глубинном разрезе профиля корового слоя с возрастающей к югу суммарной продольной проводимостью, а также в верхней части разреза двух проводящих объектов.

При рассмотрении данных МТЗ по Нарынскому профилю использовался тот же подход, что и при анализе материалов по Кекемеренскому профилю. Кривые МТЗ объединялись в группы по принадлежности к одному типу и по приуроченности к геологическим структурам. За редкими исключениями, широтные кривые являются продольными и после осреднения в группе используются для интерпретации. Такое представление результатов оправдано и повсеместно параметра асимметрии, характеризующего изучаемый разрез как двухмерный, и опытом интерпретации данных МТЗ по соседнему Кекемеренскому профилю.

Не останавливаясь на процессе интерпретации данных МТЗ, так как он аналогичен уже описанному, перейдем к описанию полученной модели (рис. 52). Повсеместно в разрезе земной коры по Нарынскому профилю выделяется коровый проводник. Его проводимость возрастает к югу от 400 См в районе Чуйской впадины до 2000 См в районе Нарынской впадины, но в отличие от Кекемеренского профиля в южной части выделяется еще один участок с пониженной проводимостью — около 1500 См. Глубина залегания кровли корового проводящего слоя уменьшается к югу от 30 км под Чуйской впадиной до 20 км в районе Нарынской впадины. На самом южном участке, в районе Ак-Сайской впадины, слой залегает на глубине 25 км. В верхней части разреза выделены два проводящих объекта. Один из них, с проводимостью 500 См, расположен под Кочкорской впадиной на глубине 6 км, второй, с проводимостью до 2700 См, — под Нарынской впадиной и ее северным бортом на той же глубине. Подбор параметров указанных проводящих объектов позволил достаточно хорошо приблизить рассчитанную для полной модели кривую W к экспериментальной.

Далее сопоставим полученные по профилям данные между собой. На рис. 52, кроме описанных Кекемеренского (I—I) и Нарынского (II—II) профилей, приводится разрез по Барскаунскому профилю (III—III), взятый из [88]. По результатам предварительной интерпретации данных МТЗ в разрезе Барскаунского профиля выделяется коровый слой с увеличивающейся к югу проводимостью. Он располагается в том же интервале глубин, что и на соседних профилях. В верхней части разреза установлены проводящие объекты: под южным берегом оз. Иссык-Куль и хребтом Терекей-Алатау на глубине около 8 км и под Верхне-Нарынской впадиной на глубине около 4 км. Проводимость этих объектов около 1000 См.

При сопоставлении разрезов отмечается, что однородные участки корового слоя прослеживаются между профилями в субширотном направлении, что может указывать на непрерывность корового проводника по всей исследуемой территории, а также на его региональную двухмерность. Кроме того, проводящие объекты в верхней части разрезов приурочены как к границам между однородными по проводимости участками корового проводника, так и к северным бортам межгорных впадин — Сусамырской, Казарманской, Кочкорской, Нарынской, Верхне-Нарынской (в модель введены лишь самые крупные). Малоглубинные проводящие объекты располагаются друг относительно друга субширотно, т.е. вдоль основных тектонических структур Тянь-Шаня, и "выстраиваются" в линию. Это наблюдение, подтверждаемое сходством формы

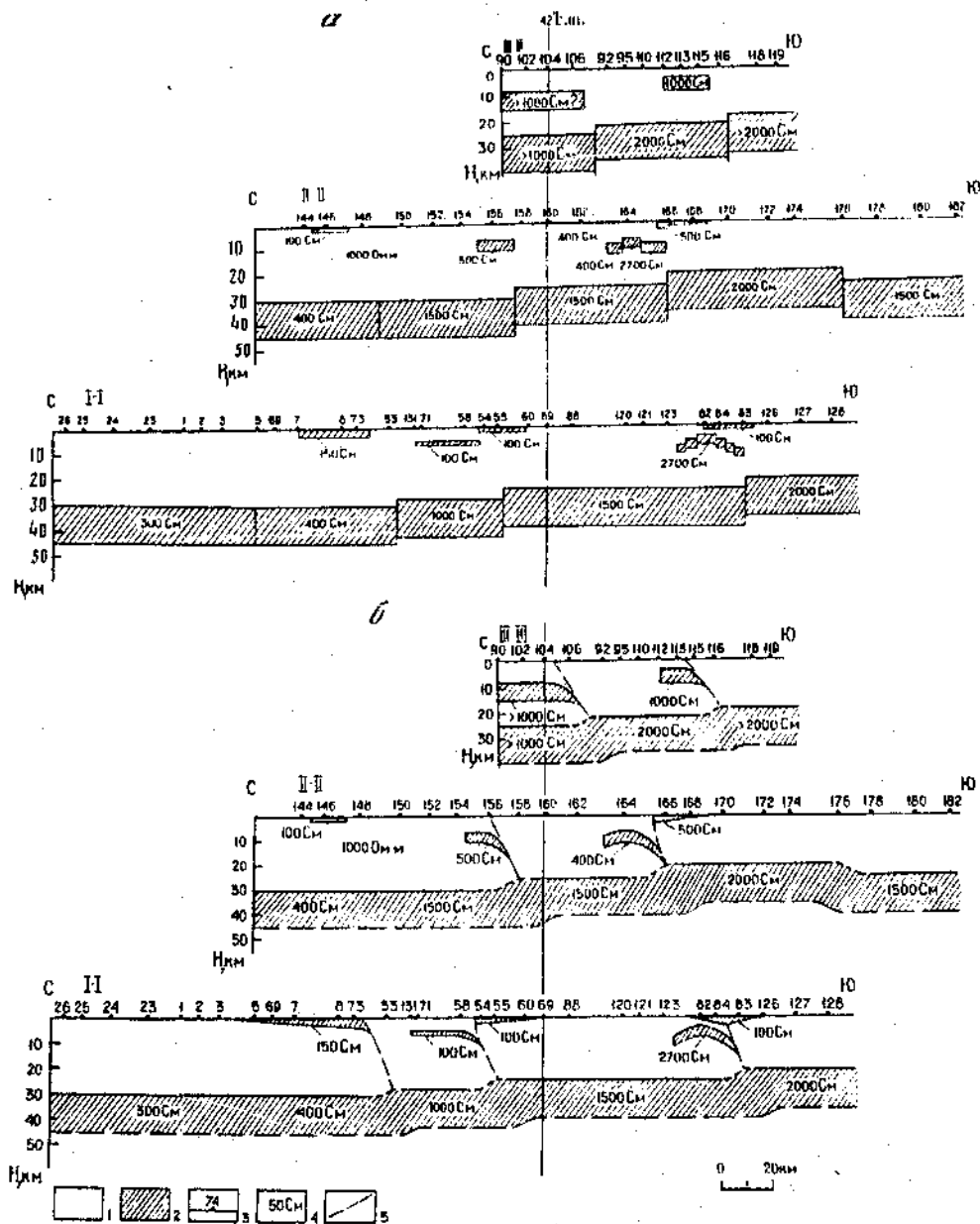


Рис. 52. Сводная модель строения электропроводящих горизонтов в земной коре восточной части Киргизского Тянь-Шаня (а) и схематические геоэлектрические разрезы по данным МТЗ и ГМТЗ (б)

1 — высокоомный фундамент; 2 — электропроводящие горизонты; 3 — пункты МТЗ; 4 — проводимость проводящих горизонтов; 5 — предполагаемые разломы

аномальных тел, расположенных в районе Казарманской и Нарынской впадин, позволяет сделать предположение об их единой природе.

Данные МТЗ свидетельствуют о сходстве строения сейсмогенерирующих зон Тянь-Шаня и Центральной сейсмогенерирующей зоны Бишкекского полигона. Большинство сейсмогенерирующих зон, как видно из рис. 46, имеют локальное развитие с кольцевой организацией изолиний сейсмической активности и с повышением степени активности к центральной части. В этом плане по строению они похожи на сейсмогенерирующую зону Бишкекского полигона. Соответственно можно предполагать, что в их строении может проявляться куполообразность сейсмогенерирующей зоны, подобно Бишкекской.

Действительно, моделирование данных МТЗ (см. рис. 52) показывает наличие куполообразности верхних локальных проводящих горизонтов Тянь-Шаня (неучет куполообразности ухудшает соответствие модели экспериментальным данным). Подобные объекты зафиксированы методом МТЗ на двух профилях в зоне сочленения Среднего Тянь-Шаня с Северным. Их электропроводность достигает 2700 См. И так, как и ЦСЗ Бишкекского полигона, центральные части других локальных сейсмогенерирующих зон, скорее всего, организованы в куполообразные структуры с падением к югу по надвигу Среднего Тянь-Шаня на Северный.

Второй особенностью строения этой территории является повсеместное развитие нижнего корового проводящего горизонта. Его электропроводность повышается с севера на юг от 400 до 2000 См. На некоторых участках происходит градиентное повышение электропроводности. Первое повышение электропроводности наблюдается в зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта. Второе, достаточно интенсивное (1500—2000 См), наблюдается южнее, в зоне сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня. По-видимому, степень прогресса нижнего корового слоя повышается с севера на юг и претерпевает более резкие изменения на границе Чуйской впадины и Киргизского хребта и в зоне сочленения каледонид Северного и герцинид Среднего Тянь-Шаня.

Согласно данным МТЗ, здесь же происходит смещение блоков по вертикали и надвигание южных блоков на северные: следовательно, деформационные процессы развиваются с юга на север (см. рис. 52). Перемещение блоков происходит по разуплотненному, упруговязкому, прогретому электропроводящему горизонту. К границам подобных блоков приурочены сейсмогенерирующие зоны.

Особенно резкий перепад электропроводности корового горизонта наблюдается на границе Киргизского хребта с Чуйской впадиной. Возможно, это взаимосвязано с высокой сейсмоактивностью Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны.

Судя по сопоставлению данных по разным профилям и общей геологической структуре, границы раздела этих блоков имеют большую протяженность. Возникает вопрос: почему в ее пределах сейсмичность локализована на отдельных участках? Возможно, надвигание южных блоков на северные имеет разную амплитуду на разных участках. В частности, по профилю II-II, расположенному между двумя сейсмогенерирующими зонами, по данным МТЗ не обнаружено существенного по амплитуде надвигания южного блока на северный в зоне Северного Тянь-Шаня, т.е., возможно, это — следствие различных механических свойств разных участков земной коры.

Итак, пространственное совмещение зон повышенных градиентов электропроводности нижнего корового горизонта с областями изменения глубины его кровли, субширотное расположение этих особенностей строения нижнего корового горизонта, по всей вероятности, определяют основные черты постолigoценовой тектоники исследуемого региона. К сожалению, о нижней границе этого проводящего горизонта почти ничего неизвестно, и на рис. 52 она показана условно. Участки повышенной проводимости в верхней части земной коры, с одной стороны, и сейсмогенерирующие зоны — с другой, пространственно коррелируют с распространением особенностей нижнего корового горизонта, что указывает на их генетическую взаимосвязь.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОСТРАНСТВЕННО- ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

СВЯЗЬ РЕГИОНАЛЬНОЙ И ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Вопрос о связи региональной и локальной сейсмичности уже поднимался. В работах [89—91] было показано наличие корреляции между вариациями локальной и региональной сейсмичности. В этих же целях по данным каталогов землетрясений Средней Азии было проведено изучение сейсмичности региона. Материалы исследований были представлены в виде карт распределения плотности землетрясений в пределах Среднеазиатского региона, ограниченного координатами с 36 по 45° с.ш. и с 63 по 84° в.д. После того как эта площадь была разбита градусной сеткой с шагом 1°, было подсчитано суммарное количество землетрясений с $K = 9—11$ в каждой клетке (размером $1 \times 1^\circ$) данной площади.

Для построения карты общее число землетрясений в пределах каждой клетки относили к центру этой клетки. Затем, используя пакет программ "Grafit" для построения трехмерных зависимостей, получили карты распределения числа землетрясений на территории Среднеазиатского региона за 1967—1989 гг. по годам. В данном пакете программ предусмотрена процедура сглаживания с разной степенью осреднения значений в пределах круговой площади с радиусом, меняющимся в зависимости от коэффициента сглаживания, и с пропорциональным сдвигом окна на заданное количество позиций. Были получены карты как без использования процедуры сглаживания (рис. 53,а, в), так и сглаженные (рис. 53,б, г) с коэффициентом сглаживания 0,9, что означает осреднение по площади круга радиусом порядка 300 км и с окном сдвига порядка 22 км.

Полученные картины распределения землетрясений характеризуются устойчивым максимумом их плотности в районе Гиндукуша и постепенным уменьшением ее значений во всех направлениях (рис. 53,а, б). Квазицириодически на северо-востоке от Гиндукуша очень слабо проявляется второй максимум сейсмичности (рис. 53,в, г). Из года в год картина распределения плотности землетрясений в целом качественно повторяется. Если сравнить плотности землетрясений по годам, то активизация сейсмичности по всему региону и ее спад наблюдаются одновременно.

Картина распределения землетрясений не меняется, если с карты убрать самую активную зону Средней Азии — Гиндукуш. Построены такие карты для площади, уменьшенной по широте (с 37,5 по 45° с.ш.). По-прежнему выделяются устойчивая повышенная сейсмичность в тех же координатах на юге и спад сейсмической активности по примерно полукруговой системе изолиний; на северо-востоке также проявляется то слабее, то сильнее слабый второй максимум. Подобные карты были построены для землетрясений более высоких энергетических классов ($K = 11—13$). Описанные выше закономерности сохранились.

В первом приближении наблюдается устойчивый в пространстве характер распределения плотности землетрясений. Кроме того, отмечается общерегиональная квазипериодичность усиления сейсмической активности. При детальном анализе выявляются локальные особенности (северо-восточный участок), указывающие на существование различных сил, воздействующих на земную кору одновременно, с разной степенью интенсивности и с разной периодичностью. Это свидетельствует, по-видимому, о наличии разных источников этих сил, но не говорит о различии физических процессов, обуславливающих происхождение сил.

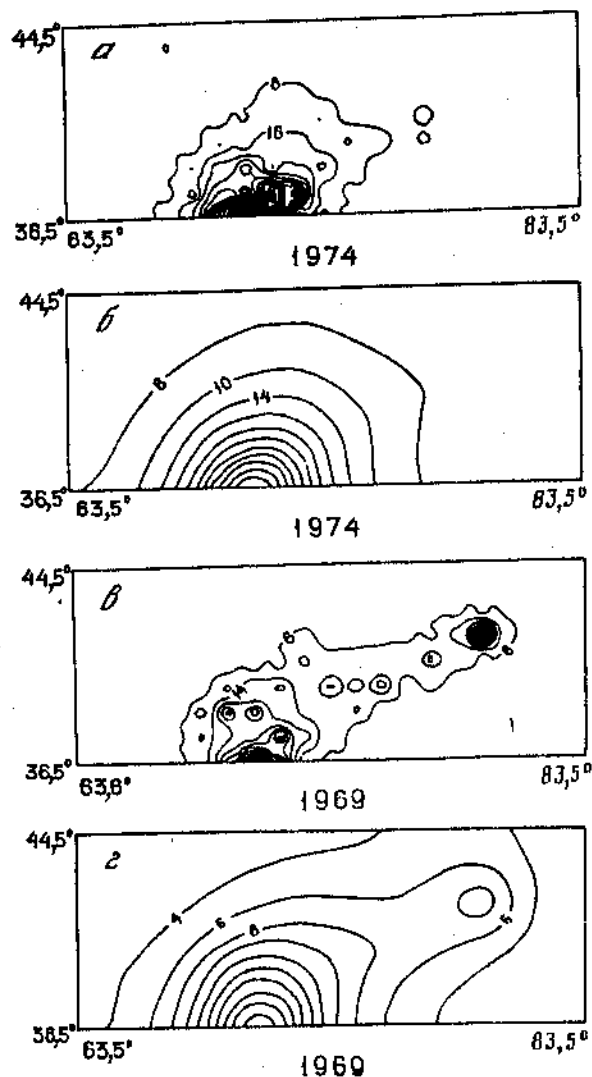


Рис. 53. Распределение плотности землетрясений ($K = 9-11$) по Среднеазиатскому региону за 1974 г.: а — без сглаживания, б — со сглаживанием (основные черты такого распределения сохраняются в 1967, 1968, 1973, 1977—1980, 1982—1986, 1988, 1989 гг.); то же за 1969 г.: в — без сглаживания, г — со сглаживанием (основные черты такого распределения сохраняются в 1970—1972 и 1987 гг.)

О ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СВЯЗИ АНОМАЛИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

В классической постановке задачи прогноза землетрясений устанавливается связь длительности и радиуса зоны проявления предвестников землетрясений с их энергией. Под длительностью понимается временной интервал от начала аномального изменения наблюдаемого параметра до момента землетрясения, под радиусом зоны — расстояние от эпицентра будущего землетрясения до места, где наблюдалась аномалия. Обычно корреляционные зависимости между этими параметрами и энергией землетрясения выражаются в виде уравнения регрессии вида $\lg T = a_T + b_T M$ или $\lg R = a_R + b_R M$, где T — время; R — радиус зоны проявления предвестника; a и b —

эмпирические коэффициенты уравнения регрессии; M — магнитуда землетрясения (часто вместо магнитуды M используют класс землетрясения K , где $K = \lg E$; E — энергия землетрясения). Иногда эти зависимости приводятся в экспоненциальном виде [1].

Впервые подобные корреляционные соотношения были получены для отдельных видов предвестников в работах [92—94]. Затем на основе большого количества данных (282 предвестника) Рикитаке [4] получил эмпирическое соотношение, построив сводный график по различным видам предвестников. Ниже приведены некоторые из известных соотношений:

$$\lg T = 0,76M - 1,83 \text{ [4]},$$

$$\lg T = 0,68M - 1,57 \text{ [93]},$$

$$\lg T = 0,80M - 1,92 \text{ [94]},$$

$$\lg T = 0,79M - 1,88 \text{ [2]},$$

где T измеряется в днях. Независимо от Рикитаке подобную работу проделали В.И. Мячкин и С.И. Зубков [3]. Они получили зависимость вида $\lg T = 0,48K - 7,0$, где T измеряется в годах. Затем, продолжая работу в этом направлении и привлекая большое количество данных о предвестниках землетрясений (около 1000 значений), С.И. Зубков [6] рассчитал зависимости логарифма времени проявления предвестников от магнитуды землетрясения для каждого вида предвестника отдельно. Приведем некоторые из полученных соотношений:

$$\lg T = 0,77M - 4,40 \text{ (для деформаций и движений земной коры)},$$

$$\lg T = 0,54M - 3,37 \text{ (характеристики распространения сейсмических волн)},$$

$$\lg T = 0,30M - 1,84 \text{ (для электросопротивления)},$$

$$\lg T = 0,24M - 2,47 \text{ (для уровня подземных вод)},$$

$$\lg T = 0,18M - 2,50 \text{ (для земных токов)},$$

$$\lg T = 0,075M - 1,45 \text{ (для дебита источников подземных флюидов)}.$$

В работе [95] была исследована зависимость логарифма произведения времени и радиуса зоны проявления предвестников от энергии землетрясения. На основе данных по 132 предвестникам было получено выражение вида $\lg TR = 0,48K - 3,0$ либо $\lg TR = 0,72(M - 1)$, где T измеряется в днях, а R — в километрах. Достаточно очевидно, что коэффициенты в этих уравнениях регрессии сопоставимы с коэффициентами вышеперечисленных зависимостей.

На основе представлений о том, что процесс подготовки более крупного землетрясения охватывает большую область, в ряде работ [96—98] рассматриваются корреляционные зависимости между радиусом зоны проявления предвестников и магнитудой землетрясений. В [96] выделено соотношение для среднего радиуса области деформаций земной коры $\lg R_d = 0,51M - 2,27$, где R_d измеряется в сантиметрах. По данным геомагнитных предвестников в работе [97] приводится соотношение $\lg R_m = 0,35M + 0,04$, где R_m — расстояние в километрах от эпицентра до максимально удаленного пункта, в котором проявляется аномалия. На основе гидрогеологических данных была получена зависимость вида $\lg R_g = 0,3M + 0,2$, где R_g — максимальное расстояние от эпицентра до скважины или колодца (в километрах) [98].

По мнению ряда исследователей [3, 5, 6], указанные эмпирические соотношения зависят от правильности определения конкретных предвестников. На самом деле нет априорной информации о том, является ли данная аномалия предвестником того или иного землетрясения, а известно лишь ее положение в пространстве и во времени. Если исходить из вышеописанных представлений о возникновении аномалий при изменении напряженно-деформированного состояния региона, то можно впасть в

ошибку, относя аномалию в данной точке наблюдения к какому-либо конкретному землетрясению.

Следуя логике вышеупомянутых работ и отвлекаясь от реальной картины сейсмичности, авторы настоящей главы попытались создать искусственный каталог землетрясений за 50-летний период с использованием генератора случайных чисел на площади, сравнимой по размерам с площадью всех сейсмоактивных районов Средней Азии ($S = 640 \times 10^3 \text{ км}^2$). Площадь условно рассматривали в виде квадрата со стороной 800 км. В пределах этой площади случайным образом выбирали координаты пунктов, в которых наблюдаются некоторые условные предвестниковые аномалии. Искусственный каталог землетрясений сгенерировали таким образом, чтобы количество землетрясений для сейсмических событий различной энергии соответствовало закону повторяемости землетрясений Средней Азии: $\lg N = -0,89M + 5,1$ (данные о количестве землетрясений взяты из работы [68]). Затем по закону равномерного распределения был получен ряд случайных величин: 1) множество координат (x, y) эпицентров землетрясений в интервале значений от 0 до 800 км; 2) множество значений моментов землетрясений в интервале 50 лет (что соответствует 18 250 дням). После чего, задавая случайным образом время начала аномалии и время ее существования, из множества землетрясений искусственного каталога для каждой условной аномалии выбирали землетрясения различными способами, приближенными к реальным условиям ретроспективного анализа. Обычно аномалию относят к какому-либо землетрясению, используя различные приемы. На основе этого сформулированы четыре типа произвольных выборок землетрясений:

1) из множества землетрясений, совпадающих во времени, с периодом проявления условной аномалии, выбираются землетрясения наибольшей энергии и одновременно наиболее близкие к месту проявления аномалии;

2) данному предвестнику ставится в соответствие землетрясение наибольшей магнитуды;

3) в интервале проявления условного предвестника выбираются землетрясения наиболее близкие к концу (либо к началу) времени проявления аномалии;

4) для данной условной аномалии выбираются землетрясения наиболее близкие к месту проявления аномалии.

В соответствии с указанными правилами отбора землетрясений были сформированы массивы значений: магнитуда землетрясения, расстояние до места проявления предвестника и время проявления аномалии. На основе данных массивов построили графики зависимости логарифма времени и радиуса зоны проявления предвестников от магнитуды землетрясения (рис. 54, а, б). Полученные уравнения регрессии имеют следующий вид:

$$1. \lg T = 0,82M - 2,64, \quad r = 0,82, \quad n = 40,$$

$$2. \lg T = 0,93M - 2,91, \quad r = 0,81, \quad n = 69,$$

$$3. \lg T = 0,86M - 2,68, \quad r = 0,81, \quad n = 74,$$

$$4. \lg R = 0,46M - 0,35, \quad r = 0,68, \quad n = 75.$$

Здесь T измеряется в днях, а R — в километрах; r — коэффициент корреляции; n — количество значений. Видно, что уравнения регрессии близки к приведенным выше эмпирическим соотношениям.

Коэффициенты в полученных уравнениях регрессии несущественно зависят от типа выборки. Выясним, в какой степени эти коэффициенты зависят от наклона графика повторяемости землетрясений. Опираясь на данные [99], зададим наклон графика повторяемости землетрясений $b = 0,6$. Коэффициент a получим на основе данных о количестве землетрясений из [86, с. 93]: $\lg N = 3,97 - 0,6M$. Затем был сгенерирован искусственный каталог землетрясений за 100 лет на площади, равной площади всех сейсмоактивных регионов страны (кроме Камчатки). После этого полностью

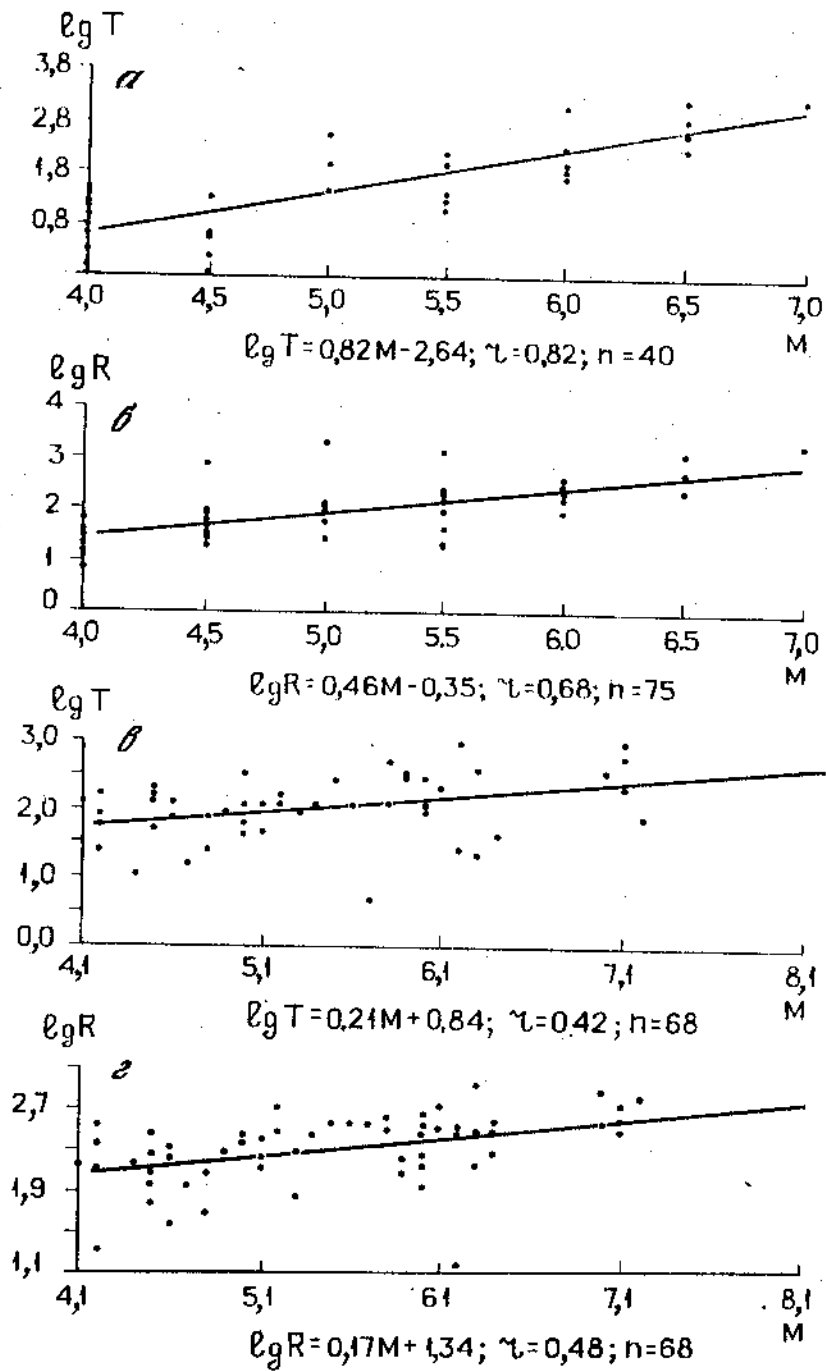


Рис. 54. Графики регрессионной зависимости логарифмов периода проявления предвестников и радиуса зоны проявления предвестников от магнитуды землетрясений

а, б — полученные при использовании искусственного каталога землетрясений (на основе закона повторяемости землетрясений $\lg N = 5,1 - 0,89M$); в, г — полученные с использованием реального каталога землетрясений Средней Азии

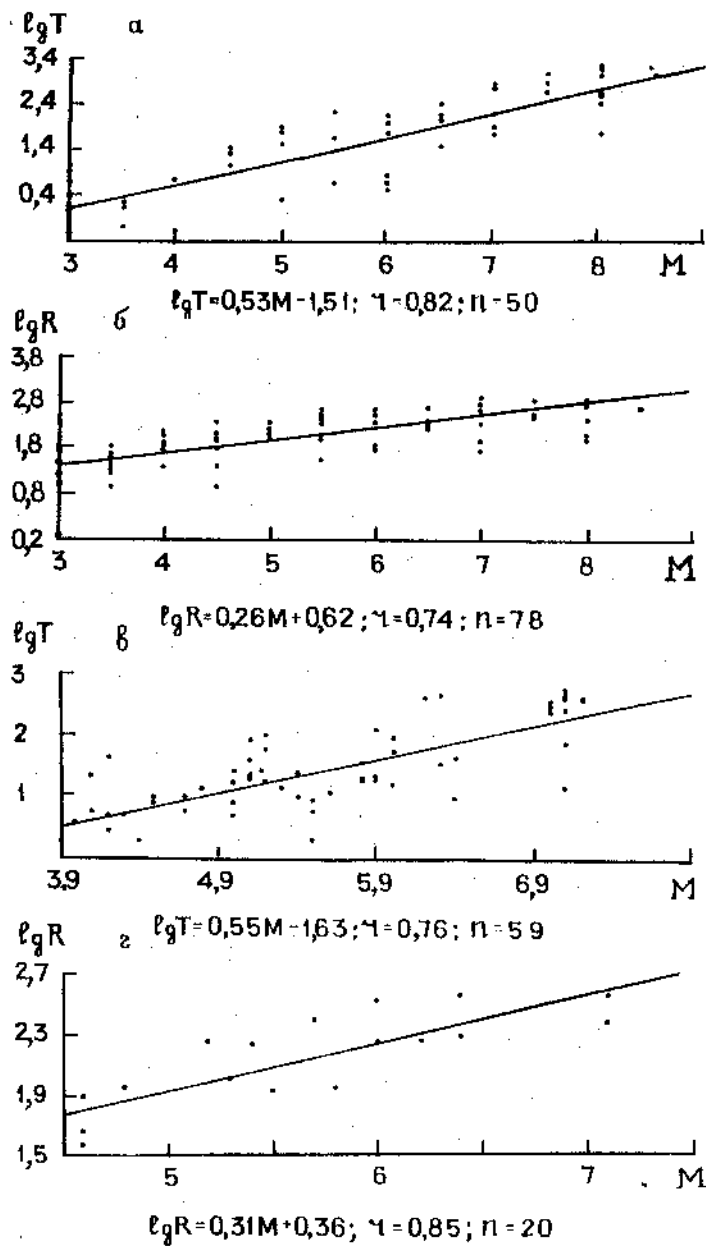


Рис. 55. Графики регрессионной зависимости логарифмов периода проявления предвестников и радиуса зоны проявления предвестников от магнитуды землетрясений

а, б — полученные при использовании искусственного каталога землетрясений (на основе закона повторяемости землетрясений $\lg N = 3,97 - 0,6M$); в, г — полученные при использовании реального каталога землетрясений Средней Азии

повторили описанную выше процедуру. В результате были получены следующие уравнения регрессии (рис. 55,а, б):

1. $\lg T = 0,51M - 1,19$, $r = 0,75$, $n = 68$,
2. $\lg T = 0,53M - 1,51$, $r = 0,82$, $n = 50$,
3. $\lg T = 0,52M - 1,11$, $r = 0,78$, $n = 78$,
4. $\lg R = 0,26M - 0,62$, $r = 0,74$, $n = 78$.

Видно, что коэффициенты уравнения регрессии изменили свои значения, тем не менее полученные соотношения по-прежнему сопоставимы с эмпирическими данными. Важнее другое: получаемые подобными методами уравнения регрессии зависят прежде всего от наклона графика повторяемости: изменяем наклон — изменяется уравнение.

Процедура была повторена с использованием реального каталога землетрясений Средней Азии за 1983—1988 гг. для сейсмических событий с магнитудой $M \geq 4$. Здесь случайным образом выбирались начальный момент времени проявления условного предвестника и координаты точек наблюдения. Потом из каталога делалась выборка землетрясений, ближайших по времени и расстоянию к моменту начала проявления аномалии. Для этого минимизировался параметр Z , характеризующий степень близости предвестника: $Z = \sqrt{(R/R_n)^2 + (T/T_n)^2}$, где R_n и T_n — некоторые значения радиуса и времени проявления предвестника, на которые производится нормировка ($R_n = 300$ км, $T_n = 300$ дней — средние значения, взятые из эмпирических данных). В результате регрессионного анализа получены корреляционные соотношения (см. рис. 54,а, з):

$$\begin{aligned} \lg T &= 0,21M \pm 0,84, \quad r = 0,42, \quad n = 68, \\ \lg R &= 0,17M \pm 1,34, \quad r = 0,48, \quad n = 68. \end{aligned}$$

По-видимому, основная причина отличия полученных зависимостей от предыдущих состоит в существенном изменении условий выборки.

Затем была проделана выборка землетрясений, соответствовавшая выборке 2. Полученная зависимость периода проявления предвестника от магнитуды землетрясения имеет вид (см. рис. 55,б) $\lg T = 0,55M - 1,63$, $r = 0,76$, $n = 59$. После этого, накладывая условия на радиус зоны проявления предвестника, выбирали землетрясения наиболее близкие к точке наблюдения аномалии, что соответствует выборке 4. Полученное уравнение регрессии $\lg R = 0,18M + 0,96$ при малом количестве выбранных землетрясений ($n = 24$) отличается низкими значениями коэффициентов уравнения регрессии при коэффициенте корреляции $r = 0,36$.

При увеличении количества выбранных землетрясений до $n = 56$ разброс значений выборки увеличивается, а зависимость принимает вид $\lg R = 0,07M + 1,51$, $r = 0,15$. Это можно объяснить тем, что землетрясения по площади Средней Азии распределяются неравномерно: наряду с районами большого их сгущения есть участки, где они случаются реже. Кроме того, отмечаются сейсмически активные области, в которых часто происходят сильные землетрясения, и относительно спокойные — такие там редкость. Поэтому в зависимости от координат точек наблюдения в нашу выборку попадают землетрясения малой энергии, расположенные приблизительно на таком же расстоянии от места наблюдения условной аномалии, что и крупное землетрясение, и наоборот.

После этого наложили дополнительное условие на выбор землетрясения. Теперь для каждой условной аномалии подбирали землетрясение с наибольшей энергией, расположенное в пределах площади заданного радиуса относительно точки наблюдения. Кроме того, исключив область сгущения землетрясений (Гиндукуш), получили, таким образом, относительно равномерное распределение землетрясений по площади.

Тогда зависимость радиуса зоны проявления предвестников от магнитуды землетрясения приняла вид (см. рис. 55,2) $\lg R = 0,31M + 0,36$, $r = 0,85$, $n = 20$.

Из соотношения видно, что эти коэффициенты также сопоставимы с коэффициентами, полученными из полевых данных.

Как же все-таки относиться к эмпирическим пространственно-временным закономерностям распределения предвестников? В первой части этой главы уже говорилось, что силы, действующие на земную кору, и в частности определяющие сейсмический процесс, в первом приближении носят региональный квазипериодический характер.

Земная кора, как любое механическое тело, обладает упругой, пластической и хрупкой реакцией на механическое воздействие. Хрупкая реакция земной коры — землетрясение — отличается тем, что "сбрасываемое напряжение оказывается равным примерно 0,02—0,2 МПа, т.е. несопоставимо малым с прочностью пород и литостатическим давлением. Изменение упругого потенциала среды в сейсмоактивном районе земной коры действительно мало по сравнению с его средним значением. В определенных масштабах землетрясения оказываются всего лишь малыми возмущениями упругого потенциала" [85].

Если обратиться к аномалиям, то видно, что в момент землетрясения (см. определение предвестника во Введении) их величина не изменяется. Пластические процессы, как релаксационные, не могут создать аномалии, они могут уменьшить их или свести к нулю. Следовательно, аномалии отражают упругую реакцию неоднородной земной коры на внешнее воздействие. В таком случае региональное воздействие должно сопровождаться появлением сходных аномалий во многих пунктах региона. Это вовсе не означает, что все они являются предвестниками какого-либо землетрясения в регионе.

Итак, ретроспективное установление пространственно-временных закономерностей распределения предвестников по редким точкам может содержать в себе методическую ошибку. Без построения оптимальной сети наблюдений установление таких закономерностей может быть ошибочным.

Глава 10

СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ С ДЕФОРМАЦИОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

ВАРИАЦИИ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА БИШКЕКСКОМ ПОЛИГОНЕ

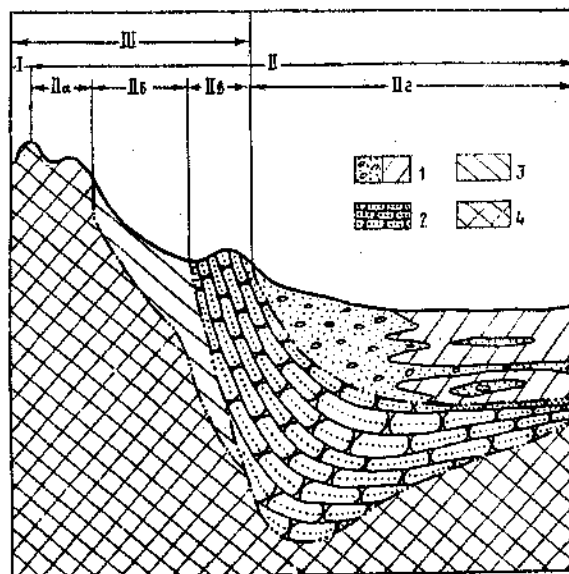
Сопротивление горных пород существенно зависит от степени их пористости и трещиноватости. В результате деформационных процессов открытая пористость пород должна меняться. Следовательно, должно меняться их удельное сопротивление, что и позволяет использовать электромагнитные зондирования для изучения деформационных процессов. Но удельное сопротивление может меняться и от водонасыщенности пород. В верхней части разреза водонасыщенность должна существенно зависеть от сезонных гидрометеорологических факторов. Вызванные этим явления изменения электрического сопротивления в данном случае играют роль искажающего фактора, оценка влияния которого необходима для выделения аномалий удельного сопротивления, связанных с деформационным процессом. С другой стороны, важно установить особенности режима подземных вод, которые также могут определяться деформационными процессами.

В пределах района работ с юга на север можно выделить шесть орографических

Рис. 56. Принципиальная схема вертикальной гидродинамической зональности подземных вод Чуйского бассейна подземного стока (составлена по [100])

I — Киргизский хребет; *II* — Чуйский бассейн подземного стока; *IIa* — северный склон Киргизского хребта; *IIб* — Байтыкская впадина; *IIв* — первая предгорная гряда; *IIг* — Чуйская впадина; *III* — зона, охваченная режимными электромагнитными наблюдениями

1 — поровые воды; *2* — порово-трещинные воды; *3* — пластово-трещинные воды; *4* — высоконапорные воды



элементов (рис. 56): 1) южный склон Киргизского хребта; 2) Киргизский хребет; 3) северный склон Киргизского хребта; 4) Байтыкская внутригорная впадина; 5) первая предгорная гряда северного склона Киргизского хребта; 6) собственно Чуйская впадина [100].

В соответствии с орографическими, гидрографическими, климатическими и геологическими условиями выделяются определяющие режим подземных вод три области: формирования поверхностного стока — склоны Киргизского хребта; поглощения поверхностных и формирования подземных вод — внутригорные впадины (Байтыкская, Орталышская, Каракольская) и южная часть Чуйской межгорной впадины; выклинивания и неглубокого залегания подземных вод и самоизлива напорных вод — центральная часть Чуйской впадины.

В краевых частях Чуйской впадины преобладают подземные воды порового и порово-трещинного типов циркуляции. Максимальное распространение получили поровые воды, наполняющие толщу четвертичных отложений, из которых наиболее обводнены аллювиальные современные, ледниковые верхнечетвертичные, аллювиально-пролювиальные верхне-, средне- и нижнечетвертичные. Питание этого водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации поверхностных вод и рек.

Четвертичные отложения образуют предгорный шлейф и пролювиально-аллювиальную равнину. Эти отложения мощностью 100—800 м включают в себе интенсивные потоки подземных вод со свободным уровнем в пределах предгорного шлейфа; на равнине же они приобретают напор.

В отложениях палеогена—неогена формируются порово-трещинные пластовые воды, не имеющие гидравлической связи с водами четвертичных отложений и с трещинными водами отложений палеозоя, поскольку пласты водоупорных пород в них выдержаны на значительных площадях. Они являются спорадически обводненными. Глубина залегания подземных вод в этих отложениях, а также гидродинамический режим находятся в прямой зависимости от структурного положения отдельных водоносных горизонтов. Наиболее благоприятны для накопления подземных вод здесь синклинали и моноклинали. В целом отложения палеогена—неогена являются региональным водоупором с замедленным или застойным характером движения подземных вод.

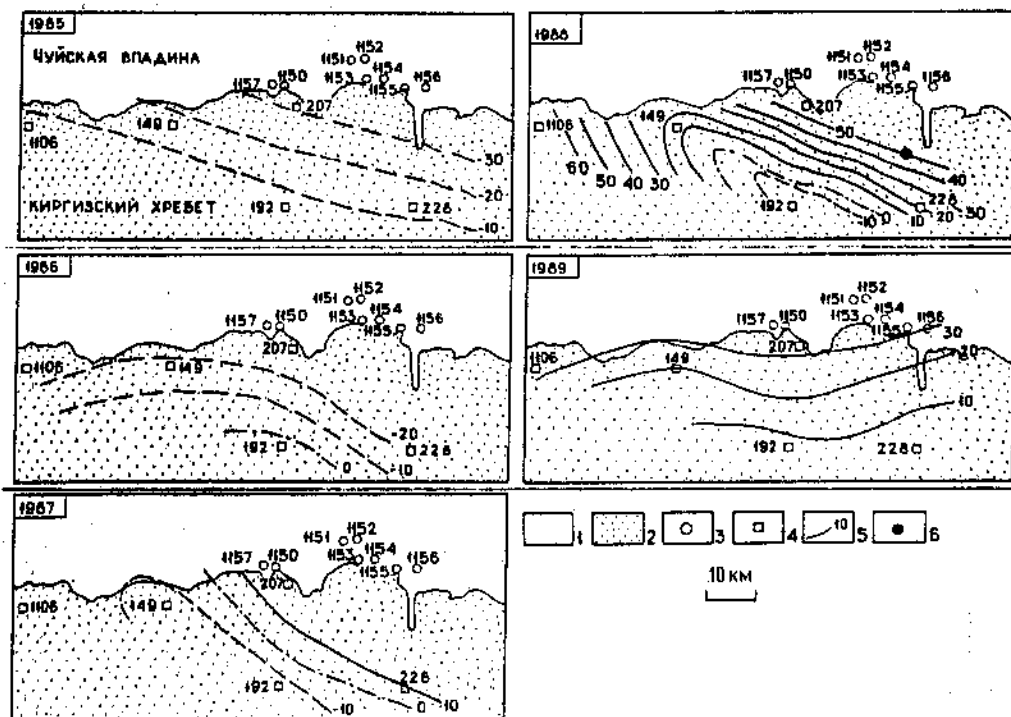


Рис. 57. Схемы изменений дебитов родников

1 — мезозойско-кайнозойские отложения Чуйской впадины; 2 — выходы докембрийского основания на дневную поверхность; 3 — скважины, где ведутся измерения уровня подземных вод; 4 — родники, в которых ведутся измерения дебитов подземных вод; 5 — изолинии изменений дебитов родников (в % к среднемноголетнему уровню); 6 — эпицентр землетрясения 5 марта 1989 г.

Основными источниками питания вод в палеозойских и протерозойских породах являются атмосферные осадки и талые воды ледников и снежников. Разгрузка их происходит посредством родников. Приурочены подземные воды в основном к зонам тектонической трещиноватости и трещинам отдельности. Воды зон тектонических нарушений не имеют площадного развития. Они образуют линейно вытянутые потоки вдоль зон дробления.

Наиболее активные гидрогеологические процессы, характерные для четвертичных отложений, зависят от сезонного изменения уровня подземных вод. Ниже зоны сезонного колебания они постоянно водонасыщены. Поэтому здесь изменений сопротивления, связанных с сезоном, не должно наблюдаться. Эта часть разреза четвертичных отложений благоприятна для изучения геодинамических процессов методами электроразведки.

Палеоген-неогеновые отложения наиболее подходят для изучения геодинамических процессов, поскольку сезонные изменения в движениях воды здесь незначительны. Особо благоприятны для этих целей низкоомные глинистые толщи.

Гидродинамические процессы в породах фундамента протекают довольно сложно. Наиболее активны они в коре выветривания и в ослабленных трещиноватых зонах. Для изучения геодинамических процессов лучше использовать более высокоомные, т.е. ненарушенные, части разреза.

Поскольку за изменениями уровня подземных вод следили в основном по скважинам, пробуренным в четвертичных отложениях, и по родникам в коренных отложе-

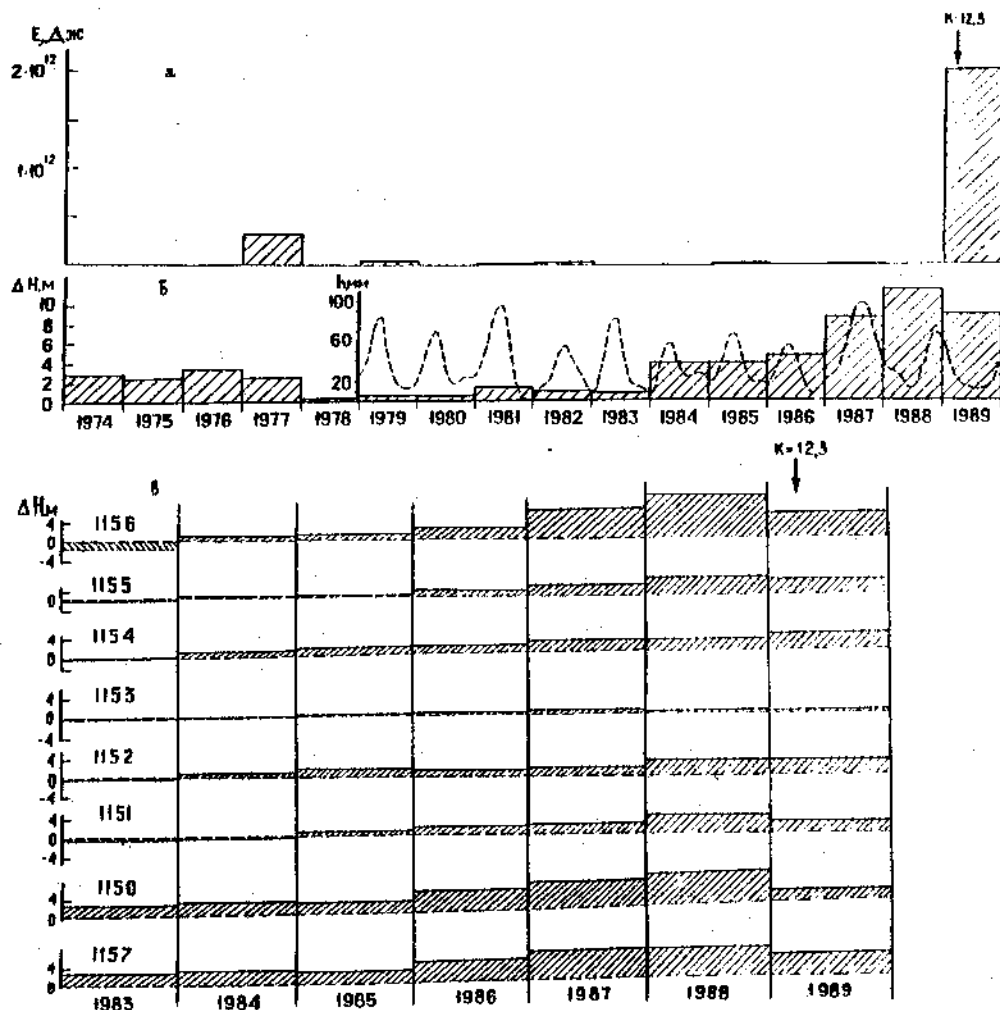


Рис. 58. Суммарная за год энергия землетрясений на Бишкекском полигоне (а), изменения среднегодового уровня (ΔH) подземных вод в скв. 1156 (гистограмма) и количества осадков на метеостанции Байтык (пунктирная линия) (б); измерения среднегодового уровня подземных вод в различных скважинах (в)

ниях, считалось, что эти изменения должны отражать сезонные явления, на фоне которых выявление деформационных процессов маловероятно. Эти сведения не привлекали особого внимания сейсмологов. В действительности же оказалось, что сейсмологическая значимость этой информации весьма существенна. Ниже приводятся результаты исследований особенностей режима скважин и родников на полигоне.

Слежение за вариациями уровня подземных вод в скважинах и дебита родников производилось ПГО "Киргизгеология". Скважины расположены в Байтыкской впадине (рис. 57). Анализ особенностей дебита проводился по родникам, расположенным на площади выхода докембрийского основания на дневную поверхность.

5 марта 1989 г. южнее скв. 1156 произошло землетрясение с $K = 12,3$, которому в течение февраля предшествовало несколько более слабых толчков, в том числе один с $K = 10,5$. Эпицентр землетрясения с $K = 12,3$ показан на рис. 57.

Как видно из рис. 58, а, б, подъем воды в скв. 1156 предвещал активный в сейсми-

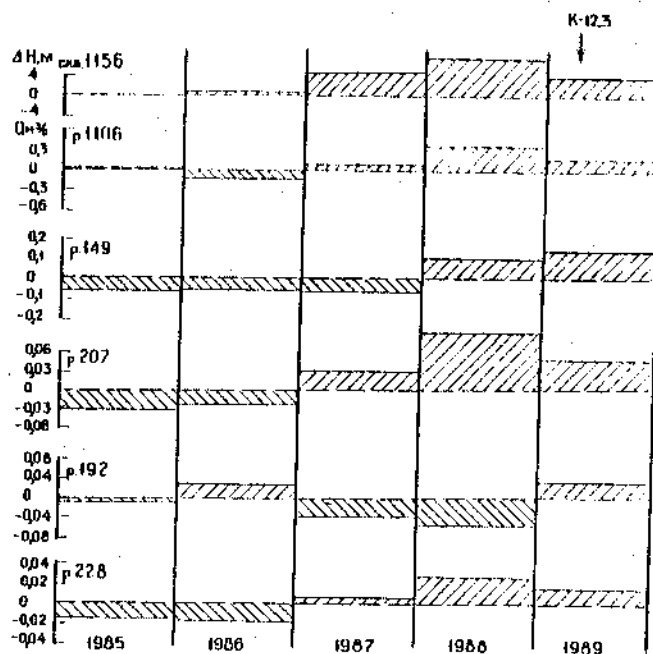


Рис. 59. Изменения среднегодового уровня подземных вод в скв. 1156 (ΔH) и дебита родников 1106, 149, 207, 192, 228 по отношению к среднегодовому уровню (Q)

ческом отношении февральско-мартовский период 1989 г., что позволило предполагать деформационную природу колебаний уровня подземных вод. Как отмечалось выше, уровень воды в скважинах может существенно зависеть от количества осадков, поэтому необходима оценка возможного их влияния. В этой связи могут быть сопоставлены данные по уровню воды в скважине, относящиеся к 1981 и 1987 гг., когда количество осадков было повышенным и примерно одинаковым (рис. 58,б). Однако в 1981 г. существенного повышения уровня воды в скважине не наблюдалось. Следовательно, вряд ли можно говорить о влиянии поверхностных осадков на подъем подземных вод в районе скважины.

Из рис. 58,в видно, что подъем воды в скв. 1156, наиболее сильный в 1988 г., не является исключительной ее особенностью. Подобные вариации в сторону повышения уровня подземных вод наблюдались практически во всех скважинах, а наиболее активно в скв. 1156, 1150 и 1157. Это свидетельствует о том, что значительная часть территории полигона, от скв. 1157 на западе до скв. 1156 на востоке, находилась в едином режиме с 1986 по 1989 г., с максимумом в 1988 г.

Рассмотрим характер изменений дебита родников в пределах собственно сейсмогенерирующей зоны полигона. Анализ осуществлялся по родникам 1106, 149, 207, 192 и 228 (рис. 59). Максимальные по амплитуде изменения дебита воды в целом также падают на 1988 г. Однако в отдельных случаях, в частности в роднике 192, картина иная. Более детальный анализ вариаций дебита воды в родниках по годам проиллюстрирован на рис. 57.

Таким образом, анализ изменений уровня подземных вод в скважинах и дебита родников позволяет сделать следующие выводы:

1) низкочастотные, отраженные в среднегодовых значениях вариации уровня подземных вод в скважинах и дебита родников характеризуют деформационные процессы;

2) область, в которой в 1987—1989 гг. наблюдались повышенный, местами до 50%, дебит родников и подъем уровня подземных вод в скважинах до 10 м по сравнению со среднемноголетними значениями, совпадает в целом с областью, занятой аномальными проявлениями ρ_x в декабре 1988 г. — марте 1989 г.;

3) скорее всего, это совпадение говорит о существовании области внутри сейсмо-генерирующей зоны, по крайней мере в этот период отличающейся по своему развитию от окружающей территории.

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ НА МАЛЫХ ГЛУБИНАХ

Как уже отмечалось в гл. 2, на некоторых полигонах нашей страны, КНР и Японии в прогностических целях используются зондирования ВЭЗ на постоянном токе. Организация таких работ менее трудоемка, а применение прецизионной измерительной техники позволяет добиваться малой погрешности измерений. Работы ведутся, как правило, на установках Веннера с AB до 3000 м, т.е. глубинность исследований не превышает десятков и первых сотен метров.

На Бишкекском полигоне подобные измерения проводятся на пяти стационарных станциях, схема расположения которых уже была приведена на рис. 32. Кроме того, такие наблюдения организованы и в пункте 19, расположенном на режимной скважине 1152, в которой "Киргизгеология" занимается измерением уровня подземных вод. В этом пункте проводятся также повторные зондирования ЧЗ и ЗС, которые позволяют оценить изменения сопротивления на больших глубинах.

На стационарных станциях созданы крестовые установки Веннера с $AB = 100, 300$ и 1000 м. Все линии были подвешены на столбах, что исключает утечки. В качестве источника тока применялись специально разработанные генераторные устройства с питанием от ЛЭП. Измерения ρ_x производились с помощью цифровых станций КИЦ-1, описание которых дано в гл. 4.

Вариации сопротивления измерялись 2 раза в сутки. Фоновые значения для разных установок составляли 3—5%.

Измерения на скважине проводились для оценки возможного искажающего влияния колебаний уровня подземных вод, связанных с сезонными гидрогеологическими факторами. Скважина пробурена в четвертичных галечниках и конгломератах (рис. 60,а). Водонесный горизонт вскрыт на глубине 60—70 м, где установлены фильтры. Статический уровень воды в скважине составляет 40 м, его сезонные колебания достигают 12 м.

В 1985—1986 гг. на скважине проводились повторные ВЭЗ по схеме Шлюмберже. Отдельные кривые ρ_x ВЭЗ также приведены на рис. 60,б. В ходе этих наблюдений зафиксированы активные изменения сопротивления в течение года. На малых AB (< 4 м) они варьируют от 55 до 180 Ом-м, т.е. увеличиваются более чем в 3 раза. С увеличением AB размах изменений сопротивления уменьшается, и при AB более 400 м эти изменения находятся в пределах ошибок. Минимальные значения ρ_x отмечались летом, максимальные — зимой. Подобная картина зафиксирована и в других пунктах.

Количественная интерпретация кривых ВЭЗ показала, что изменения сопротивления связаны с процессами, происходящими в верхнем маломощном (до 2 м) горизонте, и определяются в основном промерзанием почвенного слоя в зимние периоды. Влияния же изменений уровня подземных вод на кривые не обнаружено.

Графики ρ_x , приведенные на рис. 61, позволяют более детально оценить характер изменения сопротивления пород в верхней части разреза. В частности, при измерениях с $AB = 50$ м максимумы ρ_x приходятся на зимние периоды, что связано с промерзанием верхнего слоя. При измерениях с $AB = 200$ и 320 м, т.е. с увеличением глубинности, наблюдается явная несогласованность вариаций ρ_x как с ходом сезонного промерзания,

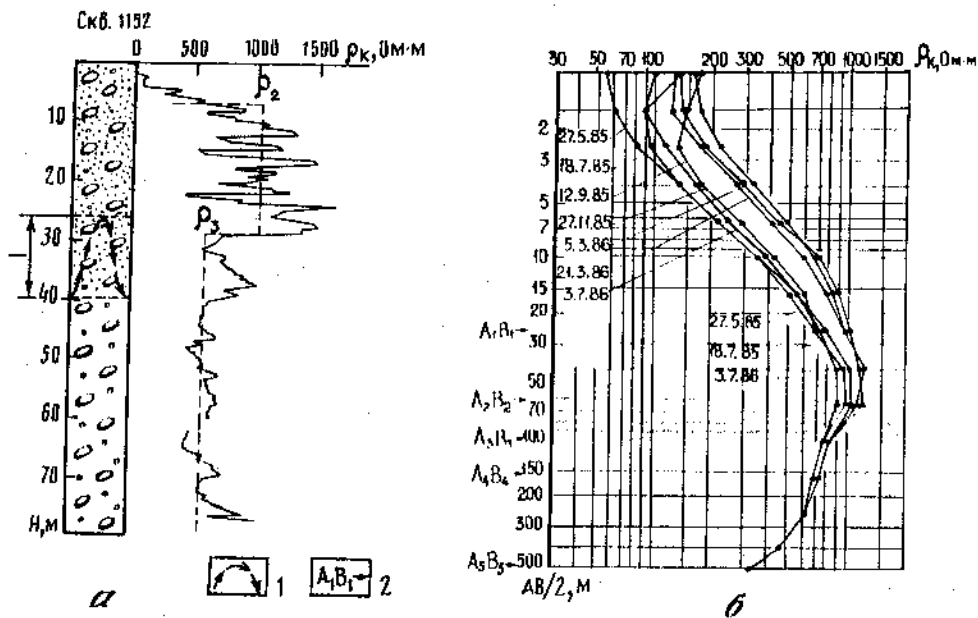


Рис. 60. График изменений сопротивления по данным каротажа КС с разрезом скв. 1152 (а) и кривые ВЭЗ, измеренные в разное время в скв. 1152 (б)

1 — график изменения уровня грунтовых вод; 2 — размеры установок, на которых производились повторные измерения сопротивления через 3—5 дней

так и с изменениями уровня подземных вод. В 1985—1986 гг. при измерениях с $AB = 320$ м сезонные процессы не проявляются и вариации ρ_k находятся в пределах ошибок. В 1987 г. произошло градиентное понижение сопротивления, подобное скачку вариаций ρ_k , зафиксированному в пункте 3 методом ЧЗ (см. рис. 34). Можно предположить, что это — отражение деформационных процессов, охвативших значительную часть полигона.

На рис. 61 приведен также график изменений ρ_k , полученный при измерениях на постоянном токе по схеме диполь—диполь. В качестве питающего использован диполь, на базе которого проводятся описанные выше наблюдения ЧЗ и ЗС. Приемным служит диполь установки ВЭЗ на скв. 1152. Здесь в июне—июле 1988 г. наблюдались изменения сопротивления, по времени предшествующие землетрясению с $K = 7,6$, эпицентр которого располагался между питающим и приемным диполями. На этой установке не проявилось искажающее влияние сезонных процессов, однако в отличие от ВЭЗ в силу большей глубинности дипольных зондирований отразились деформационные процессы, следствием которых явилось это землетрясение.

В ряде случаев методом ВЭЗ были зафиксированы вариации ρ_k , по времени совпадающие с такими сильными и удаленными землетрясениями, как Папское 28 февраля 1983 г. с $K = 14$, Газлийское 19 марта 1984 г. с $K = 17$, Чолпонатинское 21 декабря 1983 г. с $K = 14$. В качестве примеров на рис. 62 приведены графики изменений ρ_k в двух пунктах, расположенных на полигоне в зоне субширотного Шамсинско-Тюндюкского разлома. Непосредственно сразу после Чолпонатинского землетрясения, происшедшего в 240 км к востоку от Бишкекского полигона, наблюдалось понижение сопротивления на установках с $AB = 100, 300$ и 1000 м.

Таким образом, гидрометеорологические факторы влияют на измерения удельного сопротивления, но уже при разносах $AB = 500—1000$ м их влиянием можно пренебречь.

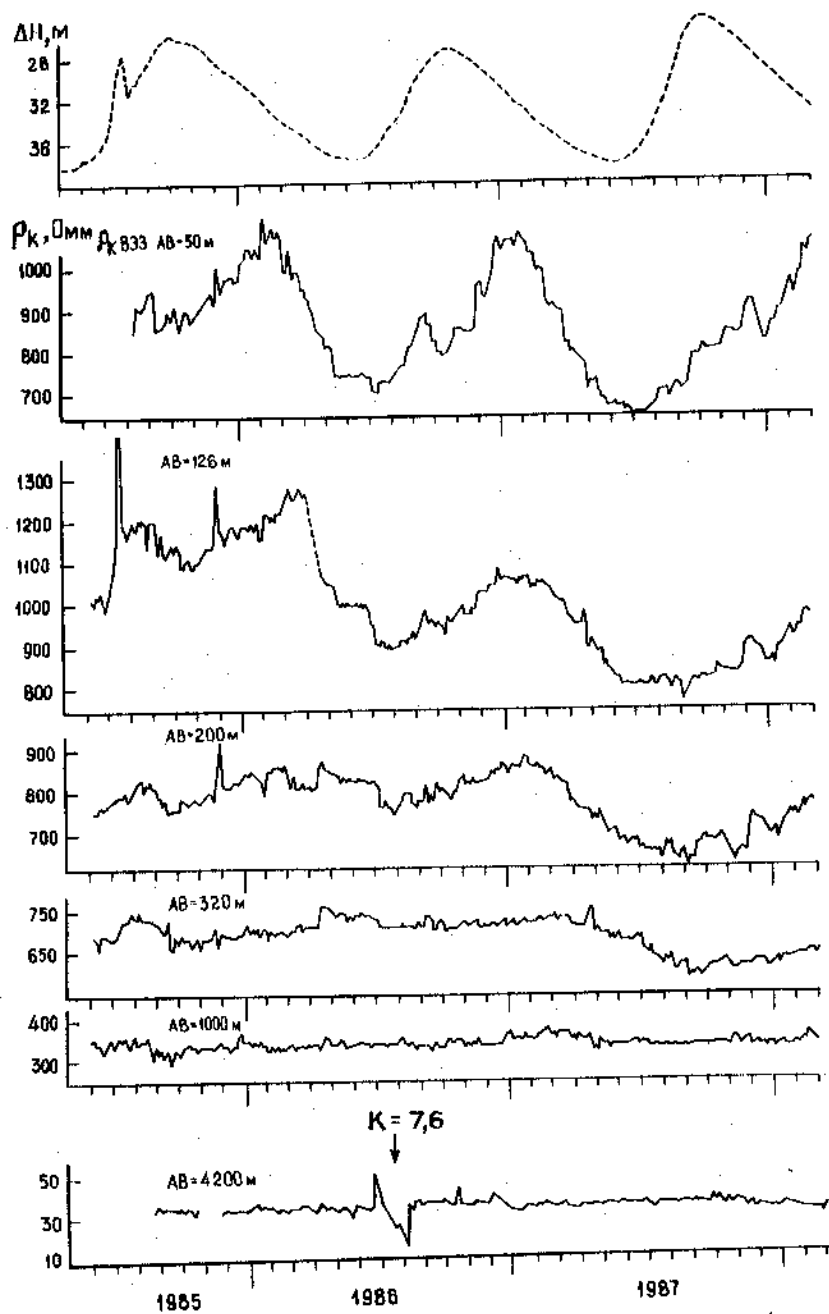


Рис. 61. Графики изменений уровня подземных вод (ΔH) в скв. 1152 и кажущегося сопротивления по данным повторных измерений по схеме ВЭЗ с АВ = 50, 126, 200, 320, 1000 м, выполненных в скв. 1152; внизу — изменения кажущегося сопротивления по данным повторных наблюдений на приемном диполе $MN = 1000$ м, расположенном в районе скважины, при использовании в качестве питающего диполя $AR = 4200$ м. Стрелкой показано землетрясение с $K = 7,6$ 27 июля 1988 г.

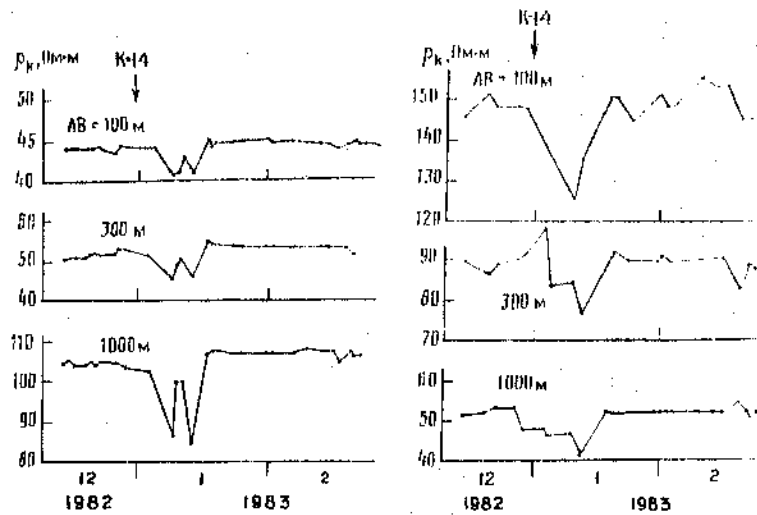


Рис. 62. Примеры вариаций ρ_k ВЭЗ в зоне Шамсинско-Тюндюкского разлома

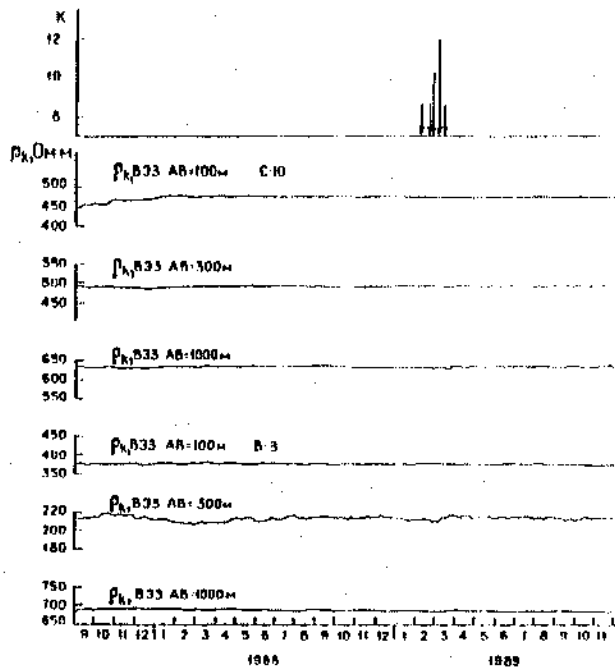


Рис. 63. Вариации ρ_k ВЭЗ в пункте 5
Стрелками показаны землетрясения с $K \geq 7,6$

Наряду с этим наблюдаются вариации сопротивления, связанные с деформациями. Иногда видна определенная система в аномалиях (рис. 62), однако существующая на полигоне наблюдательная сеть явно недостаточна для выявления пространственно-временных закономерностей аномальных проявлений малоглубинными электрометрическими установками. Совпадение по времени аномальных изменений сопротивления на полигоне с удаленными сильными землетрясениями свидетельствует о том, что это единый деформационный процесс. Он развивался на значительной территории и в одних местах проявился землетрясениями, а в других — аномальными вариациями ρ_k . Все это свидетельствует о целесообразности проведения малоглубинных исследований для понимания специфики развития деформационных процессов. В то же время не

наблюдалось каких-либо вариаций ρ_x по данным ВЭЗ, соответствующих землетрясению с $K = 12,3$, происшедшему 5 марта 1989 г. Как было показано в гл. 7, этому землетрясению, по данным ЧЗ и ЗС, предшествовали вариации сопротивления на значительной территории полигона. В пределах аномальной области расположены пункты 3—5, в которых производятся измерения сопротивления по схеме ВЭЗ. На рис. 63 в качестве примера приведены графики ρ_x ВЭЗ в пункте 5. Как видим, вариации ρ_x находились в пределах ошибок. Следовательно, прогностические возможности ВЭЗ в силу их малой глубинности ограничены.

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА БИШКЕКСКОМ ПОЛИГОНЕ

Наблюдения за вариациями геомагнитного поля Земли являются составной частью комплекса геофизических исследований, проводимых на Бишкекском полигоне. Измерения вариаций полного вектора геомагнитного поля (T) производились в четырех пунктах по профилю, вытянутому в субширотном направлении (пункты 1, 2, 4, 5 на рис. 32). Режимные измерения осуществлялись магнитометрами МПП-1М круглосуточно с интервалом измерений 20 с и с автоматической записью результатов на кассетную магнитную ленту. Оперативный контроль за состоянием аппаратуры и влиянием помех производился постоянно с помощью дополнительных датчиков, установленных на расстоянии 30—50 м от основных. Несложные коммутаторы обеспечивали возможность переключения измерительных блоков с одного датчика на другой. Дополнительный датчик подключался к измерительному блоку ежедневно на несколько минут. Этого оказалось достаточно для выявления и идентификации пассивных ферромагнитных помех или случайного перемещения датчиков. Инструментальные погрешности контролировались заведомо исправным образцовым измерительным блоком, который одновременно с проверяемым блоком поочередно подключался к основному и дополнительному датчикам (прямое и обратное включение).

Таким образом, практически обеспечивалась паспортная точность измерений. Процесс обработки результатов измерений, основанный на общепринятом разностном методе, был направлен на удаление помех и выделение полезного сигнала. Различного рода помехи (а в их число входят и вариации, полученные за счет неоднородности внешнего поля и индукционных эффектов) могли иметь такую же частотную характеристику, как и ожидаемые аномальные эффекты. Поэтому по мере возможности определялась природа тех или иных вариаций геомагнитного поля. Для этого использовались разностные ряды ΔT , полученные по магнитоспокойным периодам, и ряды, контролирующие работу аппаратуры (среднесуточные значения разностей по двум приборам на каждой станции).

Для выделения вариаций заданных частот применялось сглаживание временных рядов фильтром Поттера. Размах фильтра был равен максимальному числу данных в периоды его среза. Для большей устойчивости обработки временных рядов против влияния одиночных аномальных значений предварительно применялся алгоритм сглаживания Тьюки, включающий медианную фильтрацию с апертурой 3 и фильтр Ганна по трем точкам.

В результате получены откорректированные разностные ряды со среднеквадратичным отклонением единичного значения, не превышающим 0,75 нТ. Зависимость среднеквадратичной ошибки определения ΔT от расстояния между станциями по данным суточных наблюдений описывается функцией $\sigma = kth(R)$, где k близко к единице (рис. 64). При сглаживании рядов ΔT обратно пропорционально квадратному корню из периода среза фильтра, длиннопериодные составляющие в рядах могут быть выявлены с точностью до 0,1 нТ.

9. Проявление геодинамических процессов...

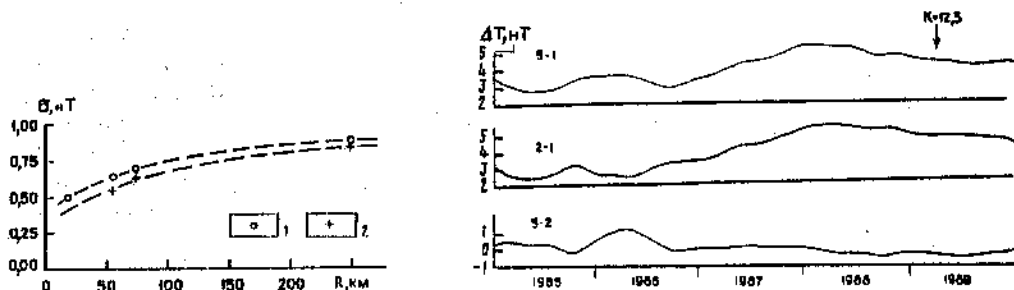


Рис. 64. Зависимость среднеквадратичной ошибки σ определения ΔT от расстояния между станциями (R) по данным суточных наблюдений с дискретностью 20 с
1 — с июня по сентябрь 1986 г.; 2 — с мая по август 1988 г.

Рис. 65. Графики вариаций среднесуточных значений ΔT между станциями 5—1, 2—1, 5—2, сглаженные фильтром Поттера с окном 200 дней

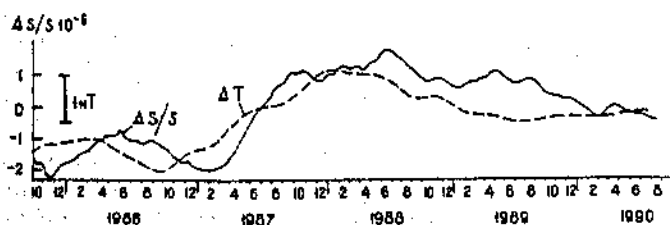


Рис. 66. Графики вариаций среднесуточных значений ΔT между станциями 5—1 и относительной длины светодальномерной линии l , сглаженные фильтром Поттера с окном 200 дней

Пример сглаженных рядов ΔT по трем парам станций 5—1, 2—1, 5—2 приведен на рис. 65. Четвертая станция была включена в работу в 1988 г., поэтому полученные на ней результаты приводятся только при анализе короткопериодных вариаций.

Отличительной особенностью низкочастотных вариаций полного вектора геомагнитного поля является повышение значений ΔT примерно на 3 нТ в разностных рядах 5—1 и 2—1. Началось оно в конце 1986 г., и в 1988 г. значения ΔT достигли своего максимума, после чего стали медленно понижаться. Значения ΔT в ряде 5—2 колеблются в пределах ошибок, за исключением первой половины 1986 г., когда наблюдалась "бухтообразная" вариация ΔT до 1 нТ. Рост ΔT в рядах 5—1 и 2—1 в 1987 г. можно было бы объяснить понижением поля в районе станции 1, однако есть основания предполагать, что этот эффект вызван увеличением T на территории от станции 2 на западе до станции 5 на востоке. В пользу такого предположения свидетельствуют данные светодальномерных наблюдений, колебаний уровня подземных вод и сейсмичности.

Светодальномерные наблюдения были организованы в центральной части полигона (см. рис. 32). График относительных изменений длины линии 1, ориентированной в субмеридиональном направлении, перпендикулярно основным тектоническим структурам, показывает (рис. 66), что с начала 1987 г. происходит увеличение длины линии. На том же графике приведена кривая ΔT между станциями 5 и 1. Графики $\Delta S/S$ и ΔT похожи, хотя заметно опережение ΔT по сравнению с $\Delta S/S$, коэффициент корреляции равен 0,81. Это позволяет предполагать наличие связи между вариациями геомагнитного поля и процессом деформации земной коры. Сравнивая графики ΔT и ΔH (рис. 67), можно отметить, что коэффициент корреляции этих рядов составляет 0,83

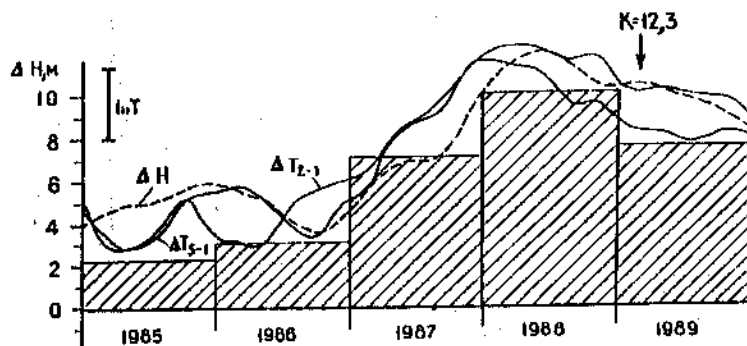


Рис. 67. Графики относительных изменений полного вектора T между станциями 2 и 1 (ΔT_{2-1}), 5 и 1 (ΔT_{5-1}) и уровня подземных вод ΔH в скв. 1156 по отношению к минимальному уровню за весь период наблюдений. Гистограммой показано среднегодовое изменение уровня подземных вод в этой скважине по отношению к среднегодовому значению

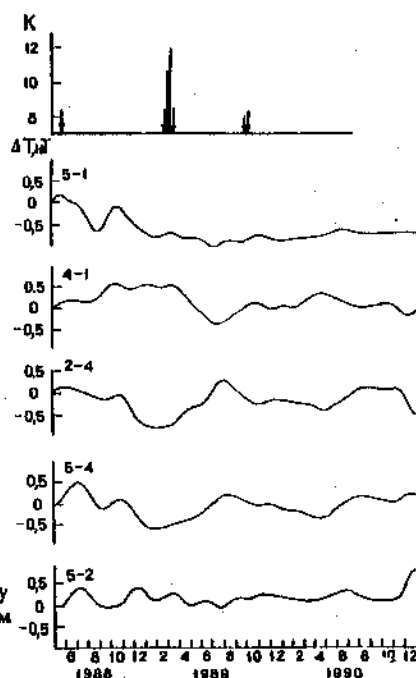


Рис. 68. Графики среднесуточных значений ΔT между станциями 5—1, 4—1, 2—4, 5—4, 5—2, сглаженные фильтром Поттера с окном 100 дней. Стрелками показаны моменты землетрясений с $K \geq 7,6$

(заметно опережение ΔT по сравнению с ΔH), что скорее указывает на связь этих параметров с деформационными процессами.

Как видно из рис. 65, пункты наблюдения 5 и 2 ведут себя одинаково по отношению к пункту 1. Оба они принадлежат к области ЦСЗ, характеризующейся в 1987—1989 гг. некоей общностью, выявляемой как по аномальному поведению дебита родников и уровня воды в скважинах (см. рис. 58, 59), так и по изменениям ρ_k в период с декабря 1988 г. по март 1989 г. (см. рис. 35). К сожалению, малое количество пунктов магнитометрической сети позволяет только наметить подобную связь.

Чтобы оценить возможные особенности вариаций магнитного поля, связанные с событиями февраля—марта 1989 г., на рис. 68 приведены вариации ΔT для пунктов наблюдения в пределах сейсмогенерирующей зоны. За шесть—три месяца до землетрясения в пункте 4, наиболее близко расположенном к эпицентру, начинается аномальное отклонение, достигающее 1 нТ в январе 1989 г. и заканчивающееся в июне—июле 1989 г. Оценка всех мешающих факторов показала, что их воздействие не выходит за пределы 0,3 нТ и вариации локального поля ΔT можно считать

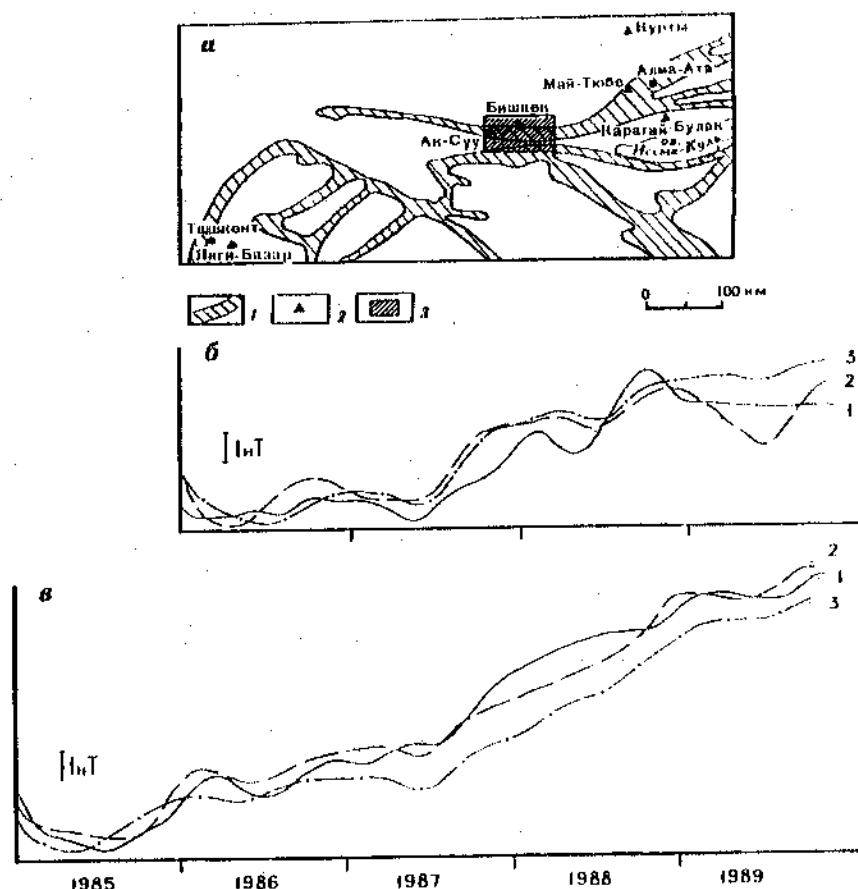


Рис. 69. Результаты магнитометрических наблюдений

а — схема расположения региональных магнитных станций; б — изменения ΔT между станциями Курты—Янгйбазар (1), Курты—Карагай-Булак (2), Курты—Май-Тюбе (3); в — изменения ΔT между станциями Курты—Ак-Суу (1), Курты—Шавай (2), Курты—Исык-Ата (3). Станции Шавай и Исык-Ата расположены на Бишкекском полигоне, их номера 2 и 5 соответственно (см. рис. 32)
1 — сейсмогенные зоны; 2 — пункты наблюдений; 3 — Бишкекский полигон

достоверными. К сожалению, малая плотность сети опять же не позволяет установить пространственно-временные особенности вариаций магнитного поля для этого события.

Представляет интерес сравнение данных, полученных на Бишкекском полигоне, с данными удаленных пунктов наблюдений. В этих целях были построены разностные ряды ΔT со станциями Курты и Май-Тюбе (данные Института сейсмологии Казахстана), Карагай-Булак (наши данные) и Янгйбазар (данные Института сейсмологии Узбекистана). На рис. 69 показано расположение пунктов наблюдений и приведены разности ΔT .

В целом все графики за рассматриваемое время похожи. Подобные изменения ΔT на больших базах отмечаются и другими исследователями. "Аномальные эффекты Газлийских землетрясений 1976 г. на Кызылкумском полигоне (180—250 км), Китайского землетрясения 13 февраля 1983 г. на Восточно-Ферганском полигоне (280 км) и Газлийского 20 марта 1984 г. на станциях Шурчи, Самарканд, Хаватаг (200—300 км) являются свидетельством существования аномальных эффектов

следующего, более высокого, ранга размером в первые сотни километров. Времена изменений геомагнитного поля землетрясениями колеблются от десятков до нескольких сотен суток" [101].

Естественным образом возникает вопрос о природе этих вариаций. Одной из наиболее вероятных причин длительных трендов в разностных геомагнитных рядах на больших базах можно считать вековые вариации, вызванные процессами, происходящими на границе ядро—мантия. Предварительные оценки этих вариаций для исследуемой территории вносят коррективы в ряды до 1,5 нТ в год, что исчерпывает величину тренда в первые годы наблюдений, но начиная с осени 1987 г. и до 1989 г. градиент резко увеличивается и не может быть объяснен вековыми вариациями даже по максимальным оценкам.

Как следует из рис. 69, влияние векового хода можно не учитывать. Вариации поля различаются лишь в деталях и не зависят от расстояния (Янгибазар на порядок дальше от Куртов, чем Май-Тюбе). Это свидетельствует о том, что на огромной территории, охваченной пунктами Янгибазар, Курты, Карагай-Булак, протекает некоторый единый процесс, который в меньших масштабах Бишкекского полигона не проявляется, а в пределах Алма-Атинского полигона проявляется. Скорее всего, на основании этих данных можно говорить о том, что изменения ΔT обусловлены региональным процессом, протекающим под земной корой. Вполне возможно, что это — течение электрических зарядов, образующихся в результате вязкого течения подкорового вещества.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГОРИЗОНТАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Целью наблюдений за горизонтальными движениями на полигоне являлось получение прямой информации о деформационных процессах. Для проведения этих работ использовались лазерные светодальномеры СГ-3 и СП-2.

При постановке исследований современных движений земной коры (СДЗК) на полигоне априори невозможно было предположить, какой вид движений характерен для него. Поэтому на первом этапе исследований была создана радиальная сеть из длинных (до 9 км) и коротких (менее 1 км) линий, лучами исходящих из центральной геофизической обсерватории (см. рис. 32). Более детально конфигурация сети представлена на рис. 70. Обсерватория расположена на одной из вершин северного склона Киргизского хребта, по правому борту ущелья р. Аламедин, на пути сильных потоков горно-долинных ветров, дующих вдоль Аламединского ущелья. Эти ветры хорошо перемешивают нижние слои атмосферы. При этом время от времени создаются идеальные условия для измерения длин светодальномерных линий. Сами измеряемые линии имеют значительный отрыв от подстилающей поверхности, конфигурация рельефа которой весьма сложна, а подстилающая поверхность покрыта степной растительностью. Сезонные перепады температур воздуха в данном районе достигают 50°C.

Режимные светодальномерные наблюдения на данной сети линий производятся в соответствии с [102]. Измерение одной линии представляет собой 20 отсчетов по светодальномеру, выполняемых в одну видимость. Метеопараметры, необходимые для коррекции светодальномерных наблюдений, измеряются у светодальномера на высоте 12 м и у отражателя на высотах 1,5—2 м через каждые 5 отсчетов по светодальномеру. Для измерения метеопараметров используются серийная метеопаратура МД-49А и психрометры Ассмана. В наиболее активные в сейсмическом отношении периоды производятся непрерывные суточные наблюдения. Это вызвано необходимостью уплотнения рядов наблюдений в указанные периоды в целях выявления высокочастотной составляющей деформационных процессов.

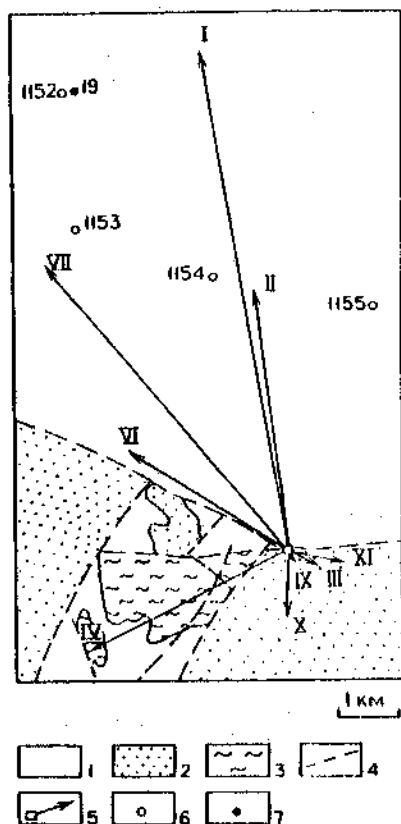


Рис. 70. Схема сети светодальномерных наблюдений на Бишкеском склоне

I — кайнозойские отложения; 2 — выходы докембрийского основания на дневную поверхность; 3 — отложения палеогена; 4 — разломы по геологическим данным; 5 — светодальномерные линии; 6 — режимные скважины; 7 — пункты повторных электромагнитных зондирований

Кроме того, периодически (3—4 раза в квартал) измерения длин линий сопровождаются вертолетными зондированиями температуры на трассе распространения лазерного луча. Температурные зондирования трассы проводились в целях выявления соответствия вводимых температурных поправок среднеинтегральной температуре по трассе луча и были направлены на установление погрешности измерения длин линий. В процессе семилетних исследований методика наблюдений последовательно усложнялась. (Более подробно методика наблюдений описана в [84].)

Аналогичные режимные исследования современных движений земной коры были поставлены в ближайшем асейсмичном районе, где априори известно, что деформации земной коры минимальны. Для этого была выбрана площадка в пределах Казахского щита, на западном берегу оз. Балхаш, в пустынной степной слабовсколмленной местности на породах кристаллического фундамента, выходящего на поверхность. Короткие

линии, приземный слой воздуха, горизонтальная трасса распространения луча, хорошее перемешивание атмосферы создали благоприятные условия для светодальномерных измерений. Измерения на этой площадке, которые проводились с июня 1987 г., позволили дополнительно оценить точностные характеристики применяемых инструментов, а также выявили различия в деформационных процессах в разных по тектонике районах.

Первичная обработка результатов измерений выполнялась по стандартной методике, принятой при производстве любых геофизических измерений. При этом вычислялись и вводились поправки в измеренные значения длины линий за температуру, давление и влажность атмосферы, а также определялись "постоянные" применяемых инструментов и отражателей.

На следующем этапе по скорректированным данным рассчитывались границы случайной ошибки единичного измерения, обусловленной различными атмосферными явлениями, в том числе связанной с турбулентностью атмосферы, а также с незнанием среднеинтегральной температуры по трассе луча. По результатам вертолетных зондирований температуры по трассе луча и измерений температуры у светодальномера и отражателей производились вычисления систематической ошибки за температуру и ее коррекция. После этого были сформированы временные ряды и производился анализ их пространственно-временной структуры, а также их взаимосвязей с другими геофизическими полями, отражающими геодинамический процесс.

Перейдем к оценке точности светодальномерных наблюдений. Любую светодальномерную систему можно представить как систему, состоящую из приемопередатчика, объема среды, через которую проходит лазерный луч, и отражателя. Следовательно, точность измеренного значения длины линии зависит от инструментальных ошибок и

ошибок, связанных с изменением скорости прохождения луча в реальной атмосфере и отклонением его пути от прямолинейного. Если первый вид ошибок сравнительно легко может быть оценен, то ошибки, связанные с атмосферой, оценить достаточно трудно, так как они определяются степенью тепловой неоднородности и турбулентности атмосферы вдоль трассы луча в момент измерения.

Оценка инструментальной точности лазерных светодальномеров СГ-3 и СП-2 производилась на полевых эталонных базисах длиной до 2 км в приземном слое в пасмурную погоду со слабым ветром, т.е. в стабильной квазиоднородной атмосфере. Точность измерений длин эталонного базиса инвариантной проволокой составляет $\pm 1 \cdot 10^{-6}$. Базис расположен в плоской, слабо наклоненной к северу местности у подножия Киргизского хребта. Его линии измерялись дважды — в июне 1977 г. и в апреле 1986 г. Сравнение двух циклов измерений позволило оценить стабильность светодальномеров во времени, она оказалась не хуже $\pm 0,7 \cdot 10^{-6}$. Во время компарирования светодальномеров на этом базисе в разное время суток проводились измерения отрезков длиной 1,03—2,016 км (до 10 отрезков) в четыре-пять приемов при 20 отсчетах в прием.

Эталонировка производилась ежегодно в целях определения стабильности "постоянной" поправки светодальномеров. Обработка результатов многолетних эталонировок светодальномеров позволила утверждать, что инструментальная ошибка измерения при нормальных погодных условиях для прибора СП-2 колеблется в пределах $(0,35—0,55) \cdot 10^{-6}$. Для светодальномеров СГ-3 эта ошибка соответственно составила $(1—2) \cdot 10^{-6}$.

Дисперсия, полученная для реальных временных рядов длин линий, значительно больше. Можно предполагать, что она в целом может определяться как состоянием атмосферы, так и возможными кратковременными тектоническими подвижками. Для исключения последнего фактора и оценки ошибок, связанных с исполнимым учетом атмосферных факторов, был выполнен эксперимент на Балхашской площадке в асейсмической области Казахского цыта. Линии измерялись двумя светодальномерами СП-2 с 9 до 15 ч по местному времени. Температура воздуха изменялась со скоростью $0,22^\circ/\text{ч}$ в диапазоне от $25,95$ до $26,85^\circ\text{C}$. Средняя разность температур на концах линий составляла $2,4^\circ\text{C}$, а средняя разность давлений — $1,44$ мм рт.ст. Точность измеренных линий по внутренней сходимости для двух приборов составила соответственно $0,91 \cdot 10^{-6}$ и $0,53 \cdot 10^{-6}$.

Результаты оценки находятся в пределах инструментальной точности светодальномеров, и их можно распространить на линии длиной до 2 км. На более длинных линиях трудно ожидать идеальных атмосферных условий. К тому же гораздо сильнее сказывается ошибка оператора в фиксации отраженного сигнала.

Более приемлемую оценку точности измерений длинных линий можно получить, используя результаты вертолетного зондирования температуры атмосферы вдоль трассы во время измерений длин линий. Для анализа были взяты результаты вертолетного зондирования вдоль самой длинной линии I (см. рис. 70). Температуру, полученную при вертолетном зондировании ($T_{\text{в}}$), можно с ошибкой $\pm 0,3^\circ\text{C}$ принять за истинное среднесинтегральное значение температуры воздуха вдоль трассы луча. Тогда величину $\Delta T_I = T_{\text{в}} - T_{\text{м}}$ можно считать абсолютной ошибкой температуры $T_{\text{м}}$, которая используется при корректировке измеренных значений длин линий ($T_{\text{м}}$ — измеренное значение температуры на мачте метеостанции у приемопередатчика).

Анализ распределения ΔT_I показал, что эта величина случайная и распределена по нормальному закону. Среднеквадратичная ошибка определения среднесинтегральной температуры во время измерения составила $m_1 = \pm 1,7^\circ\text{C}$ при систематическом смещении $+2,1^\circ\text{C}$. Систематическое смещение, вызывающее систематическую ошибку, при исследовании вариаций длин линий можно не учитывать. Пересчет температурной ошибки в ошибку длин линий дает оценку $m_1 = \pm 1,2 \cdot 10^{-6}$. В этом

случае границы случайной ошибки $\varepsilon(s_i)$ при доверительной вероятности 0,95 соответственно определяются как $\varepsilon(s_i) = 2m_s = \pm 2,4 \cdot 10^{-6}$.

Сравнение полученной ошибки с величиной среднеквадратичного отклонения реальных временных рядов длин линий показывает, что реальные вариации длин линий значительно превосходят ошибку измерения. Полученные оценки подтверждают, что ряды светодальномерных наблюдений отражают реальные деформации земной коры.

Однако при производстве измерений иногда наблюдались вариации длин линий очень большой амплитуды, которые трудно или невозможно объяснить деформациями земной коры. При этом какого-либо разброса отсчетов светодальномера не было обнаружено. Длительность подобных аномальных выбросов составляет, как правило, несколько часов. По нашему мнению, подобные выбросы могут быть обусловлены повышенной турбулентностью атмосферы по трассе луча. Однако доказательство этого предположения требует проведения дополнительных исследований. Пока же подобные вариации исключались из рассмотрения. Для этого перед проведением анализа ряды наблюдений подвергались низкочастотной фильтрации с окном 30, 100 или 200 сут.

Отличительной особенностью изменений длин линий является подобие по форме разнонаправленных линий I, II, IV, VI (рис. 71). Эти данные вызвали определенную дискуссию и породили различные взгляды на это явление, вплоть до того, что эта особенность не связывалась с деформационными процессами. Для выяснения этого вопроса было проведено сравнение рядов светодальномерных линий с другими прямыми измерениями деформаций. На рис. 72 приведены относительные изменения наиболее длинной линии I, а также данные, полученные в штольне, расположенной к западу от деформационной площадки, с помощью кварцевых деформографов и наклономеров [83]. Как видно из графика, в первом полугодии 1987 г. произошло резкое удлинение линии I (наблюдалось оно также и на линиях II, VI и IV). В апреле — мае произошло также резкое изменение деформаций в штольне. Такое совпадение позволило предположить, что наиболее значительные по амплитуде изменения длин линий все же отражают реальные деформационные процессы.

Деформационный скачок 1987 г. сопровождался изменением сопротивления пород на значительной части полигона. В качестве примера рассмотрим рис. 33, на котором представлены изменения ρ_x по данным повторных частотных зондирований в пунктах 3 и 1 и относительные изменения длины линии I. Поведение ρ_x и ΔS сходно, что свидетельствует о том, что они отражают один и тот же деформационный процесс. Однако в пункте 3 скачок деформаций сопровождался ростом сопротивления, а в пункте 1, расположенном на самом западном фланге полигона, — снижением сопротивления. Отсюда можно предположить, что деформационный процесс 1987 г. охватил практически всю территорию полигона. Резкое изменение деформаций, которое произошло в 1987 г. и проявилось в изменении длин ряда светодальномерных линий, сопровождалось также подъемом уровня подземных вод в режимных скважинах и вариациями геомагнитного поля, что уже отмечалось выше. Примечательно, что наблюдения на Балхашской площадке не выявили в 1987 г. никаких скачков деформаций, подобных вышеописанным.

Далее встает вопрос о пространственном распределении поля деформаций и характере их развития. К сожалению, ответить на него непросто, поскольку не создана триангуляционная система наблюдений. Учитывая конформность в целом изменений длин линий I, II, VI и IV, ориентированных в северном, северо-западном и западном направлениях, можно предполагать, что расширению и сжатию подвергся весь сектор, в пределах которого расположены эти линии.

Что же касается линий X, IX, III и XI юго-восточного сектора (см. рис. 70), то их измерения были организованы лишь в 1988 г. Отличительной особенностью вариаций

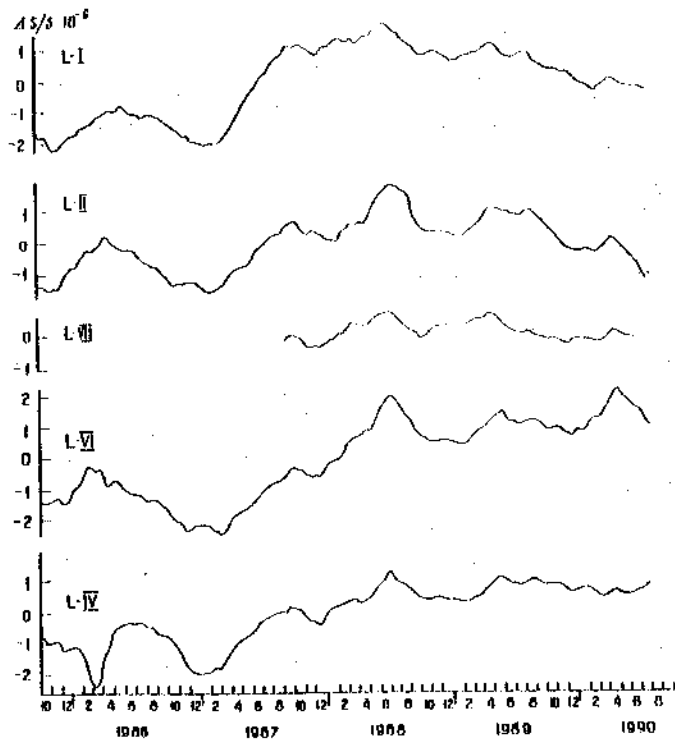


Рис. 71. Изменения $\Delta S/S$ светодальномерных линий I, II, VII, VI, IV

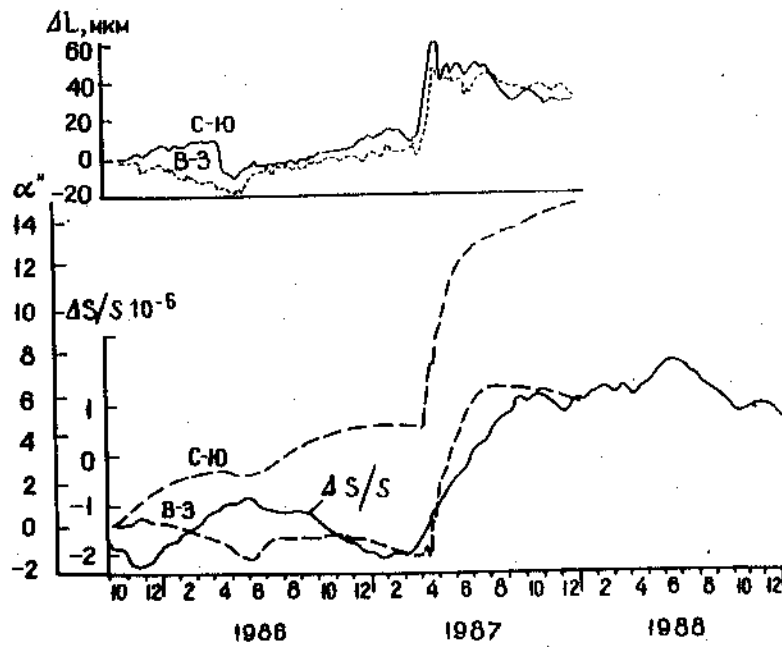


Рис. 72. Графики деформаций ΔL и наклонов α по данным измерений в геофизической обсерватории Института сейсмологии АН Кыргызстана [80] и изменений относительной длины светодальномерной линии I

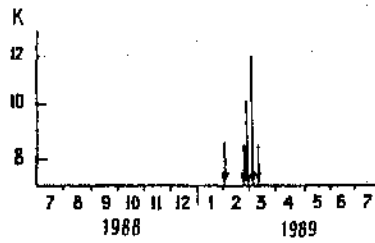


Рис. 73. Графики изменений кажущегося сопротивления на частоте 1 Гц по данным повторных частотных зондирований в пункте 5 и относительной длины светодальномерной линии X. Стрелками показаны моменты землетрясений с $K \geq 7,6$

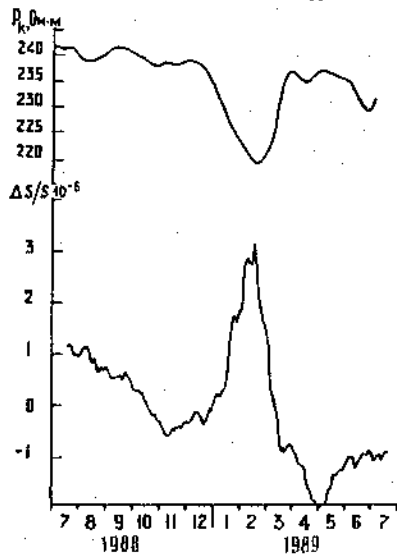
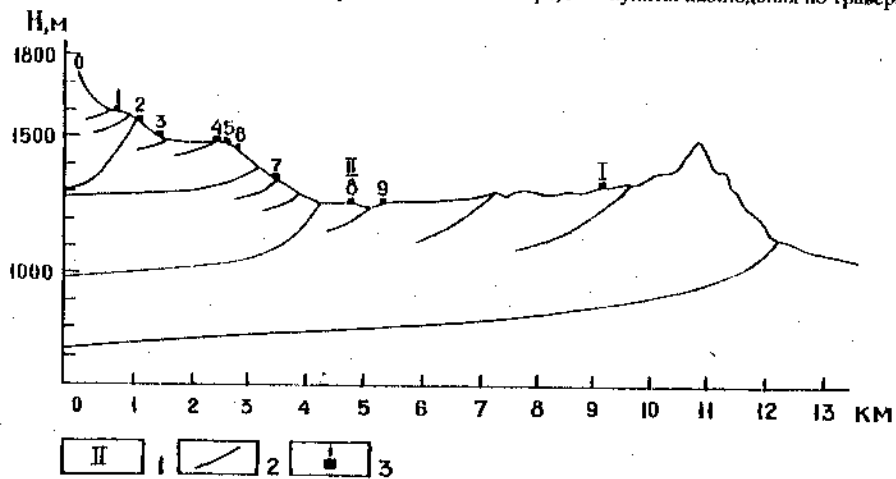


Рис. 74. Предполагаемая модель перемещения верхней части земной коры вдоль геодезического траверса по направлению светодальномерной линии I (оставлена по [84])

1 — точки измерения радиальной сети (см. рис. 70); 2 — разломы в земной коре; 3 — пункты наблюдения по траверсу



длины линий юго-восточного сектора является наличие локального максимума на линиях X и III в феврале—марте 1989 г. По времени он предшествовал землетрясению с $K = 12,3$ (5 марта 1989 г.), происшедшему в юго-восточном направлении. На рис. 73 показано сравнение относительных изменений длины линии X с изменением кажущегося сопротивления, соответствующего частоте 1 Гц в пункте 5. Как видно из этого графика, землетрясению с $K = 12,3$ в течение двух месяцев предшествовали удлинение линии X и понижение сопротивления, сопровождавшиеся серией относительно

слабых землетрясений. После резкого изменения характера поведения кривых $\Delta S/S$ и ρ_x произошло землетрясение с $K = 12,3$. По-видимому, вариации длин линий X и III отразили локальные особенности деформационного процесса, завершившегося относительно сильным землетрясением.

Обращает на себя внимание еще один факт: чем меньше длины линий, на которых проводятся светодальномерные измерения, тем больше дисперсия единичных относительных изменений. Подобную особенность легко интерпретировать с точки зрения колебания в пространстве точек наблюдения. Если допустить, что каждая из точек колеблется независимо от другой, то понятно, что в ряду расположенных в линию таких точек при изменении расстояния между соседними парами будут получаться наибольшие амплитуды колебаний (в относительных величинах). Изменения же длин линий между парами точек, не являющихся соседними, ввиду случайности их колебания лишь изредка могут достигнуть большой величины, а следовательно, дисперсия относительной величины будет меньше.

Сложность описанных деформационных процессов не позволяет представить исследуемую геологическую структуру в качестве модели вертикальных блоков, распространяющихся на глубину, и наводит на мысль о наличии выклинивающихся субгоризонтальных границ раздела (рис. 74).

Основной вывод из сказанного заключается в том, что все рассматриваемые геофизические параметры связаны с деформационными процессами и отражают ход накопления упругой энергии в различных частях земной коры. Однако для установления пространственно-временных особенностей этого накопления сеть наблюдений не являлась оптимальной. Удалось лишь наметить такие особенности, в основном путем сопоставления всего комплекса геофизических исследований.

Глава 11

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА С НАКОПЛЕНИЕМ УПРУГОЙ ЭНЕРГИИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Среднеазиатский регион, отличающийся в целом высокой сейсмичностью, пространственно неоднороден по интенсивности сейсмического процесса. В нем выделяются региональные, обычно длинно вытянутые, сейсмогенерирующие зоны и сравнительно асейсмические территории (см. рис. 2). Региональные сейсмогенерирующие зоны, в свою очередь, по интенсивности сейсмического процесса можно подразделить на сейсмогенерирующие зоны и более спокойные участки. Подобная картина наблюдается и внутри сейсмогенерирующей зоны (см. рис. 6).

Такие данные, как пространственное совпадение региональных сейсмогенерирующих зон с особенностями строения нижнего корового горизонта, выявленного по данным МТЗ и ГМТЗ (гл. 8), указывают на геологическую длительность существования этих зон (см. рис. 52). Пока трудно утверждать, что положение сейсмогенерирующих зон сохраняется так же долго, как и положение региональных сейсмогенерирующих зон. Пространственное совмещение первых с положением межгорных впадин (см. гл. 8), наметившееся по крайней мере в двух случаях, их куполообразное строение и отражение ЦСЗ в геологической структуре (см. рис. 29) все же указывают на геологические времена их существования. Время существования более мелких деталей сейсмогенерирующих зон (см. рис. 6) пока определить трудно.

Вместе с тем геологические времена существования региональных и локальных сейсмогенерирующих зон указывают на их связь с геологическими и тектоническими структурами только лишь определенного возраста. В гл. 1 мы провели такой анализ

для ЦСЗ и не нашли ее связи со структурами доверхнеолигоценного времени, связь же со структурами более позднего времени явно прослеживается. В то же время совпадение положения региональной сейсмогенерирующей зоны между Северным и Средним Тянь-Шанем с положением границы между каледонидами и герцинидами как будто наблюдается. Все эти факты укладываются в модель смены силового поля. В определенное геологическое время происходит смена силового поля, определяющего геологическое развитие региона, эта смена обуславливает наложенный характер геологических и тектонических структур по отношению к более древним. Новый план структур определяет и возникновение всех сейсмогенерирующих зон. Отдельные совпадения с границами древних структур, элементы унаследованности объясняются различием физических характеристик среды, определяемым ее прежним развитием, а не сохранением элементов старого силового поля в новом.

На наличие регионального силового поля указывают единство геологического развития региона в геологический промежуток времени с верхнего олигоцена до наших дней, особенности строения нижнего корового горизонта (см. гл. 8), подобие вариаций интенсивности сейсмического процесса по всему региону (см. гл. 9).

Остановимся на более гипотетических моментах, а именно откуда воздействуют силы и каков их характер. Если обратиться к истории геологического развития рассматриваемого региона, то можно отметить, что у различных его частей разная история (см. рис. 1). В то же время с определенного момента весь регион приобрел некую общность своего развития. Если предполагать, что и причина, и силовое поле, порожденное этой причиной, всегда определялись только процессами, протекающими в нижележащей толще Земли (*in situ*), то трудно себе представить, как изменить поле сил, не изменяя самого процесса, определяющего развитие региона. По-видимому, можно говорить либо о несовпадении процессов, определивших ход развития отдельных частей этого региона, либо о смещении со временем в пространстве одного и того же процесса и, следовательно, о перемещении силового поля в регионе со временем.

Поэтому мы должны допустить либо смену во времени самого процесса, определяющего смену тектонических сил, либо процесс, обеспечивающий передачу энергии не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении.

В гл. 9 рассмотрен вопрос о характере источника сил, воздействующих на земную кору. Как отмечено, эти силы носят региональный квазипериодический характер.

Среднеазиатский регион (исключая участки с глубокофокусными землетрясениями) можно в первом приближении смоделировать в виде некоей плиты глубиной 30–40 км, включающей гипоцентры всех землетрясений. Плита подстилается проводящим слоем (нижний коровый проводник), где землетрясения отсутствуют. Наложим на эту модель региональное поле сил, изменяющееся во времени. Допустим сначала, что на подошву такой плиты действует только постоянная сила, равномерно распределенная по всей поверхности. В этом случае необходимо постулировать изменение действия боковых сил, допуская неоднородность по механическим свойствам тела плиты. Следовательно, наши наблюдательные точки в различных частях должны отмечать в основном подобные аномалии во времени. Почему? Во-первых, если силы, действующие на боковые поверхности, можно заменить равнодействующей, то именно накопление упругой энергии в соответствии с распределением механических свойств в объеме плиты и создает те аномалии, которые мы ощущаем через вариации различных геофизических параметров, отражающих изменение напряженно-деформированного состояния. Пластические течения, которые могут происходить в отдельных местах, будут с некоторой задержкой только уменьшать аномалии или сводить их к нулю. Собственно землетрясения, как мы подчеркнули в гл. 9, не оказывают практического влияния на наблюдаемую картину. Отдельные небольшие участки, где проявятся косейсмические процессы, или участки концентрации пластических процессов при применении дифференциальных установок (исследующих малые объемы среды) будут характеризоваться особыми аномалиями, синхронными с этими процессами. Однако в целом при изме-

рениях геофизических параметров интегральными установками (осредняющими значительные объемы среды) аномалии на разных участках будут подобными.

Во-вторых, если силы нельзя заменить равнодействующей, то при таком строении объекта, когда его пространственные размеры в одном направлении резко отличны от двух других, вступает в силу принцип Сен-Венана. Он гласит: если усилия, действующие на небольшую часть поверхности упругого тела, заменить другой статически эквивалентной системой усилий, действующей на ту же часть поверхности тела, то изменение в напряженном состоянии произойдет лишь в непосредственной близости к области приложения нагрузки. Этот принцип позволяет действующие силы заменить эквивалентной системой усилий, имеющей ту же равнодействующую и тот же момент, и на удалении, составляющем несколько размеров мощности плиты, считать, что мы не исказили общей картины напряжений.

Таким образом, подобная модель также должна характеризоваться наличием подобных аномалий почти по всему пространству плиты.

Как показано в гл. 2 (см. рис. 7,б) и в гл. 7 (см. рис. 35), часты случаи, когда аномальные проявления на ограниченной площади и на окружающей ее территории не подобны. Это говорит о том, что наша модель плиты с переменной силой, приложенной к ней с торца, не адекватна действительности. По-видимому, допущение о том, что на подошву земной коры действует постоянная равномерно распределенная сила, неверно. Но действие даже переменной силы, распределенной равномерно, не создаст картины, описываемой в гл. 9. Такая картина может возникнуть лишь при допущении действия разных по величине сил на разные участки плиты-модели. Могут ли это быть только вертикальные силы? Если ниже выделенной плиты находится твердое тело, то просто можно продолжить эту границу вниз, но тогда трудно объяснить концентрацию сейсмических процессов только в верхней части этого тела. По всей вероятности, мы вынуждены будем предположить, что ниже среда вязкая (для изменений в рассматриваемых нами временных интервалах), а следовательно, ее силовое взаимодействие с подошвой плиты должно иметь горизонтальную составляющую.

Как только мы пришли к такому утверждению (причем сейчас неважно, насколько глубоко проходит вязкий слой, как распределено движение внутри его, какова величина переходного слоя и т.д.), учитывая региональность действия сил в первом приближении, логично сделать допущение, что горизонтальные силы преобладают.

Из гидродинамики известно, что при обтекании неподвижного тела потоком жидкости сила, действующая на неподвижное тело, имеет вид $F = c_f \frac{\rho V^2}{2} S$, где ρ – плотность среды; V – скорость; S – площадь соприкосновения, характерная для данного тела; c_f – коэффициент, зависящий от формы тела, его положения относительно направления движения и т.д. Отсюда следует, что в данном процессе сила, передающаяся твердому телу, может зависеть только от скорости течения вязкой среды у границы с твердым телом. Можно допустить, что на фоне регионального стационарного распределения скоростей в пространстве и во времени могут наблюдаться и отдельные локальные отклонения. Этот вопрос требует дальнейших исследований.

Но даже при отсутствии локальных изменений скорости течений во времени факт разделения тела плиты на различные иерархические блоки, связи между которыми ослаблены, определяет, что в зависимости от различия скоростей изменения силы во времени и инерции отдельных блоков в земной коре они будут по-разному проявлять себя во времени, т.е. аномальные проявления будут реакцией конкретных блоков, обладающих разной массой, на величины и скорости изменения воздействующих из нижележащих слоев сил.

Наличие горизонтально действующих сил, безусловно, должно проявляться и в самой земной коре. Об этом можно судить по особенностям строения сейсмогенерирующих зон: во-первых, по линейности региональных сейсмогенерирующих зон, во-

вторых, по расположению внутри сейсмогенерирующих зон горизонтальных сейсмогенерирующих областей (см. рис. 2, 31).

Итак, предпринята попытка определить, с чем связана наблюдаемая картина распределения накопления энергии участками земной коры. Прежде всего, как мы видим, с неоднородностью по механическим свойствам пород, слагающих земную кору на любых уровнях иерархии.

Судя по геодезическим измерениям, на любых расстояниях непрерывно идет процесс изменения длин линий между реперами (см. гл. 10). Поскольку больших величин остаточной деформации не наблюдалось, то надо полагать, что наблюдения отражают упругие процессы в среде; следовательно, на всех уровнях иерархии идет непрерывный процесс изменения упругой энергии. Пластические процессы, безусловно, также идут, но изменения, вызываемые ими, за рассматриваемый интервал времени для данной территории малы.

Остановимся здесь на довольно распространенной сейчас среди исследователей, изучающих процессы подготовки землетрясений, консолидационной гипотезе [1]. Основная предпосылка, которая положена в основу гипотезы, заключается в следующем: "Процесс подготовки и протекания землетрясения – это процесс возникновения, развития и распада неоднородности" [1, с. 37]. С нашей точки зрения, неоднородности в земной коре существуют всегда. Вся разведочная геофизика основана на выявлении этих неоднородностей. Те же вариации геофизических параметров, которые мы наблюдаем, являются временными вариациями уже существующих в земной коре неоднородностей; вариации пространственно связаны с этими неоднородностями (см. гл. 6, 7) и как бы осложняют статическую картину. Замена реальной неоднородной структуры земной коры на однородную модель потребовала бы введения понятия "защит" и зависимости механических свойств от напряженного состояния. На самом деле представление земной коры однородной моделью принципиально недопустимо, так как исключает из рассмотрения свойства, наряду с напряжениями определяющее деформационные процессы в земной коре.

Конкретное распределение аномальных полей в земной коре определяется, таким образом, полем изменяющихся во времени горизонтально действующих сил, приложенных к подошве, иерархической структурой распределения упругих свойств земной коры и разбивкой земной коры на отдельные субвертикальные и субгоризонтальные объемы, различающиеся по массе и способные перемещаться друг относительно друга на всех уровнях иерархии.

Можно считать тривиальным, что необходимым условием возникновения землетрясений является накопление упругой энергии в некотором объеме земной коры. Как мы видели в гл. 7, объем, в котором накоплена энергия, и объем, энергия из которого израсходована на создание сейсмических волн, могут быть несоизмеримы по величине. Рассмотрим эту проблему подробнее и перейдем, таким образом, ко второй задаче, сформулированной во Введении.

Узнать о землетрясениях нам помогает такое явление, как сейсмические волны. По сейсмическим волнам, наблюдаемым на поверхности Земли, устанавливается энергия, выделившаяся во время конкретного землетрясения, по сейсмическим волнам от афтершоков – размер афтершоковой области. По данным разных авторов [103–108, 85], оказалось, что эти две величины функционально связаны. Не останавливаясь на деталях оценок связи, дающих хотя и близкие, но все-таки разные результаты, обратимся к функции $\lg E_c = \lg V + 2$, где E_c – излучаемая упругая энергия (в Дж); V – объем афтершоковой области (в м³) [85]. На рис. 75,а показаны разброс данных и выведенная зависимость. Как считает М.А. Садовский, этот вывод "нетривиален, имеет фундаментальное значение и должен учитываться при разработке теории сейсмического процесса" [85, с. 60]. Эту функциональную связь можно рассматривать лишь как первое приближение (см. разброс данных на рис. 75,а, но даже в этом случае

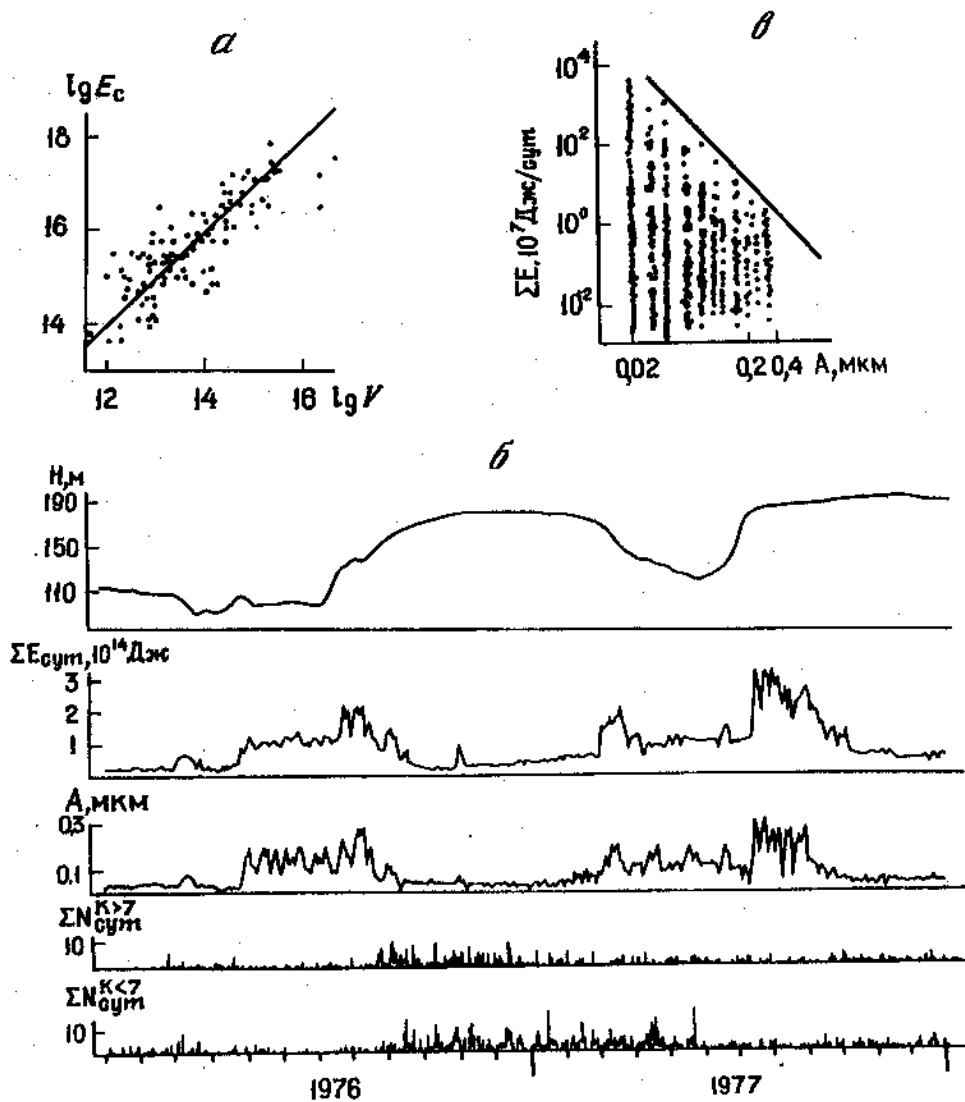


Рис. 75. Зависимость сейсмической энергии землетрясений E_c (Дж) от объема очаговой области V (м^3) (а); изменение суточных значений числа толчков, энергии сброшенной воды $\Sigma E_{сут}$, уровня микросейсм на сейсмической станции Лянгар (A) и среднесуточных значений уровня воды в акватории подохранилища Нурекской ГЭС (H) (б); графики среднесуточной выделенной сейсмической энергии в зависимости от уровня микросейсм для зоны радиусом 16 км (в)

эмпирическая зависимость говорит о том, что вещественный состав и структура среды оказывают гораздо меньшее влияние на выделение сейсмических волн, чем еще какой-то другой фактор. Они как бы осложняют общую картину, действуют как случайные факторы на общем фоне детерминированной связи.

Обратимся к другой эмпирической закономерности, установленной при изучении все тех же сейсмических волн. Еще со времени появления классической работы Б. Гутенберга и Ч. Рихтера [109] известна функциональная связь между магнитудой землетрясений M и частотой возникновения землетрясений N : $\lg N(M) = a - bM$, где

коэффициент a сдвигает прямую параллельно самой себе и в основном зависит от интенсивности сейсмического процесса для данного участка, а b мало меняется от одного сейсмического района к другому.

Обратимся к современным работам. В [99] отмечается, "что распределение землетрясений по их величине (магнитуде, энергии и т.д.) либо вовсе не зависит от места и времени их возникновения, либо эта зависимость настолько незначительна, что пока не может быть достоверно установлена и охарактеризована" (с. 7). Важно, что в поле сравнения при этом попадают не только коровые землетрясения, но и мантийные, для которых состав, физические свойства, да и структура среды, безусловно, сильно различаются. Характерно и то, что распределение афтершоков по энергиям описывается все той же функцией.

"Нечувствительность закона повторяемости землетрясений к условиям их возникновения с достаточной определенностью указывает на то, что слабые реальные воздействия на среду и изменения ее состояния и свойств независимо от того, будут или не будут они отражаться в движениях земной поверхности, геофизических полях и т.д., должны вести к изменению только общего количества землетрясений, генерируемых в единицу времени, а не к изменению их распределения по величине" [99, с. 10]. Можно сомневаться в неизменности коэффициента b для различных сейсмических регионов в формуле Гутенберга-Рихтера. Мы не хотим сейчас анализировать эти оценки, но глобальность такой связи никем оспариваться не может, а следовательно, главным является сохранение основных черт функции в пространстве и во времени.

Отдельные работы, указывающие на изменение графика повторяемости перед сильными землетрясениями, например [110], не учитывают, что подготовка сильного землетрясения проходит на фоне изменения подтока энергии в среду, что может вызывать квазиизменение графика повторяемости, так как приводит к изменению коэффициента a , а интерпретируется как изменение коэффициента b .

Если мы обратимся к описанным во Введении особенностям сейсмогенерирующей зоны и учтем вышесказанное, то, скорее всего, можно сделать следующее заключение: хотя бы в первом приближении выделение сейсмической энергии не зависит ни от физических свойств вещества, ни от структуры среды.

И тут мы сталкиваемся с двумя, на первый взгляд противоречащими друг другу, выводами. Первый: накопление энергии, обеспечивающее возможность землетрясений, происходит, как мы показали, в зависимости от физических (в данном случае механических) свойств вещества и от структуры среды. Второй: расход сейсмической энергии при землетрясении не зависит ни от вещества, ни от структуры среды. А что если это действительно так? Что же все-таки обеспечивает практическое постоянство графика повторяемости, если он не зависит ни от вещества, ни от структуры? Что-то нематериальное? По-видимому, нет. С чем мы имеем дело при землетрясениях? С сейсмическими волнами, т.е. с вполне материальным объектом. А что если именно они и обеспечивают в известном смысле самоорганизующийся процесс? Как можно представить себе такую модель?

Допустим, что дискретная иерархическая структура подвергается механическому воздействию. Энергия будет закачиваться в эту структуру крайне неоднородно на всех уровнях иерархии (см. гл. 7). Представим, что уровень закачки энергии в среду невелик. Тогда в среде будут только отдельные небольшие участки, которые по пределу прочности сравнимы с величиной деформации в них. В какой-то момент один из таких участков случайно переходит предел прочности и происходит, в частности, выделение энергии в виде волны. Эта волна будет геометрически затухать (оставим другие виды затухания за пределами нашего рассмотрения). Если на пути волны, когда ее амплитуда еще велика, встретится участок, также накопивший энергию и находящийся близко к его пределу прочности, то волна может вызвать маленькое землетрясение и очередную сейсмическую волну. При небольшом запасе энергии в среде

этот процесс не будет развиваться, землетрясения будут возникать редко и энергия их будет мала. Если допустить усиление механического воздействия на среду, то величина накопленной удельной энергии в единицу времени возрастет, хотя ее распределение останется также неоднородным в среде. В этом случае частота возникновения участков, находящихся в условиях, когда энергия накоплена, возрастет, а следовательно, возрастет и вероятность встречи сейсмических волн с такими участками, находящимися в подготовленном состоянии. Иными словами, мы изменили коэффициент b в эмпирическом уравнении графика повторяемости. В остальном система, ее механизм самоорганизации остаются теми же самыми.

Обратимся к эксперименту [111] на Нурекской ГЭС. При наблюдениях за режимом сейсмичности в периоды водосброса в окрестности плотины радиусом 25 км изменялись количество и энергия землетрясений (см. рис. 75). На рис. 75,б,в для ближних зон (в радиусе менее 16 км) показано среднесуточное выделение в зависимости от уровня микросейсм сейсмической энергии, определяемой на сейсмической станции Лянгар, находящейся в 6 км от водосброса. Из графика видно, что как по густоте, так и по предельному уровню происходит уменьшение числа и энергии землетрясений; при уровне микросейсм 0,5 мкм наблюдалось отсутствие даже слабых землетрясений. Авторы работы [111] делают вывод: "Результаты как полевых, так и лабораторных экспериментов (последние здесь не рассматриваются. – Авт.) указывают на существенное влияние вибраций на характер высвобождения упругой накопленной энергии в напряженных средах" (С. 82).

Как нам представляется, указанный эксперимент подтверждает намеченную модель самоорганизации землетрясений. В описанном натурном эксперименте на естественную самоорганизацию накладывается искусственное возбуждение той же природы, что и приводит к изменению графика повторяемости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ приведенных в монографии результатов, а также обширных литературных данных позволяет сделать вывод, что мозаичная структура наблюдаемых вариаций геофизических полей, большое многообразие их морфологических особенностей могут быть объяснены лишь пространственно-временной неоднородностью процесса накопления энергии различными участками земной коры на всех уровнях иерархической структуры. Эта неоднородность связана с тем, что различные блоки, обладая отличающимися друг от друга механическими свойствами и инерционностью, будут по-разному реагировать на силы, воздействующие на них. Причем сами эти силы меняют свою величину и направление в пространстве, но первично они связаны с наличием горизонтальной силы, действующей на уровне подошвы плиты.

Такое представление о пространственно-временной неоднородности процесса накопления энергии в земной коре входит в некоторое формальное противоречие с известным фактом о независимости выделенной сейсмической энергии при землетрясении от места и времени их возникновения, который проявляется в универсальности закона повторяемости землетрясений. Снять это противоречие можно, по-видимому, допустив, что существует некий механизм, делающий процесс возникновения землетрясений саморегулируемым. Один из немногих экспериментов, который мог бы служить в какой-то мере прямым подтверждением этой гипотезы, проведен на Нурекской ГЭС.

Какие же выводы могут быть сделаны из представленного материала?

1. На определенных этапах геодинамического развития происходит смена регионального поля напряжения в земной коре. Наложение нового поля напряжений на ранее сформированную структуру земной коры приводит к формированию новых структур, согласованных с новым полем напряжения. Они неизбежно наследуют отдельные элементы прежней структуры, но в основном определяются новым полем напряжения. В процессе такого преобразования отдельные части земной коры, по-видимому, меняют и свое физико-химическое состояние, в результате чего возникают структуры с существенно различающимися физическими параметрами. Их местоположение в целом согласовано с тектоническими структурами новейшего этапа, однако они могут быть и дискордантными по отношению к ранее сформированным геологическим телам земной коры. Именно подобные структуры, различающиеся электропроводностью, мы выявляем с помощью глубинного электромагнитного зондирования.

2. Выявленный с помощью электромагнитных зондирований в Тянь-Шаньском регионе верхний электропроводящий горизонт, относящийся именно к структурам такого типа, в значительной мере пространственно совпадает с сейсмогенерирующими зонами. Следовательно, эти электропроводящие тела, по всей вероятности, отличаются от окружающих структур и по механическим свойствам. Именно в них происходит накопление деформаций, приводящих к землетрясениям.

3. Только в самом грубом приближении можно считать выделенные электропроводящие тела едиными структурами. Полученные в процессе электромагнитных исследований данные свидетельствуют об их сложном строении. По-видимому, только из-за интегрального характера применяемых методов исследования нам не удастся выявить неоднородности внутри этих тел. На самом же деле они неоднородны на всех

уровнях иерархии, как и все наблюдаемые геологические тела, но при этом концентрация хорошо электропроводящих частей в них более высокая, чем в окружающих объемах.

4. Горизонтальные части сейсмогенерирующих зон, с одной стороны, связаны с вертикальными, а с другой – с особенностями строения нижнего проводящего горизонта земной коры, не являющегося сейсмогенерирующим. Современные геодезические измерения, доказывающие значительные горизонтальные движения земной коры, статистическая синхронность сейсмической активизации всего Среднеазиатского региона и вместе с тем локальность возникновения аномалий, связанных с конкретным землетрясением, – все это можно рассматривать как свидетельство того, что напряжения в земной коре создаются глубинным горизонтальным пластическим течением. Это течение, в целом единое для большой территории, может иметь как пространственные, так и временные вариации.

5. Вся земная кора постоянно находится в напряженном состоянии (помимо геостатического); на глубинах, где возникают землетрясения, эти напряжения достигают единиц калорбар. Учитывая релаксационные процессы, можно рассмотреть три модели.

А. Величина напряжения остается постоянной (естественно, что при наличии релаксационного процесса это условие может быть выполнено только при постоянном подводе энергии извне к рассматриваемому объему); релаксационный процесс как частный случай включает в себя хрупкое разрушение (землетрясение). Но в этом случае непонятно, почему на значительной территории Среднеазиатского региона процессы сейсмической активизации идут достаточно синхронно, и в то же время сейсмическая активность ряда участков этого региона различается весьма существенно.

Б. Величина напряжения в целом по региону остается постоянной, но все время перераспределяется между отдельными участками, при этом релаксационный процесс включает в себя хрупкое разрушение. Применительно к этой модели можно повторить те же возражения, что и к предыдущей.

В. Имеется среднее, постоянно поддерживаемое внешними силами напряжение в регионе, при этом релаксационный процесс не включает в себя землетрясения, а ограничивается пластическими процессами. Представляется, что именно этот процесс формирует основные геологические структуры. На фоне постоянно поддерживаемого напряжения имеются его временные вариации. Региональная (а может быть, мегарегиональная или даже глобальная) синхронная активизация сейсмического процесса говорит именно в пользу такого представления. В этом случае очень медленные временные вариации могут также релаксировать за счет пластических процессов, так как их скорость может оказаться вполне достаточной. Иная картина будет наблюдаться при быстрых изменениях напряженного состояния. Скорость релаксационного процесса будет недостаточной, и возникнет накопление упругих деформаций, что, в свою очередь, может привести к возникновению хрупких разрушений (землетрясений).

На наш взгляд, именно эта модель не противоречит всем наблюдаемым фактам.

6. Надо отметить, что подобные представления противоречат общепринятым в настоящее время, согласно которым считается, что подготовка более крупного землетрясения проходит на более обширной территории и более длительное время. Они основаны на четырех положениях: а) тектонические процессы обладают большой инерцией; б) предвестники землетрясений больших магнитуд наблюдаются дальше от эпицентра будущего землетрясения и раньше по времени, чем для землетрясений малых магнитуд; в) в лабораторных опытах по разрушению образцов наблюдались явления, подобные тем, что происходят при землетрясениях; г) большое землетрясение выделяет гораздо больше энергии, следовательно, ему должен предшествовать существенно более длительный период накопления этой энергии.

Рассмотрим эти положения.

Мнение об инерционности тектонических процессов основано на наблюдении за развитием тектонических структур и том факте, что в тектоническое движение вовлечены огромные массы. Однако если основные тектонические процессы определяются постоянной частью действующих напряжений (см. выше), то никакого противоречия нет. Сами же сейсмические процессы, которые могут быть связаны с варьирующей частью напряжений (судя по оценкам при землетрясениях сбрасываются напряжения менее 100 бар), могут быть и сравнительно быстропротекающим процессом. Наличие же больших масс, вовлеченных в движение, само по себе не является определяющим, так как важна и величина действующих сил. Так, например, мы знаем, что скорость вращения Земли меняется достаточно быстро, хотя масса Земли несоизмеримо больше, чем масса земной коры, вовлеченная в подготовку того или иного землетрясения.

В данной работе показано, что при наличии региональной составляющей сейсмической активизации возможно ошибочное принятие аномалий тех или иных геофизических параметров за предвестники конкретного землетрясения, тем более что пункты таких наблюдений обычно редко размещены по площади, и для доказательства их "предвестникового" характера у нас нет обычно других доводов, кроме тех, что они примерно совпали во времени с конкретным землетрясением и лежат на "разумном", по мнению исследователя, расстоянии от эпицентра. Фактически то, что требуется доказать, изначально закладывается в исходные предпосылки.

Главной особенностью лабораторных испытаний образцов на разрушение является то, что по мере увеличения нагрузки на образец и приближения к моменту его разрушения, акустические сигналы, свидетельствующие о возникновении отдельных актов хрупкого разрушения, становятся все более многочисленными и мощными. Подобная картина при подготовке крупных землетрясений на практике наблюдается редко. Поэтому перенесение закономерностей, полученных в лабораторных условиях, на процессы подготовки землетрясения надо делать с очень большой осторожностью.

Как мы видели выше, энергия, выделяющаяся при землетрясении, пропорциональна объему, занимаемому афтершоковой областью. С другой стороны, в данной работе мы попытались показать, что область, где накапливается энергия упругой деформации, может быть значительно больше области афтершоковой активности, хотя, конечно же, не вся эта накопленная энергия выделяется при землетрясении. Поэтому естественно ожидать, что область, где накапливается энергия упругой деформации для сильного землетрясения, больше, чем для слабого. Но при этом по разным причинам может увеличиваться и скорость подвода энергии, поэтому однозначно связать силу землетрясения с временем его подготовки было бы, вообще говоря, неправильно.

Итак, на наш взгляд, представления о том, что сильные землетрясения могут быть вызваны относительно высокоскоростными вариациями напряженного состояния, не являются противоречивыми.

7. Аномалии геофизических параметров, обнаруживаемые нами в процессе полевых наблюдений, являются следствием "быстрого" изменения напряженно-деформированного состояния неоднородной по механическим свойствам земной коры. Появление этих аномалий – необходимое условие будущего землетрясения. По-видимому, по пространственным размерам аномалии в каждый момент ее развития можно оценивать максимально возможную силу будущего землетрясения, однако это требует специальных исследований, детализирующих распределение аномалий в пространстве. Исходя из описанного выше процесса самоорганизации землетрясения, случайности местоположения первичного инициатора сейсмической волны и иерархической неоднородности распределения запасенной упругой энергии, мы всегда сможем только вероятностно оценивать силу и время возникновения землетрясения, что на сегодняшний день

затрудняет практическое использование зафиксированных аномалий при прогнозе землетрясения.

8. Что же такое очаг землетрясения и зона подготовки землетрясения? Исходя из изложенного выше, очаг землетрясения определяется только в момент землетрясения и является областью, откуда излучена сейсмическая энергия. Причем очаг землетрясения, скорее всего, совпадет с областью афтершоков, граница которой ограничивает пространство зоны, откуда была излучена энергия. В противном случае, возникнет необходимость каким-то иным образом определить границу некой зоны, объем которой всегда пропорционален тому объему, из которого излучена энергия землетрясения. И зона подготовки землетрясения в этом случае теряет смысл, так как из приведенных выше рассуждений следует вероятностный характер того, какой силы землетрясение последует и будет ли оно вообще, или появившаяся аномалия исчезнет в связи с исчезновением источника напряжения. С нашей точки зрения, лучше пользоваться понятием аномального объема – объема, вовлеченного в аномальное состояние.

9. Глубокофокусные землетрясения в подкоровом веществе могут быть также результатом высоких скоростей нарастания и спада напряжений на этих глубинах и связанных с этим процессов хрупкого разрушения вещества, находящегося при соответствующих тем условиям состояниях.

10. Отдельные сведения о том, что на Тянь-Шане наиболее сильные землетрясения ($M > 7$) происходили на глубинах 20–30 км, тогда как с $M < 7$ на меньших глубинах, возможно, свидетельствуют о том, что сильные землетрясения вызываются более быстрыми изменениями напряжений, которые, в свою очередь, реализуются в среде (нижний проводящий горизонт), где обычно не возникает землетрясений.

11. Землетрясения, как следует из вышесказанного, определяются тремя причинами: наличием изменяющихся во времени напряжений в земной коре, вызывающих накопление упругой энергии; неоднородностью среды по механическим характеристикам, определяющей пространственное распределение накапливаемой упругой деформации; темпом релаксационных процессов.

Очевидно, что оказать активное воздействие на первые два фактора мы не можем, хотя и были попытки воздействовать на состояние среды и тем самым повлиять на распределение упругой деформации. Воздействие на третий фактор, с нашей точки зрения, более перспективно, так как требует значительно меньших энергетических затрат (эксперимент на Нурекской ГЭС указывает на возможность подобного воздействия).

Если говорить о возможных дальнейших направлениях исследований, то в первую очередь можно отметить следующие. Прежде всего представляется необходимым сосредоточить большое количество разных геофизических методов на нескольких полигонах в пределах сейсмогенерирующих зон. Выбор полигонов должен определяться интенсивностью сейсмического процесса в его пределах, чтобы достичь уверенного пространственно-временного разделения аномальных полей. При этом геолого-геофизическое строение полигона необходимо изучить с максимальной детальностью.

Другая задача – выявить пространственно-временные особенности аномальных полей с предельно достижимой точностью. Для последующего выявления приуроченности этих аномалий к тому или иному сейсмическому событию следует получить детальную сейсмологическую картину на полигонах с определением гипоцентров всех землетрясений класса $K \geq 4$.

Основу геофизических наблюдений должны составлять те методы, которые способны выделять изменения параметров не только в плане, но и по глубине. К их числу в первую очередь следует отнести электромагнитное зондирование становлением поля

на базе мощных источников тока и глубинное вибросейсмическое просвечивание, обладающие возможностью дифференциального изучения глубоких частей земной коры.

На основе получаемых материалов можно разрабатывать физико-математические модели сейсмогенерирующей зоны. По амплитуде аномалий и их пространственной распространенности можно делать максимальную оценку энергии готовящегося землетрясения.

С другой стороны, на основе уже сформировавшихся представлений целесообразно приступить к созданию методики, а затем и технических средств для воздействия на земную кору в целях накопления в ней определенной энергии, достаточной для последующей разрядки в виде относительно слабых сейсмических волн. Тем самым будет предпринята попытка предупредить сильные и катастрофические землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1984. 190 с.
2. Tsubokawa I. On relation between duration of crustal movement and magnitude of earthquake expected // J. Geod. Soc. Jap. 1969. Vol. 15. P. 75-88.
3. Мячкин В.И., Зубков С.И. Сводный график предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 6. С. 28-32.
4. Рикитский Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
5. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений // Моделирование предвестников землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1980. С. 7-44.
6. Зубков С.И. Времена возникновения предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 5. С. 87-91.
7. Feng D. Time dependency and distribution of earthquake precursors // Earthquake Predict. Res. 1986. Vol. 4. P. 13-37.
8. Юдакин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 248 с.
9. Крестников В.Н. Роль четвертичной тектоники в изучении прогноза сейсмической опасности (на примере Памира и Тянь-Шаня) // Геолого-геофизическое изучение сейсмоопасных зон. Фрунзе: Илим, 1984. С. 74-81.
10. Тектоническая карта Киргизской ССР масштаба 1:500 000: Объясн. зап. Фрунзе: Илим, 1987. 86 с.
11. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии // Под ред. К.О. Осмонбетова. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1/2. 616 с.
12. Литосфера Тянь-Шаня / Под ред. И.Е. Губина. М.: Наука, 1986. 157 с.
13. Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Лобанченко А.И. и др. Опыт изучения глубинного строения верхней части земной коры с использованием комплекса геологических, геофизических и сейсмологических данных (на примере Чуйской впадины) // Сейсмогеотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 162-168.
14. Мильков А., Ильясов Б.И., Лопатина Т.А. и др. Землетрясения Чуйской впадины и ее горного обрамления по данным детальных сейсмологических наблюдений // Сейсмогеотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980. С. 100-122.
15. Лосик О.М. Тектоническое строение Фрунзенского прогностического полигона "ИВТАН-2". М., 1985. 19 с. Деп. в ВИНТИ 1985, № 6906-В85.
16. Yamazaki Y. Tectonoelectricity // Geophys. Surv. 1977. Vol. 3. P. 123-142.
17. Yamazaki Y. Electrical conductivity of strained rocks: The second paper // Bull. Earthquake Res. Inst. 1966. Vol. 44. P. 1553-1570.
18. Yamazaki Y. Electrical conductivity of strained rocks: The third paper: A resistivity variometer // Ibid. 1967. Vol. 45. P. 849-860.
19. Yamazaki Y. Electrical conductivity of strained rocks: The fourth paper // Ibid. 1968. Vol. 46. P. 957-964.
20. Yamazaki Y. Coseismic resistivity steps // Tectonophysics. 1974. Vol. 22. P. 159-171.
21. Mazzella A., Morrison H.F. Electrical resistivity variations associated with earthquakes on the San Andreas Fault // Science. 1974. Vol. 85, N 4154. P. 855-857.
22. Morrison H.F., Fernandez R., Growin R.F. Earth resistivity, self potential variations and earthquakes: A negative result for M-4.0 // Geophys. Res. Lett. 1979. Vol. 3. P. 239-242.
23. Tan Tjong Kie, He Tse Tong. A physico-rheological model for the large Tangshan earthquake // Tectonophysics. 1982. Vol. 85. P. 123-148.
24. Qian J. Regional study of the anomalous change in apparent resistivity before the Tangshan earthquake (M-7.8, 1976) in China // Pageoph. 1984/1985. Vol. 122. P. 901-920.
25. Mei Shirong. On the variety and complexity of the short-term and urgent precursors of the Tangshan earthquake // North-West. Seismol. J. 1985. Vol. 7, N 3. P. 72-89.
26. Jin Anshong. On the sudden change of Earth resistivity near the epicentral area just prior to the 1976 Tangshan earthquake // Acta seismol. Sinica. 1982. Vol. 4, N 2. P. 169-173.
27. Zhao Heyun, Jang Mingzhi. Characteristics of earth resistivity before and after Haiyuan earthquake of magnitude 5.5 on April 14, 1982 // North-West. Seismol. J. 1984. Vol. 6, N 3. P. 12-20.
28. Bella F., Biargi P.F., Della Monica G. et al. Some possible precursors of the main earthquake of the Tornimparte (Central Italy): Seismic sequence occurred in 1985 // Nuovo sim. C. 1987. Vol. 10, N 4. P. 455-463.
29. Барсуков О.М. Изменение ρ_x во времени - возможный критерий прогноза землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 7. С. 86-88.
30. Барсуков О.М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами // Там же. 1970. № 1. С. 84-89.
31. Барсуков О.М., Сорокин О.Н. Изменение кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе // Там же. 1973. № 10. С. 100-102.

32. Основы прогноза землетрясений: Современное состояние, проблематика и перспективы прогноза землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1983-1984. 220 с. (Прогноз землетрясений; № 3).
33. Сидорин А.Я. Вариации электрического сопротивления верхнего слоя земной коры // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 2. С. 330-334.
34. Сидорин А.Я. Результаты прецизионных наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления на Гармском полигоне // Там же. 1986. Т. 290, № 1. С. 81-84.
35. Жуков В.С., Лыков В.И., Сухомлин В.Ф. Некоторые результаты электрометрических наблюдений на Ашхабадском геодинамическом полигоне // Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1982. № 2. С. 41-46.
36. Авагимов А.А., Атаев А.К., Сухомлин В.Ф. Зондирование становлением поля при исследовании временных вариаций электропроводности горных пород в сейсмоактивных зонах // Там же. 1984. № 4. С. 64-70.
37. Шамотко В.И., Санужак Я.С., Маркович Б.Л. Методика и результаты электромагнитных исследований сейсмоактивных зон Закарпатского прогиба // Современные геодинамические процессы и их изучение в связи с проблемой прогноза землетрясений. Киев: Наук. думка, 1986. С. 11-17.
38. Ваньян Л.Л. Основы электромагнитных зондирований. М.: Недра, 1965. 108 с.
39. Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра, 1972. 368 с.
40. Дмитриев В.И. Электромагнитные поля в неоднородных средах. М.: Изд-во МГУ, 1969. 131 с.
41. Заборовский А.И. Переменные электромагнитные поля в электроразведке. М.: Изд-во МГУ, 1960. 186 с.
42. Четаев Д.Н. О поле низкочастотного электрического диполя, лежащего на поверхности однородного анизотропного проводящего пространства // МГФ. 1962. № 11. С. 754-757.
43. Электроразведка: Справочник геофизика: В 2 кн. / Под ред. В.К. Хмельского, В.М. Бондаренко. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1979. 438 с.
44. Жданов М.С. Электроразведка. М.: Недра, 1986. 315 с.
45. Комаров В.А., Сергеев С.П. Способ компенсации промышленных помех инфранизких частот при работах методом ВП // Методы разведочной геофизики. Л., 1981. С. 98-104.
46. Велихов Е.П., Жуков Б.П., Шейндлин А.Е. и др. Состояние и перспективы развития геофизической МГД-энергетики // Тр. VIII Междунар. конф. по МГД-преобразованию энергии. М., 1983. Т. 5. С. 24-28.
47. Велихов Е.П., Волков Ю.М. Перспективы развития импульсной МГД-энергетики и ее применение в геологии и геофизике. М., 1981. 28 с. (Препр. ИАЭ; № 3436).
48. Морохов И.Д., Велихов Е.П., Волков Ю.М. Импульсные МГД-генераторы и глубинное электромагнитное зондирование земной коры // Атом. энергия. 1978. Т. 44, вып. 3. С. 213-219.
49. Бреев В.В., Губарев А.В., Панченко В.П. Сверхзвуковые МГД-генераторы. М.: Энергоатомиздат, 1988. 239 с.
50. Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите / Под ред. Е.П. Велихова. М.: Наука, 1989. 272 с.
51. Губарев А.В., Тьонников Ю.Г. Исследование режимов течения в МГД-генераторе с сильным торможением потока // Тр. VIII Междунар. конф. по МГД-преобразованию энергии. М., 1983. Т. 5. С. 89-97.
52. Бабаков Ю.П., Астраханцев Г.В., Булашевич А.Я. и др. Индукционное зондирование земной коры на Урале с применением МГД-генератора // ДАН СССР. 1977. Т. 237, № 4. С. 808-811.
53. Aitov N.L., Zeigarnik V.A., Rikman V.Yu. et al. Computer experiment run analysis of MHD generators and their parameters prediction // X Intern. conf. on MHD electrical power generation. Tiruchirappalli, 1989. Vol. 5. P. 309-311.
54. Тихшаев В.В., Абдуллаев М.Т., Осипов В.Г. и др. Сейсмоэлектромагнитный метод поиска нефти и газа на базе единой технологии // Поиск нефти и газа. М.: ВНИГНИ, 1989. С. 122-131.
55. Aitov N.L., Velikhov E.P., Zhukov V.P. et al. Pulsed MHD facility of "Sever-1" for search for oil and natural gas in the Eastern Siberia // X Intern. conf. on MHD electrical power generation. Tiruchirappalli, 1989. Vol. 5. P. 299-303.
56. Акопов И.Н., Антонов Ю.Н., Велихов Е.П. и др. Специализированная геофизическая установка "Полигон-1" для глубинного электромагнитного зондирования земной коры. М., 1982. 27 с. (Препр. ИВТАН; № 3-095).
57. Зейгарник В.А. Мощные управляемые источники электромагнитного поля: (Обзор) // Прогноз землетрясений. 1986. № 7. С. 43-53.
58. А.с. 1345852 СССР. Устройство для формирования электромагнитных импульсов в земной коре / Ю.А. Трапезников, П.С. Туровский, В.Г. Чирков.
59. А.с. 145852 СССР. Устройство для формирования электромагнитных импульсов в земной коре / Ю.А. Трапезников, П.С. Туровский, В.Г. Чирков.
60. Малов А.Т., Ряшенцев Н.П., Носовцев А.В. и др. Способы гашения магнитного поля электромагнитных машин ударного действия // Электрические линейные двигатели // Под ред. Н.П. Ряшенцева. Новосибирск, 1972. С. 18-41.
61. Кофман В.М., Редис А.Е., Тамкиви П.И., Хуит Ю.И. Комплекс высокоточного электропитания мощностью 20 МВт // Проблемы преобразовательной техники: Тез. докл. на III Всесоюз. науч.-техн. конф. Киев: Наук. думка, 1983. Ч. 1. С. 127-129.
62. Бакланов Б.А., Веремеенко В.Ф., Карлинер М.М. Прецизионный широкополосный измеритель постоянного тока до 10 кА // ПТЭ. 1981. № 6. С. 88-89.
63. Гуткин Л.С. Теория оптимальных методов радиоприема при флуктуирующих помехах. М.: Сов. радио, 1972. 123 с.
64. Бобровников Л.З., Кадыров И.Н., Попов В.А. Электроразведочная аппаратура и оборудование. М.: Недра, 1985. 192 с.
65. Палий Г.Н., Артемьева Е.В. Синхронизация

высокочастотных мер времени и частоты. М.: Изд-во стандартов, 1976. 168 с.

66. Эталонные сигналы частоты и времени: Бюл. Гос. комис. единого времени и эталонных частот СССР. Сер. В. М.: Изд-во стандартов, 1988. 36 с.

67. Приемник сигналов времени Ч7-13. Техническое описание и инструкция по эксплуатации ВЭ2.027.007. ТО. М., 1980. 101 с.

68. Синхрометр кварцевый Ч7-37. Техническое описание и инструкция по эксплуатации ВЭ2.721.646.ТО, М., 1980. 127 с.

69. Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений: Разведочный анализ / Пер. с англ. под ред. В.Ф. Писаренко. М.: Мир, 1981. 693 с.

70. Отнес Р., Энексон Л. Прикладной анализ временных рядов. М.: Мир, 1982. 320 с.

71. Велихов Е.П., Волков Ю.М., Дьяконов Б.П. и др. Использование импульсных МГД-генераторов для геофизических исследований и прогноза землетрясений // Proc. VI Intern. conf. MHD electr. powerспект. Wash. (D.C.), 1975. Vol. 5. P. 211-228.

72. Нерсесов И.Л., Сидорин А.Я., Журавлев В.И. и др. Прогноз землетрясений методом глубинного электрического зондирования земной коры с использованием МГД-генератора "Памир" // ДАН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С. 55-58.

73. Хмелевской В.К. Электроразведка. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1984. 422 с.

74. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов / Пер. с англ. под ред. И.М. Коваленко. М.: Мир, 1974. 464 с.

75. Мирский Г.Я. Радиоэлектронные измерения. М.: Энергия, 1969. 175 с.

76. Журавлев В.И., Сидорин А.Я. Анализ особенностей спектрального метода обработки импульсных сигналов при электрическом зондировании земной коры // Измерение и обработка одиночных сигналов при геофизических исследованиях с импульсными источниками. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 66-69.

77. Румицкий Л.З. Математическая обработка результатов эксперимента. М.: Наука, 1971. 192 с.

78. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и аспирантов. М.: Наука, 1973. 832 с.

79. Кудряцева Ж.Ф., Рабинович С.Г. Методы обработки результатов наблюдений при косвенных измерениях // Тр. метрол. ин-тов СССР. 1975. Вып. 172(232). С. 3-41.

80. Алиев Т.М., Тер-Хачатуров А.А., Шекиханов А.М. Итерационные методы повышения точности измерений. М.: Энергоатомиздат, 1986. 168 с.

81. Brace W.F., Orange A.S. Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 4. P. 1433-1445.

82. Соболев Г.А., Кольцов А.В. Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений. М.: Наука, 1988. 208 с.

83. Любомиро В.С. Непрерывные наклонорно-деформометрические измерения: Геологическое строение и сейсмичность Токтогульского и Фрунзенского полигонов // Материалы к международному аэрокосмическому эксперименту Тянь-Шань - Интеркосмос-88. Фрунзе: Илим, 1988. С. 82-85.

84. Трапезников Ю.А., Медведев В.В., Белоконьков В.А. Результаты геодезических последований в предгорьях Киргизского хребта // Прогноз землетрясений. 1989. № 11. С. 127-137.

85. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.

86. Сейсмическое районирование территории СССР: Методические основы и региональное описание карты 1978 г. М.: Наука, 1980. 307 с.

87. Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л. и др. Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 9. С. 42-45.

88. Голланд М.Л., Вольхин А.М., Трапезников Ю.А., Баталев В.Ю. Особенности строения земной коры восточной части Киргизского Тянь-Шаня по данным МТЗ. М., 1990. 17 с. Деп. в ВИНИТИ 1990, № 3771-В90.

89. Трапезников Ю.А., Вольхин А.М., Брагин В.Д. и др. О первых результатах режимных мало глубинных электрометрических наблюдений на Фрунзенском прогностическом полигоне (полигон "ИВТАН-2") // Прогноз землетрясений. 1986. № 7. С. 107-115.

90. Трапезников Ю.А., Вольхин А.М., Щелочков Г.Г. и др. О результатах режимных электрометрических наблюдений по схеме ДЗ на Фрунзенском прогностическом полигоне (полигон "ИВТАН-2") // Там же. С. 103-106.

91. Трапезникова Ю.А., Вольхин А.М., Щелочков Г.Г. и др. Основные результаты электромагнитных исследований по прогнозу землетрясений на полигонах ИВТАН // Там же. 1989. № 11. С. 264-274.

92. Rikitake T. An approach to prediction of magnitude and occurrence time of earthquakes // Tectonophysics. 1969. Vol. 8, N 2. P. 81-85.

93. Scholtz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: A physical basis // Science. 1973. Vol. 181. P. 803-809.

94. Whitcomb J.H., Garmany J.D., Anderson D.L. Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake // Ibid. Vol. 180. P. 632-635.

95. Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния // ДАН СССР. 1979. Т. 245, № 4. С. 825-828.

96. Dambara T. Vertical momenta of the Earth crust in relation to the Matsushiro earthquake // J. Geod. Soc. Jap. 1966. Vol. 12. P. 18-45.

97. Сквородкин Ю.П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 197 с.

98. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1988. 264 с.

99. Жалковский Н.Д. Закон повторяемости землетрясений и некоторые его следствия. Новосибирск, 1988. 28 с. (Препр. / Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР; № 21).

100. Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 11: Киргизская ССР. 487 с.

101. Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре. Ташкент: Фан, 1989. 231 с.

102. Геодезические методы изучения деформации земной коры на геодинамических полигонах: Методическое руководство / Под ред. А.А. Изотова: М.: ЦНИИГиГ, 1985. 113 с.
103. *Тсубои Ч.* Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков и прочность земной коры // Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С. 160–164.
104. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В.* О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 3. С. 598–602.
105. *Садовский М.А.* Еще раз о зависимости объема очага землетрясения от его энергии // Там же. 1984. Т. 275, № 5. С. 1087–1088.
106. *Kasahara K.* Earthquake mechanics. Cambridge: Univ. press, 1981. 248 p.
107. *Шебалин Н.В.* Замечания о преобладающем периоде, спектре и очаге сильного землетрясения // Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971. С. 50–78 (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 14).
108. *Запольский К.К.* О механизме источника землетрясения как процессе очагового разрыва по данным частотно-временной сейсмометрии // Достижения и проблемы современной геофизики. М.: Наука, 1984. С. 124–135.
109. *Гутенберг Б., Рихтер Ч.* Сейсмичность Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 160 с.
110. *Соболев Г.А., Усманова М.Т.* Вариации наклона графика повторяемости как один из возможных предвестников сильных землетрясений в Узбекистане // Экспериментальные и численные методы в физике очага землетрясения. М.: Наука, 1989. С. 54–60.
111. *Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х.* Влияние механических вибраций на сейсмичность // ДАН СССР. 1990. Т. 313, № 1. С. 78–83.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	
Введение (Ю.А. Трапезников).....	
Глава 1. Геологическое строение и сейсмичность Бишкекского прогностического полигона и сопредельной территории (В.Д. Брагин, А.М. Вольхин, А.В. Зубович).....	
Глава 2. Методика режимных электромагнитных наблюдений (В.Д. Брагин, А.М. Вольхин, Н.А. Кошкин).....	
Глава 3. Энергостоицики для возбуждения электромагнитного поля.....	
Импульсные источники энергии на основе самовозбуждающихся МГД-генераторов (И.Л. Литов, Ю.П. Бабаков, А.Г. Блох, Е.Л. Геллер, В.А. Зейгарник, Ю.И. Исаев, Р.К. Кузьмин, А.В. Писакин, М.Ф. Ретинский, Б.Г. Ткаченко).....	
Импульсный источник на основе батареи конденсаторов (В.Д. Брагин, Е.Л. Геллер, Ю.И. Исаев).....	
Электроимпульсные системы непрерывного действия (Ю.А. Трапезников, П.С. Туровский).....	
Глава 4. Регистрирующая аппаратура (В.Д. Брагин, Е.И. Иванов, А.И. Матикс, П.П. Орленко, А.Н. Реатов).....	
Глава 5. Методы обработки данных и сравнительные возможности частотных зондирований и зондирований стационарным полем (В.Д. Брагин, А.В. Зубович, А.М. Колосов, Н.А. Кошкин).....	
Цифровые методы обработки при частотных электромагнитных зондированиях на Бишкекском прогностическом полигоне.....	
Обработка градуировочных записей и контроль амплитудно-частотных характеристик.....	
Оценка погрешности измерений при частотных зондированиях.....	
Цифровые методы обработки данных зондирований стационарным полем.....	
Оценка погрешности измерений при зондированиях методом накопления сигнала.....	
Сравнительная оценка зондирований методом импульсных ЧЗ на базе "горячих" и "холодных" пусков и методом ЭС в режиме накопления.....	
Глава 6. Особенности строения территории по данным электромагнитных зондирований (В.Д. Брагин, А.М. Вольхин, Н.А. Кошкин, Ю.А. Трапезников, А.П. Шишкина).....	
Глава 7. Пространственно-временные особенности деформационных процессов по данным электромагнитных зондирований (В.Д. Брагин, А.М. Вольхин, А.В. Зубович, Н.А. Кошкин, Ю.А. Трапезников).....	
Глава 8. Строение земной коры восточной части Кыргызского Тянь-Шаня по данным МТЗ и ГМТЗ (В.Ю. Баталев, А.М. Вольхин, А.К. Рыбин, Ю.А. Трапезников, В.В. Финякин).....	
Глава 9. Некоторые вопросы пространственно-временного распределения землетрясений и их предвестников (Ю.А. Трапезников, Е.В. Шаронова).....	
Связь региональной и локальной сейсмичности.....	
О пространственно-временной связи аномалий геофизических параметров с землетрясениями.....	
Глава 10. Связь изменений геофизических параметров с деформационными процессами (В.Д. Брагин, А.М. Вольхин, Н.А. Кошкин, Т.И. Кулецова, А.Р. Руиз, Ю.А. Трапезников).....	
Вариации режима подземных вод на Бишкекском полигоне.....	

Вариации электросопротивления на малых глубинах.....	125
Особенности вариаций геомагнитного поля на Бишкекском полигоне.....	129
Результаты наблюдений за горизонтальными движениями земной коры.....	133
Глава 11. Связь сейсмического процесса с накоплением упругой энергии в земной коре (Ю.А. Трапезников).....	139
Заключение (Ю.А. Трапезников).....	146
Литература.....	151

CONTENTS

Preface.....	5
Introduction (Yu.A. Trapeznikov).....	7
Chapter 1. Geological structure and seismicity of the Bishkek Earthquake prediction test-site and of the adjacent area (V.D. Bragin, A.M. Volykhin, A.V. Zubovich).....	10
Chapter 2. Electromagnetic monitoring technique (V.D. Bragin, A.M., Volykhin, N.A. Koshkin).....	19
Chapter 3. Power sources for electromagnetic field excitation	30
Pulsed power sources on the basis of self-exciting MHD-generators (N.I. Altov, Yu.P. Babakov, A.G. Blokh, E.L. Geller, V.A. Zeigarnik, Yu.I. Isaev, R.K. Kuz'min, A.V. Pisakin, M.F. Retinskii, B.G. Tkachevko).....	30
Pulsed power source on the basis of a capacitor bank (V.D. Bragin, E.L. Geller, Yu.I. Isaev).....	43
Electrical pulsed systems of continuous operation (Yu.A. Trapeznikov, P.S. Turovskii).....	43
Chapter 4. Registration instruments (V.D. Bragin, E.I. Ivanov, A.I. Matiks, N.N. Orlenko, A.N. Revlov).....	51
Chapter 5. Data processing techniques for electromagnetic soundings on the Bishkek test-site and comparative possibilities of frequency and transient electromagnetic sounding (V.D. Bragin, A.V. Zubovich, A.M. Kolosov, N.A. Koshkin).....	58
Digital data processing for frequency sounding on the Bishkek prediction test-site.....	58
Processing of calibration signals and verification of amplitude-frequency characteristics.....	63
Estimation of experimental error for frequency sounding	63
Digital data processing for transient electromagnetic sounding.....	67
Estimation of experimental error for stacking procedure.....	71
Comparative error estimation for frequency sounding by use of "hot" and "cold" pulses and for transient electromagnetic sounding by use of stacking procedure	73
Chapter 6. Structural features of the Bishkek test-site area on the basis of electromagnetic sounding data (V.D. Bragin, A.M. Volykhin, N.A. Koshkin, Yu.A. Trapeznikov, A.P. Shishkina).....	75
Chapter 7. Spatial-temporal distribution of deformation processes over the Bishkek test-site on the basis of electromagnetic sounding data (V.D. Bragin, A.M. Volykhin, A.V. Zubovich, N.A. Koshkin, Yu.A. Trapeznikov).....	81
Chapter 8. Crustal structure of the eastern part of the Kirgiz Tien Shan based on the MTS and DMTS sounding data (V.Yu. Batalev, A.M. Volykhin, A.K. Rybin, Yu.A. Trapeznikov, V.V. Finyakin).....	96
Chapter 9. Some problems of spatial-temporal distribution of earthquakes and their precursors (Yu.A. Trapeznikov, E.V. Sharonova).....	113
Correlation between local and regional seismicity.....	113
On spatial-temporal relationship between geophysical parameters anomalies and earthquakes.....	114
Chapter 10. Estimation of the possible relationship between the changes in geophysical parameters variations and deformation processes (V.D. Bragin, A.M. Volykhin, N.A. Koshkin, T.I. Kulevtsova, A.R. Rung, Yu.A. Trapeznikov).....	120
Underground water regime variations at Bishkek test-site.....	120
	167

Resistivity variations at small depths.....	125
Features of geomagnetic field variations at Bishkek test-site	129
Horizontal Earth crust movement data.....	133
<i>Chapter 11. On relationship between the seismic process and the accumulation of elastic energy in the Earth crust (Yu.A. Trapeznikov).....</i>	<i>139</i>
Conclusion (Yu.A. Trapeznikov).....	146
References.....	151

Научное издание

**Вольхин Альбин Михайлович
Бригин Виталий Дмитриевич
Зубович Александр Владимирович и др.**

**ПРОЯВЛЕНИЕ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ**

Утверждено к печати
Национальным геофизическим комитетом
при Президиуме Российской академии наук

Руководитель фирмы "Наука—геология" И.С. Власов
Редактор Л.И. Приходько
Художественный редактор И.Ю. Пестерова
Технический редактор П.М. Бузова
Корректор П.Л. Голубцова