

МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БЛОЧНОЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЮЖНОГО БОРТА ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (Северный Тянь-Шань)

В.В. Белявский, В.В. Спичак

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

Трехмерная инверсия магнитотеллурических полей, выполненная с помощью 3D блочного математического моделирования МТ полей геоэлектрических моделей, позволила построить альтернативные геоэлектрические модели, удовлетворяющие исходным данным. На основе их анализа выделены хорошо проводящие зоны на разных глубинах коры, корректная интерпретация которых требует привлечения надежных гравитационных, температурных и сейсмических данных.

Анализ чувствительности 3D модельных кривых МТЗ к выделению проводящих блоков коры показал, что для оценки удельного сопротивления нижнекоровых и мантийных частей разреза желательно использовать максимальные кривые фазового тензора. Информативность последних близка к информативности кривых максимальной индукции при выделении проводящих блоков в верхней и средней частях коры. Показано также, что при оценке избыточной интегральной проводимости блоков коры достаточно высокой разрешающей способностью обладают реальные части векторов Визе—Паркинсона. Поэтому проведение магнитовариационных зондирований при изучении Северного Тянь-Шаня следует продолжить.

Магнитотеллурическое зондирование, 2D—3D инверсия, проводник, разрешающая способность, тензор импеданса.

MODELING OF MAGNETOTELLURIC FIELDS WITHIN A BLOCK GEOELECTRIC MODEL OF THE SOUTHERN BORDER OF THE CHU BASIN (Northern Tien Shan)

V.V. Belyavsky and V.V. Spichak

Three-dimensional inversion of magnetotelluric fields made by 3D block modeling of magnetotelluric (MT) fields of geoelectric models permitted construction of alternative models fitting real MT data. Based on their analysis, highly conductive zones have been identified at different depths of the crust. Their correct interpretation requires the use of reliable gravity, temperature, and seismic data.

Sensitivity analysis of 3D MT model curves with respect to conductive crustal blocks has shown that it is advisable to use the maximum curves of the phase tensor to estimate the electrical conductivity of the crustal and mantle parts of the section. The information value of these curves is close to that of the maximum induction curve on mapping conductive blocks in the upper and middle crust. It is also shown that the real Wiese—Parkinson vectors provide high resolution on estimating the excess integrated conductivity of the crustal blocks. Therefore, magnetovariational sounding in the Northern Tien Shan should be continued.

Magnetotelluric sounding, 2D—3D inversion, conductor, resolving power, impedance tensor

ВВЕДЕНИЕ

Представления о глубинном геоэлектрическом разрезе Чуйской впадины до настоящего времени основывались, главным образом на результатах двумерной интерпретации МТ-зондирований, осуществленных в 80—90-е годы прошлого столетия с помощью аппаратуры ЦЭС-2 по редкой сети наблюдений [Баталев и др., 1989; Гордиенко и др., 1990; Трапезников и др., 1997; Брагин и др., 2001; Белявский и др., 2002]. Построенные авторами схематизированные двумерные геоэлектрические модели позволили тем не менее идентифицировать проводящий слой в нижней коре под Чуйской впадиной на глубинах 30—35 км и оценить влияние высокоомного борта впадины на поведение кривых МТЗ (так называемый «краевой» эффект). В то же время с точки зрения частотного диапазона измерений и детальности построенных интерпретационных моделей эти исследования явно не отвечают современным требованиям и возможностям применения магнитотеллурики для изучения подобного рода объектов.

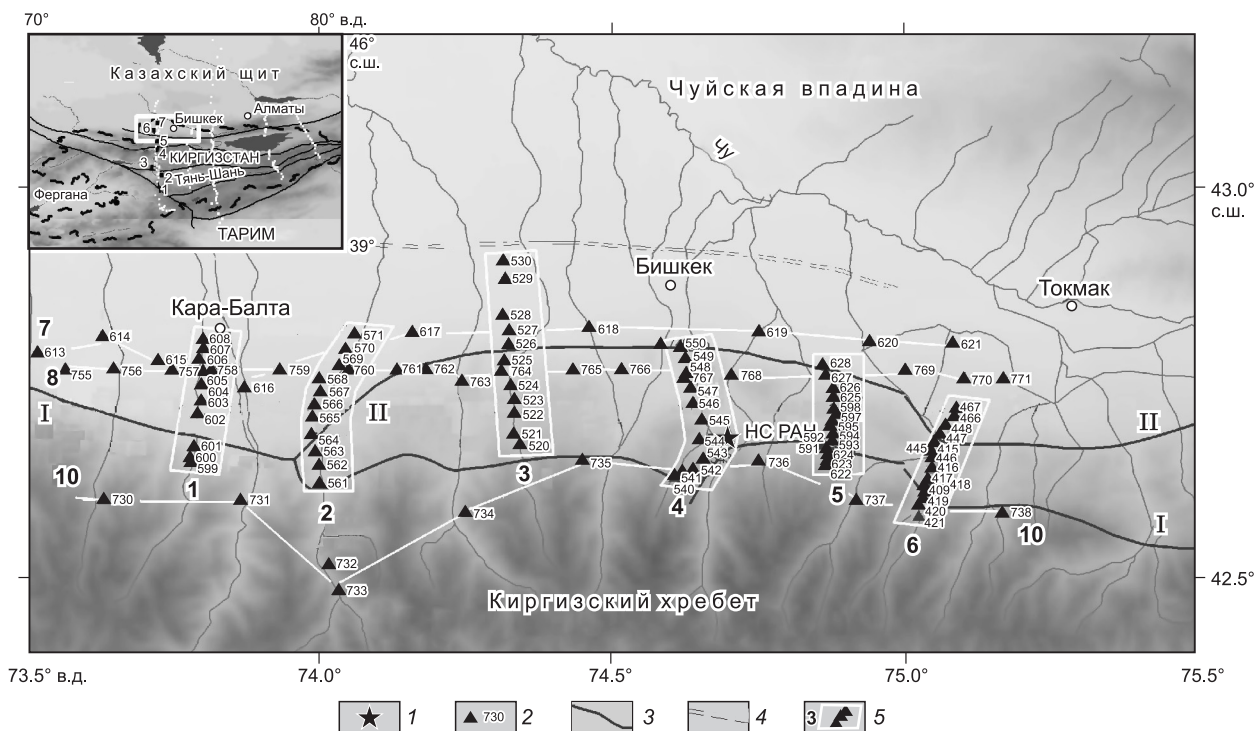


Рис. 1. Схема расположения точек МТЗ [Рыбин и др., 2008].

1 — Научная станция РАН; 2 — точки МТЗ и их номера; 3 — разломы: I — Иссык-Атинский, II — Шамси-Тюндюкский; 4 — Центрально-Чуйская флексурно-разрывная зона; 5 — номера профилей МТЗ. На врезке светлым прямоугольником показано положение Научной станции РАН и региональные профили (белые линии). 1—7 — точки МВЗ—ГМТЗ.

Утверждение о близости слоя повышенной проводимости к положению волновода на глубинах 35—40 км [Сабитова и др., 1998; Сабитова, Адамова, 2001] под южным бортом впадины представляется весьма гипотетическим, поскольку более поздними сейсмотомографическими построениями [Сабитова и др., 2005] было показано, что слои с дефицитом скорости продольных волн $\Delta v_p = 0.3—0.8$ км/с могут находиться на глубинах 25 и 50—55 км.

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 вдоль ряда профилей (рис. 1) с применением широкодиапазонных магнитотеллурических измерительных станций Phoenix MTU-5. С использованием этих данных стало возможным ставить задачи построения трехмерных региональных геоэлектрических моделей и оценки влияния размерности на интерпретацию МТ-данных.

Целью проведенных нами 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 или возможными областями графитизации—сульфидизации. Несомненно, что неоднозначность понимания различными исследователями геолого-структурно-тектонической ситуации в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины (например, работы [Гордиенко и др., 1990; Сабитова и др. 1998, 2005; Брагин и др., 2001; Бакиров, 2005; Баталев, 2014]) и слабая геофизическая изученность региона, особенно его глубинного строения, придают дополнительный интерес к этой работе.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Элементы геологического строения. Чуйская впадина является структурой, наложенной на грабен-синклиналь субширотного простирания. На востоке она ограничена горными структурами, а на северо-западе раскрывается в сторону Чу-Сарысуиской синеклизы. На северо-востоке она обрамлена гор-

ными сооружениями хр. Кендыктас, а на юге — Киргизским хребтом, от которого отделена системой субширотных разломов. Развитие структуры от юры до конца палеогена происходило в условиях платформенного режима. В конце олигоцена платформенный режим был нарушен тектоническими движениями.

Мощность грубообломочных отложений с $\rho = 200\text{—}800 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ составляет 1600 м в южных частях профилей МТЗ, а в северных уменьшается до нуля. Мощность мезокайнозойских осадков во впадине достигает 5 км. В пределах участка работ домезозойское основание погружается с глубины 0.5 до 4 км у Шамси-Тюндюкского разлома. В обрамлении впадины палеозойский фундамент поднят над уровнем моря на высоту 3—4 км. Поверхность Мохоровичича на участке работ расположена на глубине 50 км, а в центре Чуйской впадины — на глубинах 40—45 км [Юдахин, 1983; Крестников и др., 1992]. Верхняя мантия под Киргизским хребтом низкоскоростная. В его пределах имеются гидротермальные источники с максимальным для региона отношением изотопов ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 4\text{—}7$, свидетельствующим о мантийном заложении разломов [Поляк и др., 1990].

Участок работ методом МТЗ расположен в Предкиргизском прогибе (см. рис. 1), южнее Центрально-Чуйской флексурно-разрывной зоны, вблизи которой проходит Северо-Тяньшаньский краевой разлом, отделяющий Тянь-Шань от Туранской плиты [Таль-Вирский, 1964]. Характерной чертой последнего является уменьшение глубины поверхности Мохо до 40 км под плитой. На севере участка Иссык-Атинский разлом протягивается от профиля 2 до профиля 6, ограничивая Чуйскую впадину от предгорий. Шамси-Тюндюкский разлом, расположенный южнее, отделяет горы от прогиба и тянется параллельно профилю 10.

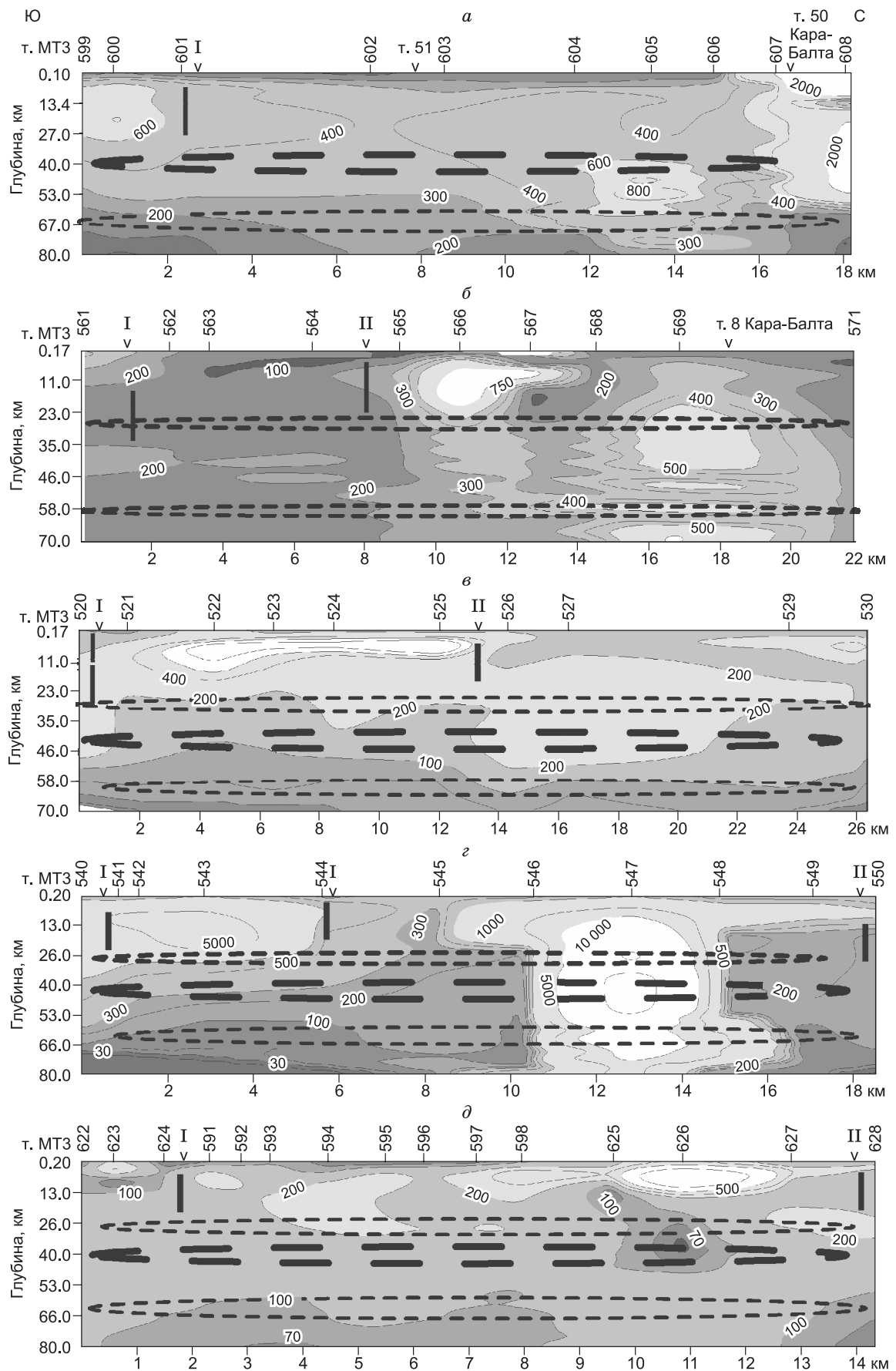
Геодинамическая активность и сейсмичность. В пределах Северного Тянь-Шаня, примыкающего с юга к Чуйской впадине, вертикальные восходящие движения за голоцен составили 80—120 м, а во впадине 0—30 м. Это зона максимальной активности Северо-Тяньшаньского разлома и наиболее вероятного возникновения коровых землетрясений с магнитудой $M > 8$ [Крестников и др., 1992]. Движения масс южного обрамления впадины происходят в северном направлении [Кучай, Козина, 2015]. Горизонтальные перемещения типа взбросов, связанные с давлением с юга, достигают на Киргизском хребте 10 мм/год и в Чуйской впадине 1—2 мм/год [Reigber et al., 2001]. Вдоль Шамси-Тюндюкского разлома зарегистрирована максимальная плотность землетрясений, наблюдаемая в Северном Тянь-Шане [Брагин и др., 2001]. Гипоцентры землетрясений выделены в основном до глубин 20—25 км и в ослабленном скоростном канале под Киргизским хребтом [Сабитова и др., 1998]. В частности, на глубине 15 км зарегистрирован гипоцентр Беловодского землетрясения 1885 г. с $M = 6.5\text{—}7.5$ [Новый каталог..., 1977].

Геoeлектрические модели Чуйской впадины и ее горного обрамления. По данным 1D инверсии кривых МТЗ, ориентированных в субширотном направлении, коровый слой мощностью 5 км с удельным сопротивлением $\rho_{cr} = 8 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ залегает в Чуйской впадине на глубине $H_{cr} = 40 \text{ км}$ [Гордиенко и др., 1990]. По результатам 2D моделирования и пленочного 3D под впадиной и ее горным обрамлением его глубина составляет 30—35 км при интегральной проводимости $S_{cr} = 400 \text{ См}$ [Баталев и др., 1989; Брагин и др., 2001]. Близкие значения $H_{cr} = 35\text{—}40 \text{ км}$ с $S_{cr} = 500\text{—}1000 \text{ См}$ предполагаются в центральной и северной частях впадины и отрогах Киргизского хребта. По результатам 2D моделирования [Белявский и др., 2002] на профиле МТЗ оз. Зоркуль—г. Бишкек, южнее Киргизского хребта, глубина проводящего слоя $H_{cr} = 10 \text{ км}$. В Юго-Восточном Казахстане слой с удельным сопротивлением 8 Ом·м расположен на глубине $H_{cr} = 25 \text{ км}$ [Каримов, Аль-Жади, 2001].

Скоростные модели Чуйской впадины и ее южного обрамления. Согласно сейсмотомографическим исследованиям, скоростные разрезы продольных волн v_p [Сабитова и др., 2005] на $42^\circ < \varphi < 43^\circ$ (с.ш.) и $\lambda = 74.25^\circ$ (в.д.) (профили МТЗ 2, 3), $\lambda = 74.75^\circ$ (профиль МТЗ 5), а также вдоль широты 42.82° с.ш. и $74\text{—}75^\circ$ в.д. (см. рис. 1) содержат волноводы севернее точек МТЗ 563 и 521 (профили МТЗ 2 и 3 соответственно) и под профилями МТЗ 4 и 5 на глубинах 25—30 и 50—55 км с дефицитом скорости $\Delta v_p = 0.4\text{—}0.9 \text{ км/с}$ (рис. 2). Под южным обрамлением впадины блоки с $\Delta v_p = 0.1\text{—}0.8 \text{ км/с}$ выделяются фрагментарно. Под Киргизским хребтом скорости с $v_p < 6.5 \text{ км/с}$ присущи средней и нижней частям коры.

Иное распределение волноводов с $v_p = 6.0\text{—}6.2 \text{ км/с}$ предполагается [Сабитова и др., 1998] в интервале глубин 15—45 км в «ослабленном канале» под Киргизским хребтом ($42.0\text{—}42.5^\circ$ с.ш.) и на глубинах 35—40 км под Чуйской впадиной. Появление волновода на этих глубинах, возможно, связано с редкой сетью действующих сейсмических станций, модельной погрешностью и рядом других причин, поэтому появляется «...необходимость построения новой модели» [Сабитова, Адамова, 2001, с. 1552].

Волновод отвечает снижению плотности пород с 3.0 до 2.6 г/см³. Предполагается, что он залегает на ультраосновных породах с плотностью 3.2—3.5 г/см³ [Гордиенко и др., 1990]. В этой связи стоит отметить, что чуйский тип коры с волноводами отличается от ферганского типа, в котором их нет.



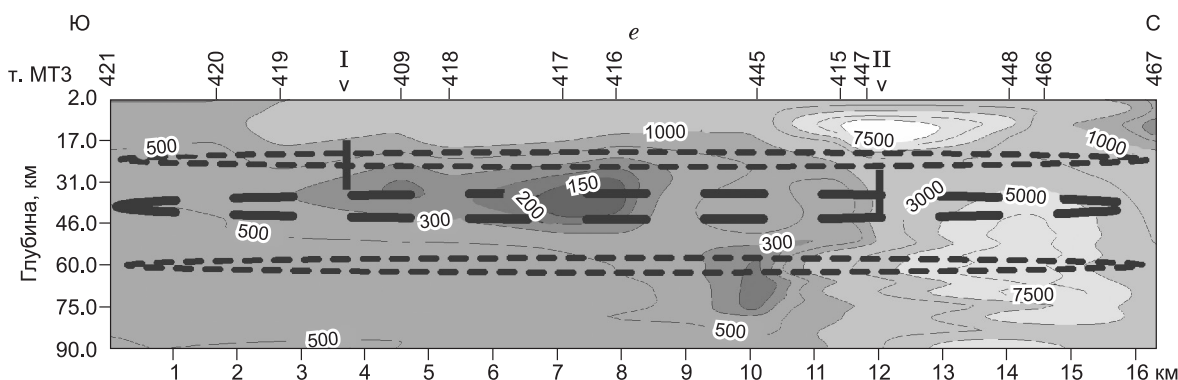


Рис. 2. Результаты 1D инверсии кривых $\rho^{\max H^N} - \rho(y, H)^N$ (Ом·м) вдоль профилей МТЗ 1—МТЗ 6 (а—е).

Разломы (вертикальные линии): I — Шамси-Тюндюкский, II — Иссык-Атинский. т. 50, 51 — выполненные ранее точки наблюдения МТЗ. Волноводы — штриховые линии: жирные [Сабитова и др., 1998], тонкие [Сабитова и др., 2005]. Цифры сверху — номера экспериментальных МТЗ.

Тепловой поток. По данным Ю.Г. Шварцмана [Гордиенко и др., 1990], в пределах северной части Чуйской впадины тепловой поток превышает 60 мВт/м², а в южной не достигает 30 мВт/м², уменьшаясь в Южно-Чуйской аномалии до 23 мВт/м². Низкие значения теплового потока могут быть связаны с его экранированием осадочным чехлом впадины. В ее центральной части геотермический градиент достигает 55 °С/км (при средних значениях 30—40 °С/км), а южнее есть зоны с градиентом 12—20 °С/км. Волновод на глубинах 35—50 км при геотермических градиентах 30—45 °С/км имеет температуру свыше 650—700 °С, что ведет при наличии влаги к плавлению слоев коры. Перемещение влаги возможно до глубин 5—12 км, где она абсорбируется в породы или располагается в трещинно-поровом пространстве [Бакиров, 2005]. Глубже кора может находиться в пластическом состоянии и в ней отсутствует трещинно-поровое пространство.

Глубинные разломы выделяются повышенным тепловым потоком. В пределах северного борта впадины на поверхности Мохо температура достигает 1000 °С, а на южном борту она уменьшается до 600—700 °С. На северном борту Чуйской впадины восходящий тепловой поток связан с растяжением коры и утонением литосферы до 50 км (пассивный рифтогенез?), а южнее, под Киргизским хребтом, ее мощность возрастает до 100 км (по данным Ю.Г. Шварцмана [Гордиенко и др., 1990]). В альтернативной модели [Баталев, 2014] распределение температуры более равномерно и на границе Мохо как под чехлом впадины, так и в ее горном обрамлении она составляет 800—900 °С, а на границе нижней коры (35 км) — 600—700 °С. Эта оценка не противоречит распределению скоростных характеристик глубже 60 км [Юдахин, 1983].

Гравитационное поле. Горное обрамление Чуйской впадины представлено отрицательными аномалиями силы тяжести, характеризующими частичное плавление верхней мантии [Юдахин, 1983]. В пределах участка работ поле силы тяжести характеризуется дефицитом плотности 0.01—0.02 г/см³, возможно, связанным с разогревом вещества [Брагин и др., 2001]. Таким образом, проводящие слои и волновод на глубинах свыше 35 км могут быть вызваны и разогревом коры, и мантии.

Можно констатировать, что представления о строении коры и верхней мантии, по результатам разных методов и авторов исследований, довольно противоречивы. Поэтому вместо комплексной инверсии различных типов данных мы ограничиваемся моделированием магнитотеллурических полей в рамках трехмерной блочной модели среды и последующей интерпретацией полученных результатов.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Сеть детальных МТ-профилей, выполненных на исследуемой территории 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 (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 выполнялись с помощью штатных индукционных датчиков МТС-50. Электрические компоненты МТ-поля измерены во всем частотном диапазоне регистрации с помощью Г-образных измерительных установок с электри-

ческими диполями длиной 50 м. Заземление диполей осуществлялось с помощью неполяризующихся электродов с использованием марганцево-угольной крошки, разработанных и изготовленных на Научной станции РАН. В каждом пункте зондирования регистрировались четыре горизонтальные компоненты МТ-поля. Измерительные каналы станций MTU-5 были ориентированы в широтном и меридиональном направлениях, близких к простиранию главных тектонических структур в регионе исследования.

Измеренные данные были 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). Примененные на всех уровнях обработки робастные методы оценивания эффективно подавили случайные помехи и тем самым позволили существенно повысить качество получаемых результатов. Редакция промышленных помех и сглаживания МТ передаточных функций выполнялась по программе CORRECTOR, разработанная сотрудниками компании «Северо-Запад».

В процедуре обработки для получения магнитотеллурических передаточных функций в низкочастотном диапазоне использовались реализации длительностью 12—14 ч, охватывающие преимущественно ночное время 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] позволила 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 километров до 100 км.

Принципиальным отличием рассматриваемых МТ-наблюдений от выполненных ранее является увеличение надежности получения компонент тензора импеданса за счет применения методики синхронной обработки реализаций МТ-поля. Относительная погрешность определения модуля компонент тензора импеданса составила 1—2 %, а погрешность фаз 1° [Рыбин и др., 2008].

МЕТОДОЛОГИЯ 3D МТ-МОДЕЛИРОВАНИЯ

Алгоритм построения блочной 3D модели. Он включает в себя:

— оценку размерности верхнего, нижнего структурных этажей и основных направлений их простирания;

— определение наиболее информативных типов инвариантных кривых МТЗ при выделении низкоомных блоков в коре;

— 1D инверсию максимальных ($\rho^{\max H}$) и минимальных ($\rho^{\min H}$) кривых индукции [Counil et al., 1986] матрицы импеданса и построение по ним сечений удельного сопротивления $\rho(y, H)$ и $\rho(x, H)$ верхней части 3D модели с оценкой распределения интегральной проводимости S_{sd} осадочного чехла;

— уменьшение влияния «зашумленной» части верхнего структурного этажа на кривые МТЗ путем построения нормализованных кривых $\rho^{\max HN}$ [Белявский, 2014] и нижнекоревой части стартовой модели (см. рис. 2);

— построение стартовой 3D модели в результате согласования оценок параметров глубинных частей разреза, построенных при 1D инверсии кривых $\rho^{\max HN}$;

— корректировка параметров блоков стартовой модели с помощью 2D—3D инверсий;

— оценка достоверности построенной геоэлектрической модели путем изучения разрешающей способности кривых $\rho^{\max H}$ к изменению удельного сопротивления низкоомных блоков.

В результате проведенных модельных исследований по диагонализации матрицы импеданса были выбраны методы максимума и минимума индукции [Counil et al., 1986] и фазового тензора [Caldwel et al., 2004]. Процедуры анализа МТ-данных выполнялись по программам работы [Белявский, 2014].

Подбор кривых. Подбор 3D модельных амплитудных ($\rho_M^{\max H}$ и $\rho_M^{\min H}$) и фазовых ($\text{Arg } Z_M^{\max H}$) кривых по экспериментальным ($\rho^{\min H}$, $\rho^{\max H}$ и $\text{Arg } Z^{\max H}$) выполнялся с учетом направления главных осей, параметров асимметрии матрицы импеданса и относительной погрешностей в 2 % для $|Z_{xy}|$, $|Z_{xx}|$, $|Z_{yy}|$ и $|Z_{yy}|$.

Вычислялись дисперсионные соотношения между модулем и фазами для инвариантных значений матрицы импедансов. Это позволило оценить надежность пересчета фазовых кривых фазового тензора в амплитудные для проведения дальнейшей процедуры их 1D инверсии с целью построения стартовых моделей глубинных частей разреза. Верхняя часть блочной 3D модели строилась с учетом распределения интегральной проводимости всей Чуйской впадины и ее горного обрамления [Баталев и др., 1989; Гордиенко и др., 1990].

Использование модулей импедансов $|Z^{\max H}|$, $|Z^{\min H}|$ и их фаз позволило снизить количество инвертируемых значений матрицы импедансов с восьми до четырех. В упомянутых выше работах ин-

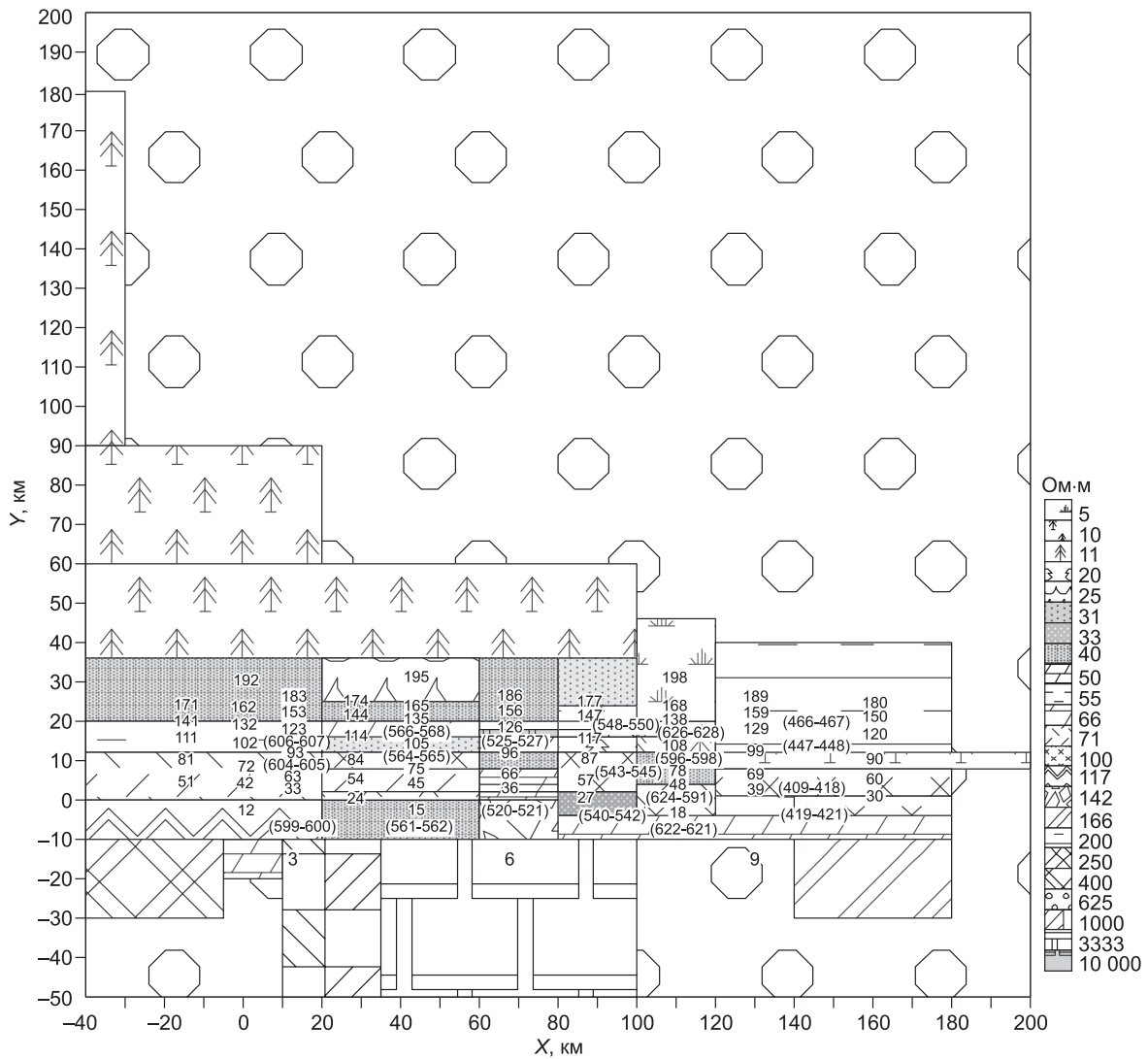


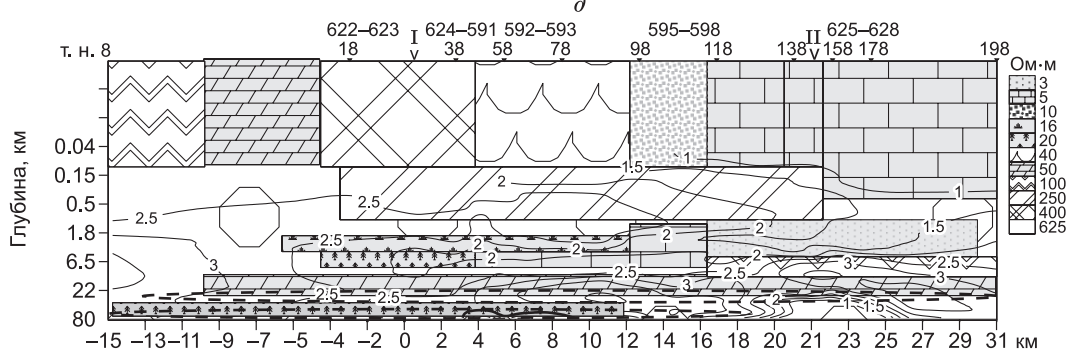
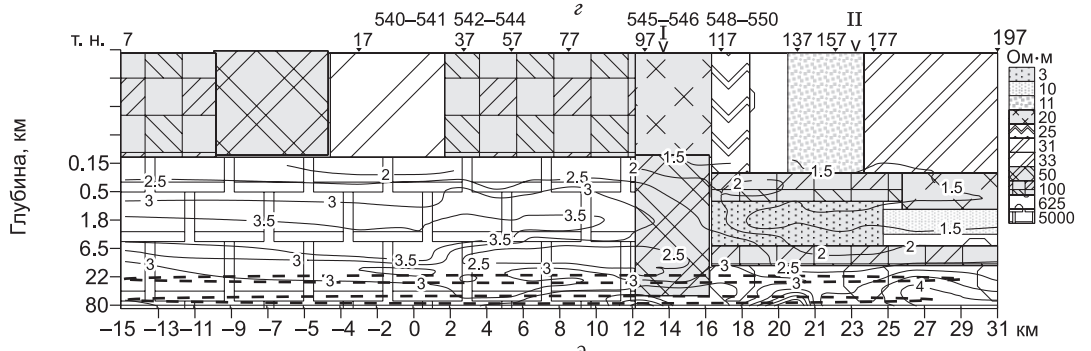
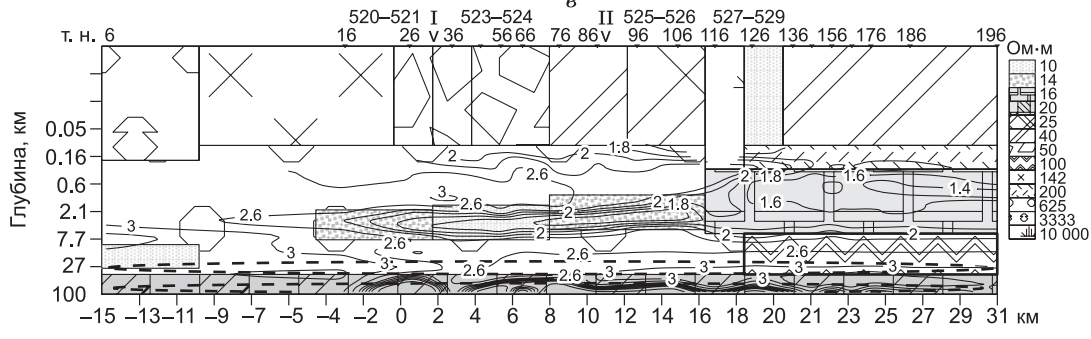
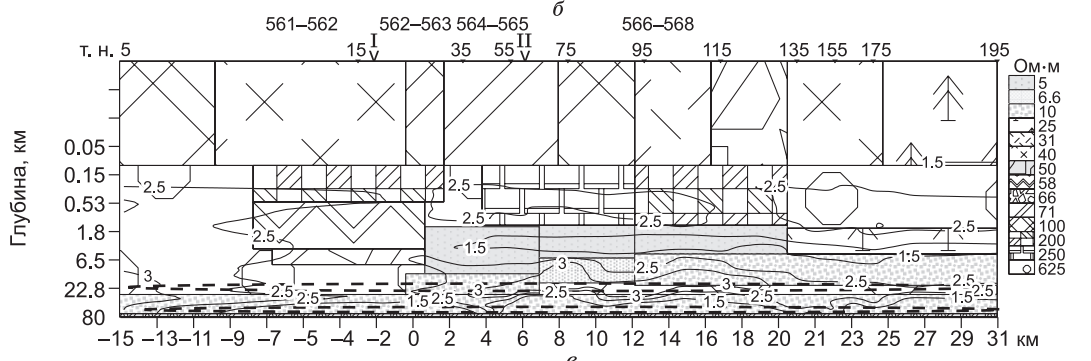
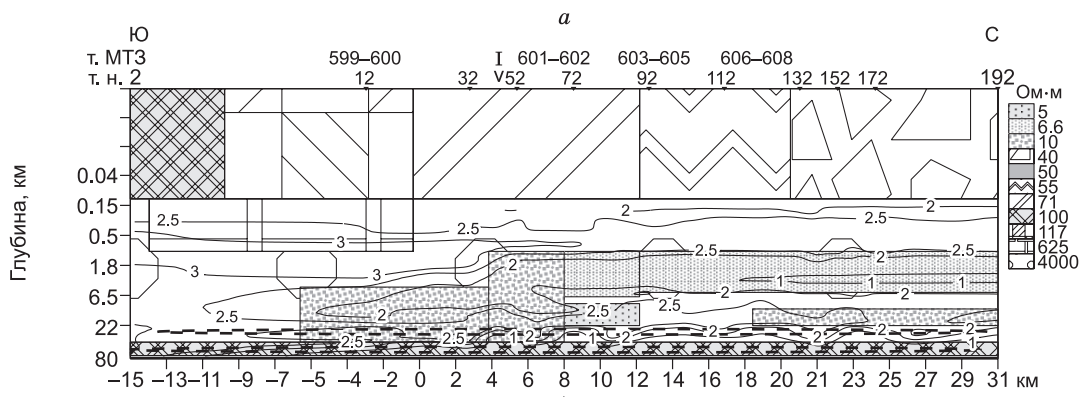
Рис. 3. Вид сверху ($Z = 0$) на 3D модель M1 Чуйской впадины.

Справа — шкала УЭС блоков. Цифры на блоках — точки наблюдения (т.н.) МТ-полей. В скобках — номера экспериментальных МТЗ.

вертировались импедансы Z_{xy} и Z_{yx} , хотя дополнительные импедансы Z_{xx} и Z_{yy} далеко не на всех точках МТЗ и периодах были близки к нулю. Ниже показано, что кривые $\rho^{\max H}$, $\rho^{\max HN}$ и фазового тензора характеризуются более высокой информативностью к выделению низкоомных блоков и разломов по сравнению с кривыми ρ_{xy} , ρ_{yx} .

Поскольку направления большинства кривых [Council et al., 1986] $|Z^{\max H}(\Theta^{\max H})| = \left[|Z_{xx}(\Theta^{\max H})|^2 + |Z_{yy}(\Theta^{\max H})|^2 \right]^{1/2}$ и $|Z^{\min H}(\Theta^{\min H})| = \left[|Z_{xy}(\Theta^{\min H})|^2 + |Z_{yx}(\Theta^{\min H})|^2 \right]^{1/2}$ близки к направлению измерительных линий, то в погрешности вычисления $|Z^{\max H}|$ и $|Z^{\min H}|$ основной вклад вносит погрешность определения $|Z_{yx}(\Theta^{\max H})|$, $|Z_{xy}(\Theta^{\min H})|$, ориентированных близко к направлениям измерительных линий. Поэтому можно предположить, что предельные относительные погрешности построения импедансов $\delta_{Z^{\max H}}$ и $\delta_{Z^{\min H}}$ близки к 2 %.

Численное трехмерное моделирование МТ-полей выполнялось по программе Maxwell [Друскин, Книжнерман, 1988], в которой задача Коши для системы уравнений Максвелла решается в квазистационарном приближении конечно-разностным методом Галеркина на подпространстве Крылова. Относительная точность (ε) вычисления компонент ЭМ-поля задавалась как $\varepsilon = 2 \cdot 10^{-4}$, а количество шагов Ланцоша (итераций) для ее достижения составляло 100 000. Расчеты выполнялись на сетке $125 \times 140 \times 90$



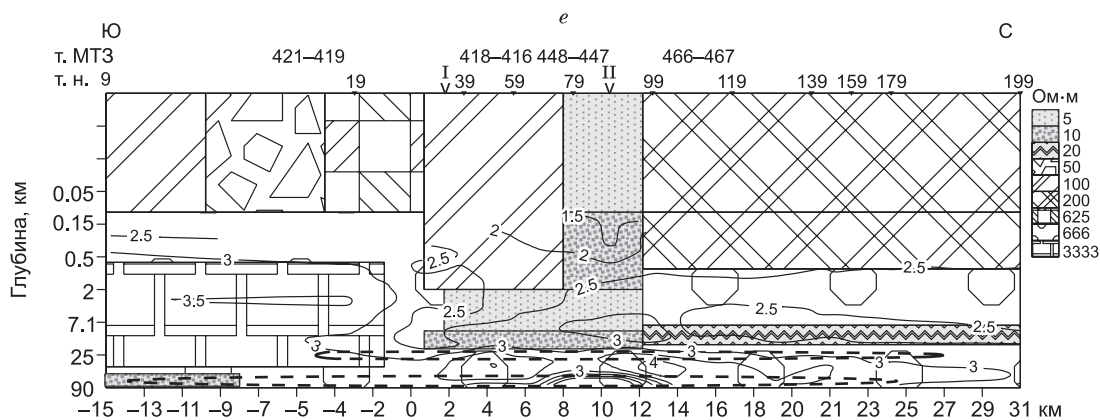


Рис. 4. Сечения ρ_{3D} модели М1, отвечающие профилям МТЗ 1—МТЗ 6 (см. рис. 1) и модельным (см. рис. 3): а — пр. 2 ρ_{3D} —3 ρ_{3D} , б — 5 ρ_{3D} , в — 6 ρ_{3D} , г — 7 ρ_{3D} , д — 8 ρ_{3D} , е — 9 ρ_{3D} .

Штриховые линии — зоны пониженных скоростей v_p [Сабитова и др., 2005]. Разломы: I — Шамси-Тюндюкский, II — Иссык-Атинский. Изолинии $\rho(y, H)^M$ в $\lg(\text{Ом}\cdot\text{м})$. Справа — шкала УЭС блоков. Масштаб по Y — логарифмический. Цифры сверху — модельные и экспериментальные т. н.

узлов с шагом разгонки от 1.5—2 км в центральных блоках модели с разгонкой до 20 км и более границах области моделирования, расположенных на расстоянии до 100 км. Это позволило считать аномальные МТ-поля на границах сетки равными нулю.

Надежные значения импедансов были получены при УЭС вмещающей среды меньше 1000 Ом·м для периодов $T = 0.002—400$ с. Количество блоков с аномальной электропроводностью в моделях достигало 100 ед. Результаты численного моделирования МТ-полей с пересчетом в матрицы импедансов сравнивались с данными работы [Park et al., 1983]. Различия между кривыми, полученными по разным программам, близки к погрешности расчета МТ-полей при правильно выбранной размерности сетки, натянутой на блоки модели с аномальными УЭС.

Анализ размерности среды. В большинстве пунктов МТЗ на профилях МТЗ 1 и 3 асимметрия матрицы импеданса и фазочувствительная асимметрия на периодах $T < 100—300$ с отвечает условиям квазидвумерности среды, тогда как на остальных профилях МТЗ матрица импеданса далеко не всегда отвечает этим условиям [Рыбин и др., 2008].

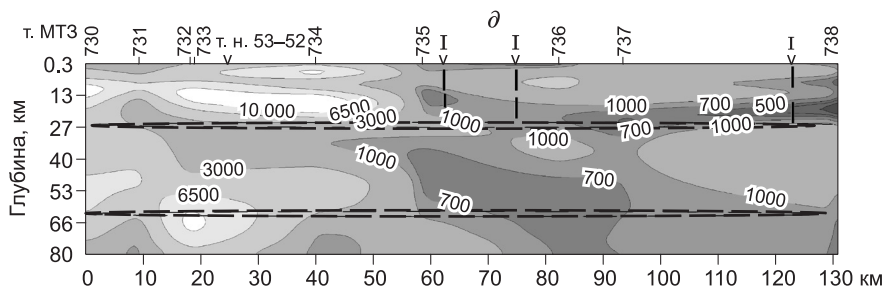
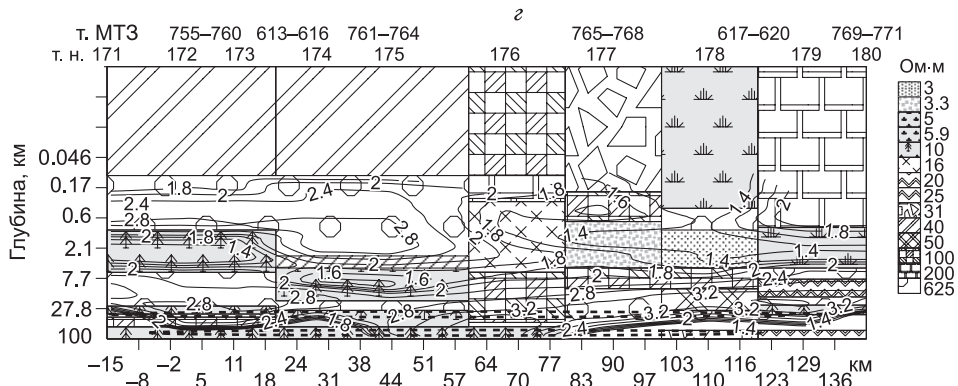
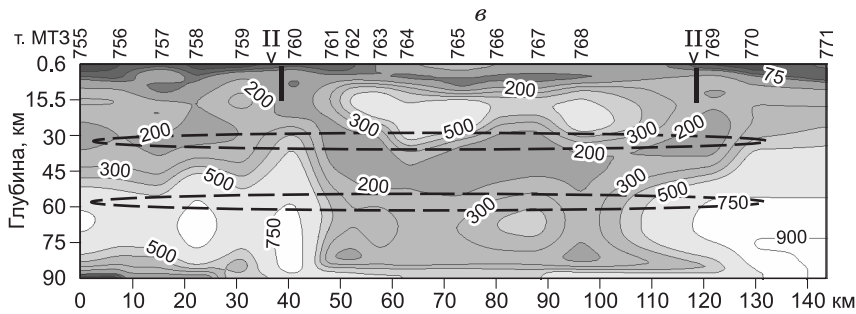
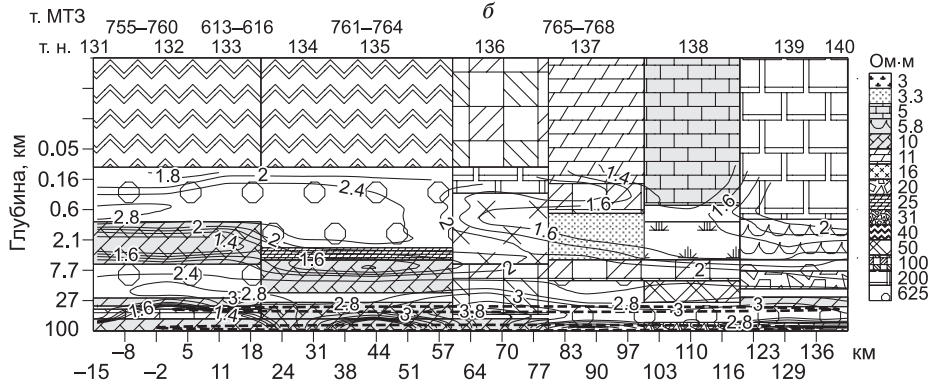
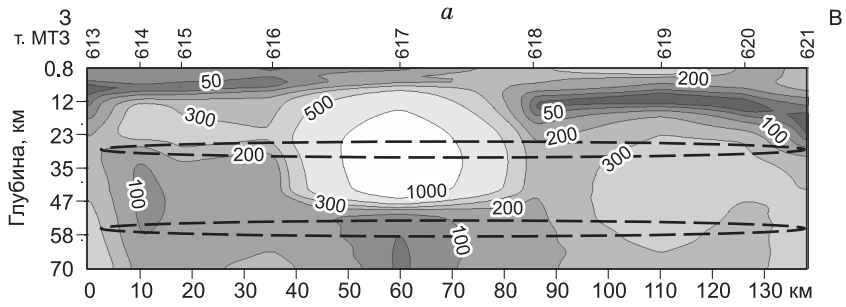
Максимальные кривые при $T > 1$ с ориентированы в основном субширотно. В отдельных точках МТЗ на этих периодах кривые $\rho^{\max H}$ разворачиваются под углом 30—50° к измерительным линиям и отличие их от кажущегося УЭС кривых ρ_{xy} превышает 20—50 % (например, на профилях МТЗ 5 и 10). Это свидетельствует о необходимости рассматривать при построении геоэлектрического разреза не только кривые МТЗ, ориентированные по осям X и Y .

Кривые $\rho^{\max H}$ на профилях 1—5 и 10 в пределах Чуйской впадины и ее предгорий расположены в основном ниже или около нормальной кривой зондирования ρ^N [Ваньян, 1997]. Исключение составляют редкие кривые, имеющие восходящие ветви во всем частотном диапазоне.

БЛОЧНАЯ МОДЕЛЬ ЮЖНОГО БОРТА ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Стартовая геоэлектрическая модель. По данным 1D инверсии кривых $\rho^{\max H} — \rho(y, H)$, осадочный чехол Предкиргизского прогиба имеет интегральную электропроводность $S_{sd} = 130$ См в пределах Иссык-Атинского разлома, $S_{sd} = 30—40$ См в окрестности Шамси-Тюндюкского, а в предгорьях Киргизского хребта $S_{sd} < 1$ См. Минимальными значениями удельного сопротивления $\rho(y, H)$ выделяются Шамси-Тюндюкский и Иссык-Атинский разломы, протягивающиеся вдоль южного борта впадины. Границы разломов часто затушевываются высокоомными галечниками, заполняющими поймы рек. На разрезах $\rho(y, H)^N$ (см. рис. 2) они выделяются менее контрастно, чем на разрезах $\rho(y, H)$, по которым и картировались разломы.

Блочная структура чехла, верхней и средней коры особенно видна в зоне сдвоенного строения Шамси-Тюндюкского разлома, где блоки низкого УЭС имеют протяженность в 5—7 км. Чехол впадины по изолиниям $\rho(y, H) = 30—50$ Ом·м поддвигается под высокоомный борт впадины до глубины $H = 6$ км. Глубже 50 км $\rho(H)^N < 100$ Ом·м.



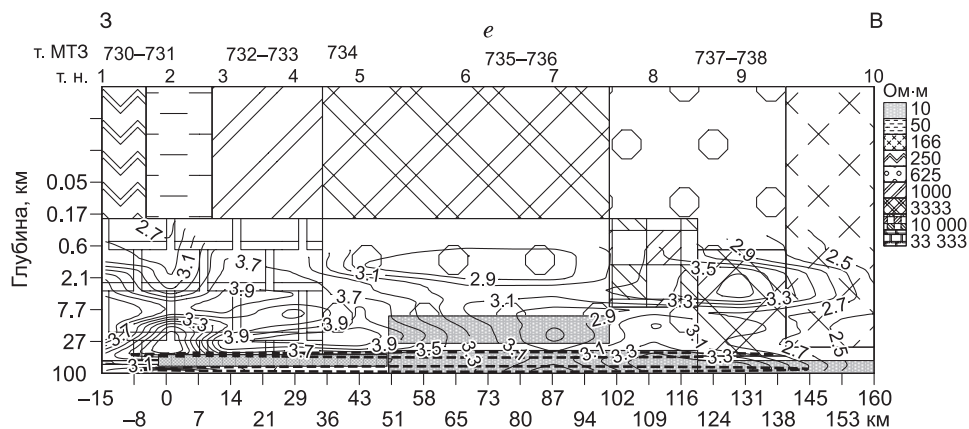


Рис. 5. 1D инверсия кривых $\rho^{\max H N}$ (Ом·м) по профилям МТЗ 7 (а), 8 (б), 10 (г), сечения 3D модели М1 по профилям: б — 13zx, з — 17zx, е — 1zx и 1D инверсия модельных $\rho_M^{\max H}$ кривых индукции $\lg(\text{Ом}\cdot\text{м})$.

Штриховые линии — зоны пониженных ν_p [Сабитова и др., 2005]. Названия разломов см. на рис. 2. Цифры сверху — модельные и экспериментальные т.н.

3D инверсия кривых МТЗ. Блочная геоэлектрическая 3D модель была построена методом подбора (рассчитывалось до 80 моделей) 3D модельных кривых $\rho_M^{\max H}$ и $\rho_M^{\min H}$ к экспериментальным. Она представлена для горизонтального сечения $Z = 0$ (рис. 3), сечений YZ (рис. 4) и ZX (рис. 5). На сечениях нанесены изолинии $\rho(y, H)^M$ и $\rho(x, H)^M$. Сопоставление кривых $\rho^{\max H}$, $\rho^{\min H}$ и $\rho_M^{\max H}$, $\rho_M^{\min H}$ для экспериментальных профилей МТЗ 1, 2 и 10 показано на рис. 6, а–в соответственно.

Относительные среднеарифметические погрешности подбора к кривым $|Z^{\max H}|$ и $|Z^{\min H}|$ модельных кривых $|Z^{\max H}|^M$ и $|Z^{\min H}|^M$ составляют для всего частотного диапазона в среднем по профилям МТЗ: 1 — $\bar{\delta}^{Z^{\max H}} = 14\%$ и $\bar{\delta}^{Z^{\min H}} = 19\%$; 2 — $\bar{\delta}^{Z^{\max H}} = 15\%$ и $\bar{\delta}^{Z^{\min H}} = 30\%$; 3 — $\bar{\delta}^{Z^{\max H}} = 13\%$ и $\bar{\delta}^{Z^{\min H}} = 12\%$; 4 — $\bar{\delta}^{Z^{\max H}} = 30\%$ и $\bar{\delta}^{Z^{\min H}} = 27\%$; 5 — $\bar{\delta}^{Z^{\max H}} = 30\%$ и $\bar{\delta}^{Z^{\min H}} = 27\%$; 6 — $\bar{\delta}^{Z^{\max H}} = 18\%$ и $\bar{\delta}^{Z^{\min H}} = 15\%$.

Для диапазона, урезанного со стороны низких частот, погрешность подбора кривых МТЗ значительно уменьшается. Высокие погрешности связаны с тем, что на ряде МТЗ, расположенных в прогибе, на периодах $T = 80\text{—}200$ с значения $\rho_M^{\max H} > \rho^{\max H}$. Поскольку этот интервал соответствует экстремуму кривых $\rho^{\max H}$, то для глубин свыше 40 км параметры разреза могут быть оценены со значительной погрешностью. Уменьшение УЭС коры и верхней мантии (фоновое значение) на этих периодах ведет к значительному уменьшению погрешности подбора модельных кривых к экспериментальным (см. рис. 6). Из рис. 6 видно, что на этом интервале периодов (глубин) кривые $\rho^{\max H}$ и $\rho_M^{\max H}$ расположены на порядок ниже кривой «нормального» глубинного зондирования [Ваньян, 1997], что свидетельствует о существенном их искажении высокоомными бортами Чуйской впадины.

Погрешность подбора модельных фаз $\text{Arg } Z_M^{\max H}$ к $\text{Arg } Z^{\max H}$ на профилях 1 и 3 достигает первых градусов (рис. 7). Из сопоставления для профиля 4 (модельный профиль 7zy) экспериментальных ($\text{Arg } Z^{\max H}$) и модельных ($\text{Arg } Z_M^{\max H}$) частотных характеристик следует, что зона Иссык-Атинского разлома на глубинах 0.8—1.5 км и проводящие пласты на глубинах 5—20 км выделяются по $\text{Arg } Z_M^{\max H} = -20\text{...}-30^\circ$, кровля высокоомного блока с удельным сопротивлением $\rho = 5000$ Ом·м — по фазе $\text{Arg } Z_M^{\max H} = -10^\circ$, а его подошва — фазой $\text{Arg } Z_M^{\max H} = -30^\circ$ при УЭС верхнего слоя 25—100 Ом·м (рис. 8).

Разрешающая способность кривых индукции. Для сечений 3D моделей (см. рис. 4, 5, 8) надежность геоэлектрических построений оценивалась путем оценки на периодах $T = 25\text{—}20$ с разрешающей способности кажущегося сопротивления (ρ_k^M) кривых $\rho_M^{\max H}$ к изменениям ρ_M и S_M у коровых низкоомных блоков (рис. 9).

Результаты проведенных исследований говорят о том, что в 3D блоковых моделях кривые $\rho_M^{\max H}$ имеют в основном низкую разрешающую способность к изменению ρ_M по сравнению с 1D моделью как в областях со $Skew > 0.15$ и $\eta > 0.15$, так и где $Skew < 0.1$ и $\eta < 0.1$ (см. рис. 9). Например, на профиле 3zy возрастание S_M коровых проводников с $S_M = 3000$ См до 5000 См (модели М20—М22) ведет к уменьшению ρ_k^M с 500 до 60 Ом·м на периодах $T = 20\text{—}25$ с. Но в моделях М29, М32 на периодах $T = 70$ $\rho_k^{M29} = \rho_k^{M32}$, хотя у них S_M различается вдвое, а на $T = 25$ с — $\rho_k^{M29} = 3 \cdot \rho_k^{M32}$. В моделях М38 и М39

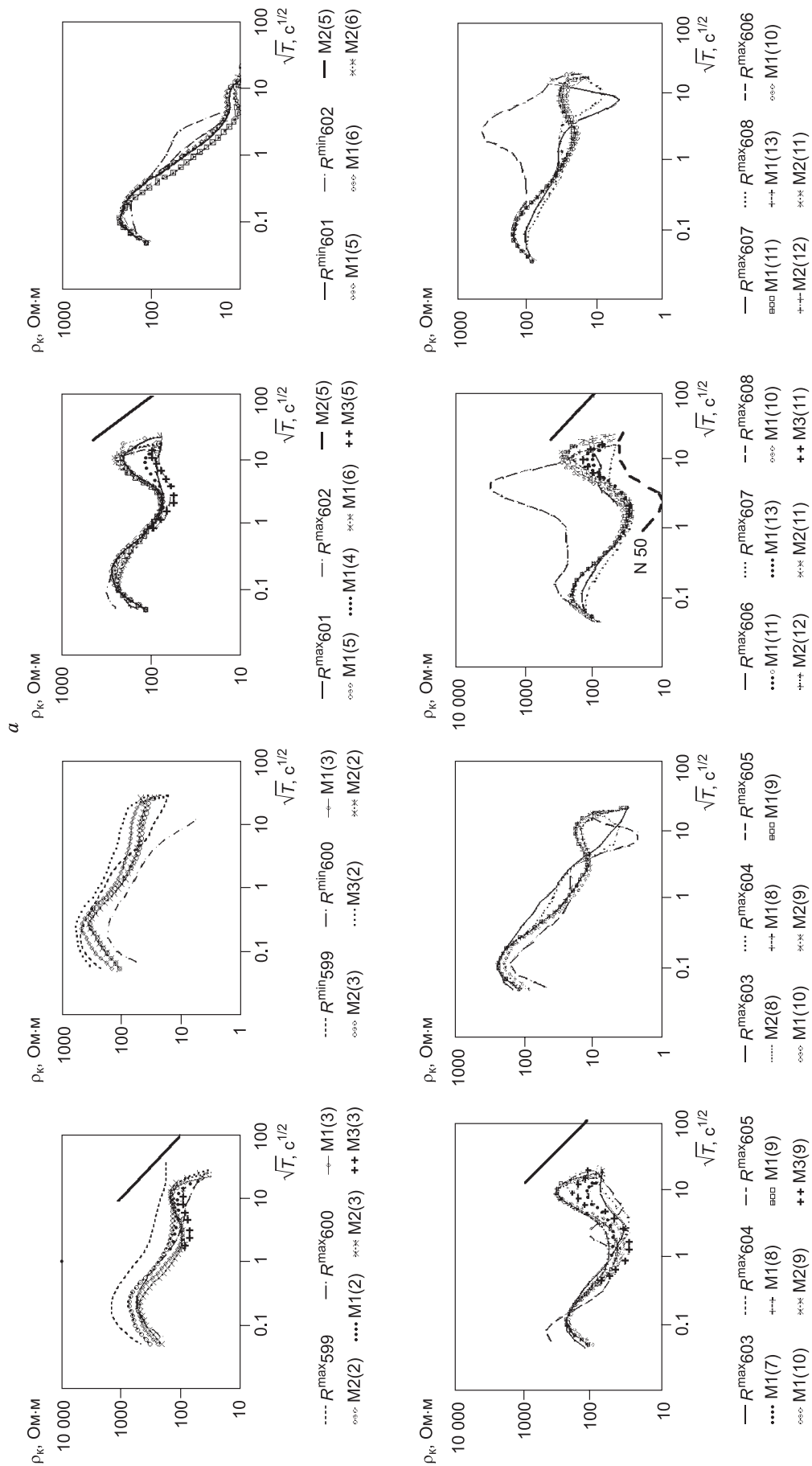


Рис. 6. (Начало)

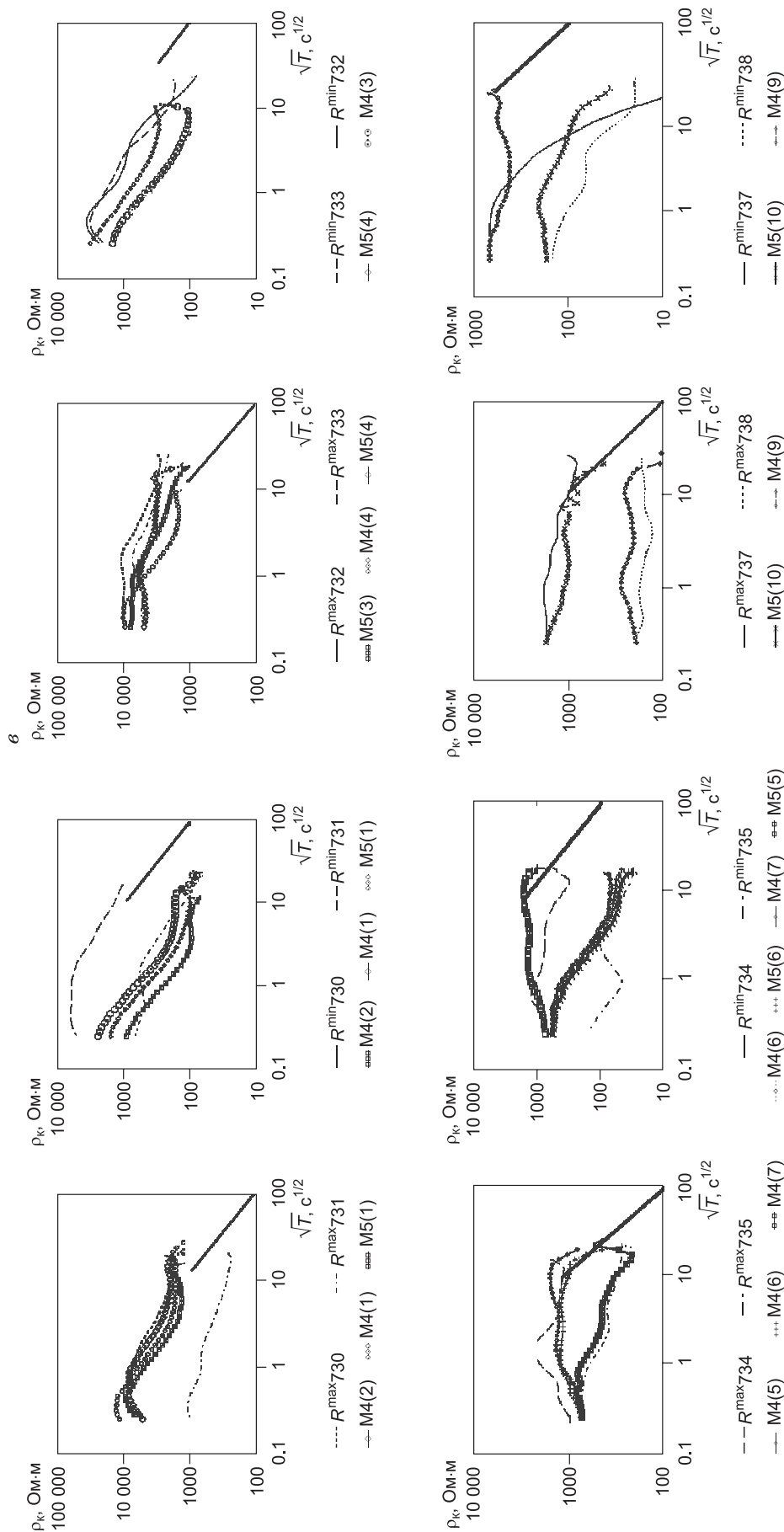


Рис. 6. Сопоставления кривых кажущегося удельного электрического сопротивления экспериментальных ρ^{max} и ρ^{min} и модельных (M1, M2 и M3) по профилям МТЗ: 1 (а), 3 (б) и 10 (в).

В скобках — номера т.н. на пр.: 3з (а), 6з (б) и 1з (в). Масштаб билогарифмический. В моделях M1 на $Z = 50 \text{ км}$ $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, в M2 — $\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, а M3 отличается от M1 УЭС вмещающей среды $\rho_{\text{вм}} = 400 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Сплошная линия — нормальная кривая зондирования [Ваньян, 1997], широкое штриховые — $\rho_{\text{зп}}$ по работам до 2008 г. [Рыбин и др., 2008].

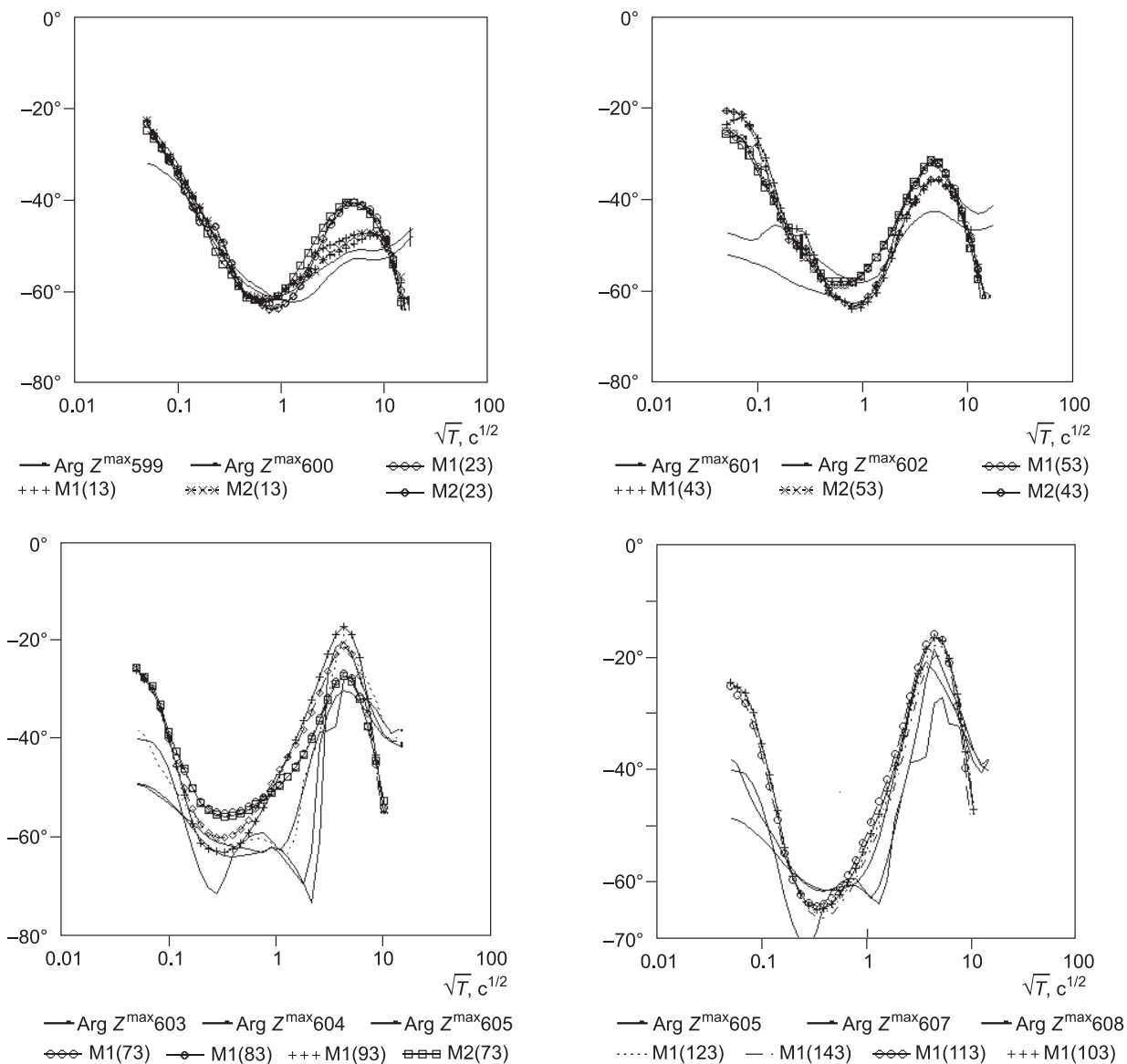


Рис. 7. Сопоставление модельных M1, M2 (т.н. 13—143) и экспериментальных (т. 599—608) фаз индукции $\text{Arg}Z^{\max H}$ на пр. 1.

В скобках — т.н. пр. 3зу. Масштаб логарифмический.

залегающий на $H_{cr} = 30$ км пласт с $\rho = 10$ Ом·м на кривых $\rho_M^{\max H}$ не виден. Кажущееся удельное сопротивление ρ_k^M в моделях с коровым слоем, расположенным на $H_{cr} = 10$ км с $\rho_M = 6.6$ Ом·м (M49) или с $\rho_M = 5$ Ом·м (M45), отличается от ρ_k^M моделей без одного из проводящих слоев (M52) не более чем на 20 %, хотя их S_M уменьшается с 2800 до 450 См.

В рассмотренных моделях $\rho_M^{\max H} \neq \rho^{\parallel}$ отвечают не только ТЕ-, но и ТМ-моду. Из-за присутствия гальванической составляющей снижается чувствительность $\rho_M^{\max H}$ к изменениям ρ_M коровых проводников нижнего структурного этажа. Это видно и из 1D инверсии кривых $\rho_M^{\min H} = \rho^{\perp}$, теряющих связь с геоэлектрическим разрезом на глубинах свыше 5—10 км (рис. 10).

Информативность кривых фазового тензора и индукции. Информативность оценивалась по 1D инверсии $\rho(H)_M$ кривых ρ_{xy} , ρ_{yx} , $\rho_M^{\max H}$, $\rho_M^{\min H}$ и максимальных ($\rho_M^{\text{faz}2}$), минимальных ($\rho_M^{\text{faz}1}$) кривых фазового тензора, вычисленных для 3D моделей южного борта впадины. На рис. 10 показаны кривые $\rho(H)_M$ для профилей 8зу, 6зу, 5зу, 3зу. В результате установлено, что при $Skew_M > 0.1$ и $\eta_M > 0.1$ 1D инверсия кривых $\rho_M^{\max H}$ и $\rho_M^{\text{faz}2}$ наилучшим образом отражает изменение $\rho(Z)_M$ коры по сравнению с кри-

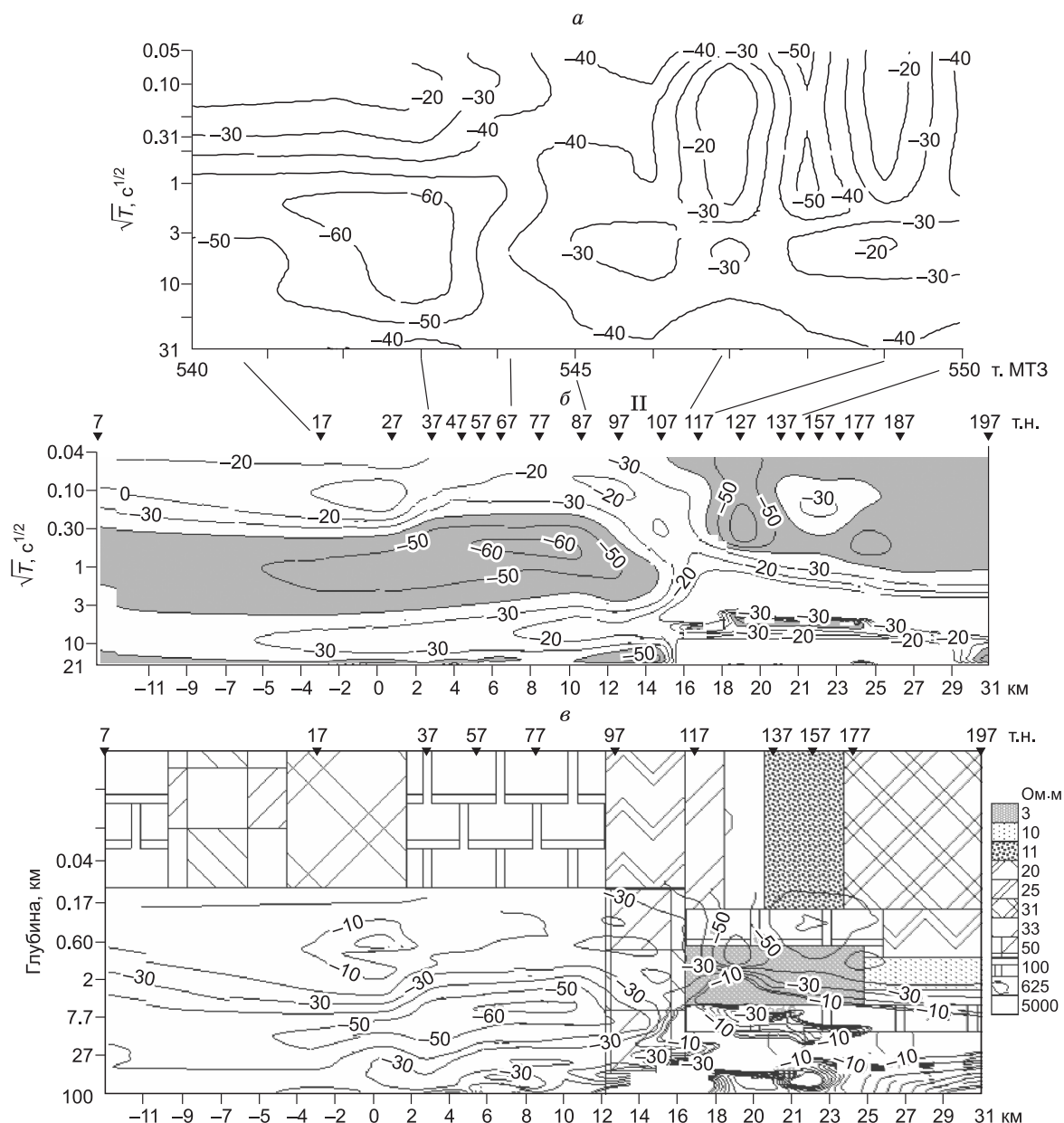


Рис. 8. Сопоставление экспериментальных $\text{Arg } Z^{\text{max}H}$ (а) и модельных (б, в) фаз вдоль пр. МТЗ 4 (б) и пр. 7зγ (в).

а — внизу номера МТЗ, б, в — по оси X сверху даны т.н., масштаб по оси Y логарифмический. II — Иссyk-Атинский разлом.

выми ρ_{xy} или ρ_{yx} . Проводящие блоки (осадочный чехол), расположенные на глубинах $Z_M = 1\text{—}7$ км, экранируют нижний геоэлектрический разрез коры. 1D инверсия кривых $\rho_M^{\text{max}H}$ и $\rho_M^{\text{faz}2}$ дает значения $\rho(H)_M^{\text{max}H}$ верхних проводящих блоков коры (рис. 4, 5, 10) на порядок ниже, чем удельное сопротивление вмещающей среды (точки 26—136 и 75—135, см. рис. 10, 4), но выше, чем удельное сопротивление этих блоков.

Под Чуйской впадиной пласты с удельным сопротивлением $\rho_M = 20$ Ом·м и мощностью до 5 км при $Z_M > 8$ км выделяются значениями $\rho(H)_M \approx 300\text{—}400$ Ом·м, меньшими фоновых значений ρ_M (см. рис. 4) и перегибами на $\rho(H)_M$ кривых $\rho_M^{\text{max}H}$ и $\rho_M^{\text{faz}2}$ (см. рис. 10, точки 73—153, 28). При $H > 30$ км $\rho_M^{\text{max}H}$ указывает на понижение $\rho(H)_M^{\text{max}H}$, отвечающее проводнику на $Z_M > 40$ км.

В целом 1D инверсия $\rho_M^{\text{faz}2}$ не всегда, даже качественно, восстанавливает модель. Инверсия максимальных кривых фазового тензора $\rho_M^{\text{faz}2}$ лучшим образом отражает изменение проводимости глубинных частей коры и мантии, указывая на наличие под низкоомными блоками средней и нижней коры

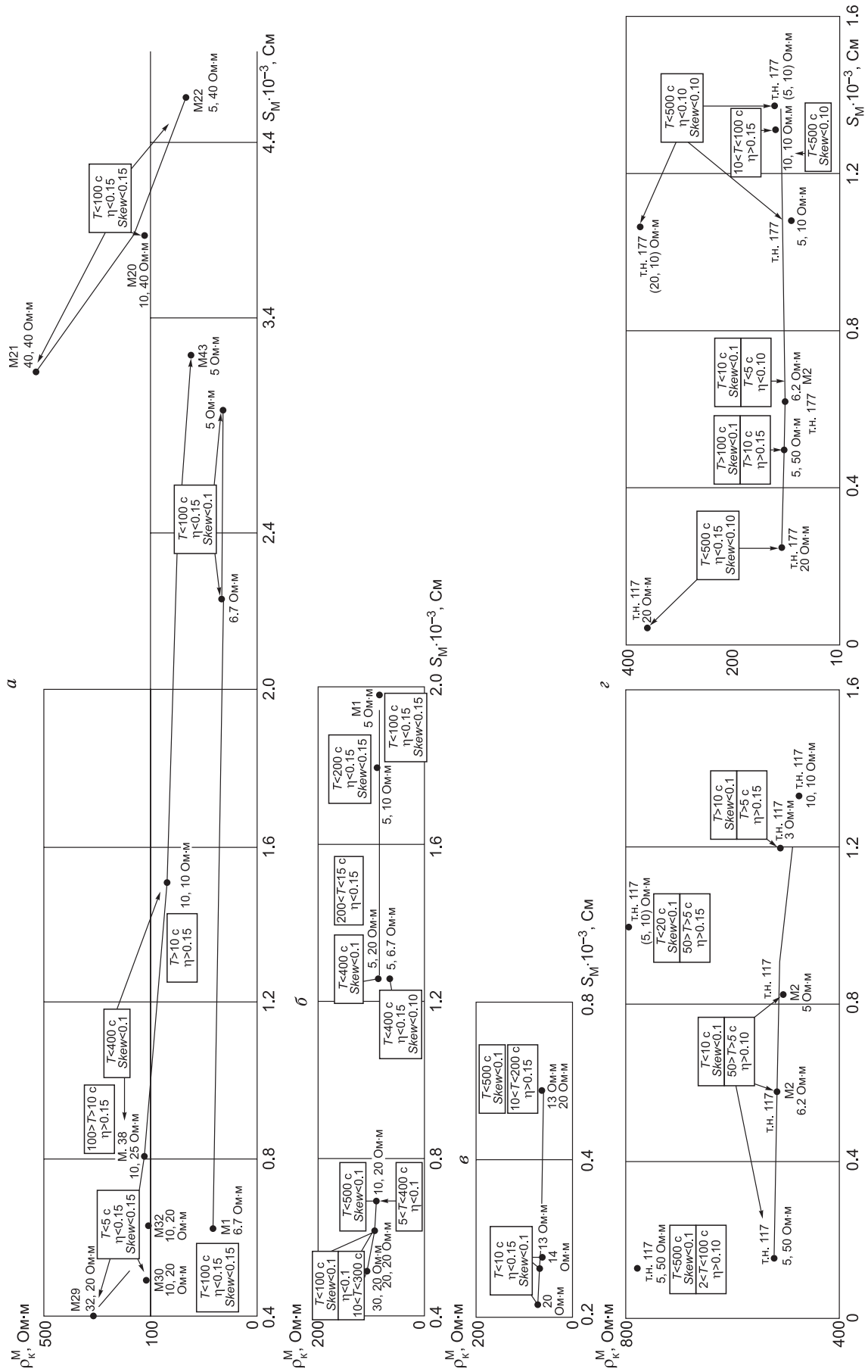


Рис. 9. Зависимость на периодах $T = 25—20$ с ρ_k^M кривых ρ_{\max}^M от S_M^M блоков в т.н. на:

a — пр. 3зУ (т.н. 103—113), *б* — пр. 5зУ (т.н. 95—105), *в* — пр. 6зУ (т.н. 106—126), *г* — пр. 7зУ (т.н. 117—177). Рядом с ρ_k^M номер модели, значения параметров асимметрии и УЭС верхнего и нижнего блоков модели.

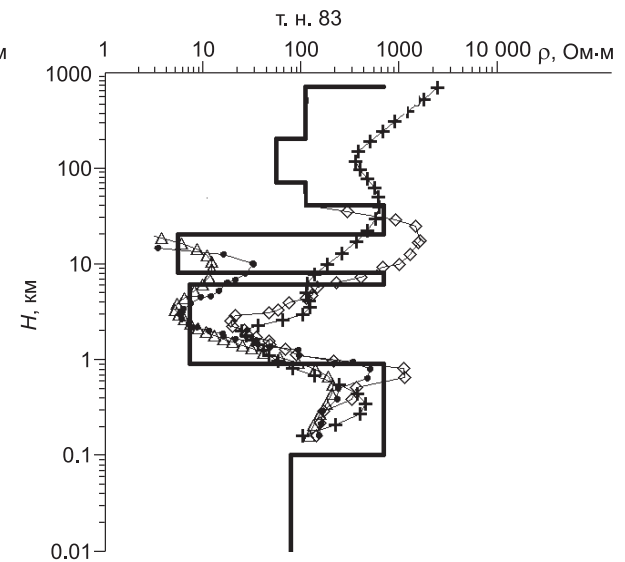
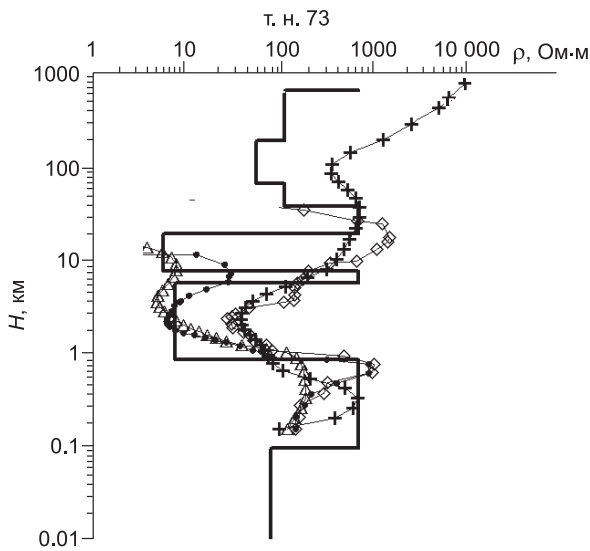
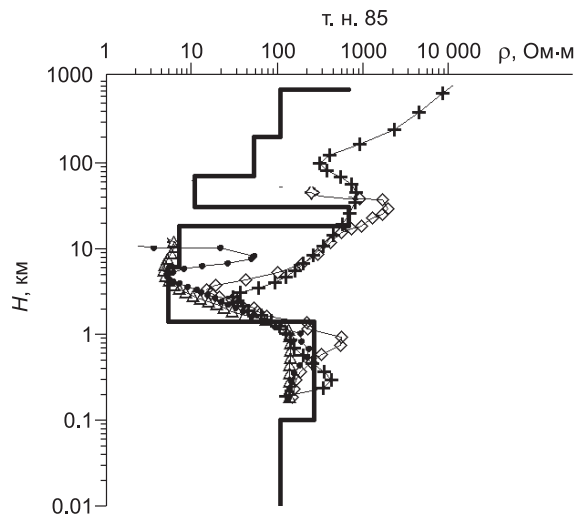
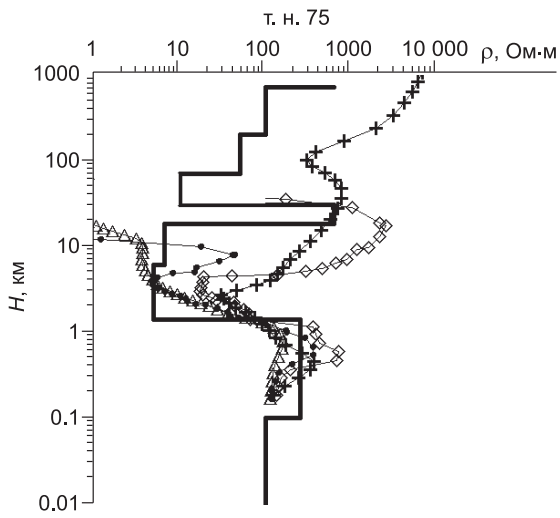
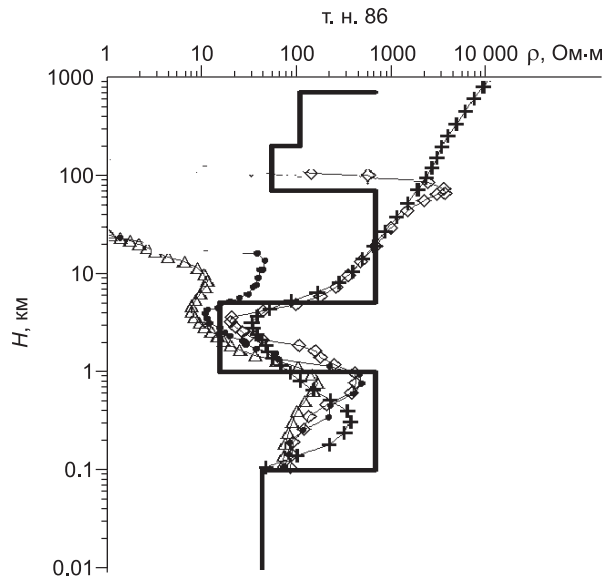
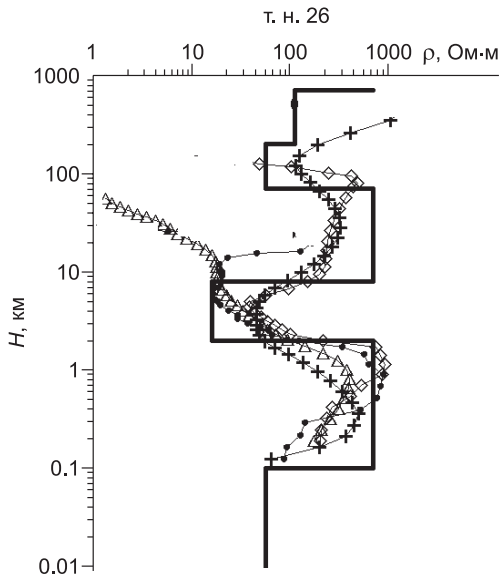


Рис. 10. (Начало)

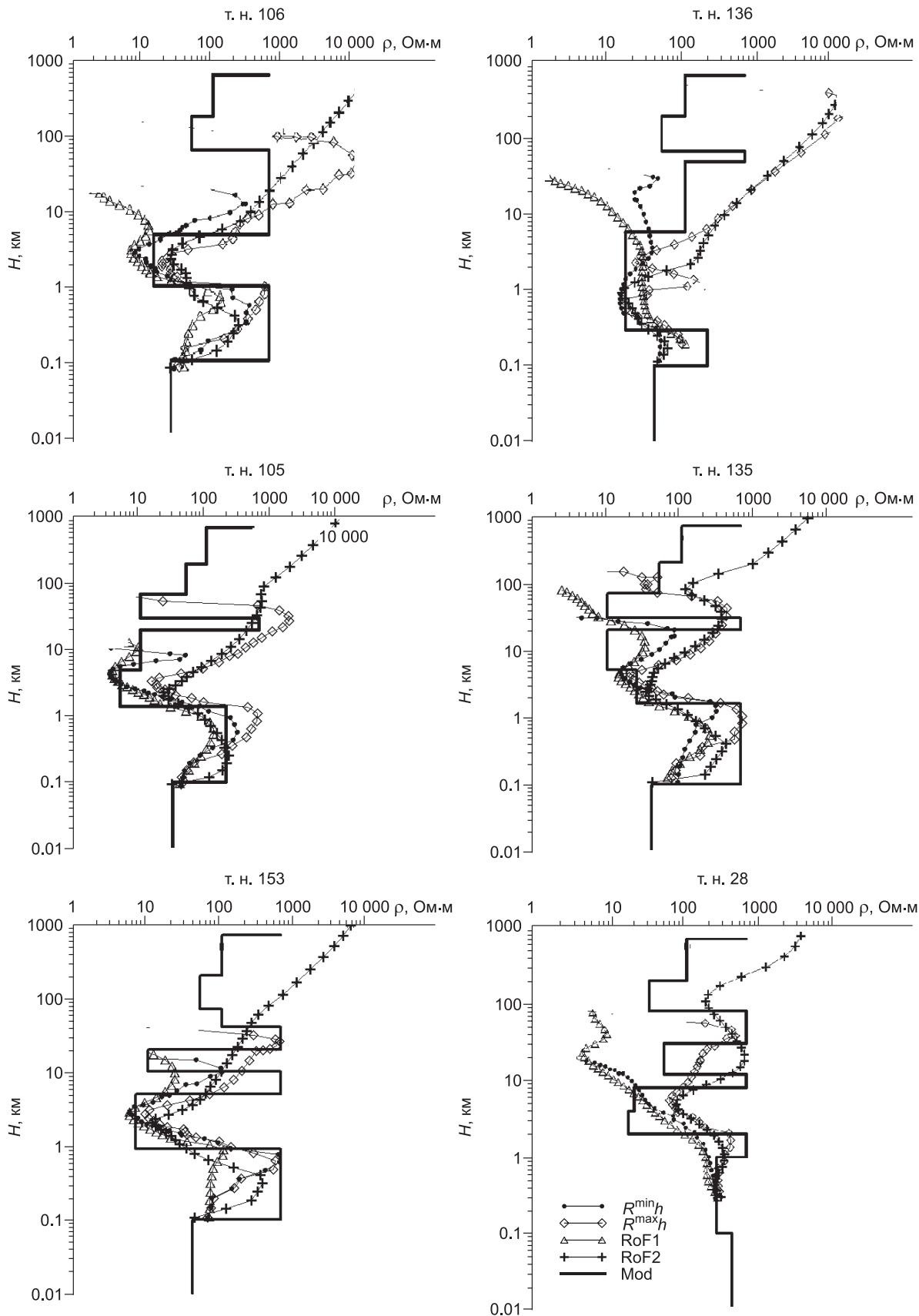


Рис. 10. 1D инверсия (Ом·м) кривых $\rho^{\min H_M}$, $\rho^{\max H_M}$, ρ^{faz1_M} , ρ^{faz2_M} и ρ_{yx}^M , ρ_{xy}^M в т.н.: 26, 86, 106, 136 на пр. 6зу; 75, 85, 105, 135 на пр. 5зу; 73, 83, 153 на пр. 3зу и 28 на пр. 8зу.

Модель дана на рис. 3, 4. Масштаб билогарифмический.

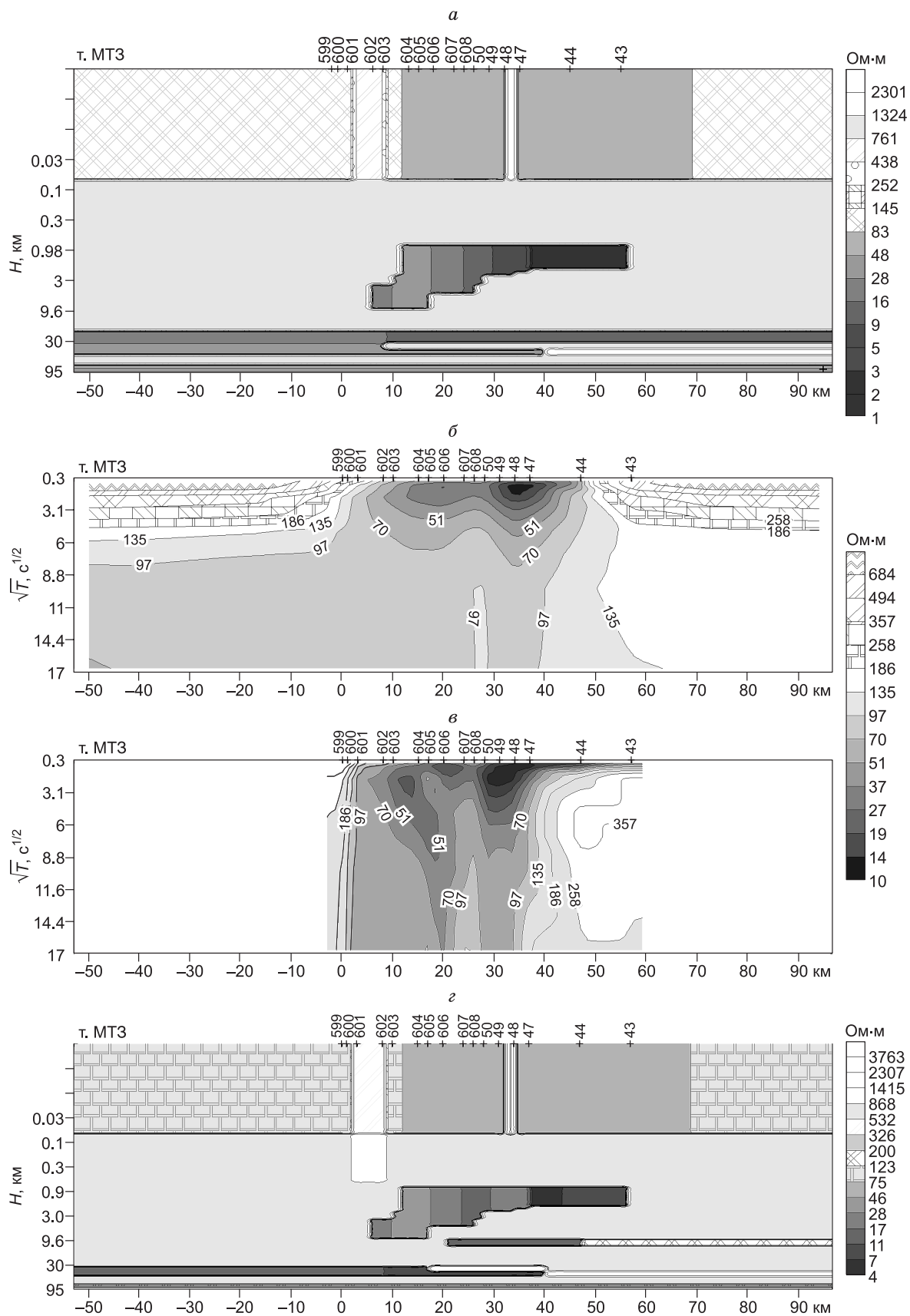


Рис. 11. Результаты 2D инверсии (Ом·м) кривых $\rho_k^{\max H}$ вдоль профиля 1 (а, г) и частотные разрезы кажущегося УЭС продольных модельных ρ_k^E (б) и экспериментальных $\rho_k^{\max H}$ (в) для модели а.

Справа — значения УЭС блоков, ρ_k^E и $\rho_k^{\max H}$. Цифры сверху — номера экспериментальных точек МТЗ.

высокоомной мантии. Но, как будет показано ниже, условия мультипликативного разложения матрицы импеданса [Caldwel et al., 2004], необходимого для построения кривых ρ_M^{faz2} , не всегда выполняются.

Результаты 2D инверсии продольных и поперечных кривых МТЗ. Распределение экспериментальных параметров асимметрии на профиле 1 позволяет для периодов $T = 0.01—100$ с ($Skew < 0.1$, $\eta < 0.1$) опробовать методику 2D инверсии [Варенцов, 2002]. По результатам 2D инверсии под осадочным чехлом Предкиргизского прогиба возможны варианты положения кровли проводящего слоя в интервале $H_{cr} = 10—30$ км (рис. 11). Это подтверждает вывод о низкой разрешающей способности кривых ρ^{maxH} к изменению УЭС блоков коры и их положению в разрезе (см. рис. 9, 10, профиль 3зу).

Так, под профилем 1 в пределах Киргизского хребта блок с $\rho_{cr} = 11$ Ом·м выделен на глубинах от $Z_{cr} = 30$ км до 50 км (см. рис. 11, з) или от $Z_{cr} = 20$ км до 30 км с $\rho_{cr} = 16$ Ом·м и на Z_{cr} от 30 до 50 км с $\rho_{cr} = 28$ Ом·м (см. рис. 11, а). В первом случае относительная погрешность на $T = 1—300$ с составляет 6.5—9.6 %, а во втором 7.0—8.5 %. Как видно, погрешности близки, а различия в положении проводящих слоев и их УЭС значительны.

Под высокоомными предгорьями Киргизского хребта (профиль 10) разрешающая способность кривых ρ^{maxH} возрастает и, согласно 2D инверсии, проводящий блок расположен под профилем 3 в интервале глубин от 20 до 50 км ($\rho_{cr} = 80—100$ Ом·м). На $T = 25—100$ с средняя относительная погрешность 2D инверсии составляла 6.5—10 % для т.н. 1 МТЗ.

2D инверсия кривых $\rho^{maxH} \approx \rho^E$ указала на наличие горизонтальных проводников в разрезе и на интервал изменения УЭС низкоомных слоев коры. Однако диапазон периодов и количество профилей МТЗ, где возможна 2D инверсия, ограничены высокими значениями параметров асимметрии матрицы импеданса.

Информативность векторов Визе-Паркинсона. Из распределения действительных частей векторов Визе-Паркинсона ReW_M (рис. 12), рассчитанных для модели М1, следует, что они индуцируются токами, текущими вдоль оси X в центральной и северной частях Предкиргизского прогиба. Максимумы частотных характеристик ReW_{zyM} на модельном профиле 3зу, характеризующие максимальные градиенты изменения интегральной проводимости блоков коры вдоль оси Y , приходятся в моделях с высокоомной верхней и нижней корой на периоды $T = 3—25$ с (см. рис. 12, а, б). В моделях с низкоомной корой (см. рис. 12, в, з) они смещаются на периоды $T = 10—50$ с. В первом случае аномалии ReW_{zyM} затухают на периодах $T > 100$ с и $T < 0.1$ с, а во втором случае — на периодах $T > 300$ с и $T < 0.1$ с.

Таким образом, неоднородности верхней части коры могут быть аппроксимированы локальными блоками, для которых только на периодах $T > 100—300$ с можно использовать мультипликативное разложение матрицы импеданса и оценивать параметры верхней мантии по методу фазового тензора [Caldwel et al., 2004].

Из ReW_{zyM} , трансформированных в глубинные характеристики $ReW_{zyM}(H, y)$ моделей (см. рис. 12), следует, что их изменения связаны с разностью проводимостей $|S_{max} - S_{min}|$ блоков модельного профиля 3зу, расположенных на глубинах 5—15 км:

- М30 для $S_{max} = 460$ См и $S_{min} = 300$ См — $ReW_{zy} = 0.5$ (а);
- М32 для $S_{max} = 650$ См и $S_{min} = 100$ См — $ReW_{zy} = 1.2$ (б);
- М38 для $S_{max} = 900$ См и $S_{min} = 600$ См — $ReW_{zy} = 0.8$ (в);
- М43 для $S_{max} = 3000$ См и $S_{min} = 2500$ См — $ReW_{zy} = 1.0$ (з).

Видно, что ReW_M обладает достаточно высокой чувствительностью к изменению интегральной проводимости блоков (см. рис. 12). Это выгодно отличает их от кривых МТЗ и говорит о полезности дальнейшего проведения магнитовариационных наблюдений в Северном Тянь-Шане [Гордиенко и др., 1990; Баталев, 2014].

Двумерная инверсия векторов Визе-Паркинсона в северной части профиля Памир — Чуйская впадина. В пределах профиля 2 МТЗ и его продолжения на север до 43° с.ш. и на юг до $41^\circ 27'$ с.ш. в 90-е годы прошлого столетия станциями ИЗМИРАН, Ташкентским государственным университетом были выполнены глубинные магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования в диапазоне периодов 1200—10800 с. Результаты их первичной обработки и интерпретации представлены в работах [Гордиенко, 1990; Белявский, 1993]. Расстояние между точками наблюдения достигало 30 км (см. рис. 1).

Реальные части магнитовариационных векторов Визе-Паркинсона ReW на периодах: $T = 1200$ с ориентированы в субмеридиональном направлении; $T = 3600$ с — на МВЗ 1—3 по азимутам $0^\circ \dots 20^\circ$, на МВЗ 4—7 — в субмеридиональном направлении; $T = 10800$ с они развернуты по азимутам $10—30^\circ$. Мнимые части векторов Визе-Паркинсона значительно ниже, поэтому они нами не рассматривались. Поскольку ориентация ReW на МВЗ 1—7 для периодов $T = 1200—3600$ с выдержана, то в первом приближении можно опробовать 2D инверсию $ReW_{zy} \approx ReW$. Она проведена по программам [Варенцов, 2002].

В качестве стартовой взята модель, построенная по 2D инверсии максимальных (квазипродольных) кривых МТЗ в Чуйской впадине (см. рис. 11) и вдоль профиля Памир—Бишкек [Белявский, 1993;

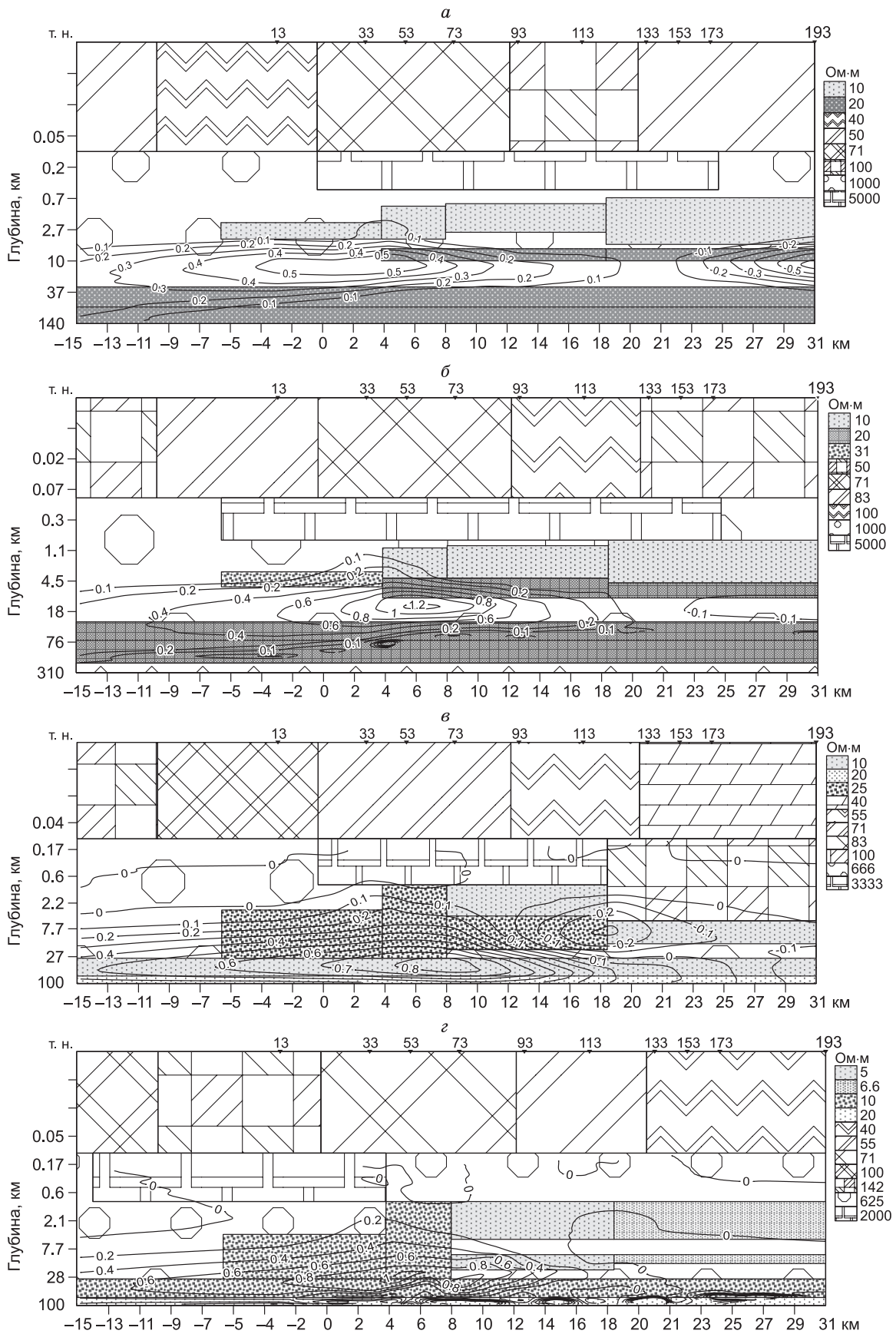


Рис. 12. Распределение $ReW_{\varphi}(H, y)_M$ на пр. 3φ моделей: а — М30, б — М32, в — М38, з — М43.

H в $ReW_{\varphi}(H, y)_M$ получены по 1D инверсии $\rho^{\max H}_M$. Масштаб по оси Y логарифмический. Справа — значения УЭС блоков.

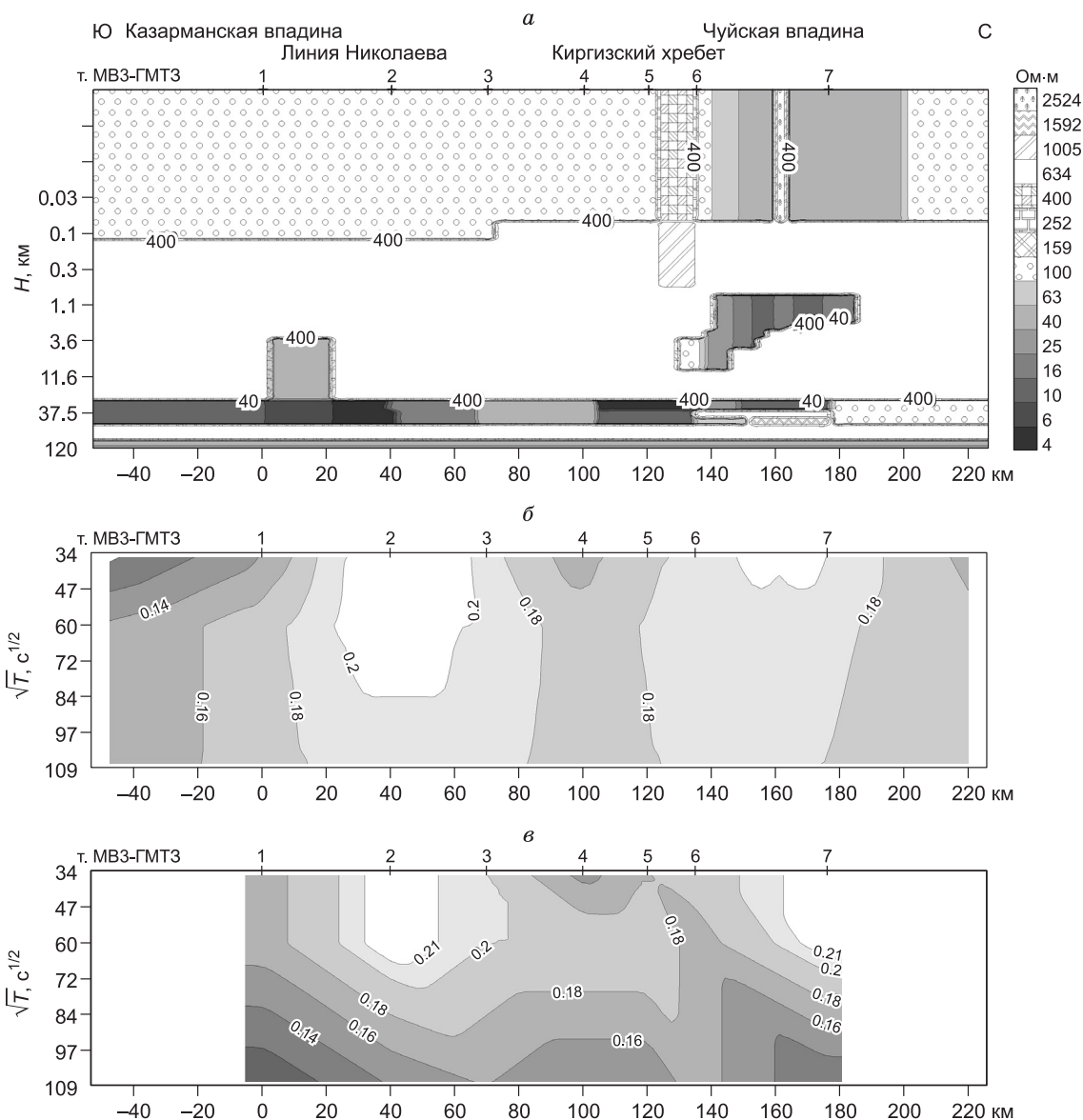


Рис. 13. Результаты 2D инверсии ReW_{zy} на периодах 1200, 3600 и 10800 с. (а), модельные и экспериментальные ReW_{zy} (б, в).

Расположение точек МВЗ- ГМТЗ см. на рис. 1.

Белявский и др., 2002]. Основное внимание уделялось определению УЭС в блоках, расположенных глубже 20 км. Результирующая модель представлена на рис. 13. Для нее относительная суммарная погрешность 2D инверсии ReW_{zy} для т. 7 МВЗ на $T = 1200$ с составляет 83 % и на $T = 3600$ с — 132 %. Это близко к погрешности определения ReW_{zy} на каждой из точек МВЗ в 10—12 %. Погружение проводящего слоя до глубин 30—40 км увеличило эту погрешность: на $T = 1200$ с до 105 %, а на $T = 3600$ с до 170 %. Поэтому предполагается, что проводящий слой расположен на $H_{cr} = 20—30$ км. Его интегральная проводимость S_{cr} при движении от линии Николаева (МВЗ 1) на север уменьшается с 3000 См до 2000—500 См под Киргизским хребтом и Предкиргизским прогибом (МВЗ 4 и 5) до $S_{cr} = 300—400$ См (МВЗ 7) под Чуйской впадиной. Эти результаты согласуются с результатами 2D инверсии кривых ρ_{max}^H (см. рис. 12) и данными, представленными в работе [Бердичевский и др., 2010] вдоль профиля Нарын, расположенного восточнее.

Максимальные кривые глубинных МТЗ, расположенные в Чуйской впадине и ее южном борту (ГМТЗ 7 и 6), на Киргизском хребте (ГМТЗ 5), северном борту Сусамырской впадины (ГМТЗ 3 и 4), в пределах линии Николаева (ГМТЗ 2) и на северном борту Казарманской впадины (ГМТЗ 1), ориентиро-

ваны в субширотном направлении с азимутальным смещением до 30° . Их 2D инверсия затруднена ввиду несоответствия ориентации структурных линий верхнего, нижнего этажей и кривых $\rho^{\max H}$, а также зависимостью значений их кажущегося УЭС от рельефа местности. Над его превышениями до 1500 м значения $\rho^{\max H}$ уменьшаются до 1 Ом·м (ГМТЗ 3 и 4), а над впадинами возрастает до 1000 Ом·м (ГМТЗ 1 и 2, ГМТЗ 7).

Кривые $\rho^{\max H}$ этих ГМТЗ имеют нисходящие ветви с $\rho_k(T_i)$, различающиеся на периодах $T_i > 1000$ с на два — три порядка. Кривые $\rho^{\max HN}$, нормализованные путем приближения нисходящих ветвей $\rho^{\max H}$ на $T > 2000$ с к нормальной кривой глубинного зондирования ρ^N [Ваньян, 1997], показали для $T > 2000$ с на наличие корового слоя с интегральной проводимостью $S_{cr} = 900—1500$ См [Белявский, 1993]. Они несколько отличаются от оценок S_{cr} , полученных выше по ReW_{zy} в южной части профиля и ниже под Чуйской впадиной.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

На профиле 1, где проведена 2D—3D инверсия кривых МТЗ, наиболее вероятное положение проводящего слоя под отрогами Киргизского хребта на глубинах $Z_{cr} = 40$ км с интегральной проводимостью $S_{cr} = 400$ См (3D инверсия) или $Z_{cr} = 20—30$ км (2D инверсия) с интегральной проводимостью $S_{cr} = 500—2000$ См. Его интегральная проводимость под Чуйской впадиной при $Z_{cr} = 30—40$ км [Трапезников и др., 1997] составляет по данным МТЗ 300—400 См, а под Предкиргизским прогибом $S_{cr} = 700—800$ См (см. рис. 4, 11).

Под профилем 3 в 2D модели на глубинах от 20 до 50 км под предгорьями Киргизского хребта и впадиной выделен слой с удельным сопротивлением $\rho_{cr} = 100$ Ом·м, а в 3D модели он расположен на глубинах от 35 до 80 км с УЭС $\rho_{cr} = 20$ Ом·м.

Волновод на $H_v = 35—40$ км, выделяемый в работе [Сабитова и др., 1998], близок к зонам низких $\rho(H)$ на профилях 1 (3zy), 3 (6zy), 5 (8zy) и 10 (1zx) (см. рис. 4, 5). Волноводы на глубинах $H_v = 25$ и 50 км [Сабитова и др., 2005] близки к положению проводящих слоев на разрезах $\rho(H)$ профилей 2 (5zy), 6 (9zy), 7 (13zx) и 8 (17zx).

Согласно 3D инверсии кривых $\rho^{\max H}$ в коре, характеризующейся удельным сопротивлением $\rho = 600—700$ Ом·м, южнее Шамси-Тюндюкского разлома ($42^\circ 30'—42^\circ 40'$ с.ш.) под профилем 10 (1zx) проводник расположен на $Z_{cr} = 35—40$ км для $73^\circ 40'—74^\circ 30'$ в.д. и $75^\circ 10'$ в.д. Между последними долготами и севернее широты $\varphi = 42^\circ 30'$ он залегает на глубине $Z_{cr} = 10$ км.

В северной части Предкиргизского прогиба (модельный профиль 17zx) волноводы на глубинах $H_v = 25—30$ и $50—60$ км коррелируют с положением блоков, у которых $\rho = 10—30$ Ом·м (см. рис. 5, а, б). В пределах Предкиргизского прогиба для $73^\circ 40'—74^\circ 30'$ в.д. проводящие блоки выделяются на глубинах $Z_{cr} = 10—30$ и $50—80$ км.

Шамси-Тюндюкский и Иссык-Атинский разломы проявляются низкими удельными сопротивлениями там, где они изменяют свое простирание с широтного на северо-восточное или на северо-западное (под МТЗ 601, 602 на профиле 1; МТЗ 565 на профиле 2, МТЗ 545 на профиле 4 и МТЗ 447, 448 на профиле 6). Иначе говоря, они проявляются там, где есть сдвиговая составляющая перемещения блоков коры, а не только надвиговая, связанная с давлением Таримской плиты.

Подавляющая часть волноводов под отрогами Киргизского хребта (профиль 10, точки МТЗ 730—734 и 737, 738) коррелирует с положением блоков пониженного удельного сопротивления и зонами, где температура превышает $600—650$ °С. Причиной низких пластовых УЭС на глубинах в 25—40 км может быть как дегидратация слоев коры [Баталев, 2014] и насыщение ее минерализованным флюидом, так и плавление пород [Бакиров, 2005]. На глубинах 8—15 км понижение УЭС, возможно, объясняется инфильтрацией флюида в верхнюю часть коры. Наличие этого интервала глубин под непроницаемой для флюидов переходной зоной, где эффективное давление близко к нулю, «благоприятствует гидроразрывам и обуславливает скопление флюидов» [Иванов, 1998, с. 8]. Проводящие слои на глубинах 50—60 км, где температура превышает 800 °С, могут быть вызваны и плавлением пород мафического ряда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ чувствительности 3D модельных кривых МТЗ к выделению проводящих блоков коры показал, что для оценки УЭС нижнекоровых и мантийных частей разреза желательно использовать максимальные кривые фазового тензора. Информативность последних близка к информативности кривых максимальной индукции при выделении проводящих блоков в верхней и средней частях коры. Показано также, что при оценке избыточной интегральной проводимости блоков коры достаточно высокой разрешающей способностью обладают векторы Визе-Паркинсона. Поэтому при изучении Киргизского Тянь-Шаня следует продолжить проведение магнитовариационных зондирований. Интерпретация данных МТЗ и МВЗ позволяет предположить наличие на глубинах свыше 20—25 км проводящих вытяну-

тых в широтном направлении блоков под северным бортом Чуйкой впадины и предгорьями Киргизского хребта.

Трехмерное математическое моделирование магнитотеллурических полей в блочной геоэлектрической модели рассматриваемого участка позволило построить альтернативные геоэлектрические модели, удовлетворяющие исходным данным. На основе их анализа выделены на разных глубинах в коре хорошо проводящие блоки, корректная интерпретация которых требует привлечения надежных гравитационных, температурных и сейсмических данных.

ЛИТЕРАТУРА

Бакиров А.Б. Петрологические интерпретации состава и состояния вещества глубинных слоев литосферы и их геодинамические следствия // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М, Научный мир, 2005, с. 318—325.

Баталев В.Ю. Структура и состояние вещества литосферы Центрального Тянь-Шаня (по данным глубинных магнитотеллурических зондирований): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2014, 32 с.

Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л., Голубцова И.С., Кузнецов В.А. Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Физика Земли, 1989, № 9, с. 41—45.

Белявский В.В. Геоэлектрическая модель тектоносферы центральной и восточной частей Средней Азии: Автореф. дис. ... д.т.н. М., МГУ, 1993, 34 с.

Белявский В.В. Геоэлектрическая модель Алтае-Саянского региона. Ч. 1. Saarbrucken, Germany, LAMBERT Academic publishing GmbH, 2014, 187 с.

Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Геоэлектрика и геодинамика // Физика Земли, 2002, № 12, с. 33—39.

Бердичевский М.Н., Голубцова И.С., Варенцов И.М., Пушкарев П.Ю., Рыбин А.К., Соколова Е.Ю. Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: последовательная инверсия магнитовариационных и магнитотеллурических данных вдоль профиля Нарын // Физика Земли, 2010, № 8, с. 54—61.

Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Зубович А.В., Лобанченко А.Н., Рыбин А.К., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. О качественных связях современных движений с геоэлектрическим разрезом земной коры Центрального Тянь-Шаня и распределением сейсмичности // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1610—1621.

Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М., Научный мир, 1997, 219 с.

Варенцов И.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли, 2002, № 11, с. 11—33.

Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б., Бурьянов В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Завгородняя О.В., Аширов Т., Шварцман Ю.Г., Юдахин Ф.Н., Каримов К.М., Юсупходжаев Х.И., Белявский В.В., Белоус Г.П., Коновалов Ю.Ф., Китаева Л.М., Аширматов А.С., Берлинов А.К., Трапезников Ю.А., Басов М.Д., Новосельский И.Н., Сайипбекова А.М., Якупов О.Т., Разумовская С.А., Гребнева Э.Э. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана. Киев, Наук. думка, 1990, 232 с.

Друскин В.Л., Книжнерман Л.А. Спектральный полудискретный метод для численного решения трехмерных нестационарных задач в электроразведке // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1988, № 8, с. 63—74.

Иванов С.И. О реологических моделях земной коры, критическое рассмотрение. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 1988, 40 с.

Каримов К.М., Аль-Жади Р.А. Строение земной коры и верхней мантии Казахстана по данным магнитотеллурических зондирований. Алматы, Эверо, 2001, 156 с.

Крестников В.Н., Нерсеров И.Л., Штанге Д.В. О сейсмическом районировании Памира и Тянь-Шаня // Физика Земли, 1992, № 10, с. 3—27.

Кучай О.А., Козина М.Е. Региональные особенности сеймотектонических деформаций в Восточной Азии по механизму очагов землетрясений и их использование для геодинамического районирования // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (10), с. 1891—1901.

Новый каталог землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 534 с.

Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А., Чернов И.Г., Баранов Л.Н., Лисицын А.К., Хабаровская И.Р. Субмантийный гелий во флюидах Юго-Восточного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР, 1990, т. 312, № 3, с. 721—725.

Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (5), с. 445—460.

Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомаграфические исследования земной коры Тянь-Шаня (результаты, проблемы, перспективы) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1543—1553.

Сабитова Т.М., Лесик О.М., Маматканова Р.О., Адамова А.А., Мунирова Л.М. Сейсмотомаграфические исследования земной коры Северного Тянь-Шаня в связи с сейсмичностью // Физика Земли, 1998, № 2, с. 3—19.

Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомаграфических исследований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного-горообразования (Центральная Азия) М., Научный мир, 2005, с. 118—135.

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

Таль-Вирский Б.Б. Некоторые закономерности развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня // Активизированные зоны земной коры. М., Наука, 1964, с. 109—123.

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

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

Caldwel T.G., Bibby H.M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor // Geophys. J. Int., 2004, v. 158, p. 457—469.

Counil J.L., le Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Ann. Geophys., 1986, v. 4, № B2, p. 115—130.

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

Park S.K., Grande A.S., Madden N.R. Effects of three-dimensional structure on magnetotelluric sounding curves // Geophysics, 1983, v. 48, p. 1402—1405.

Reigber Ch., Michel G.W., Galas R., Andgermann D., Klotz J., Chen J.Y., Papschev A., Arslanov R., Tzurkov V.E., Ishanov M.C. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 191, p. 157—165.

*Рекомендована к печати 24 сентября 2015 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
14 июля 2015 г.*