

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА: ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ

© 2023 г. В. В. Белявский*

Центр геоэлектромагнитных исследований – филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта
РАН (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), г. Троицк, Россия

*E-mail: victor.belyavsky@list.ru

Поступила в редакцию 20.10.2021 г.

После доработки 08.02.2022 г.

Принята к публикации 26.02.2022 г.

Интерпретация магнитотеллурических наблюдений, выполненная в пределах Северо-Западного Кавказа с помощью программ одномерной, двумерной инверсий и трехмерного математического моделирования, позволила построить тестовые и стартовые геоэлектрические модели, необходимые для апробации и адаптации программы трехмерной инверсии компонент тензора импеданса. Проведенная трехмерная инверсия экспериментальных магнитотеллурических данных существенно изменила параметры проводящих блоков в пределах складчатых структур региона, выделенных на предыдущих этапах интерпретации МТ данных. В результирующей трехмерной геоэлектрической модели положение низкоомных блоков коррелирует с шовными зонами, глубинными разломами, грязевыми вулканами, доменами, характеризующимися повышенным поглощением поперечных и продольных сейсмических волн. Удельное электрическое сопротивление наиболее низкоомных аномалий объясняется степенью их насыщения водной фракцией флюида.

Ключевые слова: электропроводность, магнитотеллурическое зондирование, геоэлектрические разрезы, флюидонасыщенность.

DOI: 10.31857/S0002333722060023, **EDN:** FBBNGN

ВВЕДЕНИЕ

Целью региональных геофизических исследований, выполняемых в Северо-Кавказском регионе являлось, изучение глубинного строения литосферных плит, условий формирования месторождений полезных ископаемых, выяснение причин возникновения землетрясений и активизации вулканических систем различного генезиса¹. Решение этих вопросов позволяет организовать геологоразведочный процесс и создать геолого-геофизическую основу для сейсмического районирования региона.

Наблюдаемые в земной коре природные явления обусловлены взаимодействием экзогенных и

эндогенных процессов, связанных с восходящими потоками газовых и жидких флюидов от внедрившихся в кору разогретых мантийных диапиров. Изучение распространения этих флюидонасыщенных зон представляет интерес при сейсмическом районировании территории и выделении районов перспективных на образование рудных и нефтегазовых месторождений. Ювенильные или метеорные воды, сосредоточенные в ослабленных участках коры, повышают их электропроводность, затухание сейсмических волн и понижают их скорости.

Перед глубинными магнитотеллурическими исследованиями ставились задачи:

– Определить положение тектонических контактов структур литосферных плит, аллохтонных и автохтонных комплексов “доюрского” фундамента Предкавказской части Скифской плиты.

– Выделить активно развивающиеся структуры, оценить степень их раздробленности, изучить строение очаговых зон землетрясений Большого Кавказа и грязевулканических систем Таманского полуострова.

В настоящей работе основное внимание уделено решению последних задач. Как показывают

¹ Белявский В.В., Егоркин А.В., Золотов Е.Е., Коновалов Ю.Ф. и др. “Глубинные геолого-геофизические исследования сейсморазведочными (МОВЗ) и электроразведочными (МТЗ, ГМТЗ, АМТЗ) методами на региональных профилях Ейск–Ставрополь–Нефтекумск–Каспийское море (850 пог. км) и Корф–Верхнее Пенжино (500 пог. км). Анализ и обобщение данных глубинных геофизических исследований, проведенных на Северном Кавказе, Камчатке и юге Сибири” Государственное федеральное унитарное предприятие “Всероссийский научно-исследовательский институт Геофизические методы разведки”. Фонды Министерства природных ресурсов Российской Федерации. 2006 г.

исследования на тестовых 3D-моделях, двухмерная инверсия профильных МТ данных часто ведет к появлению ложных структур при изучении изометричных складчатых структур, а трехмерная инверсия дает значительно более реалистическое их отображение и под одиночным профилем наблюдения [Siripunvaraporn et al., 20056; Иванов, Пушкарев, 2012; Kiyan et al., 2014]. В этих трудах и ряде других показано, что необходимо подключать импедансы Z_{xx} и Z_{yy} в процесс инвертирования МТ данных.

Построение результирующей геоэлектрической модели западной части Северного Кавказа выполнено с помощью программы трехмерной инверсии WSINV3DMT [Siripunvaraporn et al., 20056]. Полученные ранее, на основании одномерной, двумерной инверсий и трехмерного математического моделирования, геоэлектрические разрезы [Белявский, 2007] позволили построить стартовые трехмерные модели, необходимые при трехмерной инверсии по программе WSINV3DMT.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Рассматриваемая территория включает в себя (рис. 1): Северо-Кавказский краевой массив, Новороссийскую складчатую зону, Таманский перегиб, Азово-Кубанскую впадину, Индоло-Кубанский и Восточно-Кубанский прогибы. Кристаллический фундамент (догерцинский) в пределах Индоло-Кубанского прогиба погружается до глубины 10–15 км, а складчатое основание (доюрское) до 6–8 км. Скифская плита по Ахтырскому разлому отделяется от структур Большого Кавказа. Главный хребет, в отличие от Северо-Кавказского краевого массива, не затронут процессами киммерийской и позднеальпийской складчатости. Они разделены Пшекиш-Тырнауской шовной зоной шириною от 2 до 12 км. Видимая амплитуда шарьяжей на Западном Кавказе достигает 20 км. В позднеальпийскую эпоху “сокращение коры сопровождалось... пододвиганием южных тектонических элементов под северные...” [Сомин, 2000]. Современная структура Северного Кавказа формировалась под влиянием сжатия, при котором доюрские осадочные чехлы Закавказской и Скифской плит в юрский период превращались в расслоенные аллохтонные комплексы, которые в позднеальпийский период создали складчато-покровное сооружение Большого Кавказа. В позднеальпийское время в Индоло-Кубанском прогибе развивались, в основном, субвертикальные движения с формированием высокоомных моласс мощностью до 1 км.

Наиболее активные землетрясения (магнитудой $M > 5$) и блок, являющийся наиболее вероятным местом верхнемантийных землетрясений, расположены между Анапским и Новороссий-

ским региональными разломами (рис. 1) [Стонгий В.В., Стонгий Г.А., 2019].

МЕТОДИКА ТРЕХМЕРНОЙ ИНТЕРПЕРТАЦИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Построение геоэлектрической модели Северо-Западного Кавказа состояло из этапов:

– Апробация программы WSINV3DMT при оценке восстановления параметров низкоомных блоков в 3D-тестовой модели, близкой к возможному распределению удельного электрического сопротивления (УЭС) в коре и чехле Северо-Западного Кавказа. Это позволило понять особенности инверсионного процесса при картировании низкоомных аномалий [Miensopust et al., 2013; Siripunvaraporn et al., 2005a].

– Формирование верхних частей стартовых моделей на основании результатов одномерной инверсий [Белявский, Сухой, 2004] инвариантных экспериментальных кривых МТЗ, в частности, максимальных и минимальных импедансов $Z_{ob}^{max H}$, $Z_{ob}^{min H}$ [Counil et al., 1986]. Их двумерная инверсия [Варенцов, 2002] и метод интерактивного подбора к кривым $\rho_{ob}^{max H}$, $\rho_{ob}^{min H}$ 3D-модельных $\rho_m^{max H}$, $\rho_m^{min H}$ позволили спрогнозировать возможное распределение УЭС в нижних этажах задаваемой стартовой модели [Белявский, 2007; Современные методы. ..., 2009].

– Проведение трехмерных инверсий по серии стартовых моделей с выбором распределения – $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$, отвечающего минимальным отклонениям компонент тензора импеданса [Z_{ob}] от получаемых [Z_{in}], при стабилизации решения в обратной МТ задаче.

– Анализ распределений $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$, аномалий пониженных скоростей и повышенного затухания сейсмических волн на профилях МТЗ – МОВЗ.

– Оценка содержания водной фракции флюида в наиболее низкоомных блоках коры, жерлах грязевых вулканах, глубинных и региональных разломах Таманского прогиба, Новороссийской складчатой зоны и Индоло-Кубанского прогиба.

На тестовых 3D-моделях, построенных методом интерактивного подбора к экспериментальным кривым $\rho_{ob}^{max H}$, $\rho_{ob}^{min H}$ 3D-модельных $\rho_m^{max H}$, $\rho_m^{min H}$ [Белявский, 2007], рассчитанных по программе трехмерного моделирования Maxwell [Druskin, Knizhnerman, 1994], проведена апробация программы WSINV3DMT. Она позволила оценить ее способность восстанавливать параметры проводящих структур в 3D-моделях, отражающих возможное распределение электриче-

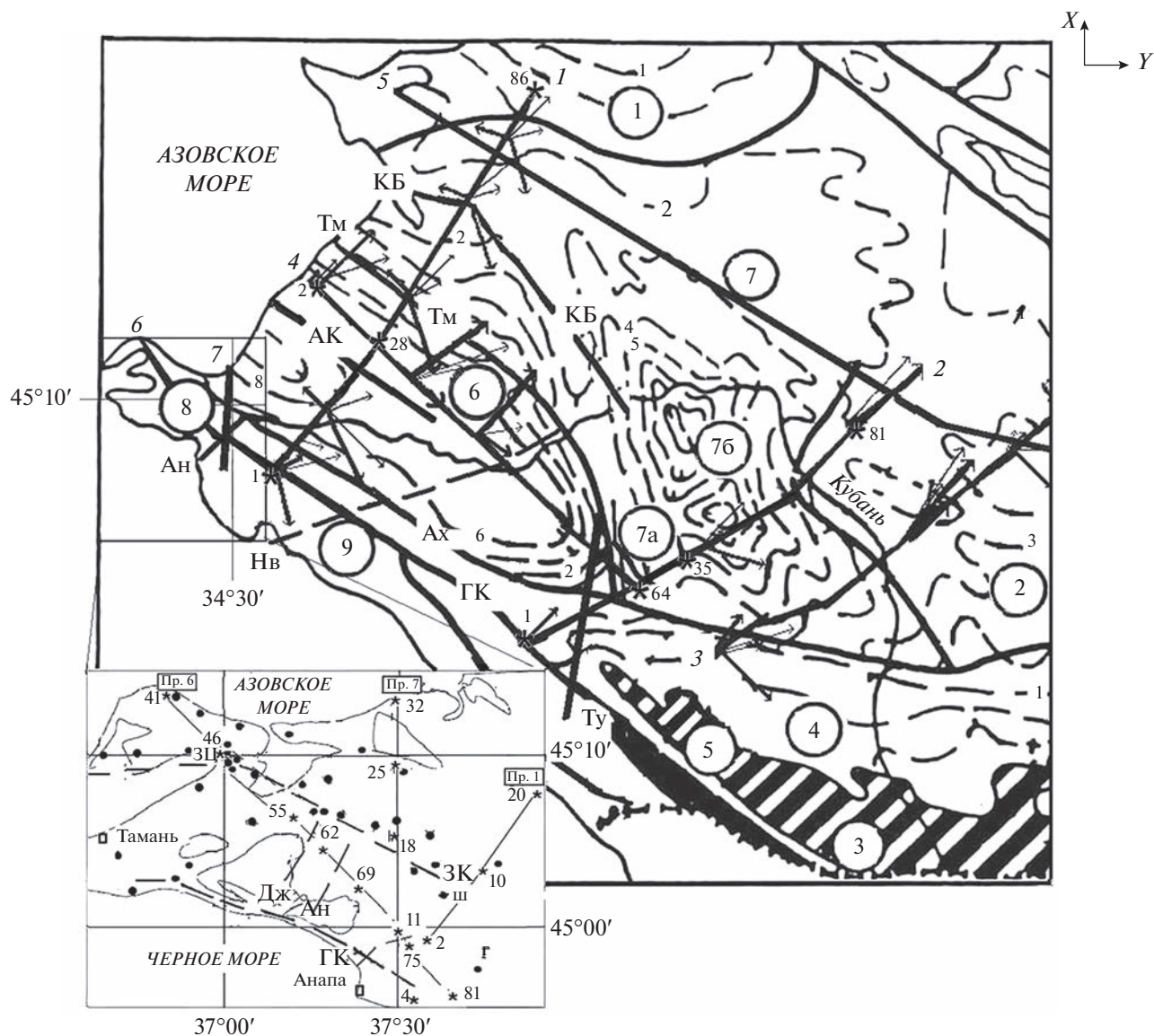


Рис. 1. Схема расположения профилей МОВЗ–МТЗ на карте структурного районирования Северо-Кавказского района (по работе [Нетреба и др., 1977])¹. Изолинии – глубина расположения киммерийских доколлизационных комплексов. Структуры (в кругах): 1 – Ростовский выступ, 2 – Ставропольский свод, 3 – Главный хребет, 4 – Северо-Кавказский краевой массив, 5 – Передовой хребет, 6 – Индо-Кубанский прогиб, 7 – Азово-Кубанская впадина, 7а – Восточно-Кубанский прогиб, 7б – Адыгейский выступ; 8 – Таманский перегиб, 9 – Новороссийская складчатая зона. Профили МОВЗ, МТЗ: 1 – Кубанский, 2 – Туапсинский, 3 – Краснополянский, 4 – Ачуг-Ходыженск, 5 – Ейск–Каспийское море, 6 – Новороссийск–Тамань, 7 – Новороссийск–Темрюк. На профилях МТЗ показаны ориентация магнитных и электрических векторов (широкие линии – магнитные в методе [Counil et al., 1986], а тонкие – электрические [Eggers, 1982]) и некоторые точки наблюдений. На вставке [Собисевич и др., 2005] показаны грязевые вулканы: (●) Ш – Шуро, Г – Гладковский, ЗЦ – Западный Цимбал; профили МТЗ, точки наблюдения (*): Новороссийск–Тамань (МТЗ 41–81), Новороссийск–Темрюк (МТЗ 4–32), Кубанский (МТЗ 2–20). Разломы: ЗК – Западно-Кавказский, Дж – Джигинский, ГК – Главный Кавказский, Ан – Анапский, КБ – Каневско-Березовский, Ту – Туапсинский, Ах – Ахтырский, АК – Азово-Каспийский, Тм – Тимашевский, Нв – Новороссийский, Мо – Молдаванский; X, Y – оси координат при 3D-инверсии МТ данных.

ского сопротивления в западной части Северного Кавказа.

В основе программы WSINV3DMT лежит принцип Оккама, согласно которого минимизация функционала невязки между импедансами

тензоров $[Z_{ob}]$ и $[Z_{in}]$ выполняется с учетом получения наиболее сглаженных изменений значений $\rho_{in}(h_{in})$ вдоль осей X и Y, а в качестве штрафной функции рассматривается член, учитывающий параметры стартовой модели. При этом прямая МТ задача решается методом конечных разно-

стей [Siripunvaraporn et al., 2005]. Решение обратной МТ задачи выполнялось при 20–25 итерациях, на которых должен был достигаться основной минимум суммарного отклонения компонент тензоров $[Z_{ob}]$ от $[Z_{in}]$ (параметр Rms). Если он отсутствовал, то в качестве результатов инверсии, рассматривались компоненты в $[Z_{in}]$, полученные для тех локальных минимумов Rms, при которых достигнуто минимальное расхождение между соответствующими импедансами в $[Z_{ob}]$ и $[Z_{in}]$.

Для достижения минимальных значений параметра Rms и учета искажающего влияния неоднородностей верхнего этажа на кривые МТЗ в стартовых моделях рассматривались различные параметры модельных блоков, расположение точек инверсии, интервалы периодов МТ поля и размеры сеток дискретизации при решении обратной МТ задачи. Верхние горизонты стартовой модели содержали блоки с $\rho_m = 1\text{--}0.5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (Азовское море); $5\text{--}20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (чехлы впадин и прогибов); $1000\text{--}3000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (складчатое основание) и приповерхностный однородный слой мощностью $100\text{--}120 \text{ м}$. Он позволил снизить погрешности расчета ЭМ полей из-за возникающих краевых эффектов при стыковки блоков, характеризующихся значительным контрастом УЭС [Mienso-pust et al., 2013].

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Трехмерная инверсия компонент тензора импеданса $[Z_{ob}]$, наблюдаемых с шагом $1.5\text{--}3 \text{ км}$ на профилях (рис. 1): Кубанский (Пр. 1), Туапсинский (Пр. 2), Ачуев-Ходыженск (Пр. 4), Ейск-Каспийское море (Пр. 5), Тамань-Новороссийск (Пр. 6), Новороссийск-Темрюк (Пр. 7), проведенная в диапазоне периодов $0.1\text{--}1000 \text{ с}$. Программа WSINV3DMT позволяет инвертировать не более 100 матриц импедансов, поэтому она применялась последовательно для трех площадей, охватывающих:

1) профили 1, 4, 5 и часть точек наблюдения (т.н.) на Пр. 6 и Пр. 7 (площадь $4 \times 10^4 \text{ км}^2$), всего 83 т.н.

2) профили 1, 4 и часть т.н. на Пр. 6, Пр. 7 и Пр. 2 (площадь $23 \times 10^3 \text{ км}^2$), 65 т.н.;

3) профили 6, 7 и часть т.н. на Пр. 4 и Пр. 1 (площадь $7 \times 10^3 \text{ км}^2$), 65 т.н.

На первой площади серия 3D-инверсий, проведенная на сетках дискретизации с 50 (ось X), 34 (Y) и 20 (Z) ячейками, с шагом 5 км между узлами в ее центральной части, при 20 стартовых моделях, позволила получить геоэлектрические разрезы в пределах Индоло-Кубанского прогиба, Азово-Кубанской впадины, Ростовского выступа. Полученные в пределах впадины и прогиба распределения $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ на профилях 1 и 5 близки к разрезам, сформированным при 1D-инверсии кривых $\rho_{ob}^{\max H}$ [Белявский, 2007; Белявский и др., 2007], поэтому они полностью в статье не представлены.

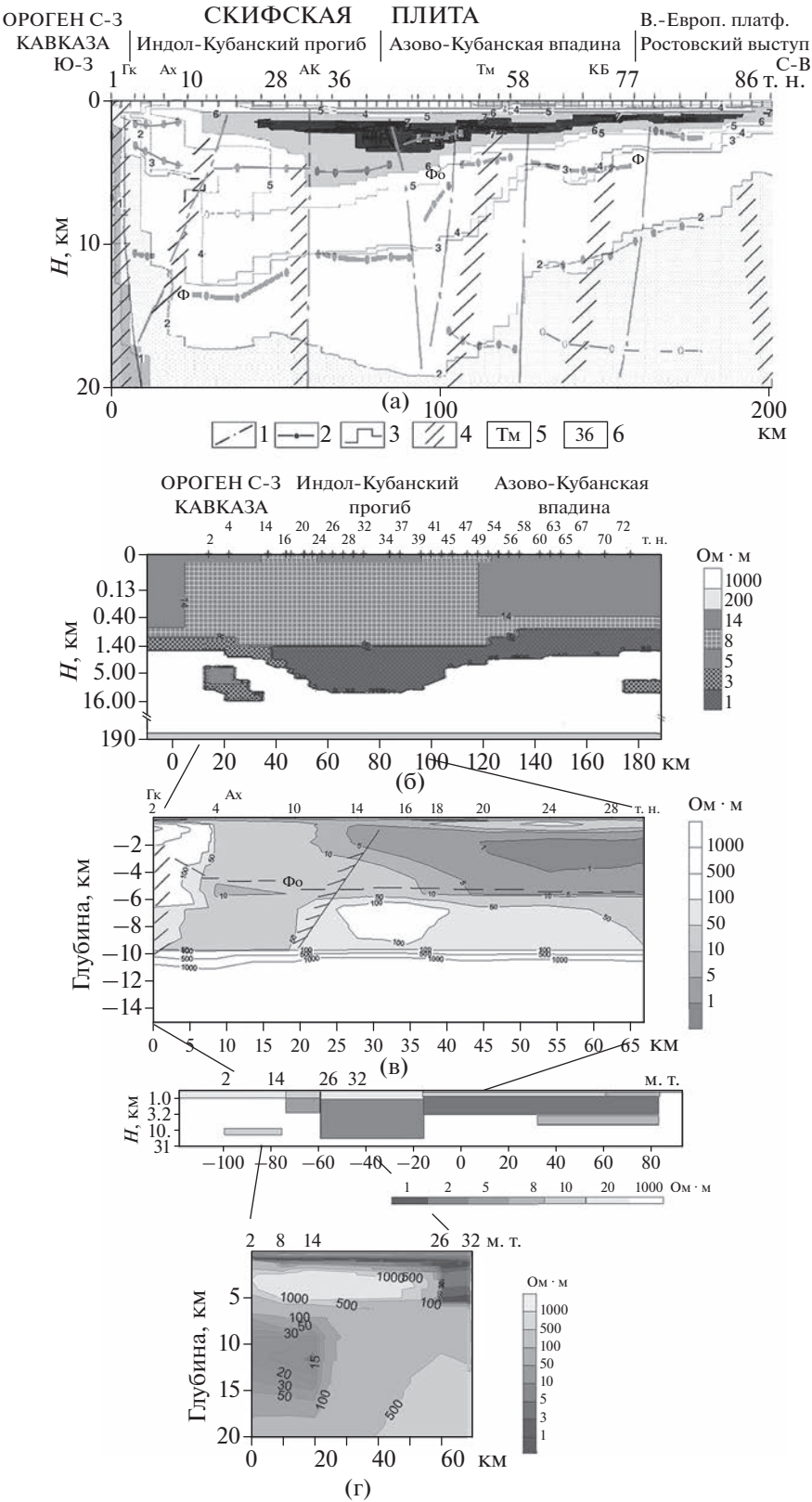
3D-инверсия, проведенная на второй площади (9 стартовых моделей), на сетке с 32 (ось X), 42 (Y) и 30 (Z) ячейками, с шагом 3 км в центральной части сетки, отразила геоэлектрические разрезы под профилями 1, 2, 4 (рис. 2–рис. 4). Распределение УЭС, полученное для третьей серии моделей (с тем же числом ячеек в ее сетке и шагом между узлами) при расширенном наборе т.н. на Пр. 6 и Пр. 7 (12 стартовых моделей), позволило составить геоэлектрическую модель Таманского прогиба и Новороссийской складчатой зоны (рис. 5–рис. 6).

Оценка размерности тензора импеданса $[Z_{ob}]$, проведенная в интервале периодов $0.1 < T < 3000 \text{ с}$, ориентации инвариантных кривых МТЗ различного типа ($\rho_{ob}^{\max H}$, $\rho_{ob}^{\min H}$), кривых Эггера [Eggers, 1982] и фазового тензора [Galdwell et al., 2004], с проведением их 1D–2D-инверсий [Белявский, 2007; Современные методы ..., 2009] позволила составить тестовые и стартовые геоэлектрические модели.

Кубанский профиль

В пределах северной части Новороссийской складчатой зоны и Индоло-Кубанского прогиба тензоры импедансов $[Z_{ob}]$ на периодах $T > 300 \text{ с}$ характеризуются асимметрией — $Skew_{ob} > 0.15$ (3D-размерность). В пределах Индоло-Кубанского прогиба и Азово-Кубанской впадины амплитудные кривые фазового тензора близки к соответствующим кривым $\rho_{ob}^{\max H}$, $\rho_{ob}^{\min H}$ с их близкой ори-

Рис. 2. Геоэлектрические разрезы по профилю Кубанский (Пр. 1), построенные по 1D-инверсии кривых $\rho_{ob}^{\max H}$ — (а). (1 — разрывные нарушения; 2 — границы обмена в методе МОВЗ (Φ_0 — складчатое основание, Φ — кристаллический фундамент); 3 — границы ($1 - \rho = 1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $2 - \rho = 300 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $3 - \rho = 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $4 - \rho = 30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $5 - \rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $6 - \rho = 3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $7 - \rho = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$); 4 — области повышенного поглощения обменных волн (МОВЗ); 5 — глубинные разломы (Ах — Ахтырский, АК — Азово-Каспийский, Тм — Тимашевский, КБ — Каневско-Березовский); 6 — т.н. МТЗ; по 2D-инверсии кривых ρ^H [Белявский, 2007] — (б)); по 3D-инвертированию экспериментальных тензоров $[Z_{ob}]$ (WSINV3DM) — (в)); по подбору к кривым МТЗ ($\rho_{ob}^{\max H}$, $\rho_{ob}^{\min H}$) 3D-модельных $\rho_m^{\max H}$, $\rho_m^{\min H}$ (Maxwell) — (г)); по 3D-инверсии компонент $[Z_{in}]$ тестовой 3D-модели, курсив — номера модельных точек — (д). Справа от разрезов — шкалы УЭС в блоках модели.



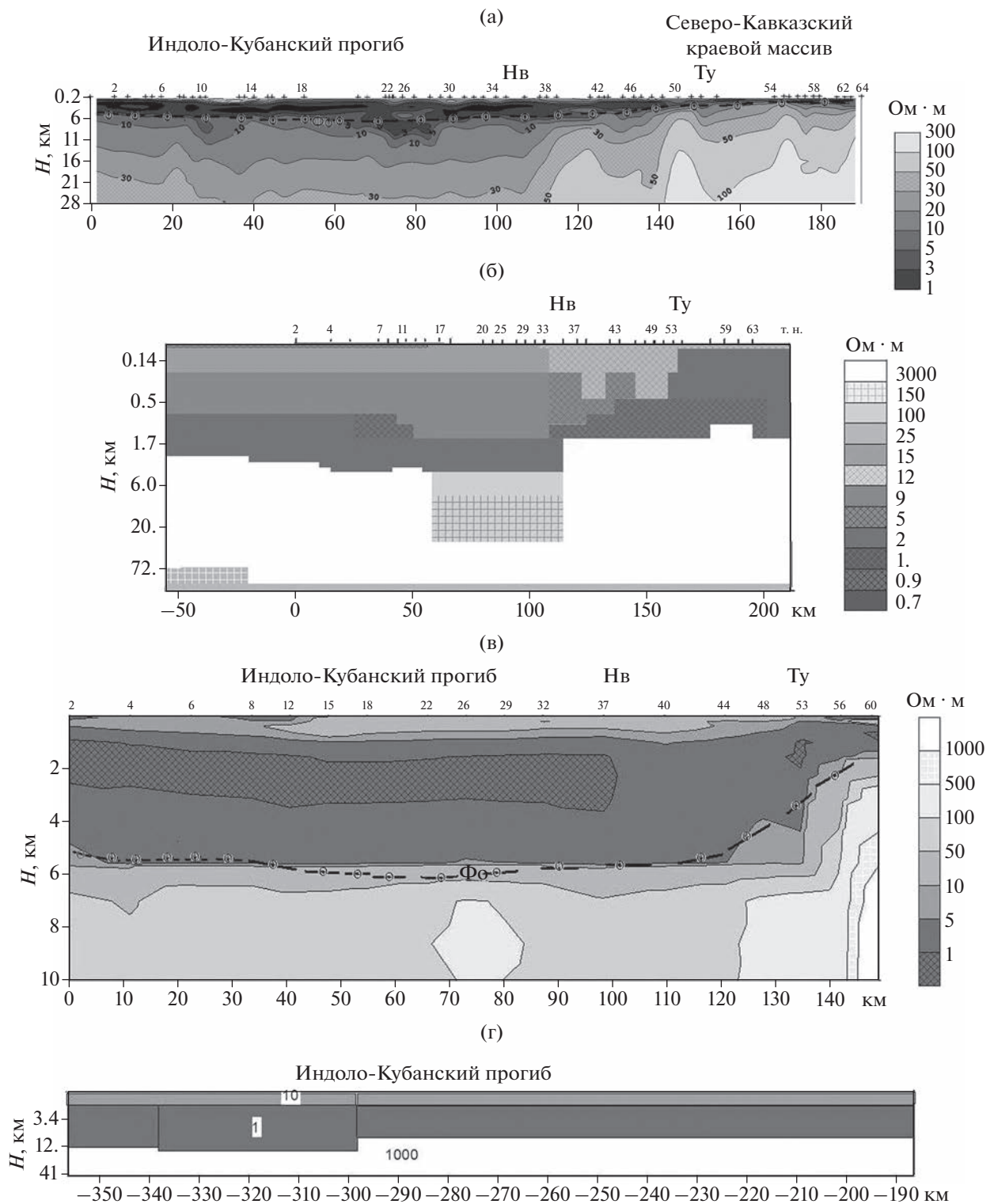


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы по профилю Ачуев–Ходыженск (Пр. 4): (а) – 1D-инверсия кривых ρ_{ob}^{maxH} (субширотные), цифры – значения УЭС; (б) – 2D-инверсия амплитудных и фазовых кривых субширотного направления; (в) – 3D-инверсия МТ данных (WSINV3DMT). Разломы: Ту – Туапсинский, Нв – Новороссийский; (г) – интерактивный подбор 3D-модельных кривых МТЗ (программа Maxwell) к ρ_{ob}^{maxH} , ρ_{ob}^{minH} . Сверху разрезов – т.н. МТЗ. Φ_0 – граница складчатого основания [Атлас карт ..., 1998]. Справа от разрезов – шкалы УЭС в блоках модели.

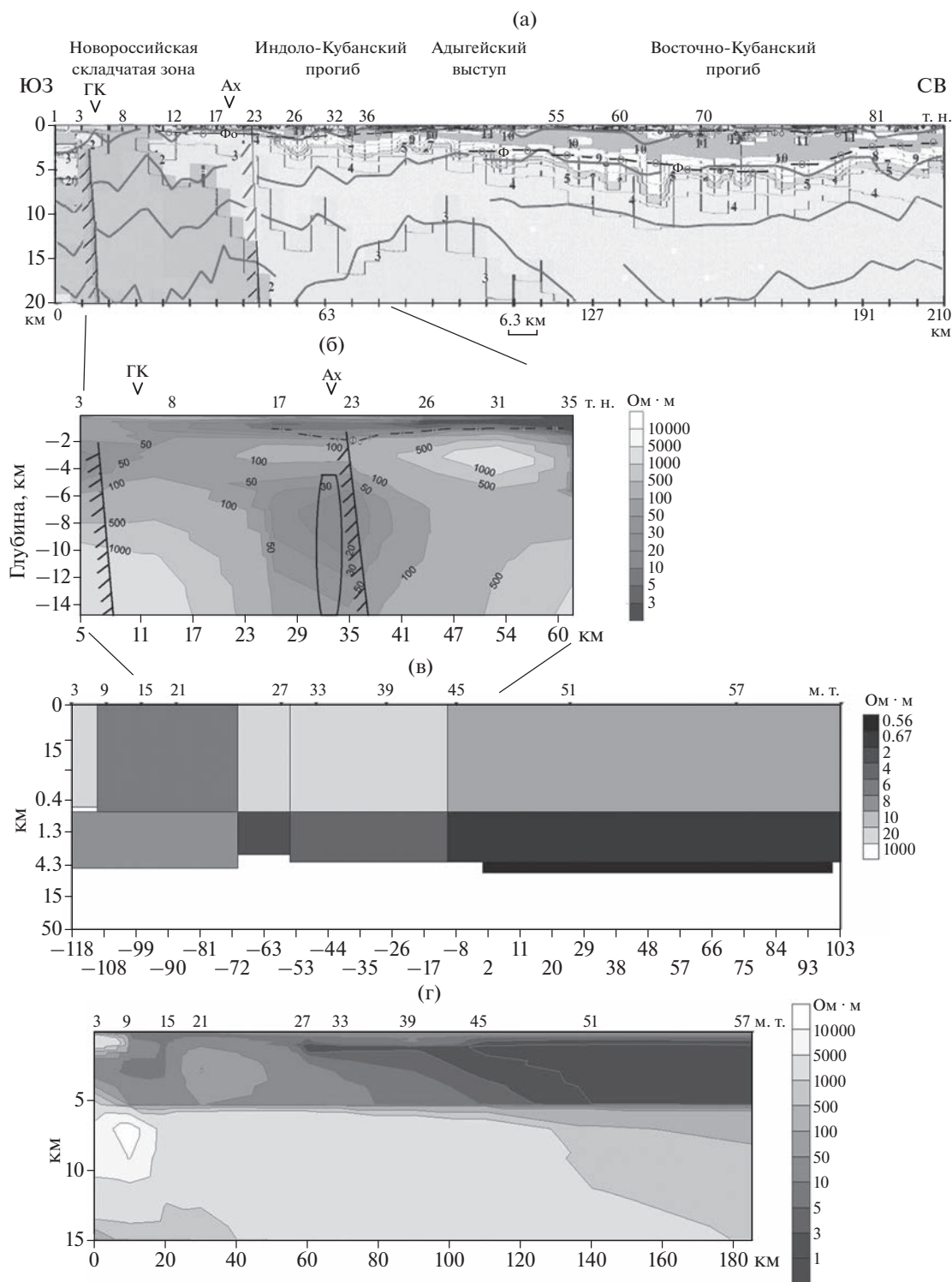


Рис. 4. Геоэлектрические разрезы Туапсинского профиля (Пр. 2): (а) – 1D-инверсия квазипролонговых кривых МТЗ (широкие линии – границы обмена волн); УЭС (Ом · м): 1 – $\rho = 1000$; 2 – $\rho = 300$; 3 – $\rho = 100$; 4 – $\rho = 30$; 5 – $\rho = 10$; 6 – $\rho = 7$; 7 – $\rho = 6$; 8 – $\rho = 5$; 9 – $\rho = 4$; 10 – $\rho = 3$; 11 – $\rho = 1$; Φ_0 , Φ – границы складчатого основания и кристаллического фундамента [Атлас карт ..., 1998], косая штриховка – зоны повышенного поглощения обменных волн (МОВЗ) [Шемпелев, 2004], сверху – точки наблюдений МТЗ и аббревиатура разломов; (б) – 3D-инверсия (WSINV3DMT) экспериментальных МТ данных, эллипс – область повышенного поглощения скоростей V_s (ММЗ) [Рогожин и др., 2015]; (в) – метод подбора 3D-модельных кривых $\rho_m^{\max H}$, $\rho_m^{\min H}$ к $\rho_{ob}^{\max H}$, $\rho_{ob}^{\min H}$; (г) – 3D-инверсия матриц $[Z_t]$ тестовой 3D-модели, курсив – положение модельных точек. Справа от разрезов – шкалы УЭС.

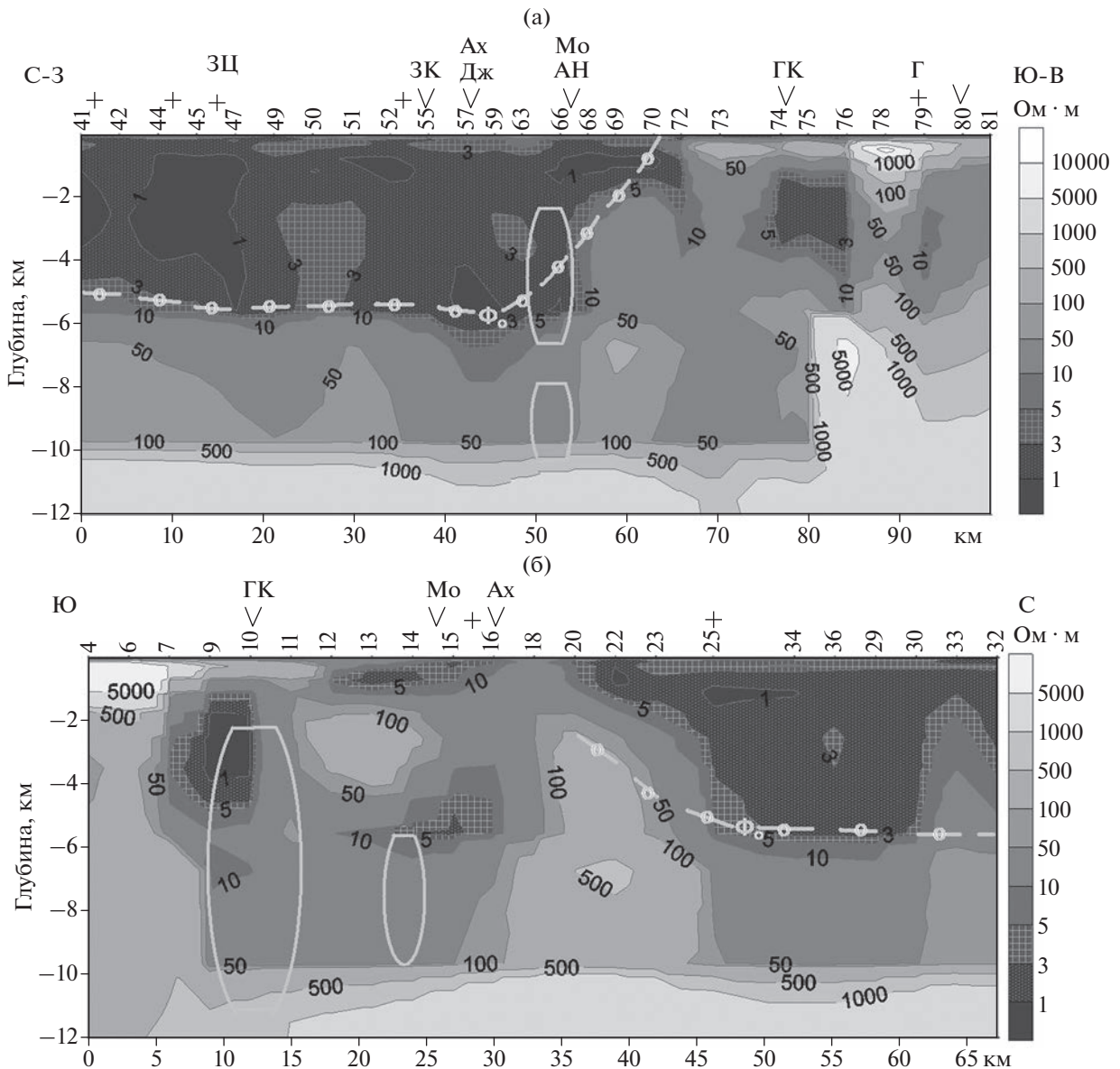


Рис. 5. Результаты 3D-инверсии МТ данных на профилях: (а) – Тамань–Новороссийск (Пр. 6); (б) – Темрюк–Новороссийск (Пр. 7). Сверху – т.н. МТЗ и разломы (V): Ан – Анапский, Ах – Ахтырский, Т – Таманский, Дж – Джигинский, ЗК – Западно-Кавказский, ГК – Главный Кавказский, Мо – Молдаванская флексурно-разрывная зона (разлом); грязевые вулканы (+) (Г – Гладковский, ЗЦ – Западный Цынбал). Светлые линии на разрезах – границы повышенного затухания волн V_3 [Рогожин и др., 2019]; Φ_0 – граница складчатого основания [Атлас карт ..., 1998]. Справа от разрезов – шкалы УЭС.

ентацией [Белявский, 2007]. Согласно 1D-инверсии кривых $\rho_{ob}^{max H}$, развернутых вдоль Индо-Кубанского прогиба и ортогонально к структурам Азово-Кубанской впадины, геометрия проводящих блоков в осадочном чехле с $\rho_{in} = 2\text{--}10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ контролируется положением Азово-Каспийского, Каневско-Березовского и Тимашевского глубинных разломов (рис. 2а). Они характеризуются повышенным поглощением обменных волн землетрясений¹ (в 2 раза выше фонового). Кровля кристаллического фундамента [Атлас карт ...,

1998] отвечает границе картируемой методами МОВЗ и МТЗ ($\rho_{in} > 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Видно, что на глубине 12 км она пододвинута под Новороссийскую зону (рис. 2а).

Двумерная инверсия кривых $\rho_{ob}^{max H}$, $\rho_{ob}^{min H}$ и их фаз, ориентированных вдоль структурных линий Индо-Кубанского прогиба (рис. 1), выделила (рис. 2б) под Новороссийской складчатой зоной на глубинах от 4 до 15 км блок с $\rho_{in} = 3\text{--}8 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Метод интерактивного подбора 3D-модельных

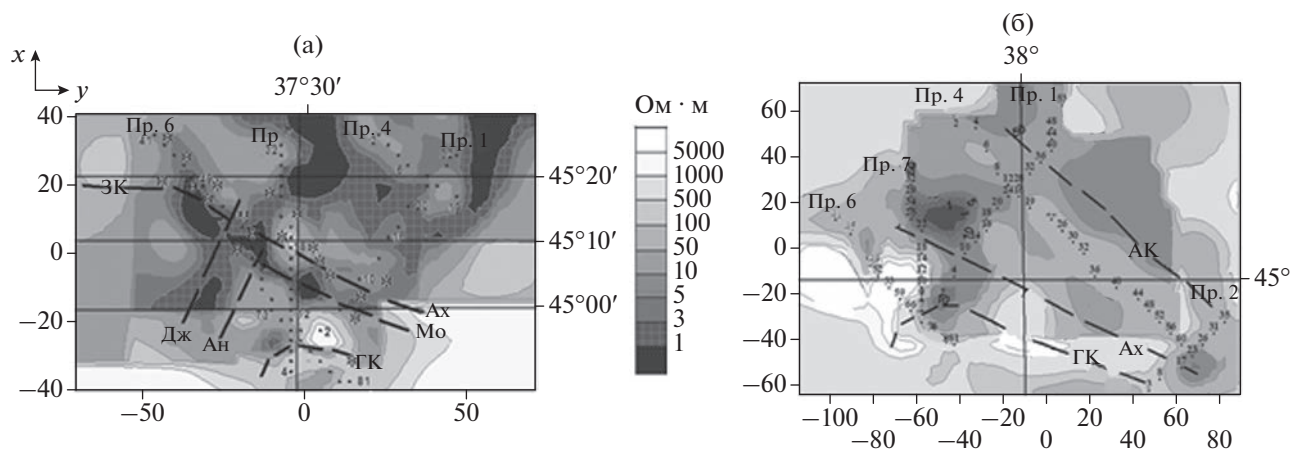


Рис. 6. Распределение УЭС на глубинах: (а) — 5.5 км; (б) — 8.6 км. Показано положение т.н. МТЗ, грязевых вулканов (*) и флексуно-разрывных зон (разломы): Ан — Анапский, Ах — Ахтырский, Мо — Молдаванский, ЗК — Западно-Кавказский, Дж — Джигинский, ГК — Главный Кавказский, АК — Азово-Каспийский. Справа от карты (а) — шкала УЭС. X, Y — оси координат при 3D-инверсии.

кривых $\rho_m^{\max H}$, $\rho_m^{\min H}$ к кривым $\rho_{ob}^{\max H}$, $\rho_{ob}^{\min H}$ скорректировал его УЭС до 8–10 Ом · м и глубину залегания до 7 км (рис. 2г). Трехмерная инверсия компонент тензоров $[Z_{ob}]$ разделила этот блок на глубинах $H_{in} = 5–7$ км на два: с $\rho_{in} = 10$ Ом · м под Ахтырским разломом и с $\rho_{in} = 50$ Ом · м под Новороссийской зоной (рис. 2в). Их положение ассоциирует с ослаблением амплитуд обменных волн [Шемпелев, 2004] вдоль Ахтырского и Главного Кавказского разломов.

Профиль Ачуев–Ходыженск

С учетом распределения параметров асимметрии [Белявский, 2007] двумерная аппроксимация тензоров импедансов возможна на периодах $T < 20–30$ с и $T > 300–500$ с, с 2D-осью направленной вдоль Индоло-Кубанского прогиба (рис. 1), по которой ориентируются кривые $\rho_{ob}^{\max H}$. При их 1D-инверсии, положение изолиний с $\rho = 5$ Ом · м (рис. 3а) отвечает изменению мощности осадочного чехла [Атлас карт ..., 1998]. Близкие мощности получены и при 1D-инверсии амплитудных кривых фазового тензора, ориентированных вдоль прогиба [Белявский, 2007].

При двумерной инверсии кривых МТЗ интегральная проводимость осадочного чехла (рис. 3б) отвечает суммарной проводимости, полученной и при 1D-инверсии кривых $\rho_{ob}^{\max H}$. Однако выделенные при 2D-инверсии на глубинах от 10 до 30 км под МТЗ 18–35 блоки с $\rho_{in} = 100–150$ Ом · м не проявляются в аномалиях трехмерной инверсии компонент $[Z_{ob}]$. Туапсинский региональный разлом картируется аномалией с $\rho_{in} \approx 1$ Ом · м, которая не видна в результатах 1D-2D-инверсий (рис. 3а, 3б, 3в).

Туапсинский профиль

На средних и низких частотах параметры асимметрии в $[Z_{ob}]$ характеризуется 3D-размерностью. В пределах Восточно-Кубанской впадины, на низких частотах кривые $\rho_{ob}^{\max H}$ ориентируются с азимутом $150^\circ–160^\circ$, а в Новороссийской зоне с азимутом $120^\circ–130^\circ$ (рис. 1). Близко к ним развернуты кривые фазового тензора [Белявский, 2007].

Одномерная инверсия кривых $\rho_{ob}^{\max H}$ и фазового тензора [Современные методы..., 2009] оценила мощность осадочного чехла и положение кровли кристаллического фундамента [Атлас карт ..., 1998] в Индоло-Кубанском и Восточно-Кубанском прогибах (рис. 4а), которым отвечают и границы обмена волн землетрясений (метод МОВЗ¹). Под Новороссийской складчатой зоной на глубине 3 км выделена аномалия с $\rho_{in} = 100$ Ом · м. Однако трехмерное математическое моделирование (рис. 4в) и двумерная инверсия [Белявский, 2007; Современные методы ..., 2009] показали на присутствие на этих глубинах блоков с $\rho_m = 5–10$ Ом · м. Трехмерная инверсия тензоров $[Z_{ob}]$ скорректировала эти УЭС до $\rho_{in} = 10–20$ Ом · м (рис. 4б, рис. 6б), которые на глубинах от 3 до 60 км выделяются и повышенным затуханием (до 3–4 дБ) обменных волн в методах ММЗ и МОВЗ [Шемпелев, 2004; Рогожин и др., 2015].

Профили МТЗ на Таманском полуострове

На профилях Темрюк–Новороссийск и Тамань–Новороссийск в большинстве т.н. на высоких и средних частотах $Skew < 0.2$, а на низких — $skew > 0.2$. 1D-инверсия кривых $\rho_{ob}^{\max H}$, имеющих азимут $10^\circ–20^\circ$ в Новороссийской зоне и $30^\circ–50^\circ$

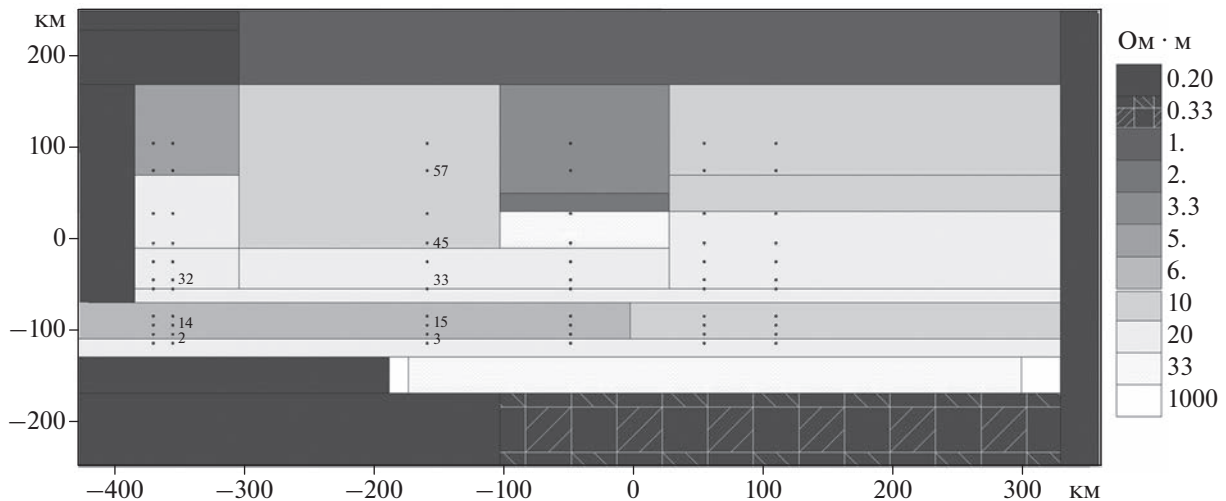


Рис. 7. Сечение центральной части тестовой модели Северного Кавказа на уровне $Z = 0$ км. Справа — шкала УЭС верхних модельных блоков; (●) — положение точек инверсии с $[Z_t]$, курсивом показаны их номера.

в Таманском прогибе, выделила вертикальные блоки с $\rho_{in} < 3$ Ом · м [Белявский, 2007]. Трехмерная инверсия импедансов в матрицах $[Z_{ob}]$ (рис. 5, рис. 6а) скорректировала параметры этих блоков. На глубинах от 3 до 6 км аномалии с $\rho_{in} = 1-3$ Ом · м отвечают зонам пересечения разломов северо-восточного (Джигинский и Анапский) и северо-западного (Ахтырский, Молдаванский) простираения и ассоциируют с положением субвертикальных зон повышенного поглощения сейсмических волн (4–6 дБ) [Рогожин и др., 2019; Стонгий В.В., Стонгий Г.А., 2019].

Грязевые вулканы, расположенные вдоль Западно-Кавказского и Ахтырского глубинных разломов, коррелируют с низкоомными аномалиями с $\rho_{in} < 1$ Ом · м (МТЗ: 45–47, 52–59, 63–68, 79, 25, 15–16). Ахтырскому разлому свойственно максимальное поглощение сейсмических волн на глубинах 5–10 км под грязевыми вулканами Шуро и Гладовский [Рогожин и др., 2015]. Южнее вулкана Гладковский, на фоне высокоомных образований Новороссийской складчатой зоны, на глубинах 2 км картируется аномалия с $\rho_{in} = 10$ Ом · м (рис. 5, рис. 6а; МТЗ 79, Пр. 6).

АПРОБАЦИЯ ПРОГРАММЫ WSINV3DMT НА ТЕСТОВЫХ МОДЕЛЯХ

Способность кривых МТЗ оценивать параметры проводящих блоков в пределах Северо-Кавказского региона оценивалась на тестовых тензорах $[Z_t]$ 3D-моделей [Белявский, 2007], построенных методом подбора к кривым $\rho_{ob}^{max H}$ и $\rho_{ob}^{min H}$ модельных $\rho_m^{max H}$ и $\rho_m^{min H}$ (программа Maxwellf). 3D-инверсия импедансов $[Z_t]$ проведена в диапазоне периодов $0.1 < T < 400$ с по модельным профилям

(66 м.т.), отвечающим положению экспериментальных профилей МТЗ (рис. 7): Кубанского (Пр. 1), Туапсинского (Пр. 2) и Краснополянского (Пр. 3).

Сечения тестовой 3D-модели вдоль Пр. 1, Пр. 2, Пр. 4 и результаты трехмерной инверсии (17 итераций) компонент матриц $[Z_t]$ вдоль них представлены на рис. 2г, 2д, рис. 3г, рис. 4в, 4г. Видно, что блок с $\rho_t = 10$ Ом · м, расположенный на глубине 7 км под “структурами Большого Кавказа”, выделяется на тех же глубинах аномалией с $\rho_{in} = 10-30$ Ом · м, мощностью 6 км (рис. 2г, 2д) и суммарной проводимостью $S_{in} \approx 400$ См близкой к $S_t = 500$ См. В сечении тестовой 3D-модели (Пр. 2, рис. 4, в) блок с $\rho_t = 8$ Ом · м, заданный глубже 1 км под модельными точками (м.т.) 3–9, восстанавливается с $\rho_{in} = 5-10$ Ом · м ($S_{in} \approx S_t = 400$ См). Значения ρ_{in} , S_{in} и H_{in} определены при относительных среднеарифметических погрешностях отклонения (δx_{in} , δy_{in}) модулей импедансов Z_t^{xy} и Z_t^{yx} от модулей Z_{in}^{xy} и Z_{in}^{yx} на профилях:

- Пр. 1 – $\delta x_{in} = 1-30\%$, $\delta y_{in} = 1-20\%$ (м.т. 2–6);
- Пр. 2 – $\delta x_{in} = 1-15\%$ (м.т. 9–33) и $\delta y_{in} = 5-25\%$ (м.т. 9–21) и $\delta x_{in} = 1-12\%$ (м.т. 27–33).

ПОГРЕШНОСТИ ТРЕХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ МТ ДАННЫХ

Из сопоставления экспериментальных кривых ρ_{ob}^{xy} , ρ_{ob}^{yx} и инверсионных ρ_{in}^{xy} , ρ_{in}^{yx} , их частотных характеристик, фаз импедансов видно (рис. 8, рис. 9, рис. 10), что причиной их расхождения являются и локальные гальванические искажения, конформно перемещающие кривые ρ_{ob}^{xy} , ρ_{ob}^{yx} вдоль линий профилей. Проявление этих искажений на

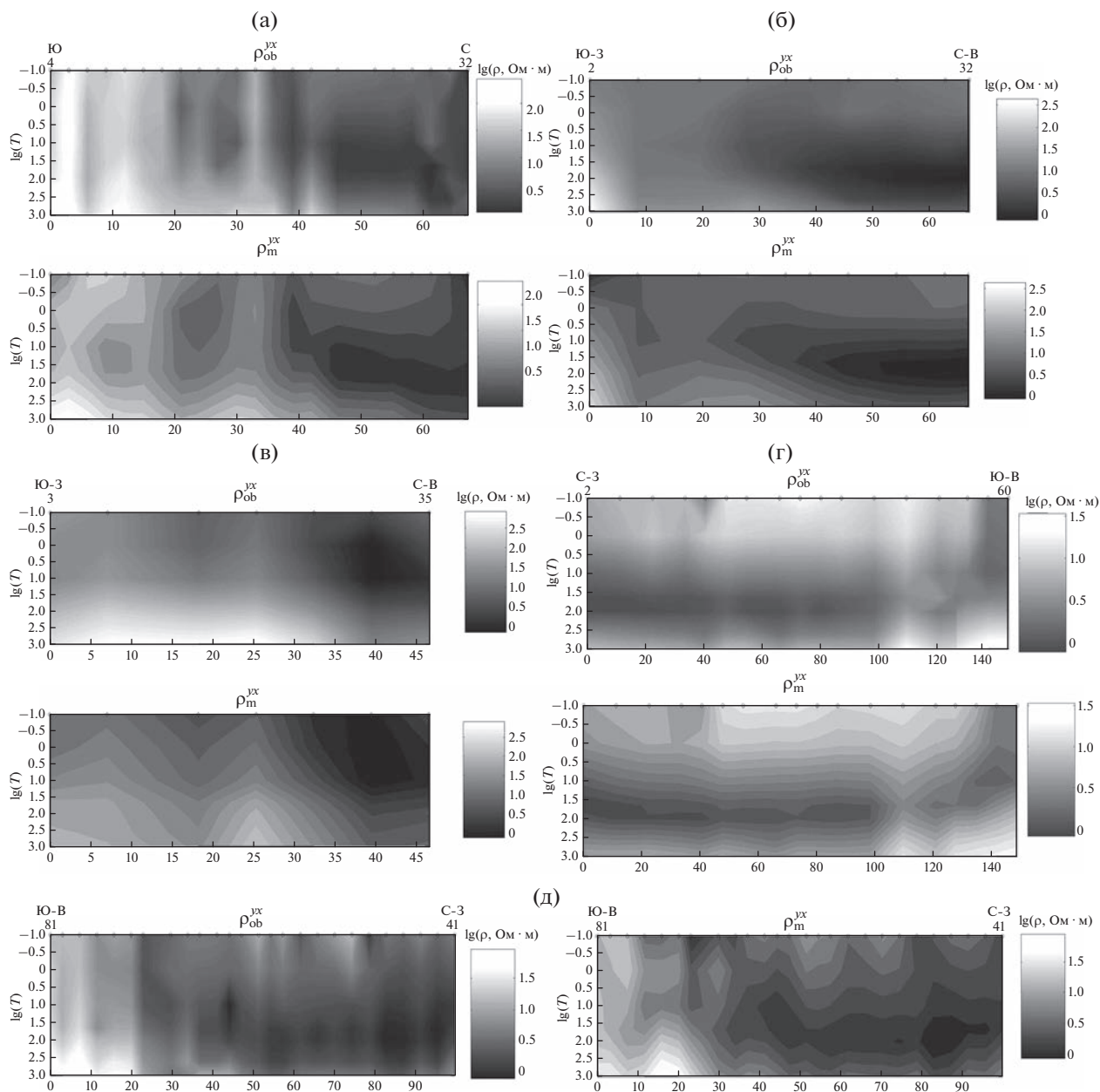


Рис. 8. Экспериментальные $\rho_{ob}^{yx}(T)$ и модельные $\rho_m^{yx}(T)$ частотные характеристики кажущегося электрического сопротивления на профилях: (а) – Пр. 7; (б) – Пр. 1; (в) – Пр. 2; (г) – Пр. 4; (д) – Пр. 6. Сверху номера первых и последних т.н. Справа – шкалы УЭС.

длинных периодах частично компенсируется (рис. 8а; рис. 9а) алгоритмом минимизирующим функционал невязки в программе WSINV3DMT, а различия между ними связаны с формированием в результирующей модели сплаженных глубинных аномалий УЭС, а не локальных аномальных вертикальных зон. Например, в т.н.: 81–75 (Пр. 6), т.н. 2–22 (Пр. 7), т.н. 2–4 (Пр. 1), т.н. 17 (Пр. 2), где на низких частотах кривые ρ_{in}^{xy} , ρ_{in}^{yx} отклоняются от ρ_{ob}^{xy} , ρ_{ob}^{yx} .

С учетом проведенной адаптации программы WSINV3DMT к тестовым моделям, показавшей надежность оценки распределения УЭС (рис. 2г, 2д, рис. 4в, 4г), о достоверности результирующей 3D-модели можно судить в диапазоне периодов 10–1000 с по величинам относительных среднеарифметических отклонений δx и δy модулей импедансов Z_{in}^{xy} , Z_{in}^{yx} от Z_{ob}^{xy} и Z_{ob}^{yx} (таблица).

В пределах осадочных чехлов Индоло-Кубанского и Таманского прогибов, в интервале перио-

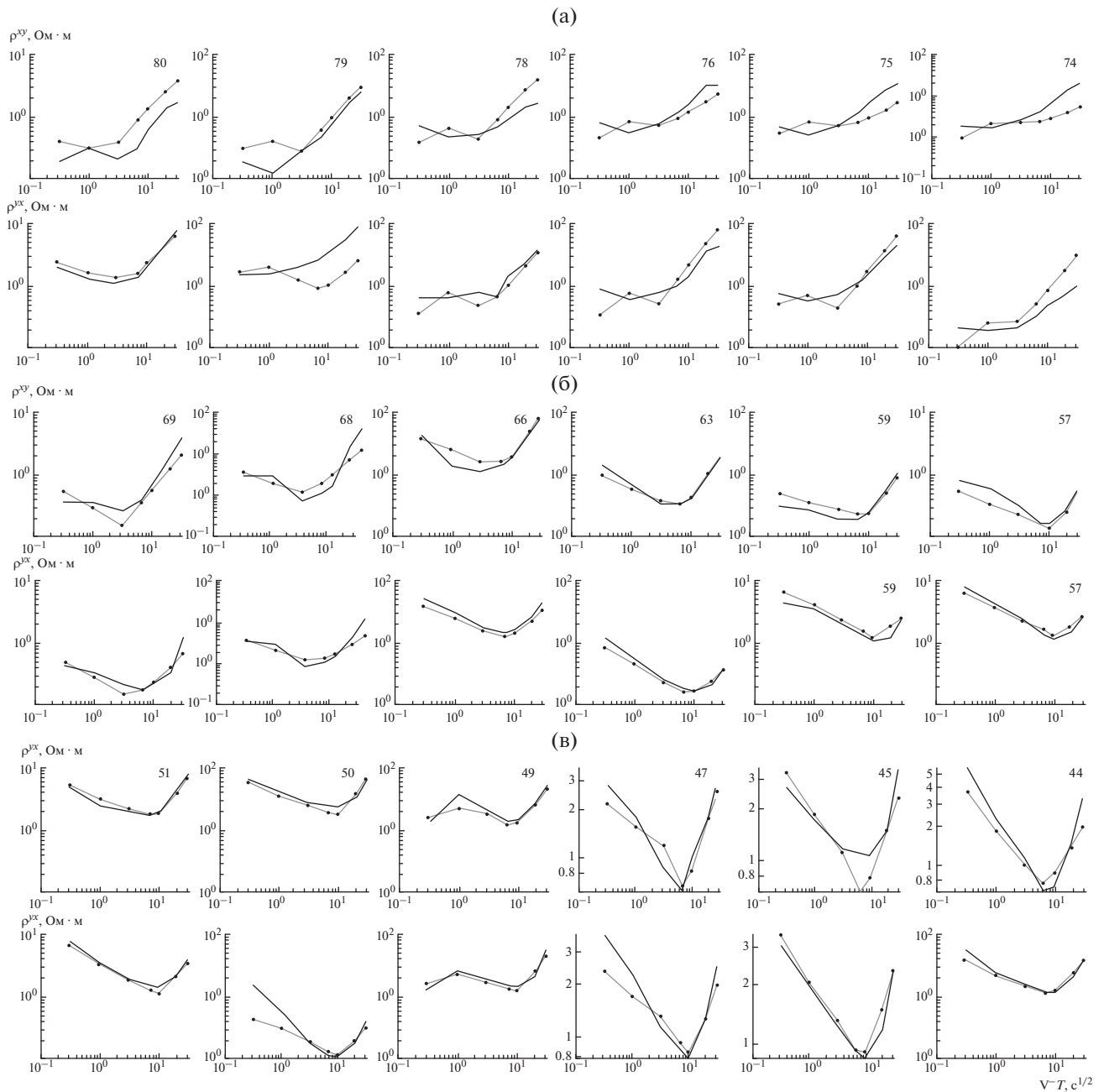


Рис. 9. Экспериментальные ρ_{xy}^{xy} , ρ_{ob}^{yx} (широкие линии) и модельные ρ_m^{xy} , ρ_m^{yx} (тонкие с кругами) кривые МТЗ (Пр. 6) в пределах: (а) – Новороссийской складчатой зоны; (б) – пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простираний; (в) – грязевулканических систем. Сверху – номера точек наблюдений.

дов $1 < T < 1000$ с, в большинстве т.н. МТЗ $\delta\mu \approx \delta\chi \approx 1-15\%$.

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ ВОДНОЙ ФРАКЦИИ ФЛЮИДА

Зависимость удельной проводимости блоков в чехле и складчатом основании (σ) от содержания в них связанных долей водного флюида f_r оцени-

валась по формуле $\sigma = 2\sigma_f f_r / 3$ [Shankland, Waff, 1977], где σ_f – проводимость флюида. Уменьшение связанных долей в два раза, при той же их концентрации, ведет к росту УЭС пород в 10 раз [Ваньян, 1997]. В пределах Таманского полуострова минерализация флюида солями NaCl–KCl составляет 16–20 г/л [Лаврушин, 2012], что при температуре $T = 18^\circ\text{C}$ и атмосферном давлении дает $\rho_f = 0.4$ Ом·м [Физические ..., 1976]. На глу-

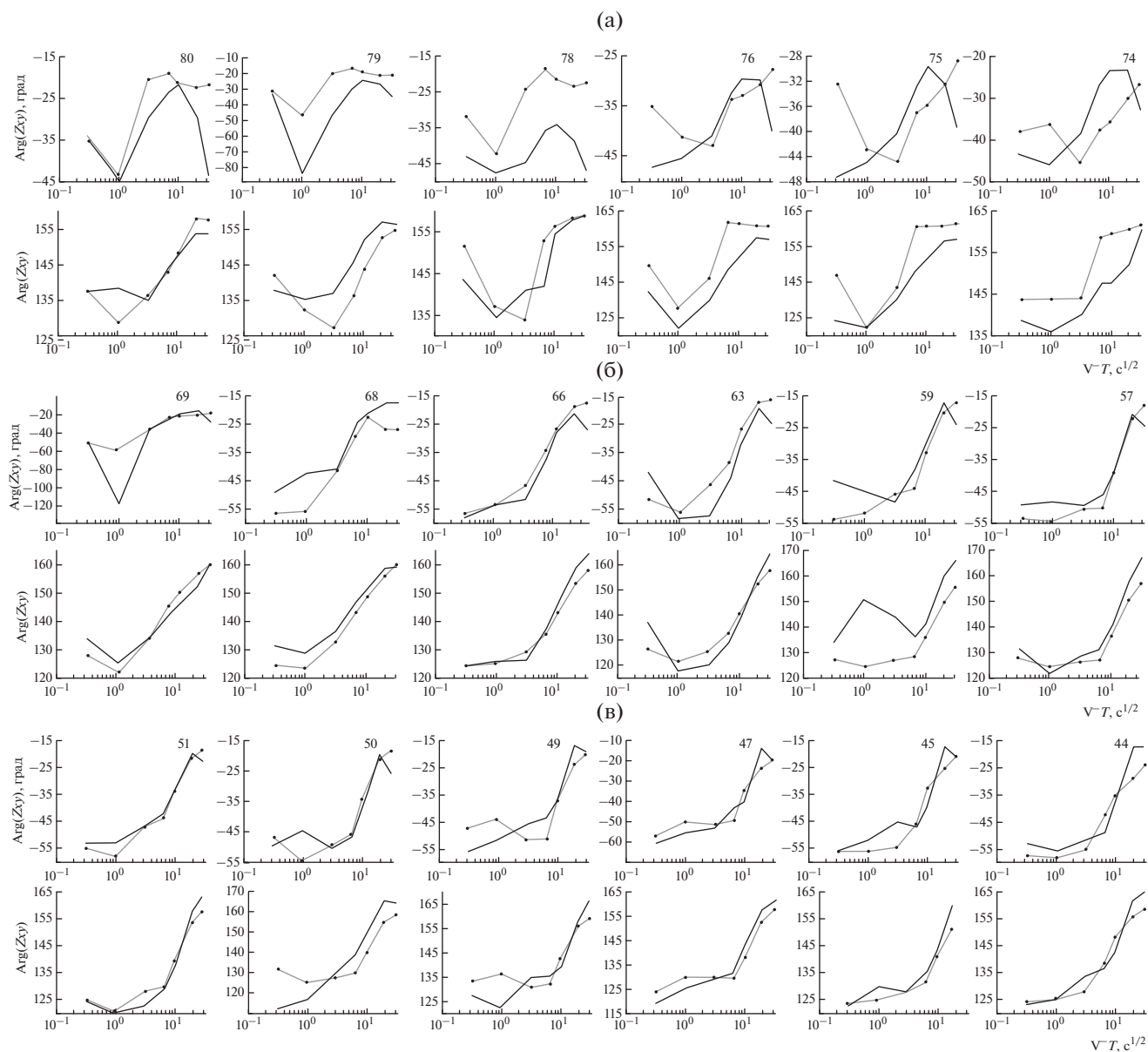


Рис. 10. Экспериментальные $\text{Arg}(Z_{\text{ob}}^{xy})$, $\text{Arg}(Z_{\text{ob}}^{yx})$ (широкие линии) и модельные $\text{Arg}(Z_{\text{m}}^{xy})$, $\text{Arg}(Z_{\text{m}}^{yx})$ (тонкие, с кругами) фазовые кривые. Распределение т.н. на Пр. 6 дано согласно рис. 9.

бинах 3–10 км под Таманским полуостровом $T = 120^\circ\text{C}$ и $T = 300^\circ\text{C}$ [Моисеенко, Смыслов, 1986; Ершов и др., 2015]. Рост с глубиной давления и температуры уменьшает УЭС на глубинах: $H = 3$ км ($T = 120^\circ\text{C}$) до $\rho_{\text{ф}} = 0.11$ Ом · м, на 5 км ($T = 200^\circ\text{C}$) до $\rho_{\text{ф}} = 0.09$ Ом · м и на 10 км ($T = 300^\circ\text{C}$) – $\rho_{\text{ф}} = 0.07$ Ом · м. При оценке флюидонасыщения принято, что в интервале глубин 3–5 км $\rho_{\text{ф}} = 0.1$ Ом · м и от 6 до 10 км – $\rho_{\text{ф}} = 0.08$ Ом · м. Положение наиболее проводящих блоков, ассоциирующее с максимальным затуханием сейсмических волн (рис. 4, рис. 5), позволяет считать, что

источником их повышенной проводимости является флюидонасыщение.

Оценки содержания флюида (таблица) показали: на глубинах 3–5 км ($\rho_{\text{in}} = 1\text{--}3$ Ом · м, рис. 5, рис. 6) у Главного Кавказского разлома (Пр. 6, Пр. 7; т.н. 74–75 и 8–10), отделяющим структуры складчатого Кавказа от Таманского прогиба – $f_{\text{р}} = 7\text{--}20\%$; пересечения Джигинского и Анапского разломов с Ахтырским и Молдаванским разломами ($\rho_{\text{in}} \approx 1$ Ом · м) характеризуются $f_{\text{р}} > 20\%$ (т.н. 59–66), как и стволы грязевых вулканов, расположенных вдоль Западно-Кавказского раз-

Таблица погрешностей 3D-инверсии, значений УЭС и содержания флюида

Профили МТЗ, № т.н. МТЗ и разломы (р.)	№ МТЗ, погрешности для Z_{in}^{xy} , $\delta\chi$ %	Погрешности оценки Z_{in}^{yx} , $\delta\chi$ %	УЭС, грязевые вулканы, №№ МТЗ	Содержание f_p , в %, рис. №
Пр.1, МТЗ 1–86 Ахтырский р., МТЗ 10–14, МТЗ 16–28	МТЗ 2–4, 5–35% 1–10% 1–5 – 10%	15–35% 5–15% 1–5 – 10%	МТЗ 4, 10 Ом · м	Рис. 2в 1–2%
Пр. 2, МТЗ 1–81 Главный Кавказский р., Ахтырский р., МТЗ 17–35	МТЗ 3–8, 5–15% 5 – 80%	1–30% 5–80%	МТЗ 3, 10–50 Ом · м МТЗ 23, 20 Ом · м	Рис. 4б 1 – 0.2% 0.5%
Пр. 4, МТЗ 2–64 МТЗ 2–40, Туапсинский р., МТЗ 44–62	1–12% 10–30%	1–2% 10–30%	МТЗ 53, 1–5 Ом · м	Рис. 3в 3–15%
Пр. 6, МТЗ 41–81, МТЗ 41–51, Пересечение р. Ахтырского и Джигинского Пересечение р. Анапского и Молдаванского Главный Кавказский р. р. Каневско-Безре- зовский	1–15% МТЗ 57–52 1–15% МТЗ 59, 63, 1–7% МТЗ 66, 1–25% МТЗ 74, 1–5% МТЗ 75, 1–22% МТЗ 79, 1–10% МТЗ 80, 25–35%	1–10% 1–15% 1–10% 5–10% 10–30% 5–15%; 30–60% 1–5%	Гряз. вулкан, МТЗ 47, 1 Ом · м Гряз. вулкан, МТЗ 52, 1 Ом · м 1–3 Ом · м 1 Ом · м 3 Ом · м 3–5 Ом · м в. Гладковский, 10 Ом · м	Рис. 5а 20% 20% 7 – 20% 20% 7% 7–5% 2%
Пр. 7, МТЗ 4–2, МТЗ 4–7 Главный Кавказский р. Молдаванский и Ахтырский р. МТЗ 20–22	1–10% МТЗ 9, 1–20% МТЗ 10, 80% МТЗ 15–18 1–50% 7–30%	1–50% 1–20% 1–30%; 1–25% 5–25%	1 Ом · м Гряз. вулкан, МТЗ 16, 3 Ом · м	Рис. 5б 20% 7%

лома (Пр. 6, т.н. 41, 44, 47 и т.н. 52–55). Вне зон пересечений упомянутых разломов $-f_p \approx 5-1.5\%$ (Пр. 7, т.н. 15–16), а на северо-востоке Новороссийской складчатой зоны у Ахтырского и Главного Кавказского глубинных разломов $f_p \approx 1-2\%$ (рис. 2в; рис. 4б).

В работе [Лаврушин, 2012] показана связь флюида, газа и минерализации с коровым источником. О глубинном заложении шовных зон и разломов свидетельствует рост в них на 4 порядка концентрации гелия, относительно их фоновых значений [Собисевич и др., 2005]. В пределах же Таманского прогиба, глубина формирования гря-

зевулканических вод соответствует глубине корневой грязевого вулкана Шуро – 3–5 км [Ершов и др., 2015], что близко к положению зон с максимальным флюидонасыщением (таблица).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Проведенная апробация программы трехмерной инверсии WSINV3DMT на тестовой 3D-модели, построенной для западной части Северного Кавказа, метода подбора 3D-модельных кривых МТЗ к экспериментальным показала, что параметры низкоомных блоков (рис. 2г, 2д,

рис. 4в, 4г) восстанавливаются с учетом действия принципа эквивалентности.

Параметры низкоомных аномалий в Новороссийской складчатой зоне, полученные с помощью программ одномерной и двумерной инверсий (рис. 2а–2в, рис. 4а, 4б), существенно корректируются при 3D-инверсии тех же МТ данных.

2. Согласно проведенной трехмерной инверсии, в пределах Северо-Кавказского краевого массива и осадочного чехла Таманского полуострова, вдоль глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простираний, ограничивающих Новороссийскую складчатую зону, картируются блоки с $\rho_{in} \approx 1\text{--}5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, концентрируясь в местах их пересечений (рис. 5, рис. 6а). Под западной частью Большого Кавказа, на глубинах 3–10 км, аномалиями с $\rho_{in} = 3\text{--}50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ выделяются глубинные разломы (рис. 2в, рис. 3в, рис. 4б): Ахтырский, Главный Кавказский (Пр. 1, т.н. 2–10; Пр. 2, т.н. 17–19, т.н. 3) и Туапсинский (Пр. 4, т.н. 52).

3. Приведенные данные, о распределении УЭС и границ обмена волн¹, свидетельствуют о надвиге по доколизационным комплексам краевой зоны Большого Кавказа на южный борт Индоло-Кубанского прогиба. Амплитуда надвига в пределах прогиба достигает 10 км (рис. 2а, 2в). В пределах самой Новороссийской зоны, методом МОВЗ трассируется уже пододвигание складчатых структур Северо-Западного Кавказа под Скифскую плиту с амплитудой до 20 км [Золотов и др., 2001] и до глубины 40 км (граница Мохо). Зоны Ахтырского и Главного Кавказского глубинных разломов, вдоль которых картируется смещение блоков (рис. 2, рис. 4), выделяются флюидонасыщением с $f_p = 1.5\text{--}5\%$ (таблица) и затуханием сейсмических волн [Рогожин и др., 2015; Шемпелев, 2004].

Более высоким содержанием флюида (7–20%) характеризуются узлы пересечения разломов и окрестности камер грязевых вулканов Таманского полуострова и западной части Новороссийской складчатой зоны (рис. 4–рис. 5). Их положение ассоциируется с доменами, характеризующими повышенным поглощением сдвиговых обменных волн [Рогожин и др., 2019]. Для более достоверного картирования положения жерл грязевых вулканов и оценки их флюидонасыщения необходимо проводить более детальные магнитотеллурические исследования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен организациям, предоставившим первичный электроразведочный материал ОАО Центр “ЭМИ” и ООО “Северо-Запад”. В работе использовались и демонстрируются сейсмические построения методов МОВЗ и ГСЗ, полученные в 1990–2004 Центром ГЕОН под руководством Л.Н. Солодилова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас карт Северного Кавказа: тектоническая карта Северного Кавказа. Масштаб 1 : 1 000 000 / Н. И. Пруцкий (гл. ред.). Ессентуки: Северо-Кавказский региональный геологический центр МПР России. 1998.
- Белявский В.В. Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. Тверь: изд-во ГЕРС. 2007. 250 с.
- Белявский В.В., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н., Ракитов В.А., Яковлев А.Г. Некоторые результаты применения методов естественных электромагнитных и сейсмических полей на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. № 4. С. 4–14.
- Белявский В.В., Сухой В.В. Методика рудного аудиоманнитотеллурического зондирования // Физика Земли. 2004. № 8. С. 68–87.
- Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Новый 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.
- Ершов В.В., Собисевич А.Л., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевых вулканов Тамани по данным натурных исследований и математического моделирования // Геофизические исследования 2015. Т. 16. № 2. С. 69–76.
- Золотов Е.Е., Кадури И.Н., Кадурина Л.С., Недядько В.В., Ракитов В.А., Рогожин Е.А., Ляшенко Л.Л. Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа. Геофизика XXI столетия / Солодилов Л.Н. (ред.). 2001. С. 85–89.
- Иванов П.В., Пушкарев П.Ю. Трехмерная инверсия рассчитанных на одиночном профиле магнитотеллурических данных // Физика Земли. 2012. № 11–12. С. 91–96.
- Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М.: GEOS. 2012. 346 с.
- Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр. Л.: Недра. 1986. 180 с.
- Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Чеп И., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И. Глубинное строение Анапской флексуно-разрывной зоны, западный Кавказ // Геотектоника. 2019. № 5. С. 3–11.
- Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.
- Собисевич А.Л., Лавров Н.И., Собисевич Л.Е., Микадзе Э.И., Овсяченко А.Н. Сейсмоактивные флюидо-магматические системы Северного Кавказа / Лавров Н.П. (ред.). М.: ИФЗ. им. О.Ю. Шмидта РАН. 2005. 225 с.
- Сомин М.Л. О структуре осевых зон центрального Кавказа // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 5. С. 662–665.
- Стонгий В.В., Стонгий Г.А. Сейсмотектоническая модель Северо-Западного Кавказа: геолого-геофизический аспект // Физика Земли. 2019. № 4. С. 124–132.
- Современные методы измерения, обработки и интерпретации электромагнитных данных / В.В. Спичак (ред.). М.: “ЛИБПРОКОМ”. 2009. 304 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика / Н.В. Дортман (ред.). М.: Недра. 1984. 465 с.

Шемпелев А.Г. Западный Кавказ по геофизическим данным // Отечественная геология. № 2. 2004. С. 69–75.

Counil J.L., le Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Ann. Geophys. 1986. V. 4B. № 2. P. 115–130.

Druskin V.L., Knizhnepmann L.A. Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // Radio Science. 1994 V. 29. № 4. P. 937–953.

Eggers D.E. An eigenstate formulation the magnetotelluric impedance tensor // Geophysics. 1982. № 47. P. 1204–1214.

Caldwel T.G., Bibby H.M., Brown. C. The magnetotelluric phase tensor // Geophys. J. Int. 2004. V. 158. P. 457–469.

Kiyan D., Jones A., Vozar J. The inability of magnetotelluric off-diagonal impedance tensor elements to sense oblique

conductors in three-dimensional inversion // Geophys. J. Int. 2014. V. 196 P. 1351–1364.

Mienseopust M.P., Queralt P., Jones A.G. Magnetotelluric 3D inversion - review of two successful workshops on forward and inversion code testing and comparison and the 3D MT modelers // Geophys. J. Int. 2013. V. 193. P. 1216–1238.

Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005a. V. 150. P. 3–14.

<https://doi.org/10.1016/J.pepi.2004.08.023>

Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M. Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples // Geophys. J. Int. 2005b. V. 160. P. 804–814.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02527>

Shankland T.J., Waff H.S. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1977. V. 82 (33). P. 5409–5417.

Goelectric Model of the Northwestern Caucasus: Three-Dimensional Inversion

V. V. Belyavskii*

Goelectromagnetic Research Center, a branch of Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Russia

**E-mail: victor.belyavsky@list.ru*

Interpretation of magnetotelluric observations made within the Northwestern Caucasus, by means of one-dimensional, two-dimensional inversion and three-dimensional mathematical modeling programs, has helped build testing and starting goelectric models that are necessary to test and adapt the program of three-dimensional inversion of the impedance tensor components. The performed three-dimensional inversion of the experimental magnetotelluric data has significantly changed the parameters of conducting blocks within the folded structures of the region, identified at the previous stages of MT data interpretation. In the resulting three-dimensional goelectric model, the position of low-resistance blocks correlates with: suture zones, deep faults, mud volcanoes, and domains characterized by an increased absorption of transverse and longitudinal seismic waves. The electrical resistivity of the most low-resistance anomalies is explained by the degree of their saturation with the water fraction of the fluid.

Keywords: conductivity, magnetotelluric sounding, goelectric sections, fluid saturation