

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ

А. К. Рыбин

Учреждение Российской академии наук
Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Киргизстан

Поступила в редакцию 20 сентября 2010 г.

Аннотация. В работе сделана попытка исследования взаимосвязи параметров геоэлектрических неоднородностей земной коры, выявленных в результате выполненного в последние годы детального магнитотеллурического профилирования, с пространственным распределением современных сильных землетрясений (энергетического класса $K > 10$) для территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП), расположенного в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня (область сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта). На основе данных детальных магнитотеллурических (МТ) зондирований построены двумерные геоэлектрические модели вдоль линии двух профилей, расположенных в западном и восточном сегментах зоны БГП и пересекающих выходы на поверхность Иссык-Атинского и Шамси-Тюндюкского региональных разломов. Распределение «сильной» сейсмичности на территории БГП крайне неоднородно, так в восточном сегменте за период 1994–2008 гг. произошло 12 сильных землетрясений энергетического класса $K > 10$, в то же время в западном сегменте сейсмических событий такого класса не наблюдалось. Совместный анализ профильных геоэлектрических разрезов и распределения поля гипоцентров сейсмических событий показал, что положение землетрясений энергетического класса $K > 10$, произошедших на территории БГП, может быть объяснено геоэлектрическими особенностями земной коры и в первую очередь наличием градиентов сопротивления, обусловленных высокоомными телами и зонами низких сопротивлений. При этом разрядка тектонических напряжений происходит в краевых частях высокоомных тел, являющихся накопителями энергии. Интенсивность землетрясений, по-видимому, зависит от величины градиента, размеров, положения и упругих параметров высокоомных тел.

Ключевые слова: Северо-Тяньшанская сейсмоактивная зона, магнитотеллурическое зондирование, пространственное распределение сейсмичности, градиент электрического сопротивления, флюидная гипотеза.

Abstract. In the present work, there is an attempt to study the interconnection of parameters of geoelectrical inhomogeneities of the Earth's crust revealed in the result of a detailed magnetotelluric profiling implemented last years, with spatial distribution of modern strong earthquakes (energy class $K > 10$) for the territory of Bishkek Geodynamic Polygon (BGP) located in a seismic active zone of the Northern Tien Shan (conjunction zone between the Chu Basin and the Kyrgyz Range). Based on the data of detailed magnetotelluric (MT) soundings two-dimensional geoelectrical models are constructed along the line of two profiles located in the western and the eastern segments of the BGP zone and crossing the outcrops of Issyk-Ata and Shamsi-Tunduk regional faults. Distribution of "strong" seismicity on the territory of BGP is extremely heterogeneous; thus, in the eastern segment, 12 strong earthquakes of energy class $K > 10$ occurred during 1994–2008, at the same time, no seismic events of such class were observed in the western segment. Joint analysis of the profile geoelectrical sections and the field distribution of seismic events hypocenters showed that location of earthquakes of energy class $K > 10$ occurred on the territory of BGP can be explained by geoelectrical features of the Earth's crust and, first of all, by presence of resistivity gradient, conditioned by high-resistivity bodies and low resistivity zones. At the same time, relaxation of tectonic stress takes place in the marginal parts of high-relaxation bodies being energy accumulator. The earthquakes intensity, apparently, depends on the gradient value, size, position and elastic parameters of high-resistivity bodies.

Key words: Northern Tien Shan seismic active zone, magnetotelluric sounding, spacial distribution of seismicity, gradient of electrical resistivity, fluid hypothesis

Введение

За последние годы достигнуты значительные успехи как по детальному изучению сейсмичности Тянь-Шаня, так и по изучению его внутреннего строения. Однако приуроченность очагов землетрясений к неоднородностям земной коры, в том числе к разрывам, до настоящего времени исследована недостаточно. Не всегда находят объяснение положения отдельных сейсмоактивных зон по отношению к геологическим структурам, видимым на поверхности и обнаруженным на глубине.

Пример анализа пространственного соотношения распределения поля гипоцентров сейсмических событий и тектонической структуры Северного Тянь-Шаня приведен в работе [1] для территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП). Территория БГП включает в себя большую часть Чуйской впадины и северного склона Киргизского хребта и ограничена простиранием в меридиональном направлении на расстояние около 150 км (рис. 1). На основе сопоставления глубинных разрезов поля слабой сейсмичности и геоэлектрической структуры приповерхностных разломных зон автором сделан вывод о том, что нет веских оснований приурочивать распределение гипоцентров землетрясений к приповерхностным разломным зонам для исследуемой территории. Другими словами, современная сеть разломов не контролирует распределение слабых землетрясений в объеме земной коры, а соответственно она не контролирует и распределение напряженно-деформационного поля на данной территории. Кроме того, на сейсмологических разрезах, приведенных в работе [1], отчетливо выделены субгоризонтальные структуры, к которым и приурочено большинство из анализируемых гипоцентров. По-видимому, структура напряженно-деформационного поля такова, что оно обладает чувствительностью именно к субгоризонтальным неоднородностям земной коры. Учитывая, что компенсационные срывы вдоль некоторых субгоризонтальных плоскостей и тектоническая расслоенность литосферы широко представлены на Тянь-Шане и прилегающих территориях [2], можно предполагать, что этот вывод справедлив и для территории Бишкекского геодинамического полигона. В данной работе сделана попытка исследования взаимосвязи параметров геоэлектрических неоднородностей земной коры, выявленных в результате выполненного в последние годы детального

магнитотеллурического профилирования, с пространственным распределением современных сильных землетрясений (энергетического класса 10 и выше) для территории БГП.

Детальное магнитотеллурическое профилирование на территории БГП

Сеть детальных магнитотеллурических (МТ) профилей, выполненных в последние несколько лет на территории БГП с помощью аппаратуры Phoenix MTU-5, состоит из 145 пунктов наблюдений и в плане представляет собой прямоугольную полосу в зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта размером около 140 × 25 км (рис. 1).

Современную аппаратуру Phoenix MTU-5 отличают высокая чувствительность и широкий динамический диапазон, надежность и простота использования [3]. Регистрирующие блоки станций MTU-5 используют 24-разрядные аналого-цифровые преобразователи и GPS-приемники, обеспечивающие синхронизацию во времени с точностью 1 мкс.

Диапазон периодов вариаций магнитотеллурического поля (МТ-поля), зарегистрированных с помощью MTU-5, составляет от 0,0025 до 1600 с. Измерения компонент магнитного поля выполняются с помощью штатных индукционных датчиков МТС-50. Электрические компоненты МТ-поля измеряются во всем частотном диапазоне регистрации с помощью Г-образных измерительных установок с электрическими диполями длиной 50 м. Заземление диполей при работе с MTU-5 осуществлялось с помощью неполяризуемых электродов с использованием марганцево-угольной крошки, разработанных и изготовленных в Научной станции РАН. В каждом пункте зондирования на территории БГП регистрировались 4 горизонтальные компоненты МТ-поля в частотном диапазоне 300 Гц – 1600 с.

Измерительные установки станций MTU-5 были ориентированы в широтном и меридиональном направлениях. Эти азимуты близки к направлениям простирания главных тектонических структур в регионе исследования.

Описание и результаты обработки рассматриваемых материалов МТЗ достаточно подробно изложены в работе [4]. Там же авторами на основе анализа площадных МТ данных выявлена геоэлектрическая зональность (сегментация) исследуемой территории БГП, отражающая основные элементы блочной структуры и поверхностной геометрии

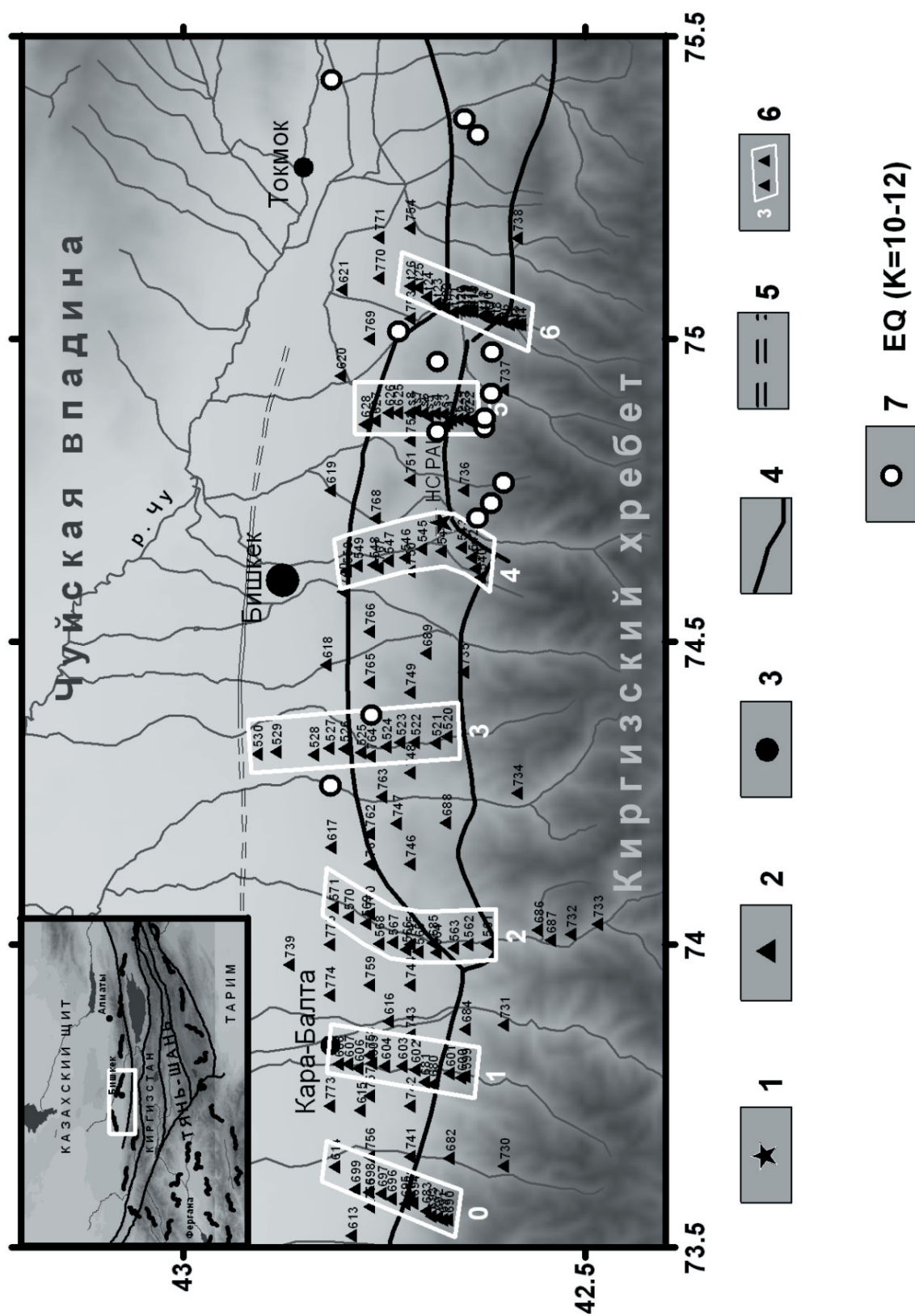


Рис. 1. Карта Северного Тянь-Шаня – территория Бишкекского геодинамического полигона (БГП): 1 – Научная станция РАН; 2 – пункты магнитотеллурического зондирования (МТЗ); 3 – крупные города; 4 – основные разломы; 5 – Центральнo-Чуйская флексурно-разрывная зона; 6 – номер МТ профиля; 7 – эпицентры современных сильных землетрясений (энергетический класс $K > 10$). На врезке в левом верхнем углу светлым прямоугольным контуром показано расположение БГП и региональные профили МТЗ (белые линии)

разломов в зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта. В данной статье для анализа МТ данных будут использоваться результаты зондирования на профилях 1, 6, расположенных соответственно в западном и восточном сегментах (см. рис. 1).

Рассмотрим псевдорезрезы амплитуд кажущегося сопротивления ρ_{xy} и ρ_{yx} (рис. 2) и фаз импеданса φ_{xy} и φ_{yx} (рис. 3) для профилей 1, 6. Анализ этих разрезов помогает определить геоэлектрическую стратификацию среды, оценить положение и геометрию структур, дать допол-

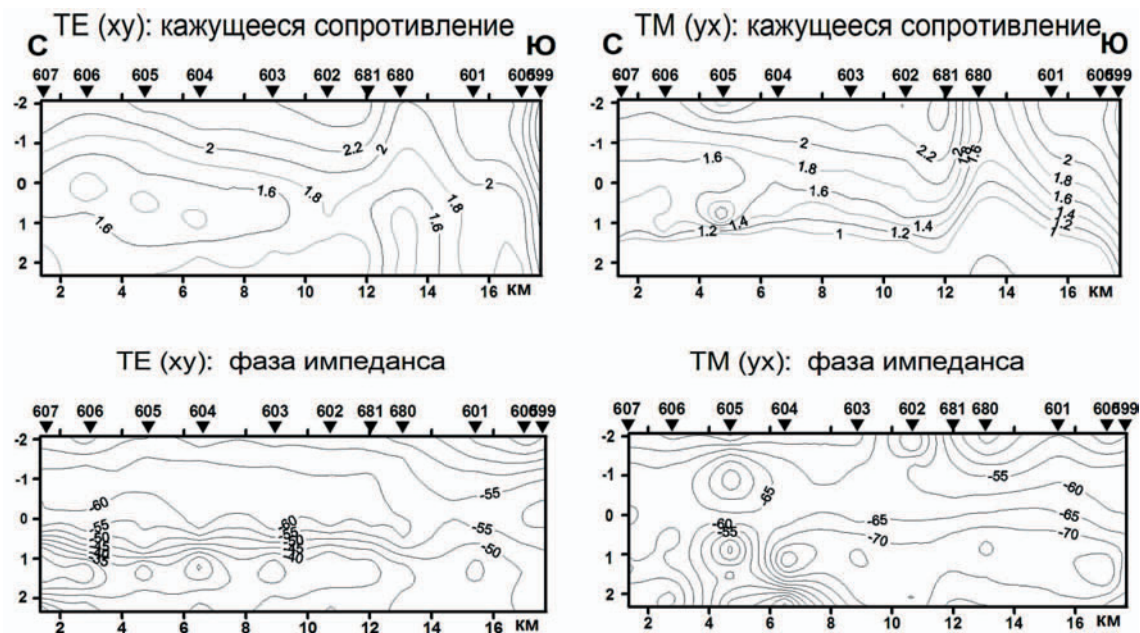


Рис. 2. Псевдорезрезы модуля кажущегося сопротивления и фазы импеданса по профилю 1. Вертикальная ось – десятичный логарифм периода, с; горизонтальная – расстояние, км. Изолинии: десятичный логарифм модуля кажущегося сопротивления в Ом · м; фазы в градусах

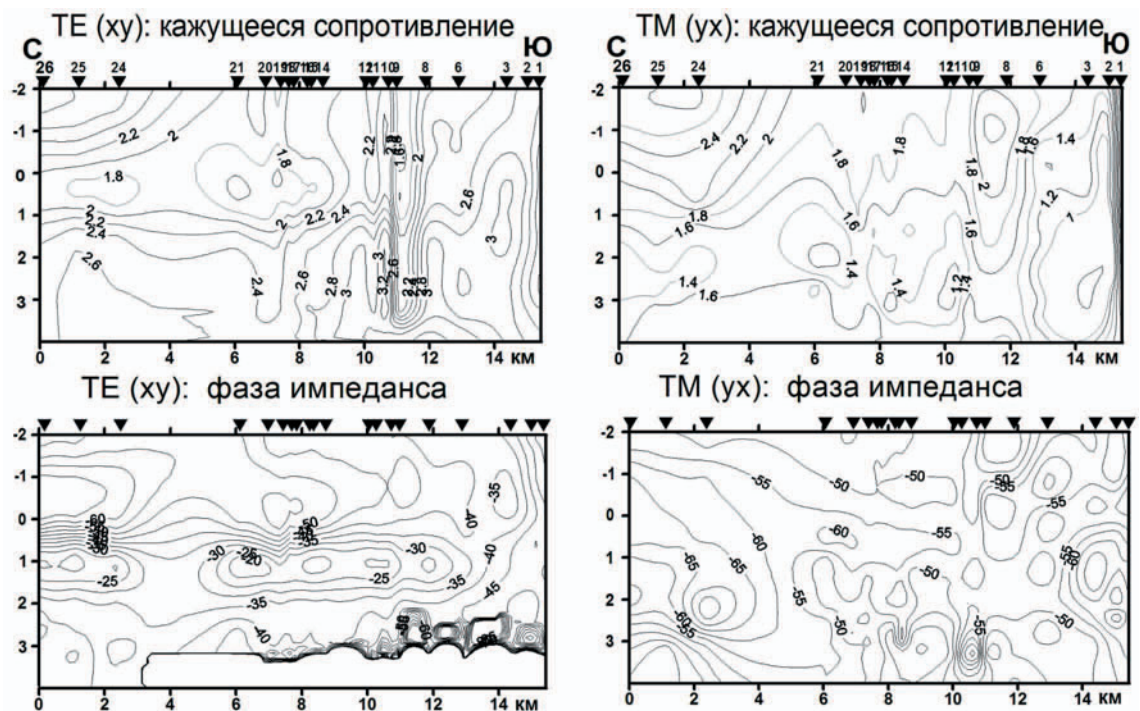


Рис. 3. Псевдорезрезы модуля кажущегося сопротивления и фазы импеданса по профилю 6. Обозначения те же (см. рис. 2)

нительную информацию о приповерхностных и глубинных структурах [5]. Обычно анализ псевдоразрезов сводится к выделению аномалий в поведении кажущихся сопротивлений и фаз. Положительные аномалии модуля ρ_{xy} , ρ_{yx} и фаз импеданса φ_{xy} и φ_{yx} соответствуют плохо проводящим объектам, а отрицательные – хорошо проводящим. На рис. 2, 3 показаны псевдоразрезы кажущихся сопротивлений ρ_{xy} и ρ_{yx} , однако из-за очень большого диапазона изменений ρ_{xy} и ρ_{yx} для более наглядного восприятия приводятся их десятичные логарифмы. Для неоднородных сред амплитудные разрезы кажущихся сопротивлений ρ_{xy} и ρ_{yx} чаще всего отражают влияние приповерхностных структур и слабо зависят от частоты, как и в нашем случае.

Как для ρ_{xy} , так и для ρ_{yx} на псевдоразрезах наблюдаются субвертикальные сгущения изолиний, свидетельствующие о том, что геоэлектрические неоднородности, расположенные вблизи поверхности, влияют и на данные, отражающие более глубокие части разреза (статическое смещение). Фазы импеданса обладают замечательным свойством – они мало зависят от влияния приповерхностных неоднородностей. Поэтому сравнение аномалий амплитудных и фазовых псевдоразрезов позволяет выделить зоны влияния приповерхностных неоднородностей.

Рассмотрим частотные разрезы фаз импеданса φ_{xy} и φ_{yx} по профилям 1, 6. Значения φ_{xy} от -30° до -40° свидетельствуют о наличии комплексов пород, характеризующихся высоким сопротивлением. Проводящие горизонты характеризуются пониженными значениями фаз $-60^\circ \dots -70^\circ$. Отчетливо проявляется проводящий слой на профиле 1, где значения фаз φ_{yx} составляют $-65^\circ \dots -70^\circ$ в диапазоне периодов 10–100 с. В остальных случаях значения фаз $-50^\circ \dots -70^\circ$, отражающие низкоомные зоны, расположены на разрезах локальными участками.

Анализ профильных МТ наблюдений

Успех интерпретации магнитотеллурических зондирований во многом зависит от той предварительной работы, которая ведется на этапе качественного анализа, направленного на построение интерпретационной модели. Здесь мы проводим геоэлектрическое районирование, локализуем и идентифицируем структуры, определяем их размерность и простирание. Традиционный подход для определения размерности и ориентации геоэлектрической структуры основан на

анализе полярных диаграмм или применении той или иной схемы декомпозиции, что в итоге дает возможность надежно выделить глубинные объекты.

Полярные диаграммы отражают зависимость магнитотеллурических функций отклика от их ориентации. Впервые метод полярных диаграмм элементов тензора импеданса был предложен в работе [6]. Полярные диаграммы тензора импеданса продемонстрировали достаточно хаотичное поведение практически для всех точек профилей 1, 6 и всего интервала периодов зондирования, что говорит о сильном влиянии приповерхностных неоднородностей, создающих случайный геологический шум и осложняющих выделение глубинной информации.

На рис. 4 показаны главные направления тензора импеданса $PD-E$, определенные методом Свифта – Эггерса [7; 8], простирание регионального двумерного фона $PD-B$, полученное с помощью разложения Бара, которое позволяет погасить влияние локальных трехмерных неоднородностей [9]. Региональное простирание почти во всех точках двух профилей тяготеет к субширотному направлению для низкочастотного интервала периодов. Согласно этим результатам мы можем искать решение обратной геоэлектрической задачи в классе двумерных сред с широтным простиранием. Таким образом, будем рассматривать широтные и меридиональные кривые кажущегося сопротивления как соответственно продольные и поперечные по отношению к поверхностным геологическим структурам.

Дальнейший шаг в построении интерпретационной модели связан с выполнением параметризации экспериментального импеданса и анализом полученных распределений магнитотеллурических параметров неоднородности и асимметрии.

Параметризация импеданса заключается в определении параметров неоднородности и асимметрии: параметра неоднородности (N) [5], углового параметра асимметрии (A) [8], амплитудного параметра асимметрии ($Skew_s$) [7] и фазочувствительного параметра асимметрии ($Skew_B$) [9]. С их помощью оценивается степень горизонтальной неоднородности среды и локализуются выделяемые структуры. Если среда горизонтально однородна (1D), то $N = 0$. Отклонение N от 0 есть мера горизонтальной неоднородности среды.

В двумерном случае (2D) $A = 0$. Отклонение A от 0 свидетельствует о трехмерности среды (3D).

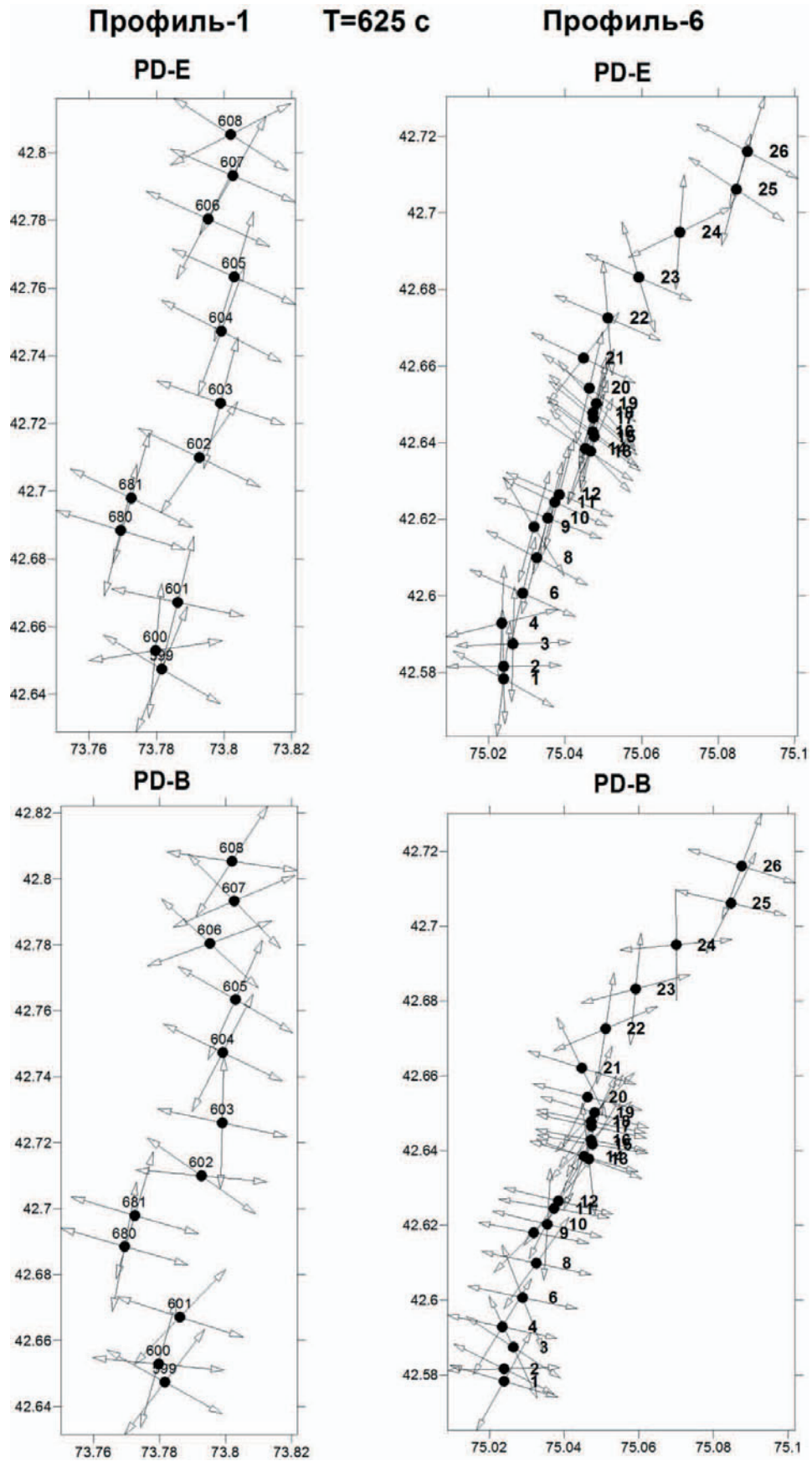


Рис. 4. Главные направления тензора импеданса для периода $T = 625$ с, определенные методом ортогонализации Эггера (PD-E) и с помощью разложения Бара (PD-B)

Амплитудный параметр асимметрии $Skew_S$ также является мерой трехмерности среды. В частности, если среда двумерна, то $Skew_S = 0$.

Фазочувствительный параметр асимметрии $Skew_B$ позволяет распознать среду, в которой на региональную двумерную структуру наложены локальные трехмерные неоднородности (в этом случае $Skew_B = 0$).

Отметим, что в трехмерном случае $N \neq 0$, $Skew_S \neq 0$, $Skew_B \neq 0$. Таким образом, совместный анализ поведения параметров N , $Skew_S$, $Skew_B$ позволяет идентифицировать структуры и оценить их размерность.

На рис. 5 представлены частотные разрезы N , $Skew_S$, $Skew_B$ вдоль рассматриваемых профилей. На низких частотах значения параметра N для большей части пунктов профилей превышают 0,4, что свидетельствует о сильной горизонтальной неоднородности глубоких слоев. При этом рассчитанные значения параметра A варьируют

от нескольких градусов до нескольких десятков градусов, что указывает на присутствие в разрезе как двумерных, так и трехмерных приповерхностных структур. На некоторых участках разреза относительно большим значениям $Skew_S$ соответствуют небольшие значения $Skew_B$, характерные для суперпозиции региональных двумерных и локальных трехмерных структур. С понижением частоты эти соотношения сохраняются. Области повышенных или пониженных значений параметров N , A , $Skew_S$, выделяемые на псевдоразрезах, также отмечают слабую зависимость от частоты. Это позволяет связать искажения низкочастотного магнитотеллурического поля с гальваническим влиянием приповерхностных неоднородностей. Таким образом, в результате анализа рассмотренных параметров импеданса можно предположить суперпозицию локальных трехмерных геоэлектрических структур с региональной двумерной.

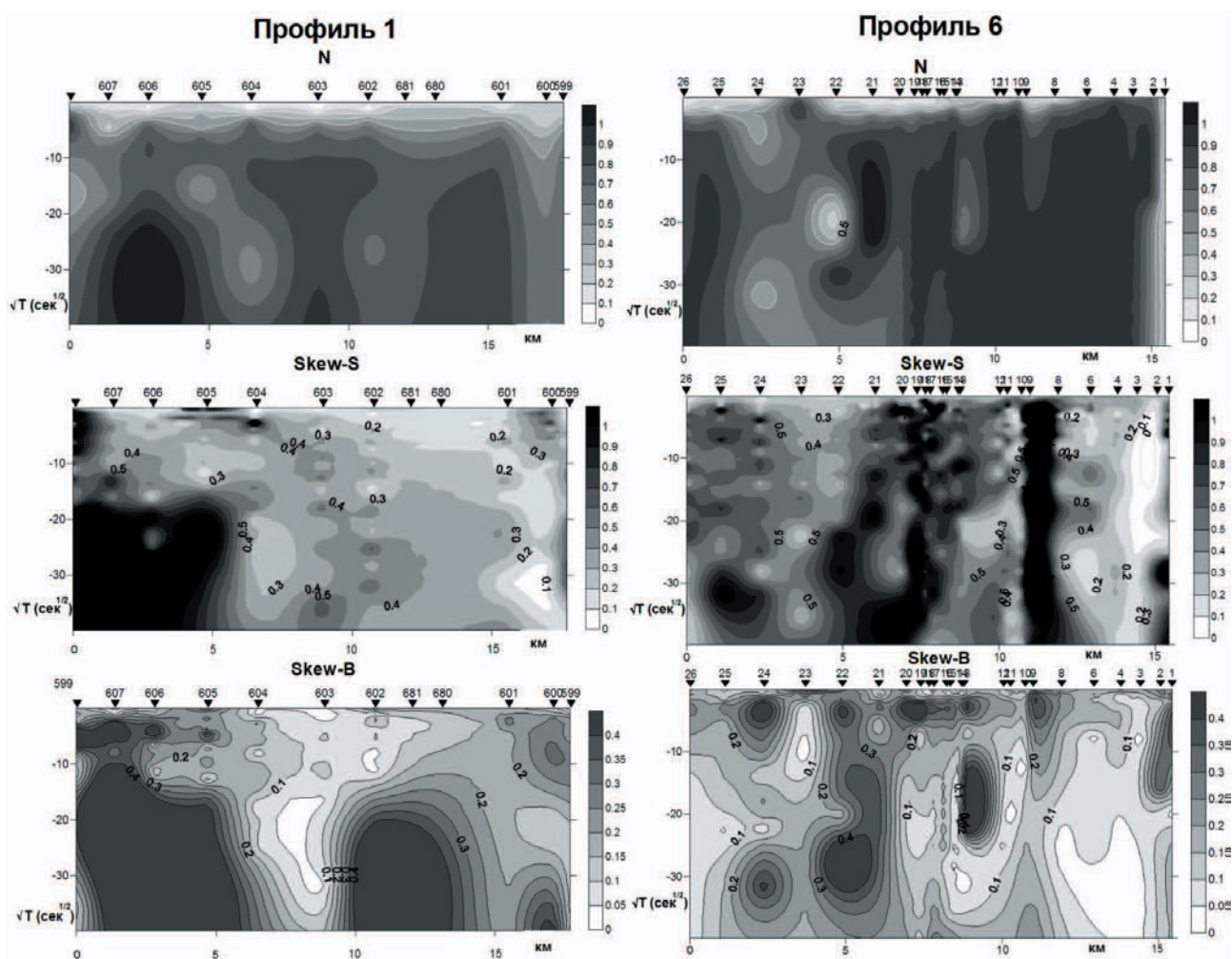


Рис. 5. Частотные зависимости магнитотеллурических параметров N , $Skew_S$, $Skew_B$ вдоль рассматриваемых профилей

Построение двумерных геоэлектрических моделей

Для двумерной (2D) инверсии наблюдаемых данных использовалась программа Rodi – Mackie, реализующая метод нелинейных сопряженных градиентов [10]. Осуществляемая в этой программе процедура 2D инверсии производит совместный подбор наблюдаемых значений импеданса и типпера, при этом осуществляется сглаживание модели сопротивления посредством минимизации следующего функционала: $(\text{наблюдаемые данные} - \text{вычисленные отклики})^2 + \nabla (\text{оптимизируемая модель} - \text{априорная модель})^2$. Второй член функционала штрафует гладкие отклонения оптимизируемой модели от априорной.

Сеточная аппроксимация модели имеет 90 горизонтальных и 48 вертикальных ячеек с латеральными изменениями, по размеру меньшими, чем коэффициент 1,5 между любыми соседними ячейками, для того, чтобы удовлетворить ограничениям программы 2D инверсии.

Стартовая модель 2D инверсии представляет собой горизонтально-слоистую среду. Верхняя (до глубин 30 км) высокоомная часть стартового разреза содержит слои с удельным сопротивлением 100 Ом · м, 1000 Ом · м, 2000 Ом · м. Величина сопротивления приповерхностного слоя 100 Ом · м близка к среднему значению сопротивления верхней части разреза, полученной на исследуемой территории с помощью малоглубинных методов электроразведки [11]. В нижней части стартовой модели на глубинах 30–45 км присутствует проводящая толща с удельным сопротивлением 30 Ом · м. Нижнекоровый проводящий слой как основной элемент региональной геоэлектрической модели Центрального Тянь-Шаня, был выделен нами ранее [12; 13]. Следует также отметить, что плотность и геометрия сетки разбиения в процедуре автоматизированной инверсии, а также включение всех блоков разбиения в оптимизационный подбор допускают свободный выбор коровых структур, удовлетворяющих различным гипотезам о глубинном геоэлектрическом строении изучаемой зоны сочленения Чуйской впадины с Киргизским хребтом.

Входной ансамбль инвертируемых данных включал в себя значения кажущегося сопротивления и фазы импеданса для двух поляризации ЭМ поля, заданные в пунктах наблюдений по профилю. Для профиля 1 длиной около 18 км инвертировались данные 12 пунктов наблюдений, представленные на сетке из 33 периодов в интервале

от 0,01 до 1000 с. Для профиля 6 длиной около 16 км инвертировались МТ данные 24 пунктов наблюдений, представленные на сетке из 33 периодов в интервале от 0,01 до 1000 с. Пределы погрешностей инвертируемых данных, являющиеся внутренними параметрами процедуры инверсии, были установлены следующим образом: модуль кажущегося сопротивления (TE мода) – 100 %, модуль кажущегося сопротивления (TM мода) – 10 %, фаза импеданса (TE мода) – 5 %, фаза импеданса (TM мода) – 5 %.

После нескольких тестовых расчетов инверсии было определено значение параметра регуляризации $\tau = 3,0$.

В результате выполненных внутренних итераций в процессе совместной параллельной инверсии всего входного ансамбля погрешность подбора данных по всем компонентам (RMS-невязка) составила 2,026 для профиля 1 и 1,91 для профиля 6. Результирующие профильные модели представлены на рис. 6. Невязки между модельными

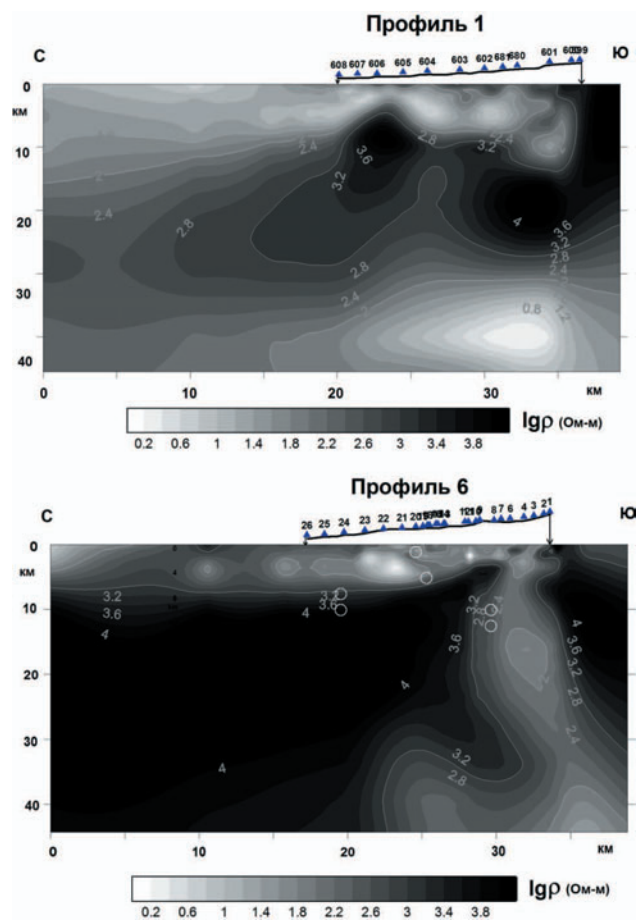


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы, полученные по МТ профилям 1, 6. Изолинии указывают десятичный логарифм удельного сопротивления в Ом · м. Белые кружки – гипоцентры сильных землетрясений энергетического класса $K > 11$

и экспериментальными данными по профилю 1 показаны на рис. 7. Отметим, что полученные модели достаточно хорошо согласуются с результатами наблюдений.

Пространственное распределение сильных землетрясений на территории БГП

Тянь-Шань является одним из наиболее сейсмически активных регионов в мире. В среднем во второй половине прошлого столетия в Тянь-Шане ежегодно происходило почти 3000 коровых землетрясений, глубины гипоцентров которых не

превышают 40 км. При этом выделялось от 0,01 до 3 % энергии, характеризующей сейсмический процесс всей планеты, а при сильнейших исторических событиях выделялось от 1 до 10 % всего ежегодного расхода сейсмической энергии Земли [11, 14].

Территория БГП, включающая Чуйскую впадину и ее горное обрамление, относится к районам, подверженным землетрясениям разрушительной силы. В ее южном обрамлении выделяются 9–10-балльные сейсмические зоны [15].

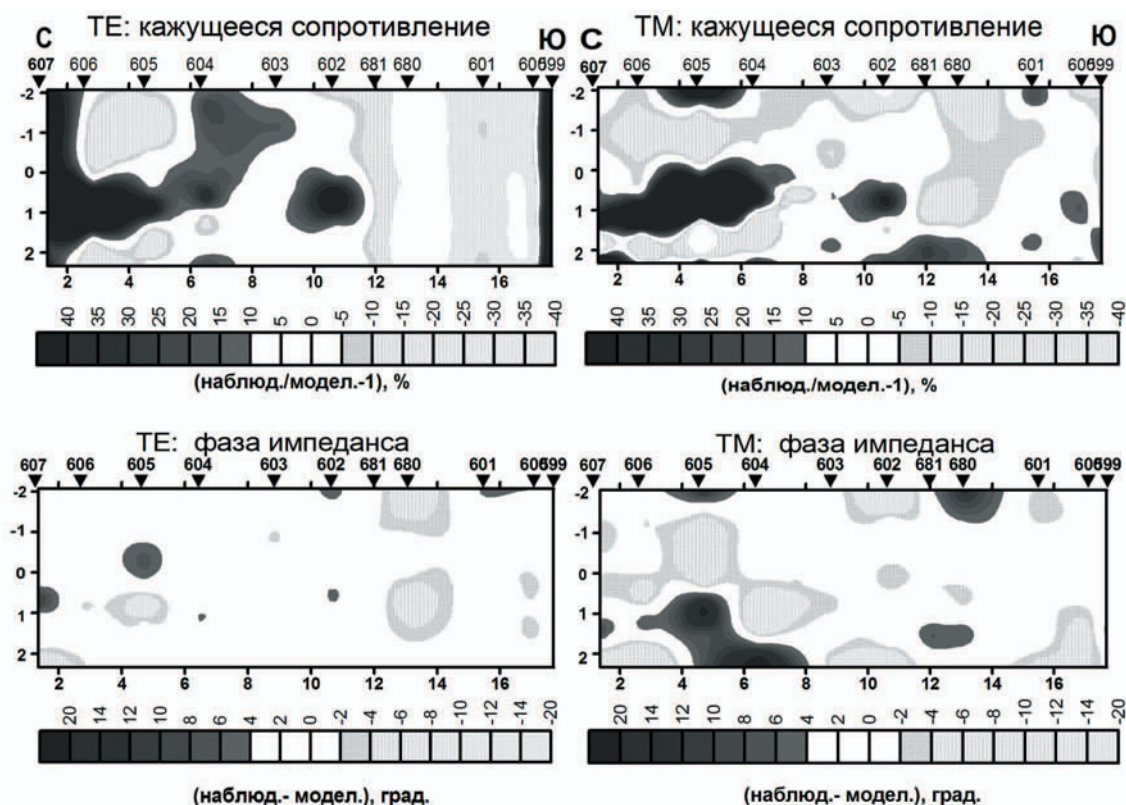


Рис. 7. Невязки между кажущимися сопротивлениями и фазами импеданса модельных и наблюдаемых данных (профиль 1). Вертикальная ось – десятичный логарифм периода, с; горизонтальная ось – расстояние, км

Анализ временных вариаций сейсмичности Северного Тянь-Шаня, выполненный в работе [16], показал резкий рост числа землетрясений, начиная с 10 энергетического класса, к концу XX в. Поэтому в первую очередь подробно рассмотрим пространственное распределение «сильной» сейсмичности для территории Бишкекского геодинамического полигона. На рис. 1 показаны эпицентры сильных землетрясений энергетического класса $K > 10$ по данным сейсмологической сети KNET за период 1994–2008 гг. для той части территории БГП, где были выполнены детальные магнитотеллурические зондирования. В этот период здесь

произошло 15 сейсмических событий энергетического класса $K > 10$. Большинство эпицентров землетрясений приурочено к восточной части зоны сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта (в окрестности МТ профилей 4, 5, 6) и при этом проявляется их группирование в некоторой полосе, пространственно расположенной вблизи линии выхода Шамси-Тюндюкского разлома на земную поверхность. Шамси-Тюндюкский разлом на поверхности отделяет горную часть Киргизского хребта от предгорий и служит границей палеозойских образований южного и неогеновых отложений северного крыльев [17]. На основании такого не-

однородного распределения сейсмичности вдоль линии разлома можно выделить восточный сегмент разлома с высоким уровнем «сильной» сейсмичности и, соответственно, относительно слабо сейсмичные центральный и западный сегменты.

На рис. 8 показано широтное распределение по глубинам очагов землетрясений энергетического класса $K > 10$, эпицентры которых представлены на рис. 1. В целом, можно отметить, что оно достаточно неравномерно и наибольшее число таких землетрясений приурочено к интервалу глубин 7–20 км.

Сравнительный анализ и обсуждение

Рассмотрим более подробно основные элементы построенных двумерных геоэлектрических моделей, отражающих глубинную структуру западного и восточного сегментов зоны БГП, существенно отличающихся друг от друга по уровню «сильной» сейсмичности (см. рис. 6). Итоги сопоставления этих профильных геоэлектрических моделей приведены в таблице.

Таблица

Результаты сравнительного анализа характеристик электрической структуры профильных разрезов БГП

Кора	Профиль 1 (западный сегмент БГП) – в период 1994–2008 гг. отсутствовали сильные землетрясения	Профиль 6 (восточный сегмент БГП) – в период 1994–2008 гг. произошло 6 сильных землетрясений с $K > 11$
Верхняя	Более протяженная в горизонтальном направлении низкоомная зона, глубже расположена подошва проводника, ниже сопротивление проводящей зоны	Более протяженная и более мощная высокоомная зона
Средняя	Интегрально более проводящая и более контрастная среда	Менее проводящая и более однородная среда. Есть субвертикальный канал, соединяющий нижнекоровый проводник с верхнекоровым
Нижняя	Более мощная проводящая зона, имеет практически повсеместное распространение в нижней части разреза. Очень низкое сопротивление по сравнению с нижней частью разреза профиля 6	Проводник локализован в южной части разреза

Неоднородность распределения проводимости в нижней коре рассматриваемых разрезов, достаточно близко расположенных друг к другу, может показаться загадочной. Однако исходя из флюидной природы пониженного электрического сопротивления и низких скоростей сейсмических волн в нижней коре региона [18; 19], наблюдаемое понижение нижнекоровой проводимости в разрезе профиля 6 по отношению к разрезу профиля 1 можно объяснить присутствием в средней коре разреза профиля 6 достаточно мощного проводящего субвертикального канала, который в значительной мере способствует диффузии флюида вверх, тем самым уменьшая концентрацию флюида в нижней коре. Такой процесс приводит к изменению поля напряжений в сейсмогенерирующей области и в некоторых случаях к землетрясениям. Отметим также, что проекция субвертикальной проводящей зоны на земную поверхность маркируется минеральными источниками вдоль всего Киргизского хребта. В этой зоне пробурено несколько скважин, которые характеризуются выходом углекислых термальных (до 80 °С) минерализованных вод.

Необходимо отметить влияние другого фактора на величину проводимости среды – степени дробления (трещиноватости) среды и связности трещин между собой. Земная кора на территории БГП испытывает региональное силовое давление с юга как результат влияния дальней зоны коллизии. В первом приближении это силовое поле можно считать однородным вдоль широтного простирания зоны БГП, о чем косвенно может свидетельствовать приблизительно одинаковый характер поведения северной компоненты скорости движения земной поверхности вдоль серии профилей, построенных по результатам региональных GPS наблюдений и секущих зону БГП в меридиональном направлении на различных участках ее простирания, близких к рассматриваемым МТ профилям (рис. 9). В таких условиях ключевую роль в формировании поля напряжений, особенности которого в конечном счете определяют наблюдаемое пространственное распределение сейсмичности в зоне БГП, начинают играть реологические и структурные неоднородности земной коры. С этой точки зрения можно предположить, что высокоомный блок в средней–нижней коре разреза профиля 6, занимающий большой объем среды и более жесткий в сравнении с высокоомной зоной в разрезе профиля 1, при передаче регионального давления с юга на север служит своеобразным упором в такой динамичес-

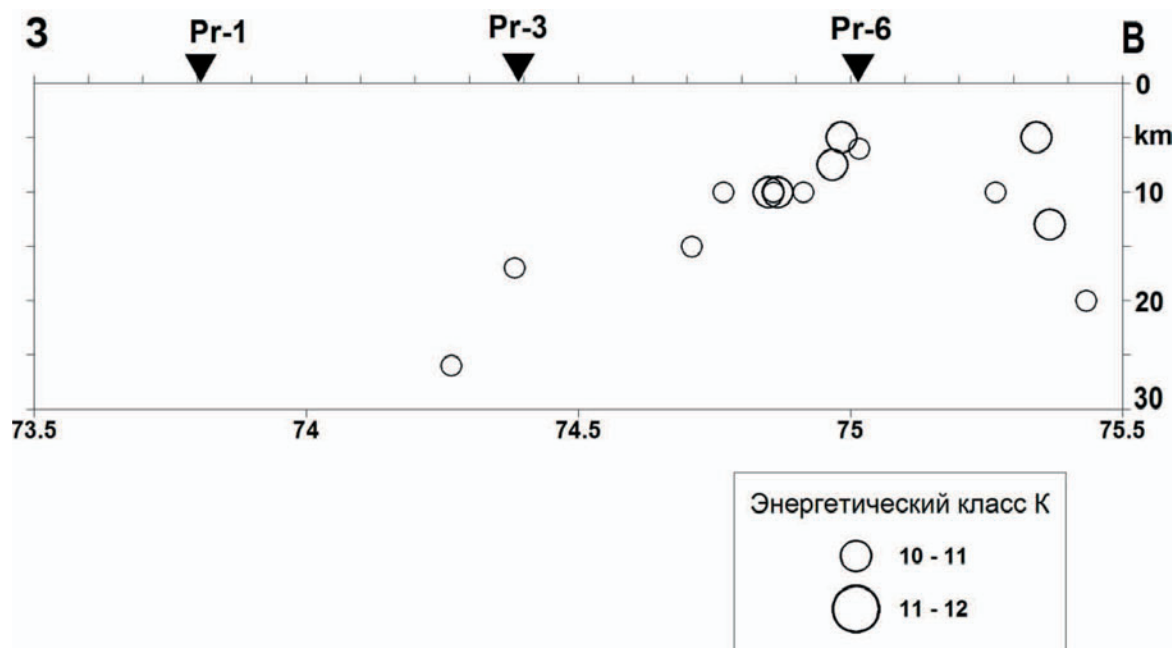


Рис. 8. Широтное распределение очагов землетрясений с $K > 10$ по глубинам для той части территории БГП, где были выполнены профили МТЗ. Горизонтальная ось – географическая долгота, град. в. д., вертикальная ось – глубина, км.

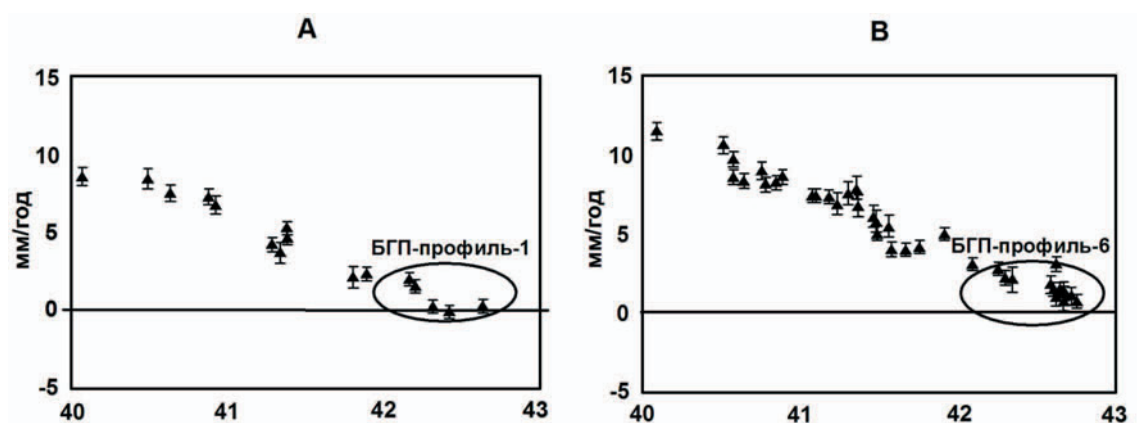


Рис. 9. Меридиональные профили изменения северной компоненты скорости движения земной поверхности по данным GPS наблюдений. Вертикальная ось – величина скорости, мм/г, горизонтальная – широта, град. с. ш. Эллипсом показан участок профиля на территории БГП. А – профиль в полосе 73,5–74 град. в. д. В – профиль в полосе 75–75,5 град. в. д.

кой системе, и, соответственно, в этом месте создаются условия для длительного накопления упругих напряжений и их разрядки в виде сильных землетрясений. Таким образом, подтверждается высокий уровень «сильной» сейсмичности восточного сегмента зоны БГП, где за период 1994–2008 гг. в окрестности профиля 6 произошло 12 сильных землетрясений энергетического класса $K > 10$.

Анализ взаимосвязи местоположения гипоцентров рассматриваемых сильных землетрясений и геоэлектрических неоднородностей выявил преимущественную приуроченность очагов землетря-

сений к зонам вертикального и горизонтального градиентов электрических свойств среды (см. рис. 6). Однако хотя в разрезе профиля 1 присутствуют градиенты сопротивления, обусловленные высокоомными телами и зонами низких сопротивлений, сильных землетрясений энергетического класса $K > 10$ там не происходит. Можно предположить, что магнитуда рассматриваемых землетрясений зависит от площади контакта геоэлектрических аномалий, обусловленной размерами высокоомных тел, и, возможно, величины вертикального или горизонтального градиентов сопротивления,

создаваемых высокоомными телами с зонами низких сопротивлений. В таких областях земной коры создаются благоприятные условия для длительного накопления тектонических напряжений, их дальнейшая разрядка происходит в краевых частях высокоомных тел, являющихся концентраторами энергии. Источниками тектонических напряжений могут быть перемещения верхнекоровых блоков по разупрочненному астенослою средней–нижней коры в обстановке субмеридионального сжатия, а также процессы пластического течения вещества и его пространственного перераспределения на уровне нижней коры и верхней мантии региона [2; 20].

Выводы

Детальные магнитотеллурические зондирования выполнены на территории Бишкекского геодинамического полигона в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня (область сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта). Для анализа и сопоставления геоэлектрической структуры земной коры с пространственным распределением сейсмичности рассмотрены результаты интерпретации МТ зондирований на профилях 1, 6, расположенных соответственно в западном и восточном сегментах зоны БГП и пересекающих линии Иссык-Атинского и Шамси-Тюндюкского региональных разломов. В восточном сегменте (в окрестности профиля 6) за период 1994–2008 гг. произошло 12 сильных землетрясений энергетического класса $K > 10$, в то же время в западном сегменте (в окрестности профиля 1) сейсмических событий такого класса не наблюдалось.

На этапе качественного анализа полученных МТ параметров профильных зондирований сделано предположение о суперпозиции локальных трехмерных геоэлектрических структур с региональной двумерной для исследуемой зоны БГП. С помощью бимодальной двумерной инверсии построены геоэлектрические разрезы вдоль рассматриваемых профилей 1, 6. Основные характеристики полученных профильных геоэлектрических моделей следующие:

1) в верхних частях разрезов выявлен проводящий слой, подошва которого залегает глубже в разрезе профиля 1 и достигает глубин 8–10 км, в обоих случаях верхнекоровое окончание профилей представлено высокоомным южным обрамлением;

2) среднекоровый горизонт интегрально более проводящий в разрезе профиля 1, контрастные изменения проводимости отмечены в средней коре

профиля 6, здесь протяженная высокоомная зона сменяется в южной части профиля отчетливо выраженной субвертикальной проводящей структурой;

3) в нижней коре разреза профиля 1 повсеместно развит проводящий слой, в разрезе профиля 6 нижнекоровый проводник представлен фрагментарно только в южной части.

Выявленные в геоэлектрических моделях проводящие зоны, пространственно приуроченные к выходу на поверхность Шамси-Тюндюкского разлома, по-видимому, представляют собой механически ослабленные области повышенной трещиноватости, заполненные флюидом. По этой причине различия в величинах и распределении сопротивлений этих проводящих зон в рассматриваемых разрезах могут отражать различный уровень концентрации флюида или разную степень связности порово-трещинного пространства.

Неоднородность распределения проводимости в нижней коре рассматриваемых разрезов можно объяснить особенностями и различиями протекающих там процессов диффузии флюида из нижнекорового горизонта к земной поверхности. Так, снижению концентрации флюида в нижней коре разреза профиля 6 в значительной мере может способствовать миграция флюида вверх по мощному вертикальному проводящему каналу, расположенному в южной части профиля.

Положение землетрясений энергетического класса $K > 10$, произошедших на территории БГП, может быть объяснено геоэлектрическими особенностями земной коры и в первую очередь наличием высоких градиентов сопротивления, обусловленных высокоомными телами и зонами низких сопротивлений. При этом разрядка напряжений происходит в краевых частях высокоомных тел, являющихся накопителями энергии. Интенсивность землетрясений, по-видимому, зависит от размеров, положения и упругих параметров высокоомных тел.

Автор искренне благодарен проф. В. И. Макарову за обсуждение результатов исследования и полезные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин В. Д. Активный электромагнитный мониторинг территории Бишкекского прогностического полигона : дис. канд. физ.-мат. наук / В. Д. Брагин. – М., 2001. – 135 с.

2. Макаров В. И. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / В. И. Макаров. – М. : Наука, 1982. – 115 с.

3. Fox L. Satellite-Synchronized 3-D Magnetotelluric System, U.S. Patent No. 6 191 587 B1, issued February 20, 2001.
4. Рыбин А. К. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня / А. К. Рыбин [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 5. – С. 445–460.
5. Бердичевский М. Н. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных / М. Н. Бердичевский [и др.]. – М. : Диалог-МГУ, 1997. – 161 с.
6. Бердичевский М. Н. Электроразведка методом магнитотеллурического профилирования / М. Н. Бердичевский. – М. : Недра, 1968. – 255 с.
7. Swift C. M. A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern United. Thesis / C. M. Swift. – Cambridge : MIT Cambridge, 1967. – P. 211.
8. Eggers D. E. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor / D. E. Eggers // *Geophysics*. – 1982. – V. 47. – P. 1204–1214.
9. Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion / K. Bahr // *J. Geophys.* – 1988. – V. 62. – P. 119–127.
10. Rodi W. L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion / W. L. Rodi, R. L. Mackie // *Geophysics*. – 2001. – V. 66. – P. 174–187.
11. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня / Ф. Н. Юдахин. – Фрунзе : Илим, 1983. – 248 с.
12. Трапезников Ю. А. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня / Ю. А. Трапезников [и др.] // *Физика Земли*. – 1997. – № 1.
13. Рыбин А. К. На пути построения трехмерной геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня / А. К. Рыбин [и др.] // *Геодинамика и геологические проблемы высокогорных регионов : сборник материалов Второго международного симпозиума*. – Москва–Бишкек, 2003. – С. 164–179.
14. Муралиев А. М. Сейсмичность и сеймотектоническая деформация юго-западной Киргизии и сопредельных территорий / А. М. Муралиев. – Фрунзе : Илим, 1989. – 106 с.
15. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины / О. К. Чедия, Т. М. Сабитова. – Фрунзе : Илим, 1975. – 190 с.
16. Пономарев В. С. Моделирование геологической среды для выявления энергонасыщенных объемов / В. С. Пономарев, В. И. Макаров // *Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. – М. : Научный мир, 2005. – С. 249–260.
17. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектоногенез Тянь-Шаня / О. К. Чедия. – Фрунзе : Илим, 1986. – 316 с.
18. Vanyan L. L. Seismic and electromagnetic evidence of degeneration as a free water source in the reactivated crust / L. L. Vanyan, A. O. Gliko // *Geophys. J. Int.* – 1999. – № 137. – P. 159–162.
19. Рыбин А. К. Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований / А. К. Рыбин [и др.] // *Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. – М. : Научный мир, 2005. – С. 79–96.
20. Макаров В. И. Взаимосвязь Тянь-Шаня с его обрамлением и механизмы внутриконтинентальных горообразовательных процессов / В. И. Макаров // *Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)*. – М. : Научный мир, 2005. С. 349–366.

Учреждение Российской академии наук Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке
А. К. Рыбин, кандидат физико-математических наук, директор, заведующий лабораторией глубоких магнитотеллурических исследований
rybin@gdirc.ru
Тел. 8 (996) 312-613-140

Institution of the Russian Academy of Sciences – Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city (RS RAS)
A. K. Rybin, Candidate of Physico-Mathematical Sciences, director, Head of the Laboratory for deep magnetotelluric research
rybin@gdirc.ru
Tel. 8 (996) 312-613-140