

ГЕОФИЗИКА

ПЛОЩАДНЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ  
ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

А.К. Рыбин, В.В. Спичак\*, В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, В.Е. Матюков

*Научная станция РАН в г. Бишкеке, 720049, Бишкек, Киргизия*

*\* Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН,  
142190, Троицк, Московская область, Россия*

Представлены первые результаты исследований земной коры Северного Тянь-Шаня с помощью детальной магнитотеллурической (МТ) съемки, выполненной в последние годы на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП) с использованием измерительных станций Phoenix MTU-5. Проведено площадное МТ-профилирование на территории БГП в сейсмоактивной зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины. Точность определения МТ передаточных функций в большинстве из 145 выполненных зондирований составляет 1—2 % по модулю и около 0.5—0.8 градуса по фазе. Осуществлен первоначальный анализ массива измерений с целью оценки геоэлектрической размерности среды. Результаты анализа указывают на суперпозицию локальных трехмерных структур и региональной двумерной структуры в земной коре исследуемой территории.

*Земная кора, разломные зоны, надвиг, магнитотеллурическое зондирование, распределение электропроводности, тензор импеданса, Тянь-Шань.*

ARRAY MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS IN THE ACTIVE SEISMIC AREA OF NORTHERN TIEN SHAN

A.K. Rybin, V.V. Spichak, V.Yu. Batalev, E.A. Bataleva, and V.E. Matyukov

High-density 2D MT soundings of the crust in the seismically active northern Tien Shan were performed using Phoenix MTU-5 stations in the Bishkek Geodynamic Polygon, at the junction of the Chu basin and the Kyrgyz Range. The MT transfer functions were determined to an accuracy of 1–2% (amplitude) and about 0.5–0.8 deg (phase) in most of 145 soundings. Preliminary analysis of the collected data aimed at estimating the geoelectrical dimensionality. The Bahr decomposition analysis indicated the presence of local 3D structures in the crust of the area superposed on the regional 2D structure.

*Crust, faults, thrust, MT soundings, electrical conductivity structure, impedance tensor, Tien Shan*

ВВЕДЕНИЕ

Магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) исследования в Северном (Киргизском) Тянь-Шане ведутся уже более 25 лет. В течение многих лет эти работы проводились сотрудниками (М.Л. Голланд, В.Ю. Баталев, А.К. Рыбин) Научной станции РАН в Бишкеке под руководством Ю.А. Трапезникова и специалистами из московских научно-исследовательских организаций (М.Н. Бердичевский, Л.Л. Ваньян и др.). В глубинных магнитотеллурических зондированиях региона активное участие приняли геофизики Калифорнийского университета (С. Парк, Р. Белински) [Bielinski et al., 2003]. За это время было проведено около 500 МТ- и МВ-зондирований по серии региональных профилей, секущих в меридиональном направлении центральную часть Тянь-Шаньского орогена и прилегающие территории. В результате интерпретации этих данных построены профильные двумерные геоэлектрические модели, отражающие региональный масштаб распределения электропроводности [Трапезников и др., 1997; Рыбин и др., 2001; Sokolova et al., 2006]. Основным элементом полученных региональных геоэлектрических моделей является проводящий слой в средней—нижней коре, суммарная продольная проводимость которого возрастает с севера на юг от 300—400 (Казахский щит) до 1500—2000 См (Срединный Тянь-Шань). Зоны основных разломов Северного Тянь-Шаня в этих моделях проявились в виде электрических структур пониженного сопротивления.

Интересно отметить, что в результате двумерной интерпретации МТ-данных меридионального профиля 85° в.д. в земной коре Восточного (Китайского) Тянь-Шаня также выделен проводящий слой на глубине 30 км, но с гораздо меньшей интегральной электропроводностью — 250 См [Ваньян и др., 2001].

Такое различие проводимости средней—нижней коры вдоль простираения Тянь-Шаньского орогена дополнительно подтверждает существующие представления геологов и геофизиков о том, что на современном этапе центр геодинамической активности расположен в Центральном Тянь-Шане.

Представления о глубинном геоэлектрическом разрезе Чуйской впадины до настоящего времени основывались главным образом на результатах двумерной интерпретации МТ-зондирований, осуществленных в 1980-е годы с помощью аппаратуры ЦЭС-2 по редкой сети наблюдений [Баталев и др., 1989]. Построенная авторами схематизированная двумерная геоэлектрическая модель позволила идентифицировать проводящий слой в нижней коре под Чуйской впадиной и оценить влияние высокоомного борта впадины на поведение кривых МТЗ (так называемый краевой эффект). С точки зрения частотного диапазона измерений и детальности полученной интерпретационной модели данное исследование явно не отвечает современным требованиям и возможностям применения магнитотеллурики для изучения подобного рода объектов.

Для детального изучения глубинного строения сложноустроенного региона Северного Тянь-Шаня и понимания современной геодинамической обстановки в зоне надвигания Киргизского хребта на Чуйскую впадину в рамках международного проекта ИНТАС „Трехмерная электромагнитная и термическая томография сейсмоактивных зон земной коры“ (научный руководитель д.ф.-м.н. В.В. Спичак) силами Научной станции РАН в 2004—2006 гг. был выполнен большой объем магнитотеллурических зондирований с использованием широкодиапазонных магнитотеллурических измерительных станций Phoenix MTU-5. Основной целью исследований является идентификация в литосфере региона блоков и слоев земной коры с аномальными геоэлектрическими параметрами (т. е. определение ее расслоенности и блоково-разломной структуры), выявление проводящих зон, связанных с флюидонасыщенными разломами и возможными областями графитизации—сульфидизации. Несомненно, что неоднозначность понимания различными исследователями геолого-структурно-тектонической ситуации в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины [Макаров, Макарова, 1969; Чедия, 1986; Садыбакасов, 1990; Миколайчук, 1999] и слабая геофизическая изученность региона, особенно его глубинного строения, придают дополнительный интерес к проведению здесь площадной магнитотеллурической съемки.

Целью настоящей статьи является анализ полученных в эксперименте МТ-данных и их первичная интерпретация.

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

В рамках плейт-тектонической концепции Тянь-Шаньский ороген является отражением коллизионных процессов, происходящих в зоне столкновения Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит, поэтому главная структурообразующая роль отводится краевым надвигам [Абдрахматов и др., 2001; Бакиров и др., 1996; Bullen et al., 2003]. И хотя упомянутые исследователи по-разному понимают механизм становления данной горной страны, ни у кого не возникает сомнения, что основным фактором, определяющим ее возникновение, является субмеридиональное сжатие. В результате горизонтальных движений земной коры Тянь-Шаня (около 20 мм/год) в зонах сочленения впадин и горных хребтов происходит надвигание пород палеозойского фундамента на мезокайнозойские отложения, тем самым создаются благоприятные условия для изучения погребенных проводящих осадочных структур с помощью МТ-метода. Зона сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта расположена на территории Бишкекского геодинамического полигона и представляет собой активную сеймотектоническую область. Хотя эта зона являлась объектом детальных исследований гидрогеологов, неотектонистов, сейсмологов и геофизиков на протяжении многих лет, на сегодняшний день ее изученность невелика. Поэтому проведение здесь детальных площадных магнитотеллурических зондирований с использованием самой современной измерительной аппаратуры позволяет надеяться на получение новых знаний об этом тектонически-активном регионе.

Исследуемая территория Бишкекского геодинамического полигона (БГП) включает в себя большую часть Чуйской впадины и северного склона Киргизского хребта и ограничена простираем в меридиональном направлении на расстояние около 150 км (рис. 1). В геолого-тектоническом плане основной участок проведенных геофизических работ относится к нескольким блокам Предкиргизского прогиба [Макаров, Макарова, 1969]. С юга он граничит с серией субширотных складок, расположенных в северной части Киргизской мегаантиклинали и относящихся к ее структурным формам III порядка, с севера — с Чуйской моноклиалью Восточно-Чуйской впадины, являющейся частью обширной Чу-Сарысуйской системы прогибов, границей которой служит флексурно-разрывная зона, выделенная по геофизическим данным [Юдахин, 1983; Чедия, 1986] (см. рис. 1). Основными разрывными нарушениями на данной площади (рис. 2) являются Шамси-Тюндюкский (Предкиргизский), Иссык-Атинский и Чонкурчакский разломы, входящие в состав Северо-Тяньшаньской системы разломов, которая объединяет целую серию разломов древнего и новейшего заложения [Чедия, 1986; Садыбакасов, 1990; Абдрахматов, 2003].



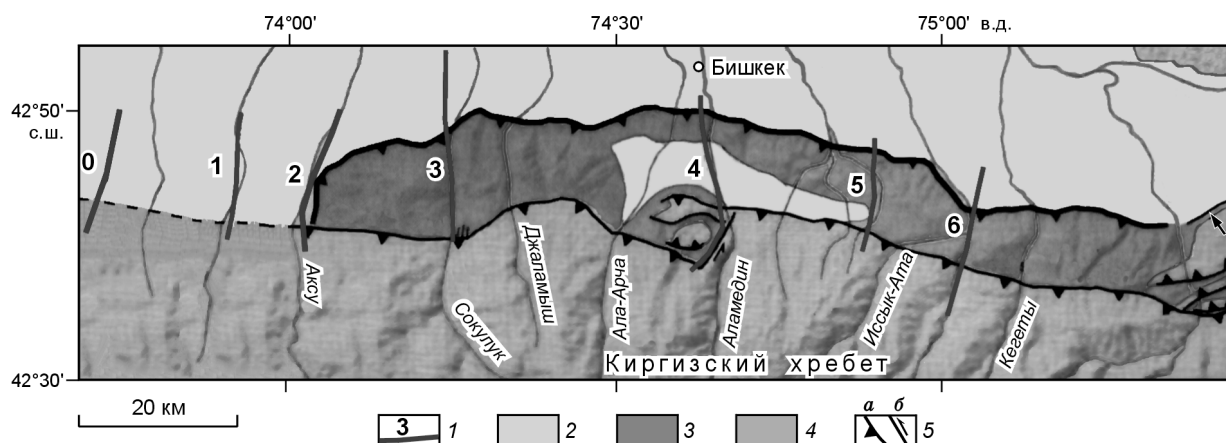


Рис. 2. Тектоническая карта южной части Чуйской впадины, по [Макаров и др., 2005].

1 — линия МТ-профиля; 2—4 — отложения: 2 — позднечетвертичные, 3 — позднекайнозойские, 4 — палеозойские; 5: а — надвиги, б — сдвиги.

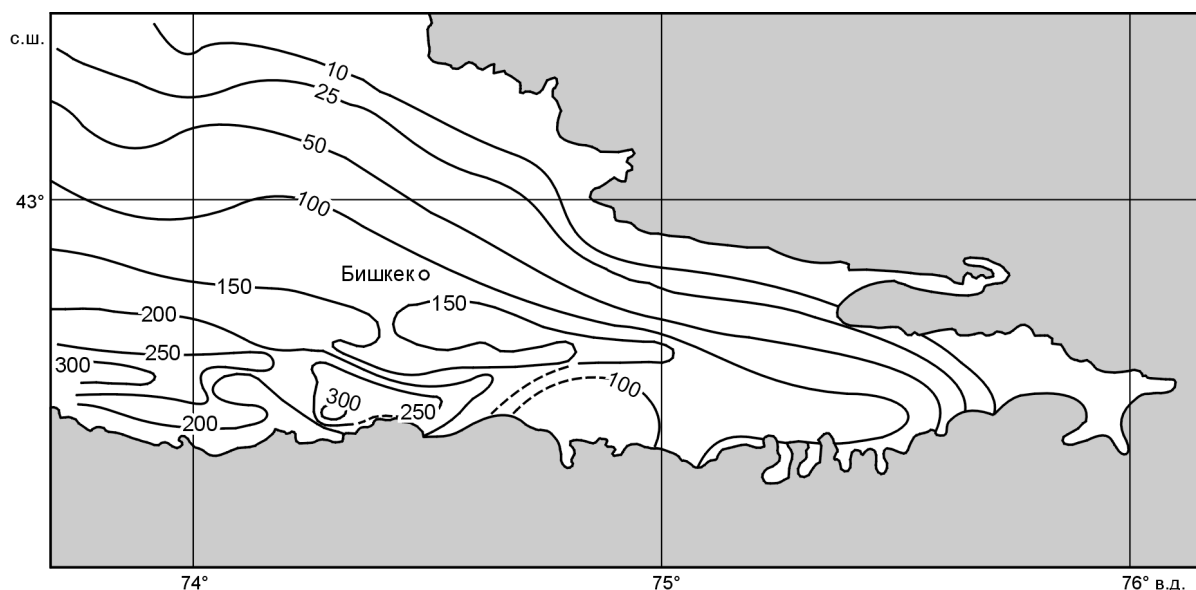
На поверхности Шамси-Тюндюкский разлом отделяет горы от предгорий и является южной границей северо-восточного блока Предкиргизского прогиба. Он служит границей палеозойских образований южного и неогеновых отложений северного крыльев, имея при этом достаточно крутое падение на юг. Одно из ответвлений Шамси-Тюндюкского разлома соответствует Иссык-Атинскому разлому, который имеет также южное падение и смещает третичные и четвертичные отложения, формируя низкие предгорья впадины. Иссык-Атинский разлом отграничивает собственно Чуйскую впадину от ее предгорий. Почти на всем протяжении разлом закрыт рыхлыми отложениями позднеплейстоценового возраста. Чонкурчакский разлом, по данным О.К. Чедия [1986], протягивается от меридиана г. Бишкек на запад-северо-запад вдоль подножия Киргизского хребта. Данные разломы представлены субширотными ориентированными зонами большой протяженности (до сотен километров) и значительной ширины (несколько километров). Суммарная вертикальная амплитуда неотектонических смещений в зоне этих разломов достигает 9 км [Трофимов, 1976]. Активность этих разломных зон подчеркивается возникновением здесь очагов разрушительных землетрясений в прошлом: Меркенского — 1665 г. ( $M = 6.5$ ), Беловодского — 1770 г. ( $M = 6.9$ ), Беловодского — 1885 г. ( $M = 6.5—7.5$ ).

Исследуемая площадь сложена стратиграфическими отложениями протерозойского, палеозойского и кайнозойского возрастов, которые контактируют друг с другом следующим образом: на предороговой поверхности выравнивания, представленной метаморфическими и магматическими породами протерозоя и палеозоя, с угловым несогласием залегают породы молассовой формации шамсинской и чуйской свит, а также комплекс четвертичных отложений.

По данным сейсморазведки и бурения построена структурная карта поверхности домезозойского фундамента для всей территории БГП [Лесик, 1988]. Палеозойское основание Чуйской впадины резко погружается к югу от Центрально-Чуйской флексурно-разрывной зоны и образует Предкиргизский прогиб, имеющий субширотное простирание. В горном обрамлении Чуйской впадины палеозойский фундамент поднят на высоту 4—5 км над уровнем моря. Мощность мезокайнозойских отложений в Предкиргизском прогибе достигает 5 км и уменьшается практически до десятков метров в районе северной границы Чуйской впадины. Резкий перегиб поверхности фундамента наблюдается в пределах Центрально-Чуйской флексурно-разрывной зоны. Поверхность Мохо в пределах Чуйской впадины и ее южного горного обрамления лежит на глубинах 45—50 км [Юдахин, 1983].

Чуйская впадина и ее горное обрамление относится к районам, подверженным землетрясениям разрушительной силы. В ее южном обрамлении выделяются 9—10-балльные сейсмические зоны [Опыт..., 1975]. Большинство эпицентров землетрясений приурочено к центральной части зоны сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта, к интервалу глубин 7—20 км.

Предгорная Чуйская впадина наиболее изучена из всех впадин Киргизии благодаря большому объему структурного бурения, геофизических работ и многочисленным тематическим исследованиям [Турсунгазиев, Иманалиев, 1965; Макеев и др., 2004]. Однако геоэлектрическую изученность территории БГП нельзя считать достаточной. Так, условно можно считать, что хорошо изучен разрез чехла Чуйской впадины с помощью параметрических зондирований по нескольким скважинам. Основной объем электроразведочных исследований, выполненных ранее, был направлен на решение гидрогеологических задач. При этом глубина зондирования ограничивалась подошвой грубообломочных водоносных отложений. В



**Рис. 3. Карта суммарной продольной проводимости ( $S$ ) осадочного чехла Чуйской впадины по данным ВЭЗ и ДЭЗ.**

Изолинии оцифрованы в сименсах.

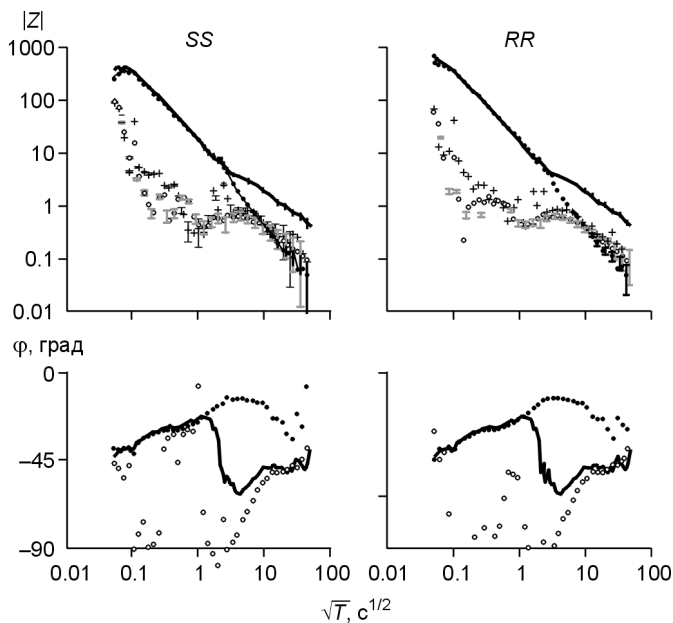
то время как геоэлектрический разрез фундамента практически не изучался. Согласно [Юдахин, 1983], удельное сопротивление пород БГП варьирует в широких пределах. В целом для пород фундамента, а также для орогенического яруса осадочного комплекса характерны высокие (от 200 Ом·м до нескольких тысяч) значения удельного сопротивления. Пониженные значения удельного сопротивления (до 20 Ом·м) свойственны платформенному ярусу, слагающему нижнюю часть Чуйской впадины. Удельное сопротивление 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 комплекса на глубине 3—4 км в отложениях красцветных глин и суглинков. На рис. 3 показана карта суммарной продольной проводимости ( $S$ ) осадочного чехла Чуйской впадины, составленная по данным ВЭЗ и ДЭЗ [Мельникова, 1991]. Максимальные значения  $S = 300$  См наблюдаются в зоне Предкиргизского прогиба, минимальные значения  $S$  (единицы сименсов) отмечаются при приближении к северному борту впадины.

#### СБОР МТ-ДААННЫХ И ИХ ОБРАБОТКА

Сеть детальных МТ-профилей, выполненных в последние несколько лет на исследуемой территории с помощью аппаратуры Phoenix MTU-5 [Fox, 2001], 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 (см. рис. 1).

Регистрирующие блоки станций MTU-5 используют 24-разрядные АЦП и GPS-приемники, обеспечивающие синхронизацию во времени с точностью 1 мкс. Диапазон периодов вариаций магнитотеллурического поля 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 Г-образными измерительными установками с электрическими диполями длиной 50 м. Заземление диполей при работе с MTU-5 осуществлялось с использованием неполяризующихся электродов с марганцево-угольной крошкой, разработанных и изготовленных сотрудниками Научной станции РАН. В каждом пункте зондирования регистрировались четыре 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 простираения главных тектонических структур в регионе исследования.

Данные MTU-5 обработаны стандартной для аппаратуры Phoenix программой SSMT2000, реализующей современные алгоритмы спектрального анализа в режимах одиночных („local“, SS) и синхронных двухточечных зондирований с удаленной базой („remote reference“, RR). Применяемые на всех уровнях обработки робастные методы оценивания эффективно подавляют интенсивные случайные помехи, и тем



**Рис. 4.** Кривые модуля  $|Z|$  и фазы  $\phi$  импеданса в пункте МТЗ-759, полученные в результате одиночной (*SS*) и синхронной (*RR*) обработки.

Серыми знаками показаны модуль и фаза дополнительного импеданса. Модуль импеданса измеряется в мВ/км·нТ.

самым позволяют существенно повысить качество получаемых результатов. Для редакции индустриальных помех и сглаживания МТ-передаточных функций использовалась программа CORRECTOR, разработанная сотрудниками геофизической компании „Северо-Запад“ (г. Москва).

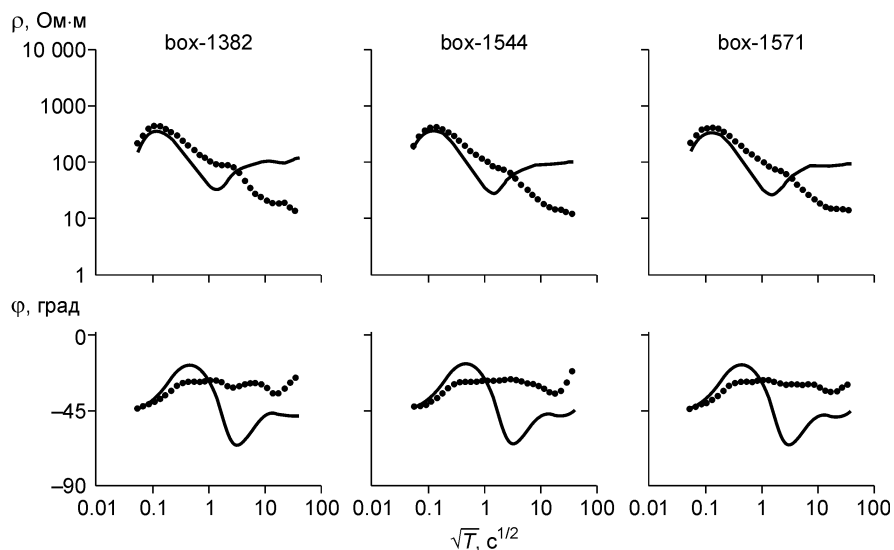
В процедуре обработки для получения магнитотеллурических передаточных функций в низкочастотном диапазоне использовались реализации длительностью 12–14 ч, охватывающие преимущественно ночное вре-

мя суток. Синхронно с рядовыми станциями Phoenix MTU-5 работала станция, установленная на удаленной базовой точке (в пункте Аксу). Методика синхронной обработки двухточечных зондирований с удаленной базой [Goubau et al., 1978; Сафонов, Бубнов, 1979] позволяет подавить влияние некоррелируемых между полевой и базовой точками электромагнитных помех. Ее суть состоит в проведении синхронных измерений по двум дополнительным независимым каналам  $R_x$  и  $R_y$ . В качестве таких базисных каналов использовались измерения магнитных датчиков, расположенных на стационарном пункте Аксу, причем расстояние между базовой и рядовой точками зондирования изменялось от первых до 100 км.

На рис. 4 в качестве примера обработки показаны импедансные кривые зондирования в пункте МТЗ-759. Левая панель представляет результаты одиночной обработки (модуль и фаза импеданса), а справа представлены результаты *RR*-обработки с использованием синхронно зарегистрированных вариаций магнитного поля в удаленной базовой точке. Как видно на рис. 4, эффект *RR*-обработки проявился в улучшении качества импедансных кривых — в целом уменьшился разброс точек амплитудных и фазовых кривых. Сопоставим результаты одиночной и синхронной обработки для трех интервалов периодов, наихудших с точки зрения полученных оценок основного импеданса. В случае одиночной (*SS*) обработки средние значения ошибок определения модуля  $Z_{yx}$  составили: 0.8 % для периодов 0.003–0.01 с; 7.8 % для периодов 3–10 с; 8.0 % для периодов 1000–1600 с. В случае синхронной (*RR*) обработки средние значения ошибок определения модуля  $Z_{yx}$  составили: 0.9 % для периодов 0.003–0.01 с; 6.5 % для периодов 3–10 с; 4.6 % для периодов 1000–1600 с. Таким образом, уменьшились случайные ошибки определения импеданса в крайних точках правых ветвей кривых и в диапазоне периодов от 3 до 10 с, где, как известно, при регистрации МТ-поля наблюдается минимальное соотношение полезный сигнал/помеха. Полученный результат *RR*-обработки говорит о присутствии локальных помех в пункте МТЗ-759, влияние которых на передаточные функции удалось снизить с помощью синхронных измерений магнитного поля на удаленной базовой точке.

Для проверки работоспособности трех станций МТУ-5, с помощью которых осуществлялись рядовые зондирования на территории БПП, и для сравнительной оценки качества получаемого материала в пункте МТЗ-754 были осуществлены контрольные зондирования. Регулярно проводимые калибровки и тестовые проверки измерительных каналов и датчиков в процессе выполнения полевых работ показали высокую стабильность аппаратных характеристик, таких как коэффициент передачи канала и форма амплитудно-фазовой частотной характеристики, для всех используемых станций МТУ-5. Например, изменения значений коэффициентов передачи каналов за время осуществления основного объема зондирований на территории БПП в течение полевого сезона 2006 г. не превышали 0.2 %. По-видимому, с учетом такой стабильности функционирования измерительной аппаратуры вполне достаточно проведение только одного контрольного зондирования для общей оценки качества рассматриваемого массива экспериментальных МТ-данных.

В контрольном пункте МТЗ-754 выполнялись синхронные измерения вариаций МТ-поля с помощью всех трех станций с минимальным пространственным смещением (1 м — для электрических диполей, 3 м — для магнитных датчиков) измерительных установок этих станций друг относительно друга. На рис. 5 представлены результирующие кривые МТЗ (модули кажущегося сопротивления и фазы импедан-



**Рис. 5. Результирующие кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса в контрольной точке МТЗ-754.**

Регистрацию МТ-поля выполняли три станции МТУ-5: box-1382, box-1544 и box-1571. Здесь и далее:  $\rho_{yx}$ ,  $\varphi_{yx}$  — сплошные линии,  $\rho_{xy}$ ,  $\varphi_{xy}$  — пунктир.

са), полученные в этой контрольной точке. Индивидуальные случайные погрешности определения точек кривых МТЗ для каждой из станций составили в среднем:

box-1382 — 1.5 % для $\rho_{xy}$ ;	1.1 % для $\rho_{yx}$ ;	0.7 град. для $\varphi_{xy}$ ;	0.5 град. для $\varphi_{yx}$ ;
box-1544 — 1.1 % для $\rho_{xy}$ ;	1 % для $\rho_{yx}$ ;	0.6 град. для $\varphi_{xy}$ ;	0.5 град. для $\varphi_{yx}$ ;
box-1571 — 1.2 % для $\rho_{xy}$ ;	1.1 % для $\rho_{yx}$ ;	0.8 град. для $\varphi_{xy}$ ;	0.6 град. для $\varphi_{yx}$ .

Практически для всего частотного диапазона обработки разброс кривых кажущегося сопротивления и фаз импеданса, полученных в контрольной точке разными станциями, не превысил: 3 % для  $\rho_{xy}$ ; 4 % для  $\rho_{yx}$ ; 0.8 град. для  $\varphi_{xy}$ ; 0.6 град. для  $\varphi_{yx}$ .

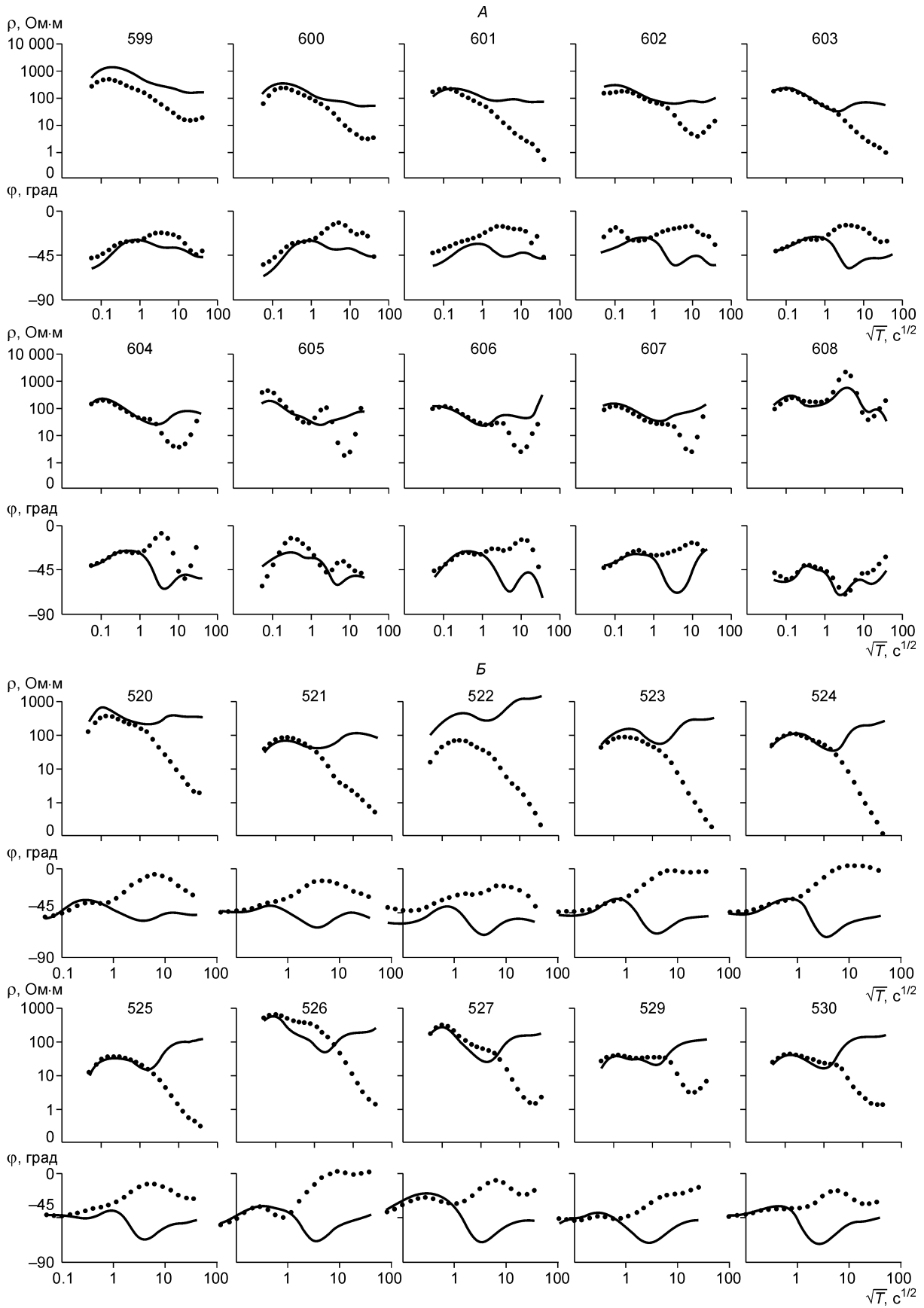
На рис. 6 показаны полученные в результате обработки кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса для субмеридиональных профилей 1, 3 и 6 в западном, центральном и восточном сегментах исследуемой территории.

Отметим в этой связи, что резкий контраст высокоомного горного обрамления Чуйской впадины и хорошо проводящей структуры ее осадочного чехла формирует региональную аномалию МТ-поля, максимальное влияние которой отражается в поведении меридиональных кривых кажущегося сопротивления ( $\rho_{yx}$ ), их восходящие ветви на периодах  $T > 1$  с деформируются и исчезают. В гораздо меньшей степени эта аномалия затрагивает широтные кривые кажущегося сопротивления ( $\rho_{xy}$ ). Существенно, что в большинстве пунктов зондирования правые нисходящие ветви широтных кривых кажущегося сопротивления заканчиваются минимумом.

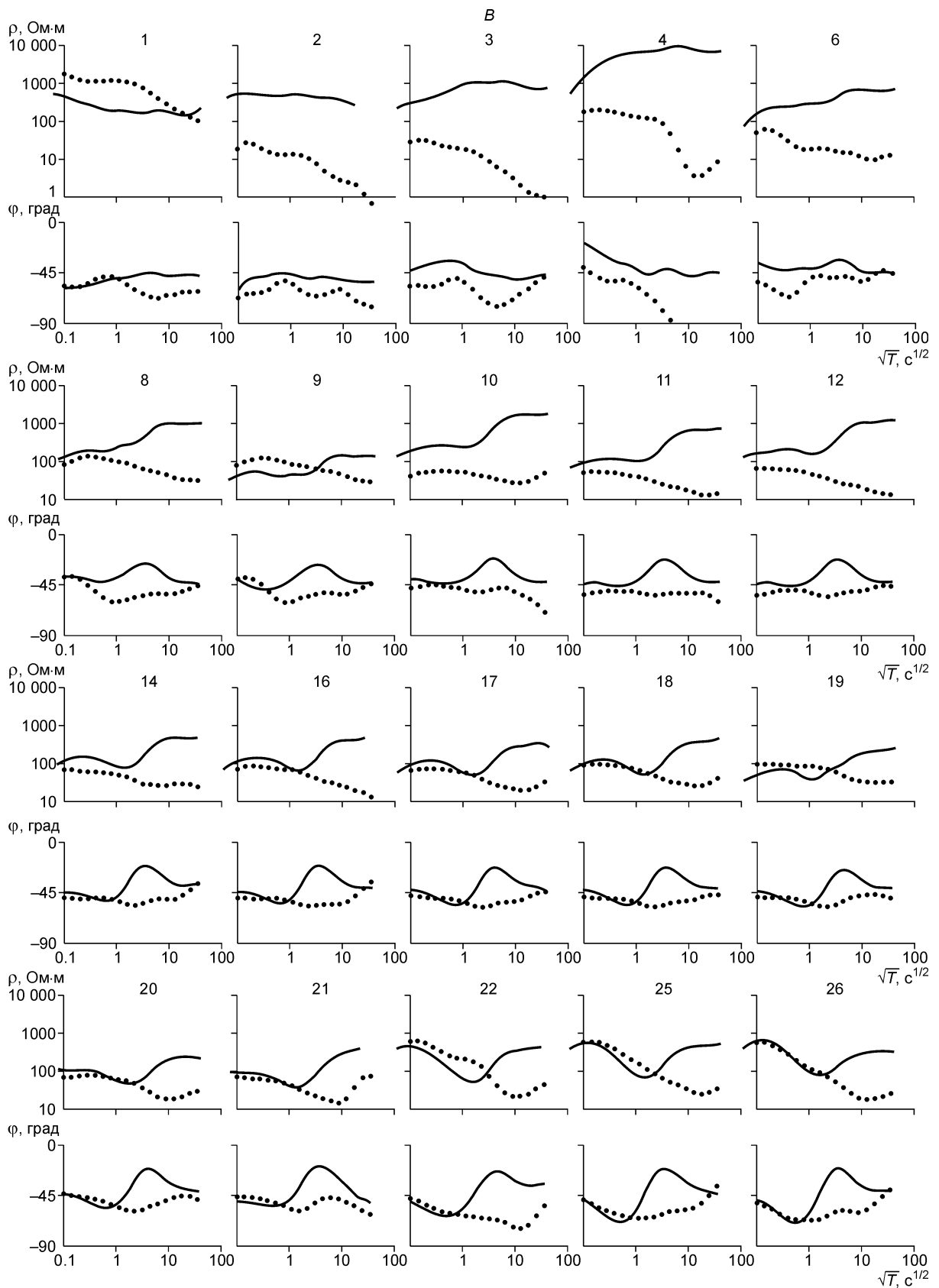
#### АНАЛИЗ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ПЕРЕДАТОЧНЫХ ФУНКЦИЙ

Рассмотрим сначала основные особенности пространственного распределения кажущегося сопротивления на исследуемой территории с помощью контурных карт, построенных для различных периодов зондирования. В определенном смысле анализ таких карт представляет собой своего рода интегральную томографию, так как каждому периоду зондирования соответствует определенный интервал глубин изучаемой геосреды. В результате на каждом периоде анализа карты кажущегося сопротивления мы получаем сглаженный электромагнитный образ соответствующей объемной зоны геосреды.

На рис. 7 показаны карты модуля кажущегося сопротивления и фазы импеданса ( $\rho_{xy}$ ,  $\varphi_{xy}$  — широтное направление и  $\rho_{yx}$ ,  $\varphi_{yx}$  — меридиональное направление) исследуемой зоны БГП для частоты зондирования 100 Гц. Для сопротивлений 10—100 Ом·м в разрезе эта частота обеспечивает глубину исследования в несколько сотен метров (см. рис. 7, А). На части Б рис. 7 показаны карты кажущегося сопротивления и

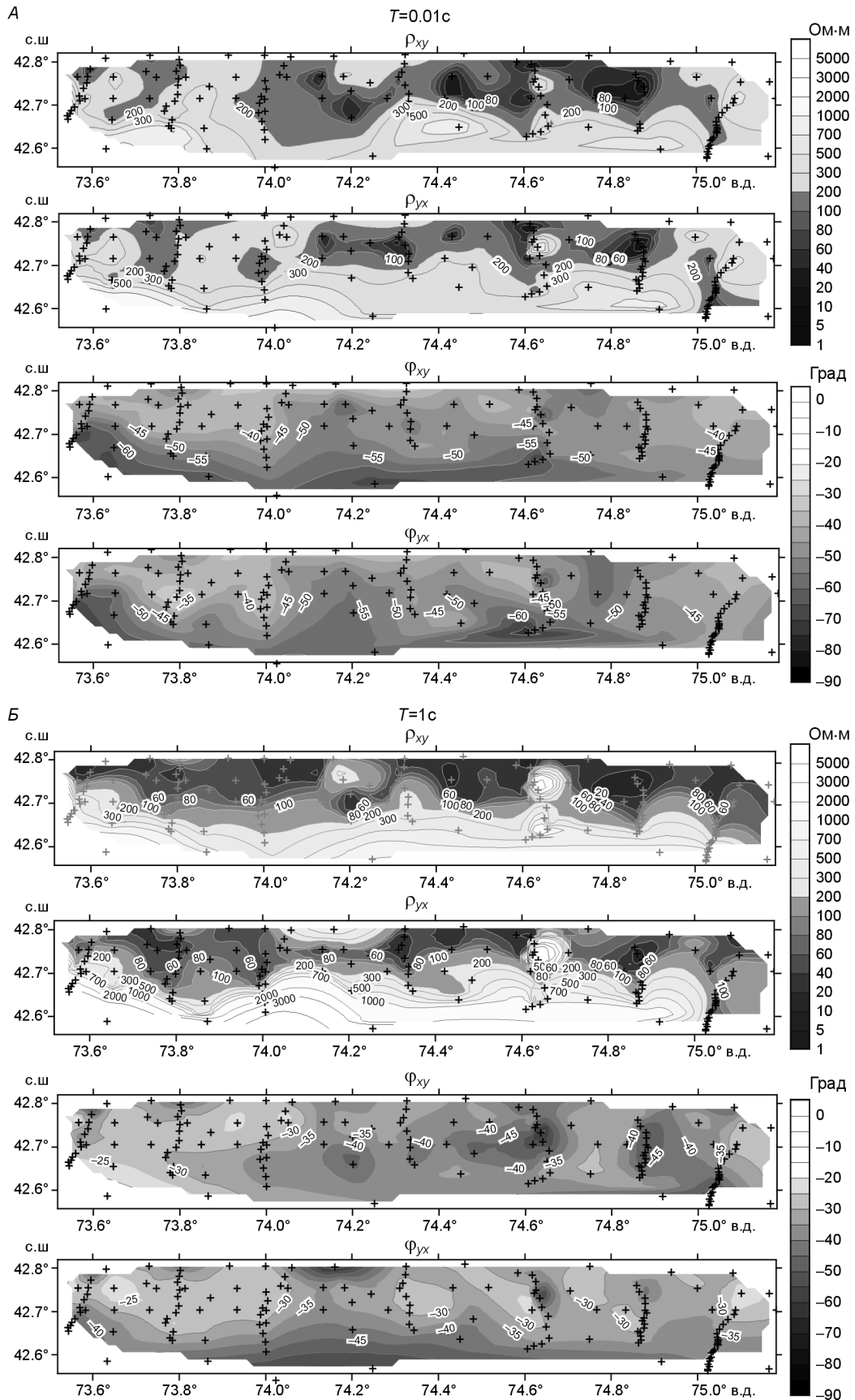


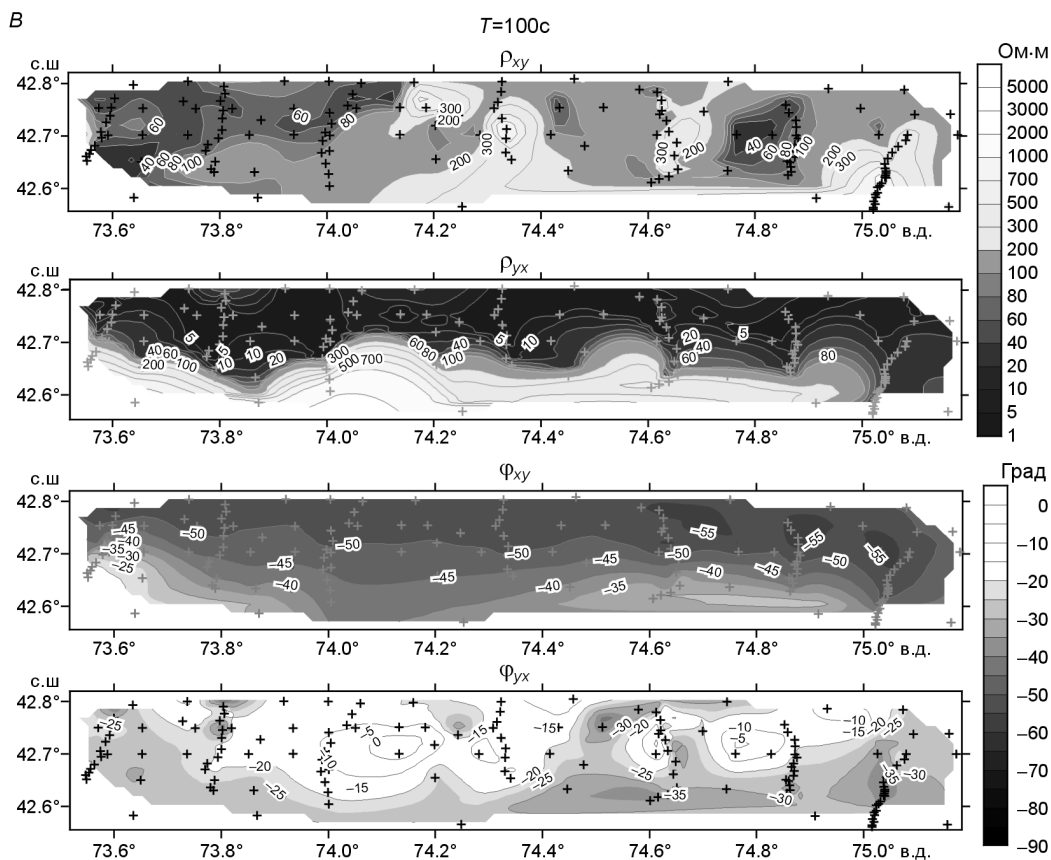




**Рис. 6. Профиль-1.**

Наблюдаемые кривые кажущегося сопротивления  $\rho_k(\sqrt{T})$  и фазы импеданса  $\varphi(\sqrt{T})$ . Профили: А — 1, Б — 3, В — 6.





**Рис. 7. Карты модуля кажущегося сопротивления и фазы импеданса исследуемой зоны БГП для трех периодов зондирования  $T = 0.01, 1, 100$  с.**

Светлые участки соответствуют изоляторам, темные — проводникам.  $A-B$  — пояснения см. в тексте. Крестики — пункты МТЗ.

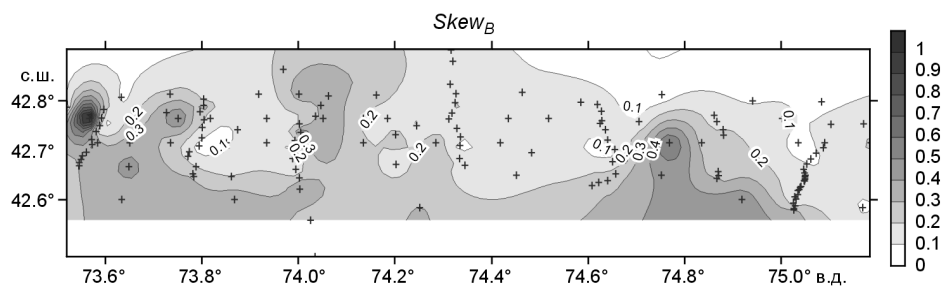
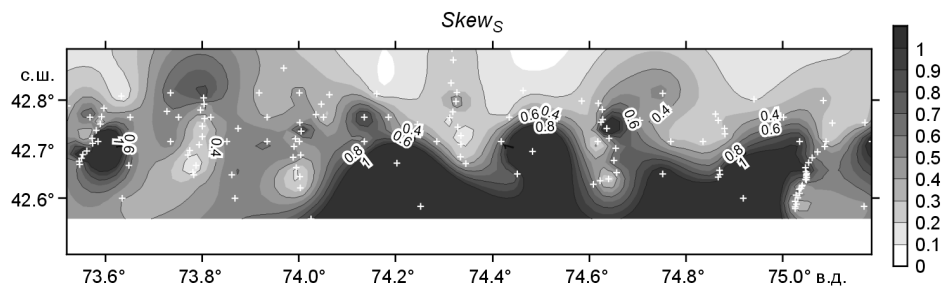
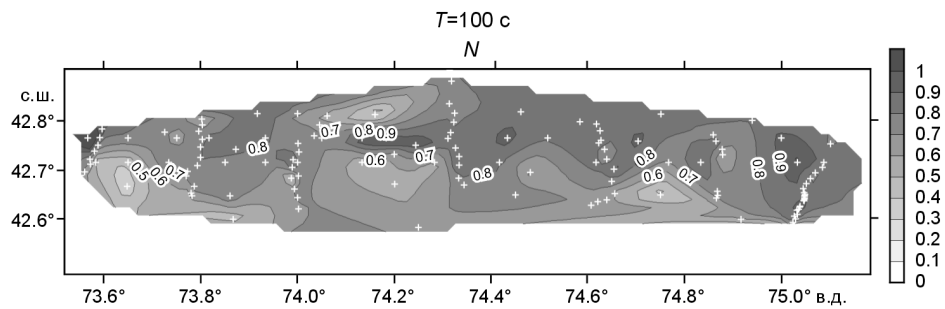
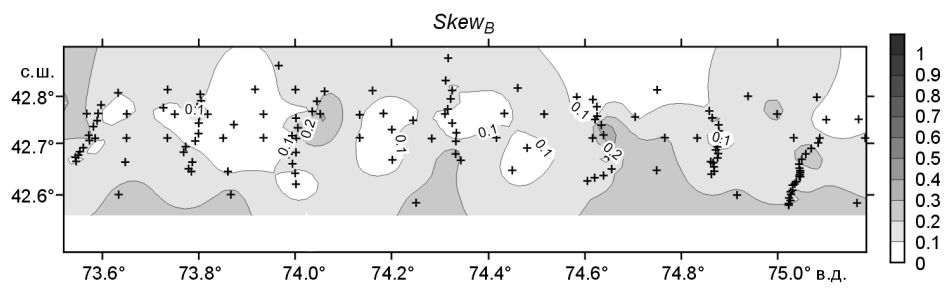
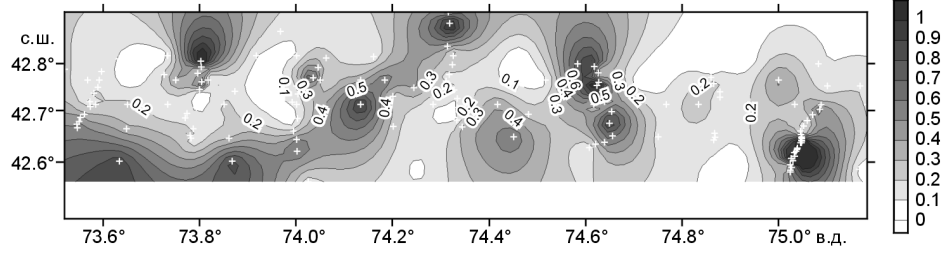
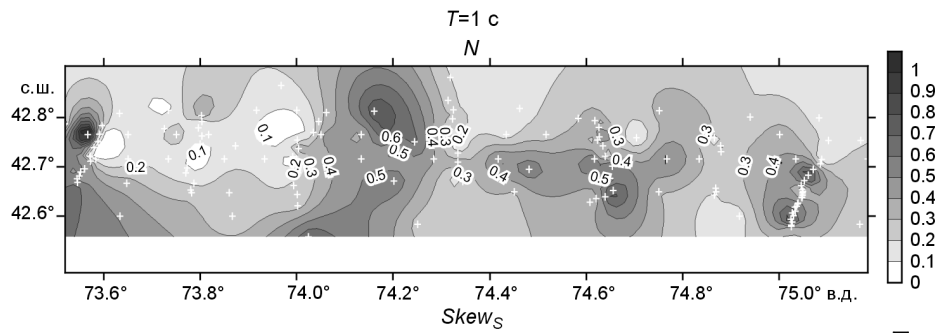
фазы импеданса для частот зондирования 1 Гц, соответствующей скин-глубине МТ-поля в несколько километров, на части  $B$  — то же, для периода зондирования 100 с, что соответствует скин-глубине МТ-поля в несколько десятков километров.

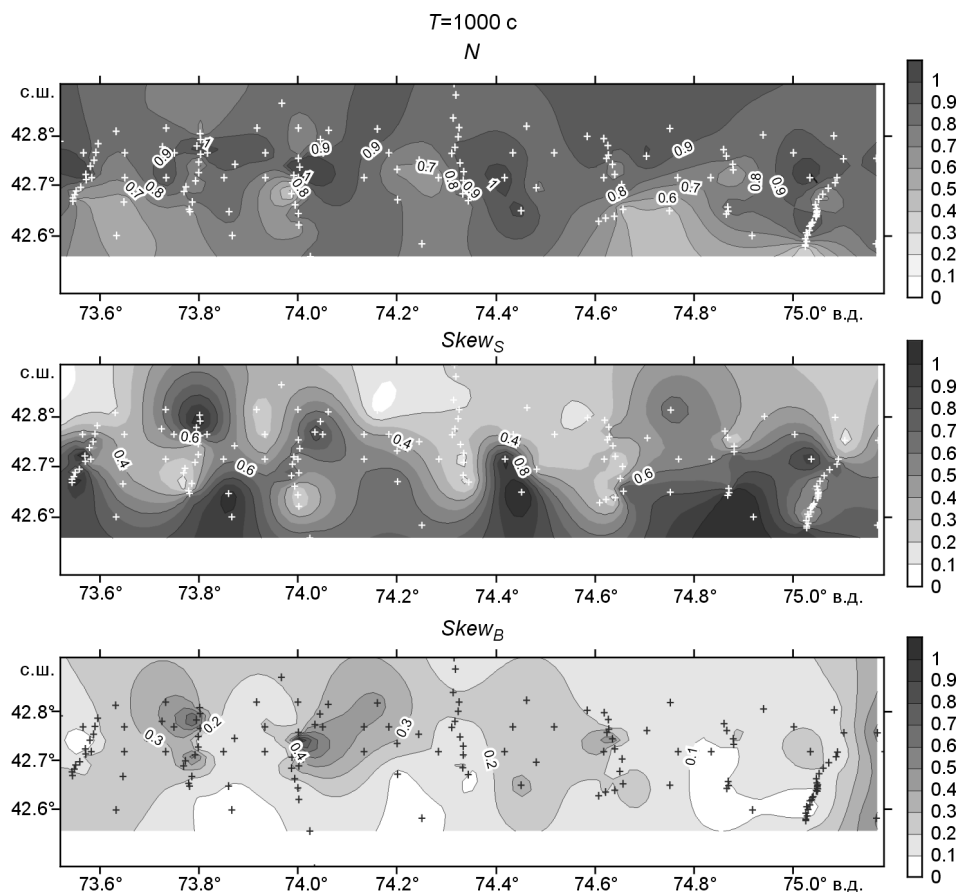
Из общего анализа карт кажущегося сопротивления на разных периодах следует, что в верхней части разреза большей части исследуемой территории значения сопротивления изменяются от первых десятков до 200—250 Ом·м, что характеризует электрические свойства современных приповерхностных осадочных отложений. К югу, в районе предгорий Киргизского хребта, наблюдаются повышенные сопротивления (более 1000 Ом·м), связанные с палеозойскими породами, вышедшими на поверхность. На более глубоких горизонтах отмечается высокое сопротивление в юго-восточной части и тенденция увеличения проводимости в северо-западном направлении.

Распределение фаз импеданса в области высоких частот также отражает строение неоднородного осадочного комплекса. С понижением частоты поведение фаз существенно меняется — приповерхностные локальные аномалии сглаживаются, так как начинает проявляться влияние глубинных слоев и структур земной коры. При  $T = 100$  с на карте широтной фазы импеданса  $\varphi_{xy}$  мы видим достаточно однородную картину распределения, по крайней мере, в широтном направлении, что, по-видимому, можно объяснить присутствием проводящего слоя в низах земной коры региона.

Таким образом, из качественного анализа карт кажущегося сопротивления и фаз импеданса на различных частотах зондирования выявляется достаточно сильная неоднородность пространственного распределения кажущегося сопротивления и фазы импеданса на исследуемой территории как в широтном, так и в меридиональном направлениях.

Для количественной оценки степени неоднородности и трехмерности среды был проведен анализ магнитотеллурических параметров неоднородности ( $N$ ), амплитудной асимметрии ( $Skew_S$ ), а также фазочувствительного параметра асимметрии ( $Skew_B$ ).





**Рис. 8. Пространственное распределение МТ-параметров в районе исследования для периодов зондирования  $T = 1, 100, 1000$  с.**

Крестиками отмечены пункты МТЗ.

Напомним, что параметр неоднородности [Бердичевский и др., 1997], характеризующий степень горизонтальной неоднородности среды, определяется по формуле

$$N = \left| \sqrt{1 - \frac{4(Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2}} \right|.$$

В частности, если среда горизонтально-однородна (1D), то  $N = 0$ . Отклонение  $N$  от 0 есть мера горизонтальной неоднородности среды.

Амплитудный параметр асимметрии [Swift, 1969] определяется формулой

$$Skew_S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right|,$$

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

Фазочувствительный параметр асимметрии [Bahr, 1988] определяется по формуле

$$Skew_B = \frac{\sqrt{0.5 |\operatorname{Im}(Z_{yx}Z_{xx}^* - Z_{xy}Z_{yy}^*)|}}{|Z_{xy} - Z_{yx}|},$$

где \* обозначает комплексную сопряженность. Параметр  $Skew_B$  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. 8 представлено пространственное распределение параметров  $N$ ,  $Skew_S$ ,  $Skew_B$  в районе исследования для трех периодов зондирования ( $T = 1, 100, 1000$  с). Метод Бара применим в области достаточно

низких частот, так как в его основе лежит модель, в которой используется вещественный тензор локальных электрических искажений и игнорируются локальные магнитные искажения. Поэтому мы сделали акцент на рассмотрение низкочастотного распределения МТ-параметров, показанных на рис. 8. При  $T = 100, 1000$  с значения параметра  $N$  для большей части рассматриваемой территории превышают 0.5, что может свидетельствовать как о сильной горизонтальной неоднородности глубоких слоев, так и возможном статическом гальваническом влиянии приповерхностных неоднородностей. При этом высоким значениям параметра  $N$  отвечают повышенные значения  $Skew_S = 0.4—0.7$  и небольшие значения  $Skew_B = 0.1—0.2$ , что говорит о возможной суперпозиции региональных двумерных и локальных трехмерных структур. Особенно отчетливо такое соотношение между величинами рассматриваемых параметров проявляется на максимальном периоде анализа  $T = 1000$  с. Причем, если в южной части региона в зоне Предкиргизского прогиба на периоде  $T = 100$  с значения  $Skew_B$  возрастают до 0.3—0.4, что допускает возможное присутствие здесь трехмерных глубинных эффектов, то с понижением частоты значения  $Skew_B$  в этой зоне уменьшаются и не превышают 0.2 на периоде  $T = 1000$  с.

Отметим общую тенденцию в поведении анализируемых индикаторов размерности среды: области повышенных или пониженных значений параметров  $N, Skew_S, Skew_B$ , выделяемые на различных периодах, пространственно практически совпадают, что может отражать их слабую зависимость от частоты. Это позволяет связать искажения низкочастотного магнитотеллурического поля с гальваническим влиянием приповерхностных неоднородностей и подтвердить предположение о суперпозиции локальных трехмерных структур с региональной двумерной структурой. Исключение, по-видимому, составляет глубинное распределение электропроводности в южной части региона, где возможны трехмерные эффекты.

### ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предыдущих разделах статьи были представлены результаты первоначального анализа массива площадных МТ-данных, измеренных в сейсмоактивном регионе Северного Тянь-Шаня, расположенном на территории Бишкекского геодинамического полигона. Здесь в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины на площади размером около  $140 \times 25$  км проведено детальное МТ-профилирование с использованием широкодиапазонных измерительных станций Phoenix MTU-5. Точность определения МТ передаточных функций в большинстве из 145 выполненных зондирований в среднем составила 1—2 % по модулю и 0.5—0.8 градуса по фазе.

В поведении кривых МТЗ вдоль выбранных субширотных профилей 1, 3, 6 (см. рис. 6) явно присутствует влияние высокоомного южного борта Чуйской впадины, которое проявляется в том, что низкочастотные ветви меридиональных и широтных кривых кажущегося сопротивления существенно отличаются по уровню. Максимальный контраст проводимости осадочного комплекса и палеозойского фундамента отмечается в центральном сегменте зоны Предкиргизского прогиба в районе профиля 3. Для трех рассматриваемых профилей здесь наблюдается максимальная величина расхождения низкочастотных ветвей кривых МТЗ, составляющая две с половиной и более декады на периоде  $T = 1000$  с. Интересно, что профили 1, 3, 6 пересекают линии выхода на поверхность основных разломов БГП, однако визуально не удалось выделить какие-либо особенности морфологии кривых, которые могли бы быть связаны с электрической структурой этих разломных зон.

Дополнительная косвенная информация о латеральных изменениях проводимости земной коры и ее пространственной корреляции с основными тектоническими структурами БГП получена из анализа карт кажущегося сопротивления и фаз импеданса (см. рис. 7). На этих картах для трех периодов зондирования отчетливо проявляется неоднородность распределения кажущегося сопротивления в широтном направлении. Также видно, что с понижением частоты зондирования значительно ослабевает контраст сопротивлений земной коры под Чуйской впадиной и в зоне предгорий Киргизского хребта, максимально выраженный в высокочастотных данных.

На основе традиционного подхода к определению размерности геоэлектрической структуры с применением метода полярных диаграмм и декомпозиций К. Свифта и К. Бара, сделан вывод о существовании локальных трехмерных структур на фоне региональной квазидвумерности для территории БГП.

Дополнительно выявлена сегментация распределения МТ-параметров в широтном направлении, т. е. вдоль простирания основных тектонических элементов в зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта. Таким образом, наши знания о распределении электропроводности в земной коре исследуемого региона, основанные на двумерных геоэлектрических моделях с широтной осью однородности, должны претерпеть существенные изменения. Представленные в статье результаты анализа массива МТ-измерений обеспечивают нас необходимыми данными для формирования надежного стартового приближения при создании объемной геоэлектрической модели исследуемого региона. Методика и результаты построения такой трехмерной модели будут предметом рассмотрения в следующих статьях, посвященных различным аспектам количественной интерпретации площадных МТ-данных, полученных на территории БГП в рамках проведенного эксперимента.

Авторы искренне благодарят М.Н. Бердичевского и И.М. Варенцова за обсуждение полученных результатов и полезные замечания. Авторы также выражают глубокую благодарность сотрудникам кафедры геофизики МГУ П.Ю. Пушкареву, Н.Л. Шустову и Е.Д. Александровой за плодотворное участие в полевых работах на территории БГП осенью 2006 г.

Исследования были выполнены при поддержке ИНТАС (проект № 03-51-3327) и РФФИ (гранты 04-05-65103, 07-05-00594).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Абдрахматов К.Е.** Современная блоковая структура Северного Тянь-Шаня // Сб. материалов Второго междунар. симп. „Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов“ (29 октября—3 ноября 2002 г.). М.; Бишкек, 2003, с. 7—18.

**Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П.** Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1585—1609.

**Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.Н., Сабитова Т.М.** Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (12), с. 42—53.

**Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л., Голубцова Н.С., Кузнецов В.А.** Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1989, № 9, с. 42—45.

**Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В.** Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М., Диалог-МГУ, 1997, 161 с.

**Ваньян Л.Л., Кузнецов В.А., Пальшин Н.А., Бердичевский Л.Л., Кон С.Ж., Ян Ю., Чжао Г.** Земная кора Восточного Тянь-Шаня по электромагнитным данным. Анализ ТМ-моды // Физика Земли, 2001, № 3, с. 476—57.

**Лесик О.М.** Глубинное строение Фрунзенского прогностического полигона: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Фрунзе, Ин-т сейсмологии АН КиргССР, 1988, 24 с.

**Макаров В.И., Макарова А.В., Соловьева Л.И.** Четвертичные отложения, геоморфология и неотектоника Киргизской ССР: Окончательный отчет Киргизской четвертичной партии геологического факультета МГУ по работам в 1957—1969 гг. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, с. 275—277.

**Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Томпсон С.** Современные движения земной коры по геологическим данным // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М., Научный мир, 2005, с. 157—177.

**Макеев В.П., Христова М.П., Зарипова Г.К., Касаткина Л.А.** Изучение структурно-вещественных комплексов, гидродинамических условий и коллекторских свойств пород фанерозоя Чуйско-Иссык-кульского региона: Отчет партии прогноза нефтегазоносности Кыргызской методической экспедиции Государственного агентства по геологии и минеральным ресурсам за 2000—2004 гг. Бишкек, 2004.

**Мельникова Т.А.** Карты суммарной продольной проводимости мезокайнозойских отложений межгорных впадин Киргизии // Строение литосферы Тянь-Шаня. Бишкек, Илим, 1991, с. 100—111.

**Миколайчук А.В.** Новейшие разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии. 1999, № 2, с. 42—47.

**Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины /** Под ред. О.К. Чедия, Т.М. Сабитовой. Фрунзе, Илим, 1975, 190 с.

**Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Ильичев П.В., Щелочков Г.Г.** Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1566—1173.

**Садыбакасов И.** Неотектоника Высокой Азии. М., Наука, 1990, 180 с.

**Сафонов А.С., Бубнов В.П.** Повышение точности МТ разведки // Прикладная геофизика, 1979, № 96, с. 136—142.

**Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Вольхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К.** Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли, 1997, № 1, с. 3—20.

**Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М.** Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л., Наука, 1976, 128 с.

**Турсунгазиев Б., Иманалиев Ч.** Отчет о результатах бурения параметрических и структурно-поисковых скважин на нефть и газ в Восточно-Чуйской впадине // Фонды Госгеоагентства КР. Фрунзе, 1965, 112 с.

**Чедия О.К.** Морфоструктуры и новейший тектоногенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 316 с.

**Юдахин Ф.Н.** Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983, 248 с.

**Bahr K.** Interpretation of magnetotelluric impedancetensor: regional induction and local telluric distortion // J. Geophys., 1988, v. 62, p. 119—127.

**Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C.** Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett., 30(15), 1806, doi:10.1029/2003GL017455, 2003.

**Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I.** Building the Northern Tien Shan: Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints // J. Geol., 2003, v. 111.

**Chave A.D., Thomson D.J., Ander M.E.** On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions // J. Geophys. Res., 1987, v. 92, p. 633—648.

**Fox L.** Satellite-Synchronized 3-D Magnetotelluric System, U.S. Patent № 6 191 587 B1, issued February 20, 2001.

**Goubau W.M., Gamble T.D., Clarke J.** MT data: removal of bias // Geophysics, 1978, v. 43, p. 1157—1162.

**Sokolova E., Batalev V., Baglaenko N., Berdichevsky M., Golubtsova N., Pushkarev P., Rybin A., Safronov I., Varentsov Iv.** The Kyrgyz Tian Shan geoelectric model constrained by extended MT + LMT ensemble at the „Naryn“ transect // Proc. 18th Inter. Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, El Vendrel-Spain, 2006, p. 8-1.

**Swift C.M.** A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern United States: Thesis. MIT Cambridge, 1967, p. 211.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2007 г.  
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию  
19 марта 2007 г.*