

Моделирование земной коры Украины по результатам магнитотеллурических исследований с использованием новых методик инверсий

© С. Ковачикова¹, И. М. Логвинов², Й. Пек¹, В. Н. Тарасов², 2016

¹Институт геофизики Чешской АН, Прага, Чешская республика

²Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 15 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. В. Гордиенко

Застосування методів 1D анізотропної інверсії (з використанням методів стохастичного дирекційного і декомпозиційного аналізу) і 3D інверсії (методом тонкого шару) до магнитотеллуричних даних на території України дало змогу довести на кількісному рівні існування провідних об'єктів, розташованих на різних глибинах і витягнутих у пересічних напрямках. Важливість застосування зазначених методів продемонстровано на прикладах, що погоджують отримані результати в Карпатах, Дніпровсько-Донецькій западині, на схилі Воронезького кристалічного масиву, Українському щиті з розміщенням областей і районів специфічних корисних копалин, сейсмічністю та гео- і гідротермальними ресурсами.

Ключові слова: провідні структури, земна кора, Українські Карпати, Кіровоградська аномалія провідності, схил Воронезького кристалічного масиву.

Введение. За последние 10 лет в Институте геофизики Чешской АН развиваются новые подходы к 1D и 3D инверсиям магнитотеллурических (МТ) данных. В настоящей статье представлено обобщение результатов геоэлектрических исследований в Украине, полученных с использованием указанных подходов. Наблюдения МТ поля интерпретируются согласно закону индукции электромагнитного поля в проводящей среде. Индукция в локальных объектах пониженного сопротивления (ОПС) относительно вмещающей среды вызывает аномальное поведение компонент МТ поля. Природа ОПС связывается с локализацией элементов: электропроводящих (графит, рудные минералы и т.п.); ионной проводимости (минерализованные и гидротермальные воды, флюиды). В соответствии с вышеизложенным основное внимание было сосредоточено на поиске ОПС и выяснении их связи с месторождениями различных полезных ископаемых, геоэнергетическими ресурсами и различными природными явлениями (например, землетрясениями).

Для достижения поставленной цели работы были сосредоточены на следующих ключевых моментах:

- создать базу данных результатов исследований МТ поля, представленных

в виде переходных функций электрических и магнитных компонент на территории Украины, Чехии, Польши, Словакии и Венгрии (на основе кооперации с учеными указанных стран);

- провести интерпретацию на основе полученных переходных функций МТ поля с помощью программ 1D, 2D и 3D инверсий;
- создать собственную программу визуализации результатов исследований, основанную на ГИС технологиях;
- построить объемные геоэлектрические модели отдельных регионов Украины и проанализировать особенности их глубинного строения.

Создание базы данных результатов исследований МТ поля на территории Украины, Чехии, Польши, Словакии и Венгрии начато в 2000 г. К 2009 г. была создана база данных в виде вертикальной магнитной переходной функции (ВМПФ, VMTF). В нее вошли данные 305 пунктов на территории Украины, 115 на территории Чехии и Словакии, 72 на территории Польши и 5 на территории Венгрии [Kovacicova et al., 2010].

К настоящему времени база содержит не только результаты ВМПФ, но и результаты магнитотеллурических (МТЗ) и магнитовариаци-

онных (МВЗ) зондирований в виде импедансов. Для территории Украины были привлечены результаты исследований производственных организаций, ссылки на которые приведены в работах [Ingerov et al., 1999; Гордиенко и др., 2006, 2011, 2012], что дало возможность довести количество пунктов почти до 1500 и примерно в 640 из них имеются определения ВМПФ (рис. 1). Подобной базы нет ни в одной стране Западной и Центральной Европы.

На рис. 1 представлена карта расположения пунктов наблюдений, которые были использованы (или находятся в стадии подготовки) авторами при проведении от 1D до 3D инверсий.

Автоматизированная геоинформационная система. В настоящее время практически ни одна геолого-геофизическая задача не решается без использования той или иной геоинформационной технологии. При построении комплексной геолого-геофизической модели необходимо совмещать карты с различными данными. Решение этих вопросов и дороговизна подобных геоинформационных систем (ГИС), разработанных в различных организациях, потребовали от сотрудников отдела тектоносфе-

ры ИГФ НАН Украины создания собственной автоматизированной геоинформационной системы (ГИС ТАРИГ). Система ГИС ТАРИГ [Тарасов и др., 2013] широко использовалась на разных этапах выполнения настоящей работы и применялась не только к геоэлектрическим, но и к другим геофизическим данным. Система создана и совершенствуется В. Н. Тарасовым (при участии И. М. Логвинова). На рис. 2 представлена блок-схема, которая иллюстрирует процесс ее использования.

В основу построения системы положены следующие принципиальные требования:

- а) использование в качестве входной информации растровых и векторных изображений карт, результатов наблюдений геофизических полей и фактографических данных разного типа, привязанных к пространственным объектам;
- б) совместная обработка разных начальных материалов независимо от технологии их введения;
- в) интеграция пространственных и фактографических данных в одной геоинформационной оболочке;



Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений МТ поля, выполненных украинскими геоэлектриками в 1982—2015 гг. и использованных в работе (составили В. И. Трегубенко, И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов).



Рис. 2. Структурно-функциональная схема ГИС ТАРИГ.

г) объединение и интеграция данных, полученных разными способами, и их преобразование в картографической проекции.

Методика интерпретации. На протяжении почти десяти лет отработывалась методика интерпретации результатов, которая к настоящему времени основана на использовании всех типов решения обратных задач — 1D, 2D и 3D инверсий. В процессе развития она была успешно применена при комплексной интерпретации геолого-геофизических результатов различных тектонических регионов Украины [Гордиенко и др., 2006, 2011, 2012] и Болгарии [Logvinov et al., 2014].

Метод 1D инверсии кривых МТЗ использовался для определения параметров среды в окрестностях одиночных пунктов. В областях, где имеются многочисленные данные МТЗ, на основе 1D инверсии определялись: суммарная продольная проводимость поверхностных отложений (S_{oc}); наличие глубинных проводящих объектов и их площадное распределение; возможное наличие резких горизонтальных неоднородностей проводимости. Таким образом, результаты инверсии способствуют определению районов, в которых применимо двумерное моделирование, а также дают возможность по-

строить стартовую модель для 2D и 3D инверсий.

Для основного массива геоэлектрических данных использовалась инверсия OCCAM [Constable et al., 1987]. 1D инверсия проводилась только в пунктах, где выполнялись дисперсионные соотношения второго рода, связывающих кажущиеся сопротивления и фазы импедансов [Berdichevsky, Dmitriev, 2008]. Подробное изложение методики 1D инверсии приведено в работе [Logvinov, 2015].

В нескольких регионах Украины была выполнена 1D инверсия с применением методов стохастического дирекционного и декомпозиционного анализа, развиваемого в ИГФ Чешской АН Й. Пеком [Pec, Santos, 2006]. Уникальная особенность этого типа инверсии заключается в учете всех четырех компонент тензора импеданса. Процедура предлагаемой инверсии используется исключительно как инструмент, позволяющий к кривым МТЗ в двух направлениях на каждом пункте применить эквивалент одномерной анизотропной слоистой среды. Эквивалент понимается в том смысле, что расчетные значения полей от такой модели удовлетворяют экспериментальным МТ данным. Использование определенной таким

образом процедуры анизотропной инверсии является практически расширенным вариантом способа одномерной инверсии каждой из кривых МТЗ в выделенных направлениях. В случае, когда среда действительно двумерна, геоэлектрический разрез по анизотропной инверсии должен соответствовать разрезам, полученным по 1D инверсии продольных и поперечных кривых.

Анизотропная инверсия дает некоторые практические преимущества: а) позволяет избегать пересчета экспериментальных кривых МТЗ в выбранные направления, который сильно зависит от качества определения компонент импеданса; б) позволяет находить геоэлектрический разрез локальных структур даже в случае изменения простираения этих структур на разных периодах; в) указывает диапазоны глубин, где возможна интерпретация наблюдаемых данных изотропной моделью. Кроме того, анализируя максимальные и минимальные моды эквивалентной 1D анизотропной модели, можно проверить характеристики моделей, полученных независимо по одномерной инверсии в выбранных направлениях.

Метод 2D инверсии использовался для определения наличия ОПС вдоль профилей, секущих либо известные региональные аномалии проводимости либо направленных на изучение вытянутых геологических объектов. Для инверсии применялась программа REBOCC [Siripunvaraporn, Egbert, 2000] на основе эффективного варианта OCCAM алгоритма. Суть инверсии OCCAM состоит в поиске максимально гладкой (минимально структурированной) модели, которая удовлетворяет экспериментальным данным и точности их определения. Особенностью методики применения программы REBOCC было использование ключей программы инверсии, которые позволяли учитывать реальное наличие экспериментальных данных для каждого параметра, в каждом пункте и на каждом периоде. При подборе параметров модели учитывалось в первую очередь согласие модельных и экспериментальных данных в диапазоне периодов, соответствующих максимуму частотной характеристики

ВМПФ, для которых условие двумерности модели выполняется наилучшим образом. В ходе моделирования расхождения между моделью и экспериментальными данными считались удовлетворительными, если они не превышали 0,1 для магнитных передаточных функций, 10° для фазы импеданса, 30 % для сопротивления. Международная практика применения указанной программы показывает, что при среднеквадратичной невязке модельных и экспериментальных данных (rms) меньше 2 наблюдаемые данные очень хорошо соответствуют двумерной модели. Использовались экспериментальные данные для ТЕ, ТМ и ТР мод.

Метод 3D инверсии (модель тонкого слоя), разрабатываемый в ИГФ Чешской АН С. Ковачиковой [Kováčiková, 2001], применялся для выяснения регионального распределения интегральной проводимости, объясняющей поведение вертикальной передаточной магнитной функции на площади исследований.

Методика моделирования с помощью тонкого слоя, помещенного в горизонтально-слоистую среду (рис. 3), основана на изучении распределения в нем аномальных токов в предположении отсутствия вертикальных токов. В этом случае верхняя граница аномального объекта аппроксимируется токовым слоем на заданной глубине, помещенном в горизонтально-слоистую среду. Решение может быть представлено в виде минимизации тихоновского параметрического функционала с использованием метода сопряженных градиентов [Kováčiková et al., 2005].

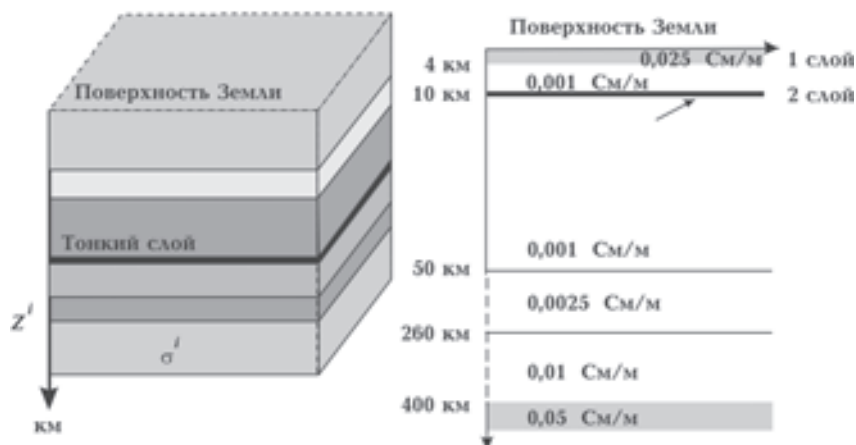


Рис. 3. Принципиальная схема использования 3D инверсии моделью тонкого слоя [Kováčiková, 2001].

Построенная авторами карта S_{oc} территории Украины использовалась при задании первого

слоя в модели. Второй слой, в котором ищется распределение проводимости, помещался на глубину, соответствующую средней глубине залегания кровли ОПС (рис. 3), выявленного при 1D и 2D моделировании на площади исследований объектов. Геоэлектрические параметры остального разреза (вмещающей среды) выбирались на основании 1D инверсии обобщенных кривых зондирования (МТЗ и МВЗ) на геомагнитных обсерваториях Украины, расположенных в тектонических регионах, соответствующих площади исследований. Для территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) использовались данные обсерватории «Киев», для Карпат — обсерватории «Львов» [Semenov et al., 2008].

Результаты. На начальном этапе работы были сосредоточены на изучении двух крупнейших в Европе аномалий электропроводности — Карпатской (КарАЭ) и Кировоградской (КирАЭ). По мере дополнения базы данных новыми результатами интерпретация непрерывно обновлялась [Гордиенко и др., 2005, 2011; Kovasikova et al., 2010; Варенцов и др., 2013; Logvinov, 2015].

В условиях большой проводимости осадков Днепровско-Донецкого грабена (ДДГ) и, как

следствие этого, очень малых значений импедансов определение геоэлектрических параметров земной коры является неординарной задачей. Интерпретация с помощью обычной методики 1D инверсии ОССАМ дополнительно осложняется тем фактом, что почти перпендикулярно ДДГ предполагалось простираение глубинного проводящего объекта Кировоградской аномалии электропроводности (КирАЭ). Первоначально подтвердить наличие под осадками ДДГ проводящих объектов удалось только с помощью указанного выше метода анизотропной инверсии [Гордиенко и др., 2006].

На рис. 4 представлены вертикальные геоэлектрические разрезы в пунктах, где в итоге углубленной обработки экспериментальных наблюдений удалось получить наиболее достоверные компоненты тензора импеданса и результаты 1D инверсии, удовлетворяющие экспериментальным значениям главных и дополнительных импедансов практически во всем диапазоне периодов от 20—40 до 10000 с. По данным сейсмических исследований мощность осадков ДДГ изменяется от 5 км северо-западнее 32° в.д. до 10 км и более юго-восточнее 34° в.д. Для верхней части осадочной толщи мощность наиболее проводящей ее части

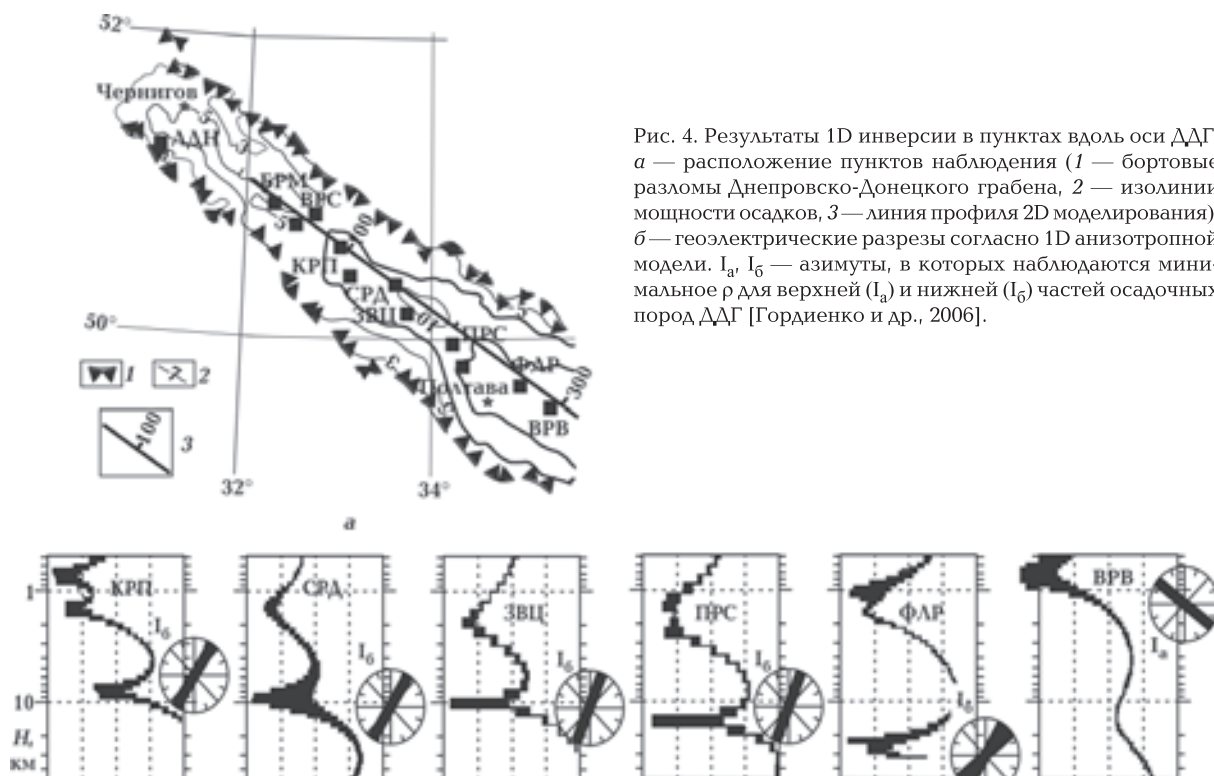


Рис. 4. Результаты 1D инверсии в пунктах вдоль оси ДДГ: а — расположение пунктов наблюдения (1 — бортовые разломы Днепровско-Донецкого грабена, 2 — изолинии мощности осадков, 3 — линия профиля 2D моделирования); б — геоэлектрические разрезы согласно 1D анизотропной модели. I_a , I_b — азимуты, в которых наблюдаются минимальное ρ для верхней (I_a) и нижней (I_b) частей осадочных пород ДДГ [Гордиенко и др., 2006].

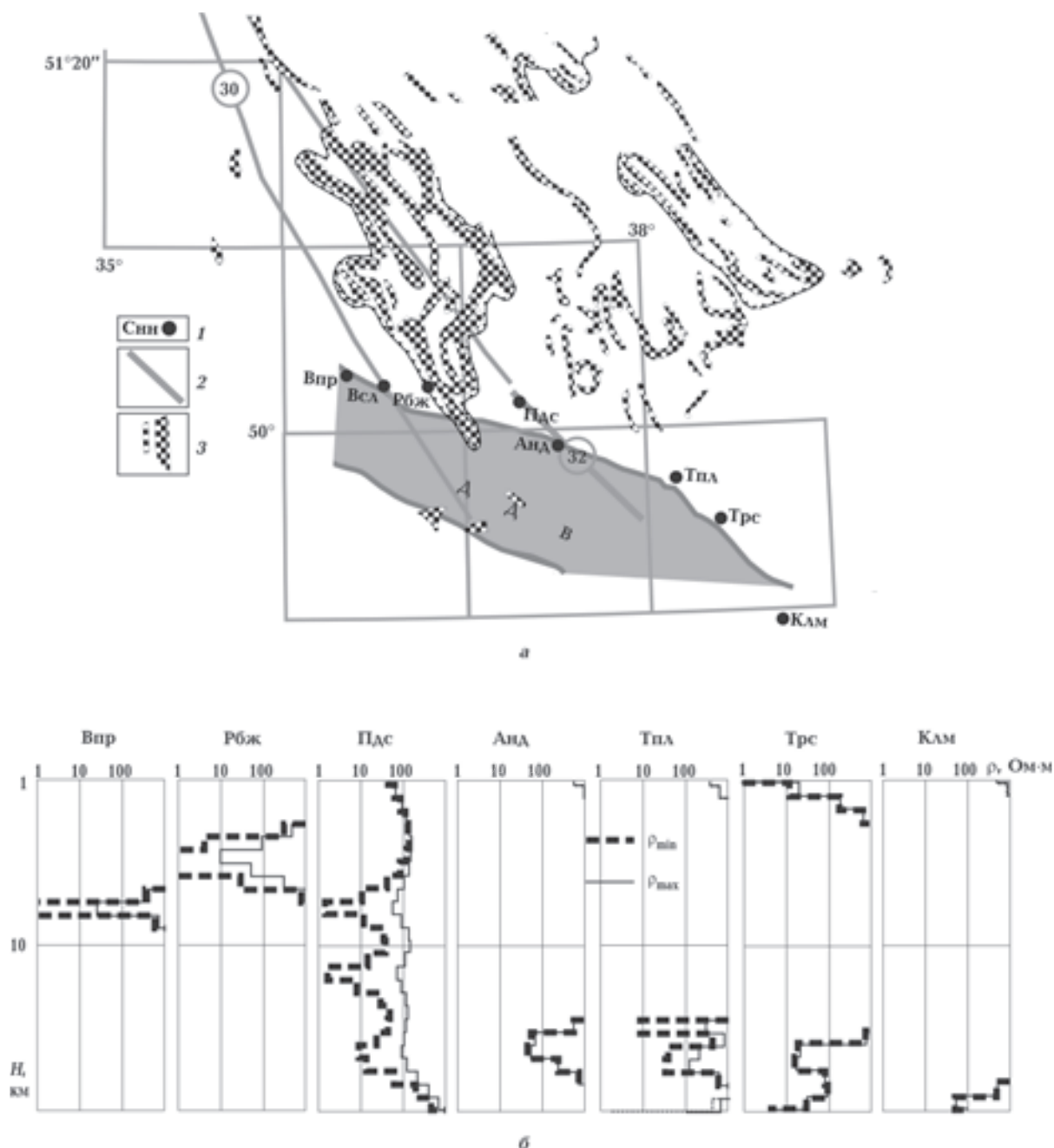


Рис. 5. Результаты 1D инверсии в пунктах на склоне Воронежского массива: а — расположение пунктов наблюдений (1 — пункты наблюдений, 2 — региональные Волчанско-Шабалинский (30) и Новооскольско-Воронцовский (32) разломы, 3 — железистые кварциты); б — геоэлектрические разрезы согласно 1D анизотропной модели.

($\rho < 2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) не превышает 3 км, а ниже лежащие отложения имеют $\rho > 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Азимут, в котором наблюдается максимальная проводимость, около 130° (т. е. близок к простиранию ДДГ) для всех рассмотренных пунктов. Результаты инверсии показывают наличие второго хорошо проводящего объекта, охватывающего нижние горизонты осадочных пород ДДГ и подстилающие его метаморфизованные породы фунда-

мента. Этот объект четко прослеживается на почти 180-километровом отрезке профиля (от КРП до ФЛР) вдоль оси ДДГ, причем азимут, в котором наблюдается максимальная проводимость, составляет $20\text{--}30^\circ$. По глубине залегания и простиранию объект может быть отнесен к КирАЭ.

При изучении продолжения КирАЭ на север (на территории России) оказалось, что на

широте Курска к КирАЭ с юго-востока при-
мыкает Курская аномалия электропроводно-
сти (КурАЭ) [Алексанова и др., 2011]. Объект
КурАЭ коррелирует с зоной Курской магнит-
ной аномалии и пространственно ограничен
региональными Волчанско-Шабалинским
и Новооскольско-Воронцовским разломами
(рис. 5). Для исследования аномалии были ис-
пользованы данные МТЗ производственных
организаций Украины и результаты авторов
статьи [Тарасов и др., 2012].

В сложных условиях пересечения осадоч-
ных пород ДДГ (где S_{oc} достигает 1000 См) и
проводников, связанных с КурАЭ, на первом
этапе интерпретация кривых МТЗ была выпол-
нена по программе 1D анизотропной модели.
Частотный диапазон кривых зондирования по-
зволяет представить модели в диапазоне глу-
бин 10—100 км. Метод МТЗ обладает плохой
разрешающей способностью к высокоомным
объектам. Поэтому значения $\rho > 300$ Ом·м в мо-
делях не показаны. Согласно 1D анизотропной
инверсии зона между региональными разло-
мами (30 и 32 на рис. 5, а), ограничивающи-
ми распространение отложений железистых
кварцитов, характеризуется наличием ОПС
на глубине более 10 км (рис. 5, б). В пунктах,

расположенных восточнее Новооскольско-
Воронцовского разлома, выделяется ОПС на
глубине более 30 км [Тарасов и др., 2012].

На рис. 6 представлены разрезы в пунктах,
расположенных на Волюно-Подольской плите
(ВПП), где результаты 1D инверсии анизотроп-
ной моделью удовлетворяют эксперименталь-
ным значениям главных и дополнительных
импедансов практически во всем диапазоне
периодов от 20—40 до 10000 с. Такой диа-
пазон периодов позволяет изучать разрез лишь с
глубин более 1 км. Для сравнения в нескольких
пунктах приведены разрезы, полученные по
одномерной инверсии методом ОССАМ кри-
вых МТЗ в направлениях измерительных ли-
ний. Как видно из рисунка (п. z21), для глубин
менее 10 км (т. е. в «гранитном» слое) наблюда-
ется хорошее согласие результатов инверсий
обоих методов. Для проводников на больших
глубинах такое согласие для большинства пун-
ктов не наблюдается.

Во всех рассмотренных пунктах, располо-
женных южнее 49° с.ш., в земной коре вы-
деляются ОПС, которые по сопротивлению
резко отличаются от вмещающих пород. Ми-
нимальное значение ρ (около 10 Ом·м) зафик-
сировано в п. z14, 15 и МЛН, увеличиваясь на

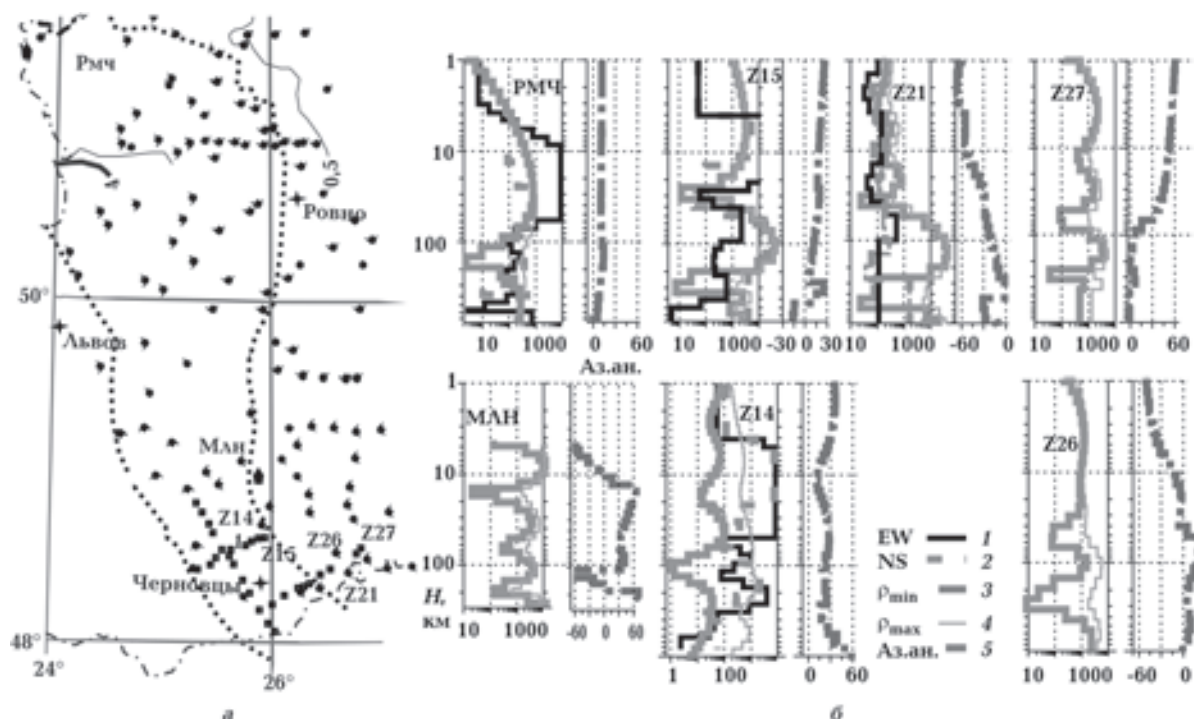


Рис. 6. Результаты 1D инверсии в пунктах вдоль ВПП: а — расположение пунктов наблюдений, б — геоэлектрические разрезы в пунктах ГМТЗ—ЗУГРЕ (z14, 15, 21, 26, 27) и авторов (МЛН, РМЧ): 1, 2 — по методу ОССАМ, 3, 4 — анизотропная модель в азимутах максимального изменения сопротивлений, 5 — азимут, в котором наблюдается минимальное значение ρ .

юго-восток до 80 Ом·м (п. z21). В п. z26 и z27 ОПС практически отсутствует. Пункт z15, видимо, находится в центре ОПС (который располагается в интервале глубин 24—30 км), на что указывает минимальное расхождение значений ρ в двух направлениях. В остальных пунктах центр ОПС находится на глубине 10—16 км. Совпадение азимута максимальной проводимости в окружающих пунктах с азимутом z15 (20°) может свидетельствовать о близком расположении п. z14 и Млн к центральной части объекта. В этом случае резкое отличие азимута максимальной проводимости в п. z21 указывает на то, что пункт находится на краю объекта. Значения суммарной продольной проводимости ОПС не превышают 500 См.

Применению 3D инверсии предшествовала работа по определению геоэлектрических параметров земной коры Украины с помощью 2D моделирования. Для региональных КирАЭ и КарАЭ моделирование выполнялось по профилям вкрест простирания аномалий (рис. 7). В результате были установлены кровля аномалообразующих объектов и площади, на которых аномальные значения МТ поля от этих объектов минимальны. На площади, оконтуренной на востоке КирАЭ, а на юго-западе КарАЭ, было выполнено 2D моделирование. Здесь нет

четко выраженных протяженных проводящих структур, вызывающих аномальное поведение компонент МТ поля. Поэтому при выборе направления профилей моделирования в первую очередь авторы руководствовались геолого-геофизическими данными [Гинтов, 2005; Національний..., 2007], по которым система зон широтных разломов в юго-восточной части ВЕП моложе диагональной. Таким образом, влияние тектонической активности на физические параметры недр в пределах этих зон могло сохраниться. С учетом этого моделирование было выполнено вдоль 18 меридиональных профилей от меридиана $23,7^{\circ}$ до 36° в.д. с шагом 25—40 км. В то же время нельзя исключить наличия ОПС меридионального простирания, поэтому моделирование было выполнено вдоль 22 широтных профилей от широты $52,4^{\circ}$ до 45° с.ш. с шагом 25—40 км.

Глубина залегания кровли аномалеобразующего объекта КарАЭ в Украинских Карпатах изменяется от 8 до 16 км. Наименее достоверный результат получен на профилях в юго-восточной части Украины, так как данные имеются только для участков, расположенных с северо-востока аномалии. Для КирАЭ от широты Шостки на севере до широты Симферополя на юге глубина кровли близка к 18 км.

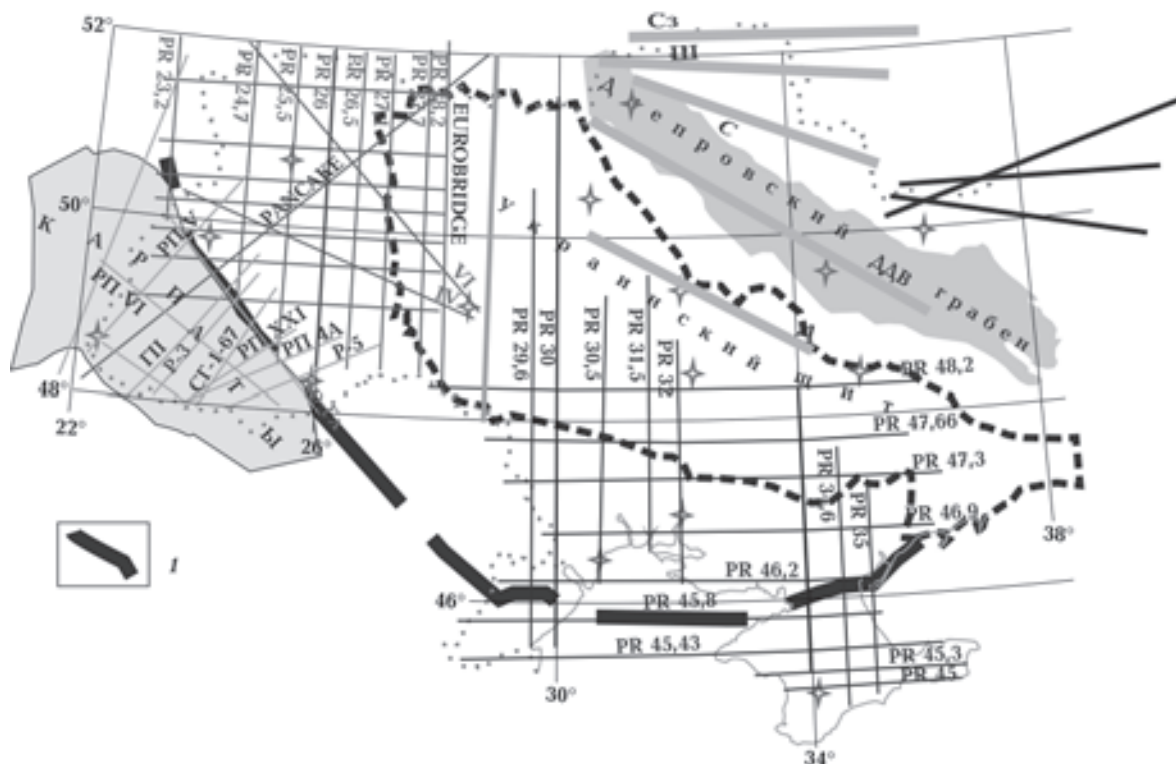


Рис. 7. Расположение профилей 2D моделирования: 1 — граница ВЕП.

Сеть профилей моделирования территории, ооконтуренной на востоке КирАЭ, а на юго-западе КарАЭ, позволяет построить трехмерную матрицу геоэлектрических параметров. Используя эту матрицу, с помощью программы ГИС ТАРИГ были построены различные варианты объемных распределений ОПС. На рис. 8 представлены срезы сопротивлений на двух уровнях в земной коре территории, из которых видно, что проводящие объекты не образуют по всей площади связной системы. Кровля большинства ОПС оказывается больше 10 км, хотя апикальные части многих из них прослеживаются и на 10 км.

Отметим, что полученные оценки глубины залегания ОПС во многих пунктах хорошо согласуются с результатами одномерной инверсии.

К настоящему времени трехмерное моделирование выполнено только для регионов региональных аномалий КирАЭ и КарАЭ (и примыкающей части ВПП). Глубина залегания тонкого слоя была выбрана средней по результатам двумерного моделирования.

База данных, созданная чешскими, польскими, словацкими и украинскими геоэлектриками, была использована для 3D моделирования Карпатского региона методом тонкой пленки [Kováčiková et al., 2010]. На рис. 9, а показан результат моделирования для Карпатского региона от его сочленения с Альпами до границы Украины и Румынии.

Позднее, по мере добавления данных по территории Украины, моделирование было проведено для более ограниченной террито-

рии (рис. 9, б) [Гордиенко и др., 2012]. Стартовая модель — однородный по проводимости тонкий слой. Было рассчитано два варианта с глубиной залегания слоя 8 и 16 км. Параметры вмещающей горизонтально-слоистой среды те же, что при двумерном моделировании. На основании данных наблюдений были построены карты ВПМФ. Вся площадь исследований (630×630 км) разбита на квадраты рабочего планшета. Размер квадратов (10×10 км) выбирался с учетом расстояния между пунктами наблюдений и длины волны в слое в зависимости от используемого периода. Во всех случаях количество ячеек, окружающих рабочий планшет и имеющих постоянную проводимость, равную 100 См, составляло около 25 %. Расчеты были выполнены для периодов 400, 900, 1600, 4900 и 6400 с. На рис. 9, б приведены результаты для периода 1600 с, для которого уверенно выполняются методические требования программы. Основные закономерности модели сохраняются и для остальных периодов.

Согласно рис. 9, б, на глубинах 8 и 16 км в консолидированной земной коре ОПС с проводимостью, более чем на порядок превышающей фоновую, отмечены севернее Ивано-Франковска и в юго-восточной части ВПП (этот участок можно отнести к Черновицкой аномалии). Судя по величине проводимости, первый объект, видимо, расположен на глубине, близкой к 8 км, а второй — к 16 км. Кроме того, видно, что аномальная проводимость на ВПП является частью структуры, протягивающейся от Складчатых Карпат.

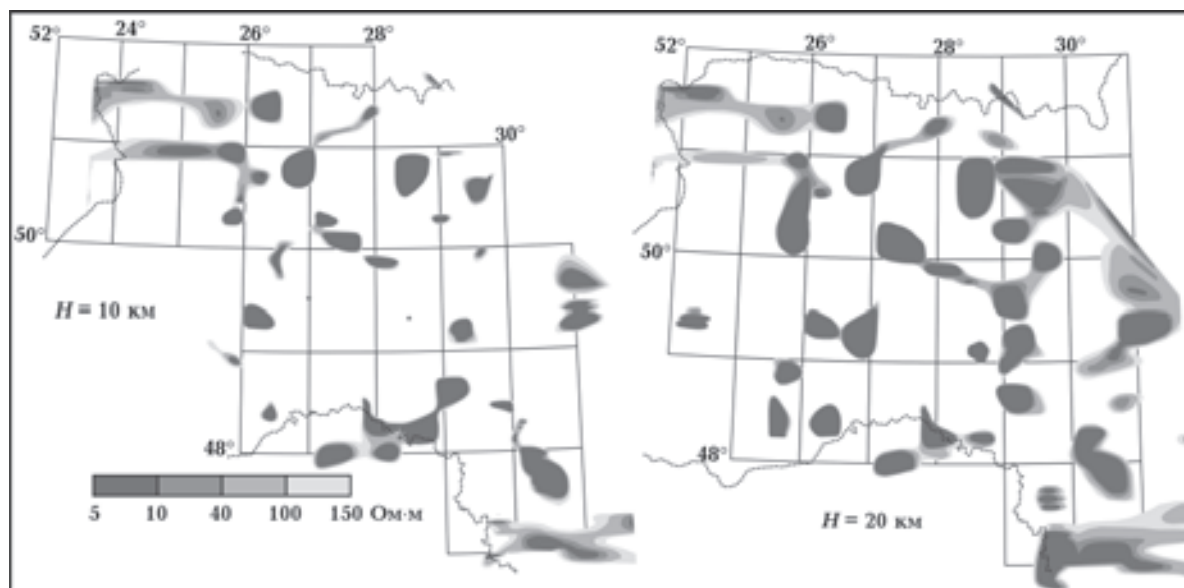


Рис. 8. Распределение ОПС в юго-западной части ВЕП на глубинах 10 и 20 км.

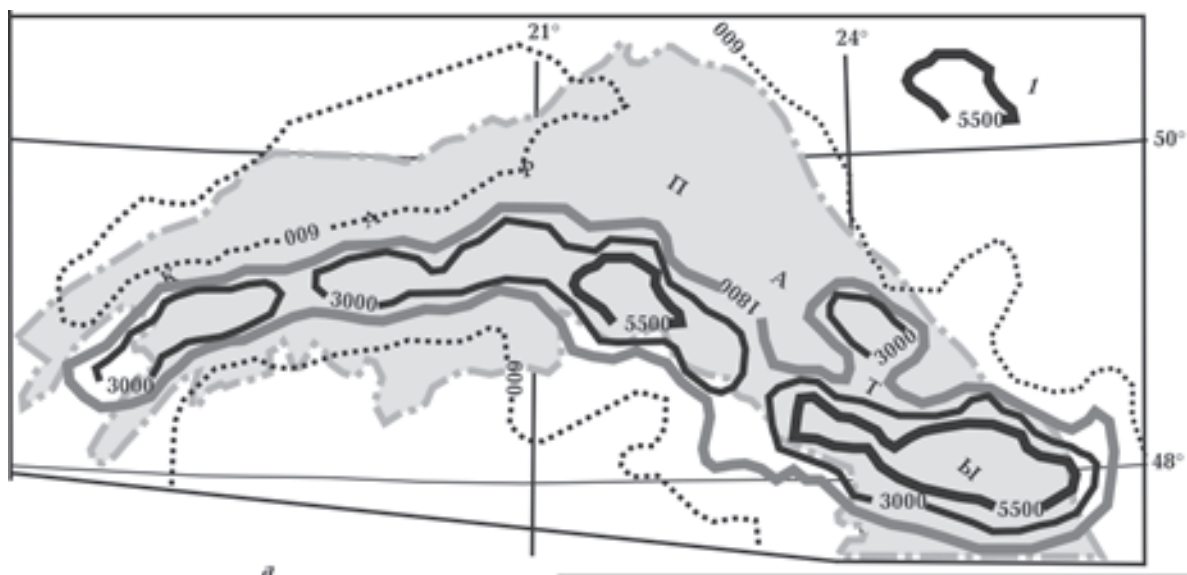
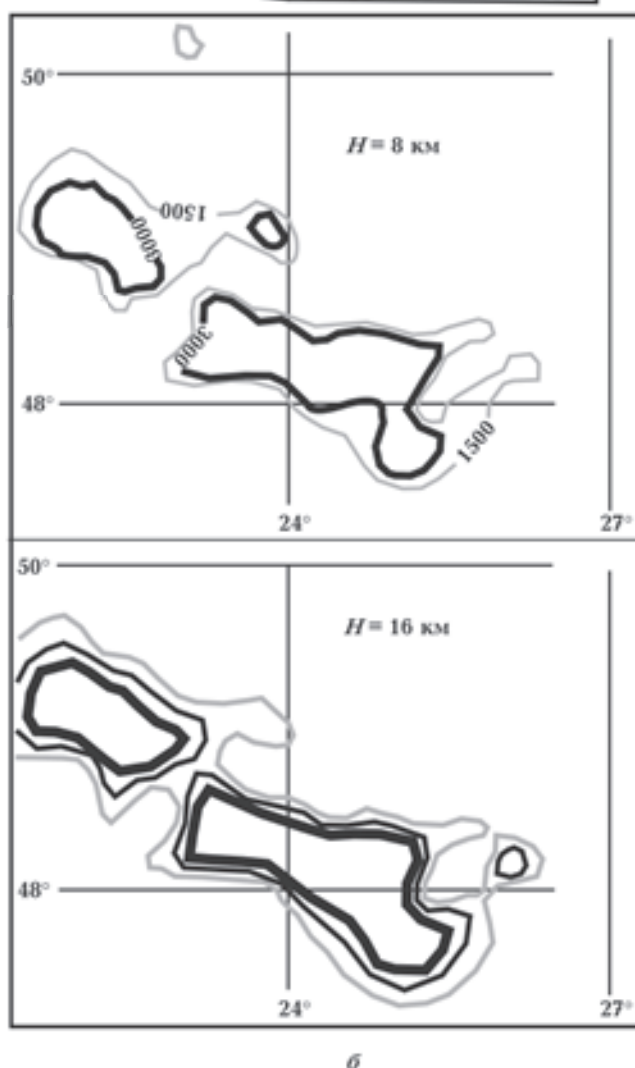


Рис. 9. Значения продольной проводимости в тонком слое для Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты: а — по [Kovacicova et al., 2010], б — по [Гордиенко и др., 2011].

Первый опыт применения модели тонкого слоя для выяснения распределения проводимости КирАЭ относится к 2005 г. [Гордиенко и др., 2005]. При этом выяснилось, что существующая на тот момент плотность наблюдений позволяет оценить только региональные особенности аномалеобразующего объекта. Площадь исследований (600×375 км) была разбита на квадраты со стороной 10 км, что составило рабочий планшет. На всей площади от северной границы Украины до 48° с.ш. имелись данные наблюдений в 50 пунктах. Расчеты были выполнены для периодов 400, 900, 1600, 4900 и 6400 с.

На рис. 10, а приведены результаты моделирования. Объект КирАЭ представляется в виде полосы с проводимостью более 6000 См квазимеридионального простирания, протягивающейся от 48° до 51° с.ш. Ширина зоны около 100 км. Вдоль северного борта Украинского щита проявляется еще один высокопроводящий объект, с северо-западной частью которого согласуется контур Днепровской аномалии теплового потока.

Сотрудничество с российскими коллегами позволило проследить продолжение КирАЭ на север до 54° с.ш. Был расширен



алгоритм квазитрехмерной инверсии до применения многопленочных моделей, что позволяет в качестве первого слоя представлять

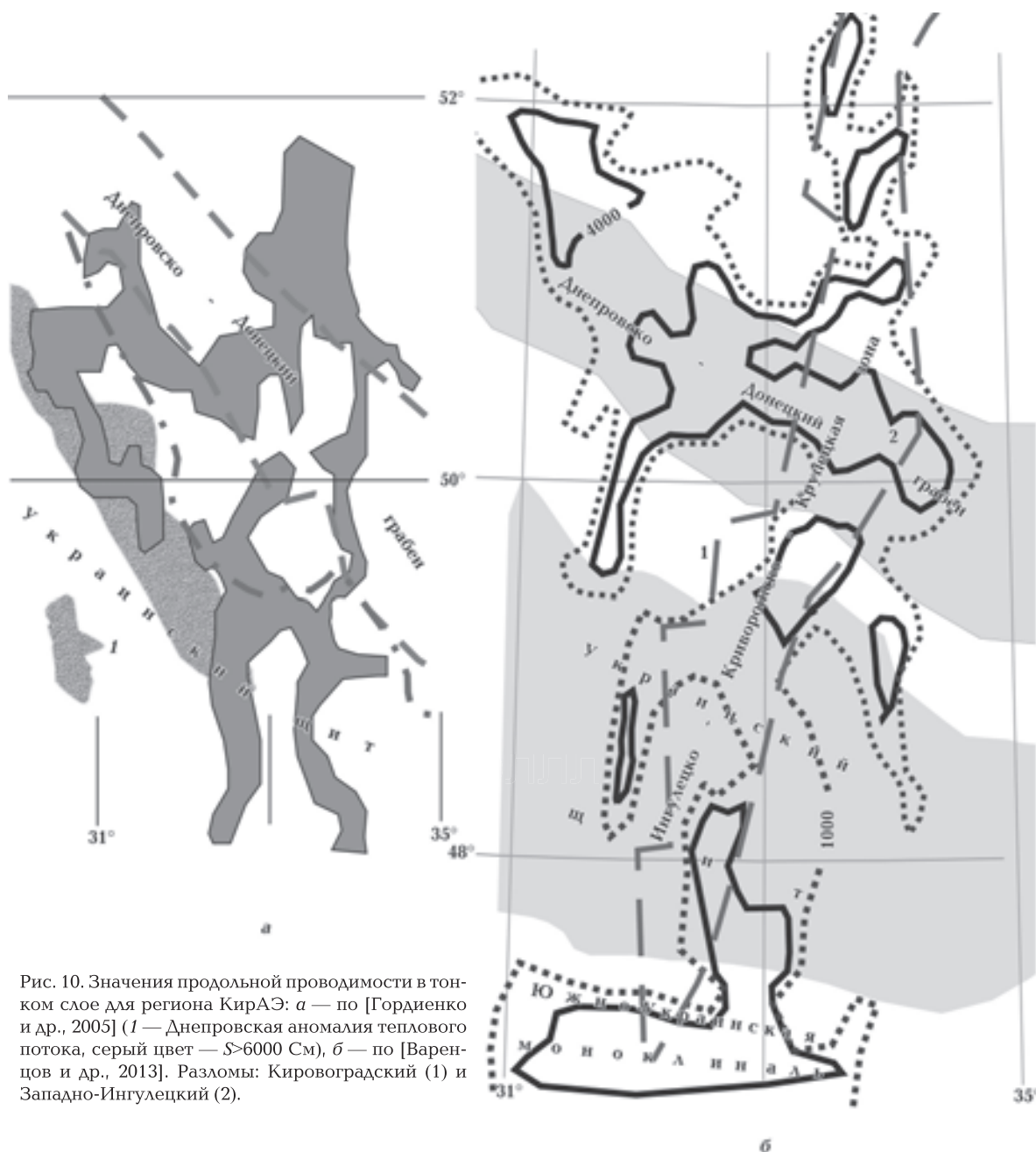


Рис. 10. Значения продольной проводимости в тонком слое для региона КирАЭ: а — по [Гордиенко и др., 2005] (1 — Днепровская аномалия теплового потока, серый цвет — $S > 6000 \text{ См}$), б — по [Варенцов и др., 2013]. Разломы: Кировоградский (1) и Западно-Ингулецкий (2).

реальные значения проводимости поверхностных отложений.

На следующем этапе с учетом возросшего количества пунктов наблюдений моделирование было повторено с использованием данных в 90 пунктах. Как видно из рис. 10, б, конфигурация объекта КирАЭ по изолинии 1000 См сохранилась, но максимальные значения проводимости уменьшились. Рисовка площади наиболее проводящих частей изменилась, но это может быть связано с применением различных способов интерполяции результатов моделирования при использовании графических программ.

Обсуждение. Остановимся на некоторых наиболее важных практических выводах из полученных результатов.

Уже в ранних работах авторов [Гордиенко и др., 2005, 2006] отмечалась пространственная связь КирАЭ с восточным фрагментом Кировоградского блока Украинского щита между Кировоградским и Западно-Ингулецким разломами. Из представленной на рис. 10, б модели видно практически полное согласие контура КирАЭ по изолинии 1000 См с давно выделяемой Л. С. Галецким и другими межблоковой Ингулеcko-Криворожско-Крупецкой зоной [Галецкий, Шевченко, 2006].

Зона КирАЭ — это уникальная металлогеническая провинция (рис. 11, а). Здесь расположены гигантские месторождения железных руд, которые являются основной железорудной базой Украины; месторождения урана, германия, ванадия, редких металлов, а также рудопроявления золота, серебра, цинка, меди, свинца, графита и др. Практически все желе-

зородные месторождения находятся на восточном борту высокопроводящего объекта КирАЭ. Там же отмечаются месторождения графита и проявления золота.

В результате 2D инверсии на профиле вдоль оси Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) (рис. 11, б) было установлено, что при пересечении КирАЭ с рифейским грабеном ДДВ

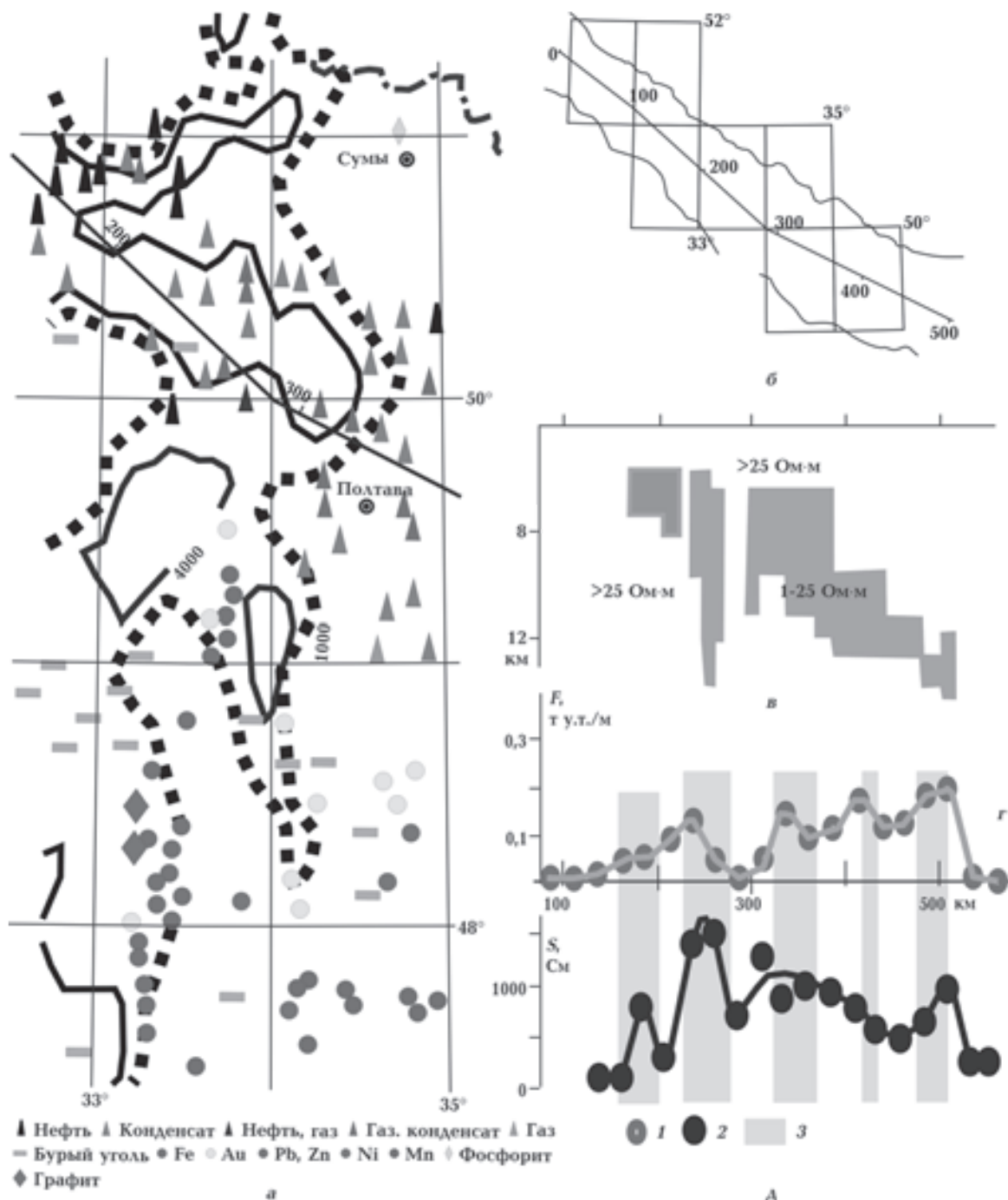


Рис. 11. Сопоставление модели тонкой пленки КирАЭ с основными рудоносными структурами (а), вариации удельной нефтегазоносности (1) и изменения S (2) слоя в нижней части осадочной толщи и консолидированной коре (3 — активизированные поперечные глубинные разломы) вдоль профиля по оси ДДВ (рис. 4).

кровля проводящих объектов (с ρ преимущественно 5—10 Ом·м, рис. 11, в) располагается в интервале глубин 6—12 км, что можно отождествить с гипотетической углеродсодержащей толщей рифея, при активизации (тепловом и химическом воздействии глубинных флюидов), ставшей источником углеводородов (УВ). Температуры образования УВ впадины, восстановленные по их изотопному и химическому составу, согласуются с тепловой моделью коры ДДВ в этом интервале глубин. По данным геотермии глубже намечается зона частичного расплава, по локальным разломам происходит инжекция глубинных флюидов (доказанная геологическими методами на некоторых структурах). Можно предположить, что в зонах крупных разломов (рис. 11, г, д) произойдет повышение концентрации таких возмущений вместе с увеличением удельной нефтегазоносности F (рис. 11, г). Последняя определялась как сумма запасов месторождений в поперечных к ДДВ полосах шириной 25 км, отнесенная к единице площади полосы [Гордиенко и др., 2006]. Как видно из рис. 11, в—д, намечается

корреляция зон пониженного сопротивления (повышенных значений S) в нижней части осадочного чехла с ростом F . В зону объекта со значениями $S > 4000$ См, полученного в модели тонкого слоя (рис. 11, а), попадает большинство нефтегазовых месторождений, т. е. наблюдается полное согласие результатов 2D и 3D инверсий. К сожалению, плотность пунктов с данными ВПМФ не позволяет вести расчеты по квазитрехмерной модели на площади восточнее меридиана 34° (западнее 34° в.д. имеются определения ВПМФ в более чем 120 пунктах, а восточнее — меньше чем 10).

В мировой практике давно отмечается связь ОПС с расположением зон повышенной сейсмичности. Местная сейсмичность в зоне КирАЭ очень слабая. В то же время на всей территории юго-запада ВЕП наблюдаются значительные макросейсмические проявления землетрясений в зоне Вранча. Очаги сильных землетрясений располагаются в интервале глубин 110—160 км, что обуславливает их влияние на большие расстояния. Изосейсты большинства землетрясений вытянуты в

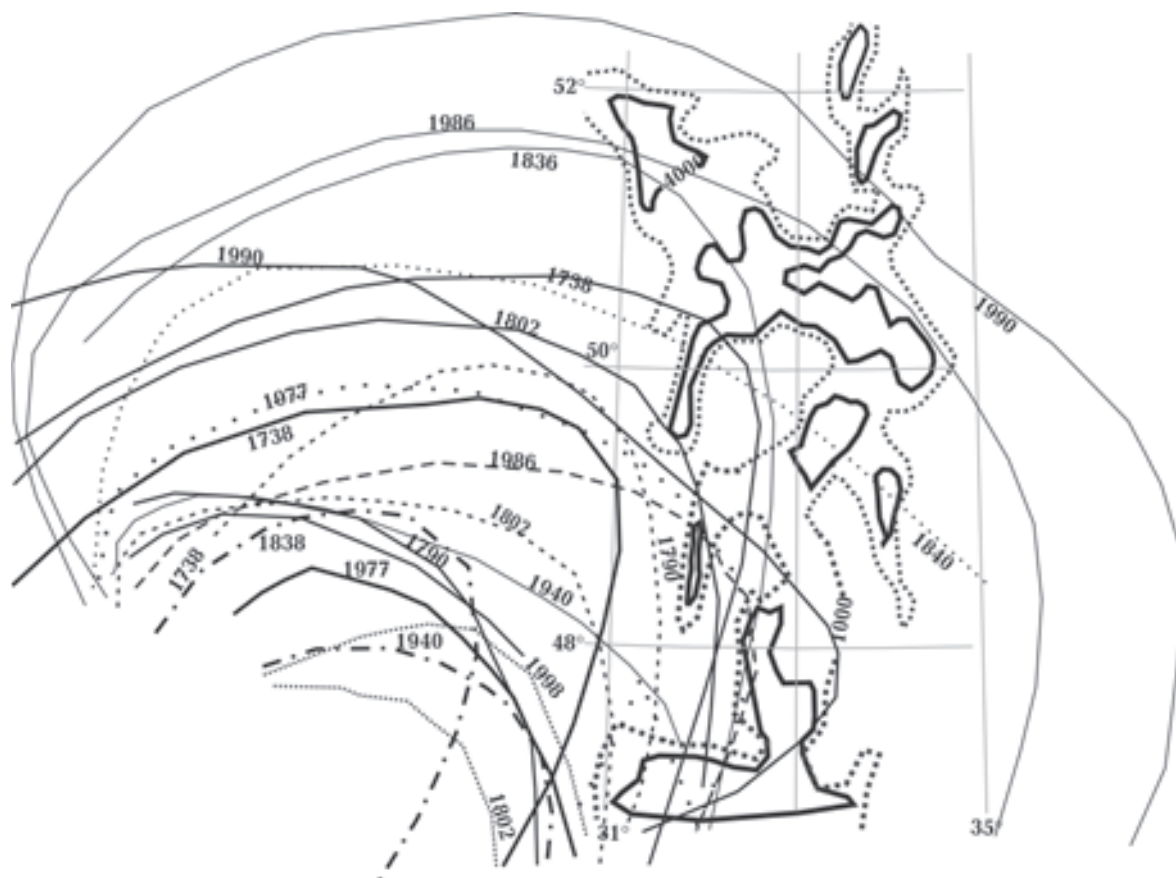


Рис. 12. Соотношение КирАЭ с изосейстами землетрясений зоны Вранча.

северо-восточном направлении от зоны Вранча, но при этом наблюдаются существенные отличия в их конфигурации. Вызывает интерес вопрос о корреляции положения КирАЭ с распространением влияния сильных землетрясений в зоне Вранча.

На рис. 12 приведена карта изосейст сильных землетрясений зоны Вранча на территории Украины за последние два столетия [Харитонов и др., 1996]. Видно, что аномальное уменьшение влияния землетрясений наблюдается в западных областях Украины и зоне КирАЭ. Изосейсты только трех землетрясений пересекают высокопроводящую зону КирАЭ (ограниченную изолинией 1000 См), т. е. существование КирАЭ как-бы ограничивает распространение влияния землетрясений зоны Вранча в северо-восточном направлении.

Более представительный результат связи ОПС с сейсмичностью получен для региона Украинских Карпат [Kovachikova et al., 2016]. Проекция распределения проводимости в слое с кровлей на глубине 10 км и эпицентров землетрясений на территории Восточных Карпат

(за 1961—2011 гг.), представлены на рис. 13. Большинство эпицентров зарегистрированных землетрясений (независимо от их магнитуды) на всей территории Восточных Карпат расположены вне зон наиболее высоких проводимостей (рис. 13, а). Землетрясения с $M_D < 1,5$ преобладают в центральной части Украинских Карпат, а с $M_D > 1,5$ увязываются с изолинией проводимости 2000 См, ограничивающей проводящий объект с юго-запада (хотя такая же связь отмечается и для северо-западной границы проводящего объекта).

В объемной модели региона (построенной с использованием ГИС ТАРИГ) наблюдается аналогичная картина и для распределения эпицентров землетрясений по глубине (рис. 13, б). Из 124 землетрясений за 1961—2011 гг. с глубинами очагов 7—13 км в интервал глубин 10—11 км попадает лишь 15 событий, причем все они находятся вне наиболее проводящих частей объекта.

Тепло Земли является полезным ископаемым, использование которого в мире в последние годы растет быстрыми темпами. Вы-

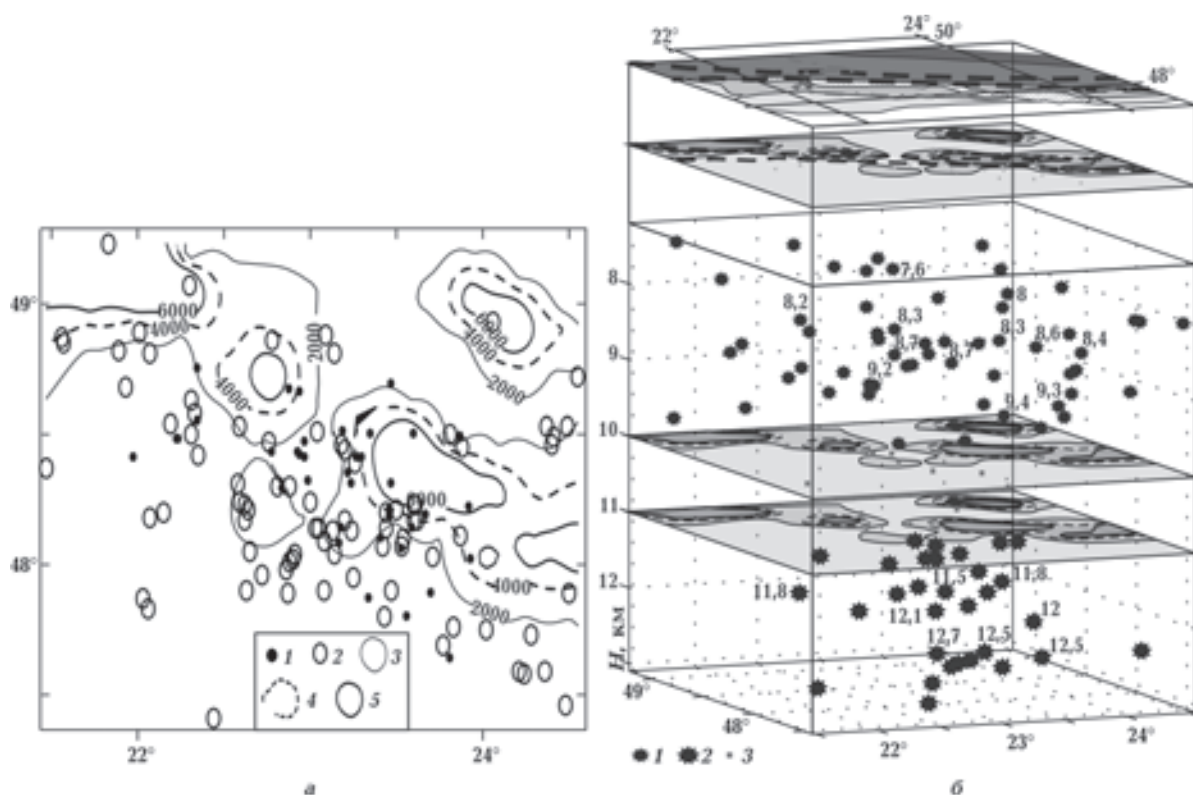


Рис. 13. Сопоставление результатов квазитрехмерного моделирования с сейсмичностью Украинских Карпат: а — проекции на поверхность Земли эпицентров землетрясений (со значениями магнитуды M_D менее 1,5 (1), более 1,5 (2)) и распределения проводимости (3—5) по модели тонкой пленки; б — взаимное расположение эпицентров землетрясений и проводимости (1—3 — глубина очага землетрясений (1 — $H < 10$ км, 2 — $H > 11$ км, 3 — $H = 10 \pm 1$ км)).

явление районов, перспективных на разработку геознергетических ресурсов, в первую очередь, основано на данных геотермических исследований. Геоэлектрические результаты дополняют данные, на основе которых выявляются районы с повышенным тепловым потоком (ТП).

Один из примеров хорошего согласия контура аномалии ТП и объекта повышенной проводимости — распределение проводимости, полученное методом тонкой пленки (см. рис. 10, а), Днепровской аномалии ТП соответствует ОПС с кровлей на глубине порядка 16 км. Тепловая модель Днепровской аномалии ТП содержит интервалы глубин 20—30 и 70—120 км с температурами выше солидуса [Гордиенко и др., 2007]. Коровый проводящий объект может быть расположен заметно выше указанной глубины, так как формируется в основном флюидами, поднявшимися над зоной частичного плавления.

Интересные выводы можно получить при сопоставлении модели тонкой пленки в Карпатском регионе с проявлением зоны современной активизации под Карпатами.

По данным [Гордиенко и др., 2011], наибольшие для Украинских Карпат значения плотности геознергетических ресурсов (W) выявлены в Закарпатском прогибе (рис. 14). Здесь широко представлены территории с плотностью ресурсов на уровне 6—8 и 8—10 т.у.т./м². Расчеты W выполнены согласно геотермическим данным, которые практически отсутствуют в Складчатых Карпатах. По данным [Шлапінський, 2015], северная граница гидротермального поля проходит в Складчатых Карпатах. Между северными границами максимальных значений W и гидротермального поля сосредоточена полоса источников минеральных вод. Анализ свободных и растворенных газов в источниках во многих скважинах в интервале глубин до 4000 м указывает на наличие в их составе до 100 г/л углекислого газа и азота. Северная граница гидротермального поля согласуется с центральной частью объекта КарАЭ (модель



Рис. 14. Распределение проводимости, См (1), северная граница максимальной плотности геознергетических ресурсов (2) (цифра в кружке — W в т.у.т./м²) [Гордиенко и др., 2011]; северная граница гидротермального поля (3) и источники минеральных углекислых вод (4) [Шлапінський, 2015].

тонкого слоя) от границы с Польшей до 24° в.д. Далее на юго-восток эта граница проходит по южному борту ОПС (модель может измениться при наличии магнитовариационных данных в Румынии). Полоса источников углекислых минеральных вод на всем протяжении увязывается с краевой частью объекта КарАЭ. Объект повышенной проводимости, оконтуренный изолиний 5000 См, сечет простирание Карпат. Его природа пока не нашла однозначного объяснения в геологических объектах и геофизических полях.

Выводы. Рассмотренные в статье методы 1D анизотропной инверсии (с применением методов стохастического дирекционного и декомпозиционного анализа) и 3D инверсии (методом тонкого слоя) являются инструментами, существенно повышающими качество интерпретации данных магнитотеллурических исследований. Их применение позволило на количественном уровне доказать существование проводящих объектов, расположенных на различных глубинах и вытянутых в пересекающихся направлениях. Важность применения указанных методов продемонстрирована на примерах, увязывающих полученные результаты с размещением областей и районов специфических полезных ископаемых, сейсмичностью и гео- и гидротермальными ресурсами.

Список литературы

Алексанова Е. Д., Баглаенко Н. В., Варенцов Ив. М., Куликов В. А., Логвинов И. М., Лозовский И. Н., Орлюк М. И., Пушкарев П. Ю., Соколова Е. Ю., Соколов Н. С., Тарасов В. Н., Шустов Н. Л., Яковлев А. Г., Яковлев Д. В., Рабочая группа KIROVOGRAD. Сопоставление геофизических полей в зоне Кировоградской и Курской аномалий электропроводности. В кн.: *Современное*

состояние наук о Земле. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2011. С. 33—37.

Варенцов Ив. М., Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Трегубенко В. Н. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2013. 212 с.

- Галецький Л. С., Шевченко Т. П. Нові уявлення про структуру та рудоносність земної кори території України. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 57—65.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2006. 144 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н. Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). Киев: Наук. думка, 2012. 193 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2011. 128 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Логвинов И. М., Шкурченко И. Е. Новые результаты геотермических и геоэлектрических исследований Днепровской зоны современной активизации. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 1. С. 57—65.
- Національний Атлас України. Київ: Держав. наук.-вироб. підприємство «Картографія», 2007. 440 с.
- Тарасов В. Н., Логвинов И. М., Гордиенко И. В. Результаты магнитотеллурических исследований на юге Воронежской антеклизы. *Доп. НАН України.* 2012. № 10. С. 115—118.
- Тарасов В. Н., Логвинов И. М., Литвинов Д. А. Сравнительный анализ графического представления 3D моделей по данным магнитотеллурического зондирования. *Геоінформатика.* 2013. № 3. С. 59—66.
- Харитонов О. М., Костюк О. П., Кутас В. В., Прохорин Р. С., Руденская И. М. Сейсмичность территории Украины. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 1. С. 3—15.
- Шлапінський В. Є. Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дукалянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтагазоносності: Дис. ... канд. геол. наук. Львів, 2015. 211 с.
- Berdichevsky M. N., Dmitriev V. I., 2008. Models and methods of magnetotellurics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 563 p.
- Constable S. C., Parker R. L., Constable C. G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Ingerov A. I., Rokityansky I. I., Tregubenko V. I., 1999. Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth Planet. Space* 51, 1127—1133.
- Kovacikova S., 2001. Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians: Dr. dis. Praha, 88 p.
- Kovacikova S., Jozwiak W., Logvinov I., Nowozynski K., Pek J., Ladanivskyy B., Tarasov V., 2010. Database of geomagnetic induction vectors across the Carpathians and modeling of the regional conductivity distribution: *XIX Kongress CBGA*, P. 17.
- Kováčiková S., Červ V., Praus O., 2005. Modelling of the conductance distribution at the eastern margin of the European Hercynides. *Stud. Geophys. Geod.* 49, 403—421.
- Kovachikova S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., Kalenda P., 2016. Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians. *Stud. Geophys. Geod.* 60(2), 280—296. doi: 10.1007/s11200-014-0942-y.
- Logvinov I. M., 2015. Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica* 63(5), 1216—1230. doi:10.1515/acgeo-2015-0049.
- Logvinov I., Srebrov B., Rakhlin L., Kovachikova S., 2014. Geoelectrical studies at the geophysical observatories of Bulgaria. In: *BlackSeaHazNet FP7 IRSES Project 246874(Complex Research of Earthquake's Forecasting Possibilities, Seismicity and Climate Change Correlations, 3, Seminar proceedings, 16—20 December, 2013, INRNE-BAS. Sofia, Bulgaria.* P. 70—79.
- Pec J., Santos E., 2006. Magnetotelluric inversion for anisotropic conductivities in layered media. *Phys. Earth Planet. Int.* 47, 33—41.
- Semenov V. Yu., Pek J., Adam A., Jozwiak W., Ladanivskyy B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J., 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica* 56(4), 957—981.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics* 65(3), 791—803.

Modelling of the Earth's crust of Ukraine by the results of the magnetotelluric studies using new methods of inversions

© S. Kovachikova, I. M. Logvinov, J. Pek, V. N. Tarasov, 2016

Application of 1D anisotropic inversion (using methods of stochastic and directional decomposition analysis) and 3D inversion (by thin layer) to magnetotelluric data in the territory of Ukraine allowed to prove quantitatively the existence of conductive objects located at different depths and extending in intersecting directions. The importance of the use of these methods has been demonstrated by examples, linking results in the Carpathians, the Dnieper-Donets Basin, the slope of the Voronezh massif, Ukrainian shield with accommodation areas and areas of specific minerals, seismic and geo- and hydrothermal resources.

Key words: conductivity structure, Earth's crust, Ukrainian Carpathians, Kirovograd anomaly of conductivity, Voronezh massif decline.

References

- Aleksanova E. D., Baglaenko N. V., Varentsov Iv. M., Kulikov V. A., Logvinov I. M., Lozovskiy I. N., Orlyuk M. I., Pushkarev P. Yu., Sokolova E. Yu., Sokolov N. S., Tarasov V. N., Shustov N. L., Yakovlev A. G., Yakovlev D. V., Working Group KIROVOGRAD, 2011. Comparison of geophysical fields in the area of the Kirovograd conductivity anomaly and Kursk. In: *Modern state of Earth Sciences*. Moscow: Publ. House of Moscow University, P. 33—37 (in Russian)
- Varentsov Iv. M., Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Tregubenko V. I., 2013. The slope of the Voronezh crystalline massif (geophysics, deep processes). Kiev: Logos, 112 p. (in Russian).
- Galetskyy L. S., Shevchenko T. P., 2006. New concepts on the structure and ore presence of the Earths crust of the territory of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(5), 57—65 (in Ukrainian).
- Gintov O. B., 2005. Field Tectonophysics and its application in the study of the deformation of the crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2005. Ukrainian Shield (Geophysics, deep processes). Kiev: Korvin Press, 210 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Pec J., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2006. Dnieper-Donetsk Basin (Geophysics, deep processes). Kiev: Korvin Press, 144 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., 2012. Volyn-Podolsk Plate (Geophysics, deep processes). Kiev: Naukova Dumka, 193 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2011. Ukrainian Carpathian (Geophysics, deep processes). Kiev: Logos, 128 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Logvinov I. M., Shkurenko I. E., 2007. New results geothermal and geoelectrical investigations Dnieper modern revitalization zone. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(1), 57—65 (in Russian).
- National Atlas of Ukraine, 2007. Kyiv: State Scientific Production Enterprise «Kartographia», 440 p. (in Ukrainian).
- Tarasov V. N., Logvinov I. M., Gordienko I. V., 2012. The results of magnetotelluric investigations on the South of the Voronezh anticline. *Dopovidi NAN Ukrainy* (10), 115—118 (in Russian).
- Tarasov V. N., Logvinov I. M., Litvinov D. A., 2013. A comparative analysis of graphic presentation of 3D models based on magnetotelluric sounding date. *Geoinformatika* (3), 59—66 (in Russian).
- Kharitonov O. M., Kostyuk O. P., Kutas V. V., Pronishin R. S., Rudenskaya I. M., 1996. Seismicity of the territory of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 18(1), 3—15 (in Russian).
- Shlapinskyy V. E., 2015. Geological structure of Skybian, Krosno and Duklya-Chornohora nappes of the Ukrainian Carpathians and oil and gas prospects: Dis. Cand. geol. Sci. Lviv, 211 p. (in Ukrainian).
- Berdichevsky M. N., Dmitriev V. I., 2008. Models and

- methods of magnetotellurics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 563 p.
- Constable S. C., Parker R. L., Constable C. G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Ingerov A. I., Rokityansky I. I., Tregubenko V. I., 1999. Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth Planet. Space* 51, 1127—1133.
- Kovacikova S., 2001. Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians: Dr. dis. Praha, 88 p.
- Kovacikova S., Jozwiak W., Logvinov I., Nowozynski K., Pek J., Ladanivsky B., Tarasov V., 2010. Database of geomagnetic induction vectors across the Carpathians and modeling of the regional conductivity distribution: XIX Kongress CBGA, P. 17.
- Kováčiková S., Červ V., Praus O., 2005. Modelling of the conductance distribution at the eastern margin of the European Hercynides. *Stud. Geophys. Geod.* 49, 403—421.
- Kovachikova S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., Kalenda P., 2016. Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians. *Stud. Geophys. Geod.* 60(2), 280—296. doi: 10.1007/s11200-014-0942-y.
- Logvinov I. M., 2015. Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica* 63(5), 1216—1230. doi:10.1515/acgeo-2015-0049.
- Logvinov I., Srebrov B., Rakhlin L., Kovachikova S., 2014. Geoelectrical studies at the geophysical observatories of Bulgaria. In: *BlackSeaHazNet FP7 IRSES Project 246874(Complex Research of Earthquake's Forecasting Possibilities, Seismicity and Climate Change Correlations, 3, Seminar proceedings, 16—20 December, 2013, INRNE-BAS. Sofia, Bulgaria.* P. 70—79.
- Pec J., Santos E., 2006. Magnetotelluric inversion for anisotropic conductivities in layered media. *Phys. Earth Planet. Int.* 47, 33—41.
- Semenov V. Yu., Pek J., Adam A., Jozwiak W., Ladanivsky B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J., 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica* 56(4), 957—981.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics* 65(3), 791—803.