

Электропроводность коры и мантии Восточно-Европейской платформы в западной части Украины по данным 2D инверсии

И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов, 2019

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 3 июля 2018 г.

Наведено об'ємну геоелектричну модель, яку побудовано на підставі аналізу геоелектричних параметрів, визначених при 2D інверсії магнітотелуричних і магнітоваріаційних параметрів за мережею із 40 профілів на території від 22° до 30° сх.д. і від $47,8^\circ$ до 52° пн.ш. Аналіз зрізів опорів в інтервалі глибин від 5 до 105 км вказує на відсутність об'єктів зниженого опору (менше $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), за розмірами яких можна було б назвати їх шарами. Геометричні параметри подібних об'єктів засвідчують їх локальність. Уздовж межі Східноєвропейської платформи розміщуються геоелектричні об'єкти зниженого і високого (понад $4000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) опорів, на глибинах більше 20 км переважають низькоомні об'єкти. Зіставлення аномальних геоелектричних об'єктів (зниженого та високого опорів) за даними стосовно розломної тектоніки, металогенії, нафтогазоносності і сучасної активізації показує, що більша частина об'єктів зниженого опорів приурочена до перетину розломів, в яких часто концентруються вузли і райони корисних копалин з електронним типом провідності (графіт, поліметали і благородні метали). Перспективні на нафтогазоносність райони, які виділено на картах різних авторів, частково узгоджуються з Яворівською, Локачинською, Тернопільською та Черновіцькою зонами сучасної активізації і в цьому випадку супроводжуються провідними об'єктами. Цікаво відзначити факт узгодженості геолого-геофізичних висновків щодо перспективності Північно-Західної нафтогазоносної провінції з наявністю тут об'єктів зниженого опорів. Глибина і потужність провідних об'єктів дають змогу припустити генетичний зв'язок різноманітних корисних копалин не тільки з осадово-метаморфізованими породами, а й з глибинними флюїдами. Допускаємо, що отримані результати можуть сприяти розвитку уявлень про глибинну будову вивченої території і її зв'язку з відомими родовищами корисних копалин, а також з новими об'єктами в разі їх пошуку.

Ключові слова: електропровідність, земна кора і верхня мантия, Східноєвропейська платформа, корисні копалини.

Введение. В тектоническом отношении исследуемая территория (рис. 1) охватывает запад Восточно-Европейской платформы (Украинский щит, Волыно-Подольскую плиту). Здесь на разных глубинах выявлены многочисленные месторождения полезных ископаемых (полиметаллов, нефтегазовые, гидротермальные и др.). На щите обнажаются (или находятся под мезозойским осадочным чехлом незначительной мощности) породы различных

фаций метаморфизма (преимущественно амфиболитовой, реже гранулитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой) архейского и протерозойского возраста. Эти породы образовались при температурах и давлениях, соответствующих глубинам 7—37 км [Добрецов и др., 1970; Белевцев и др., 2001; Атлас ..., 2002; Курепин, 2003]. В пределах зон глубинных разломов концентрируются различные минеральные ассоциации. С разломами связывают полез-

ные ископаемые и на Вольно-Подольской плите [Шумлянський и др., 1980; Приходько, Приходько, 2005; Металчні ..., 2006 и др.]. Поэтому представляют интерес вопросы, касающиеся связи перечисленных и других геологических данных с их геоэлектрическими характеристиками. Некоторые, пока предварительные, ответы можно получить, основываясь исключительно на результатах, полученных с использованием вариаций магнитотеллурического (МТ) поля.

В предыдущих работах авторов на исследуемой территории Украины были оценены геоэлектрические параметры земной коры и верхней мантии с помощью одномерной (1D) и двумерной (2D) инверсий данных МТ исследований [Гордиенко и др., 2005, 2011, 2012; Logvinov, 2015; Логвинов и др., 2017]. С помощью программы 3D инверсии с применением модели тонкого слоя, разработанной С. Ковачиковой [Kováčikova, 2001], было проанализировано площадное распределение проводимости в верхней части земной коры Карпатского региона и прилегающих частей Восточно-Европейской платформы (ВЕП)

[Гордиенко и др., 2011]. В результате выявлено несколько важных моментов. В Карпатах прослежена Карпатская аномалия электропроводности (впервые выделенная Х. Визе [Wiese, 1965]), основной объект которой в контурах сопротивлений (ρ) менее 20 Ом · м располагается в интервале глубин 10—40 км. В земной коре Вольно-Подольской плиты (ВПП) и Украинского щита (УЩ) обнаружены многочисленные объекты пониженного (менее 100 Ом · м) сопротивления.

Цель настоящей работы — выяснение распределения электрического сопротивления в земной коре и верхней мантии западной части ВЕП, объясняющей поведение интерпретационных параметров МТ поля, полученных по данным магнитотеллурических (МТЗ) и магнитовариационных (МВЗ) зондирований, на территории от 22° до 30° в.д. и от 47,8 до 52° с.ш. Поставленная задача решается с помощью анализа геоэлектрических параметров, определенных при 2D инверсии по сети профилей (рис. 2).

Экспериментальные данные и методика интерпретации. Построение геоэлектрических моделей проведено на основе численного моделирования с использованием интерпретационных параметров, в качестве которых в работе приняты кривые кажущегося сопротивления (ρ_k), фазы импеданса (φ_Z), определяемые в методе МТЗ, и вертикальные магнитные переходные функции (ВМПФ), определяемые в методе МВЗ, в диапазоне периодов 10—10000 с.

Основной объем результатов МТ исследований получен производственными организациями Украины под руководством А.И. Ингерова и В.И. Трегубенко, а также сотрудниками Института геофизики НАН Украины (с участием авторов). Детальное обсуждение этих результатов представлено в работах [Ingerov et al., 1999; Гордиенко и др., 2005, 2011, 2012; Logvinov, 2015]. Кроме этих результатов в работе использовались данные [Железняк, Трегубенко, 1989; Хондошко, Трегубенко, 1991; Таран, Трегубенко, 1996; Adam et al.,

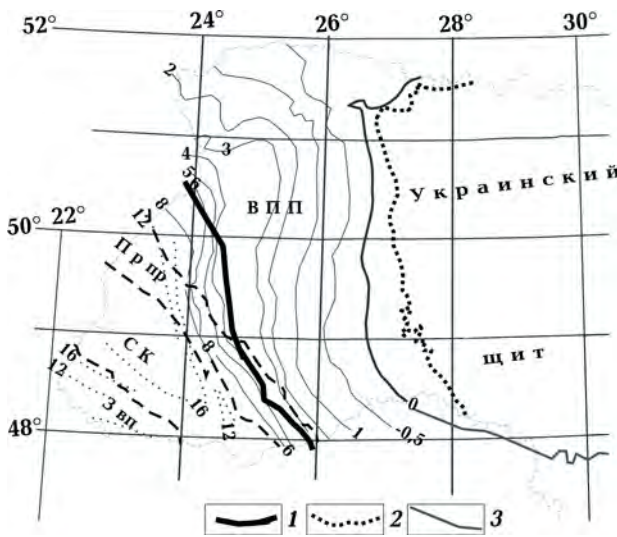


Рис. 1. Обзорная схема тектоники, по [Національний ..., 2007]: 1 — граница ВЕП, 2 — граница УЩ, 3 — изогипсы дорифейского фундамента. ВПП — Вольно-Подольская плита, Прпр — Предкарпатский прогиб, СК — Складчатые Карпаты, Звп — Закарпатская впадина.

1997; Лебідь та ін., 2004; Трегубенко та ін., 2004, 2009; Jozwiak, 2011; Логвинов и др., 2017]. Большая часть производственных работ выполнена цифровой аппаратурой первого поколения. Результаты наблюдений представлены кривыми МТЗ в направлениях измерительных линий в частотном диапазоне от 1—16 с до 900 с. Значения ВМПФ определены только в работах под руководством В. И. Трегубенко. Использование цифровой аппаратуры последнего поколения и применение современных программ обработки позволило сотрудникам производственных организаций под руководством В. И. Трегубенко (после 2000 г.) и ИГФ НАН Украины

получить кривые МТЗ и значения ВМПФ в диапазоне периодов от 1—10 до 3600—10 000 с. Согласно принятой методике интерпретации обязательным условием отбора кривых МТЗ было наличие фазы импеданса.

Кривые МТЗ проанализированы приблизительно в 800 пунктах (см. рис. 2). Несмотря на длительный срок (более 40 лет) проведения экспериментальных исследований, пункты наблюдений неравномерно распределены на исследуемой территории (меньше всего в северной части площади, юго-западном углу и на западе Карпатского региона). На последнем участке многочисленные трубопроводы и элект-

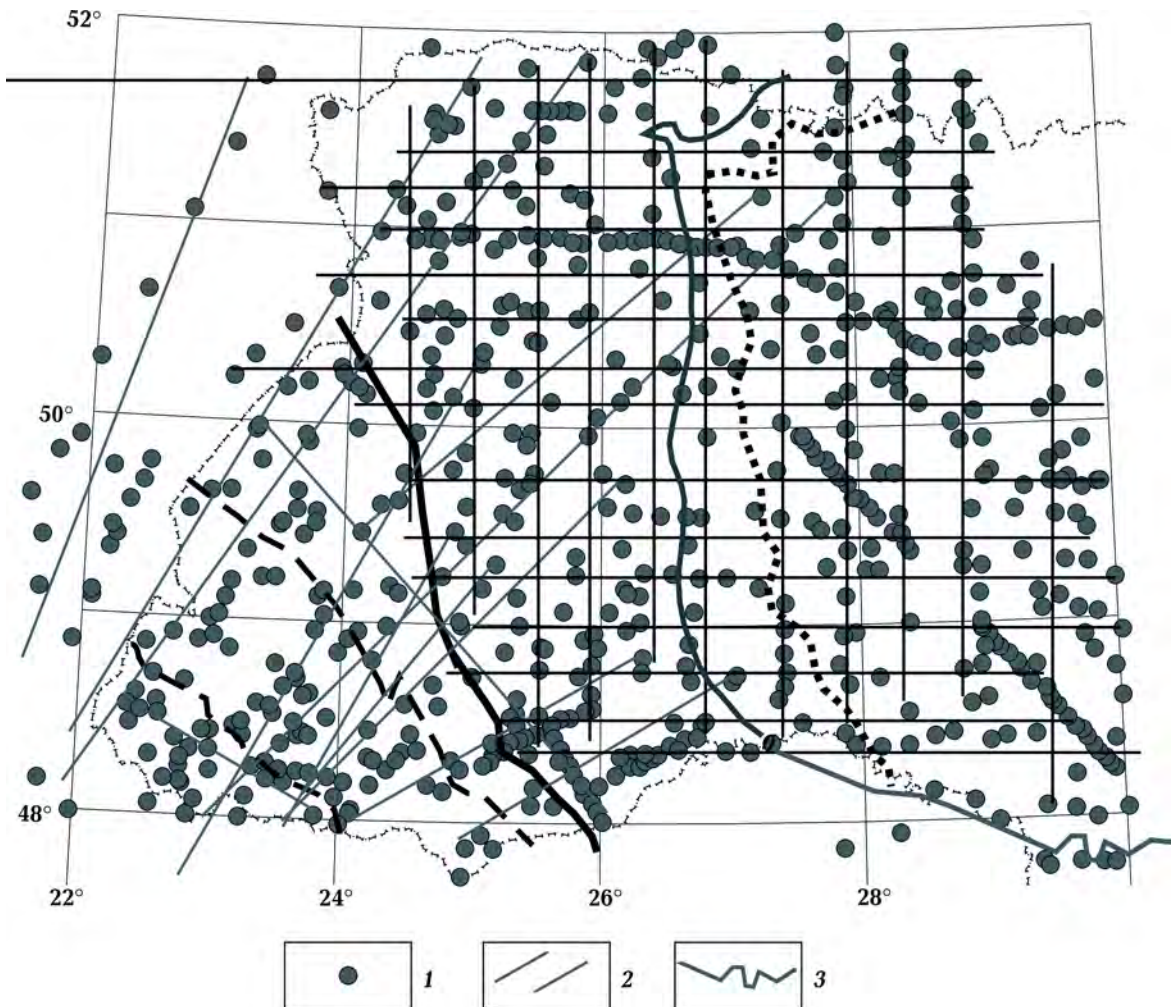


Рис. 2. Карта пунктов (1) магнитотеллурических наблюдений (составили В. И. Трегубенко, И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов) и расположение профилей 2D инверсии (2); нулевая изогипса дорифейского фундамента (3). Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

рифицированные железные дороги создают помехи, влияние которых не позволяет получить достоверные результаты МТЗ и МВЗ. На остальных территориях дополнительные наблюдения дадут возможность уточнить геоэлектрические параметры.

Подбор параметров глубинного геоэлектрического разреза выполнен по программе 2D моделирования (обратная задача) с использованием алгоритма REBOCC [Siri-punvarporn, Egbert, 2000]. Особенностью методики применения программы REBOCC было использование ключей программы инверсии, которые позволяли учитывать реальное наличие экспериментальных данных для каждого интерпретационного параметра в каждом пункте и на каждом периоде. Такой подход позволил получить геоэлектрические параметры среды с кондиционной оценкой погрешности. Детальное описание методики использования программы дано в работе [Гордиенко и др., 2005].

Из теоретических и модельных результатов известно, что в слоистой среде определить нижележащие проводящие слои можно только в случае, если суммарная продольная проводимость (S) нижележащего слоя не менее чем в 2—3 раза превышает таковую вышележащих слоев. Поэтому для определения геоэлектрических параметров консолидированной земной коры и мантии необходимо как можно точнее учесть геоэлектрические параметры поверхностных отложений. При создании стартовых моделей использовались геоэлектрические параметры осадочных пород согласно геоэлектрическим данным, полученным методами на постоянном токе и каротажа [Улизло, 1963; Рифейский ..., 1968; Сапужак и др., 1978, 1990]. В северных частях меридиональных профилей учитывались геоэлектрические параметры Припятского прогиба [Астапенко, Логвинов, 2014]. Там, где отсутствуют подобные данные, были вычислены значения продольного сопротивления ($\rho_1 = N_{oc}/S_{oc}$, где N_{oc} — мощность осадочных отложений, S_{oc} — суммарная продольная проводимость осадочных отложений). Для вычисления ρ_1 использовалась карта S_{oc} (рис. 3) терри-

тории Украины [Logvinov, 2015] (на территориях южнее Украины по [Шилова, Билинский, 1983]). Значения N_{oc} [Національний ..., 2007] и ρ_1 были закреплены в стартовых моделях. Отметим, что N_{oc} соответствует мощности докембрийских осадков для УЩ и дорифейских осадков для ВПП. Геоэлектрические параметры консолидированной коры и мантии в стартовых моделях взяты согласно 1D инверсии индукционной кривой на геомагнитной обсерватории "Киев" [Semenov et al., 2008].

Шаг по горизонтали колебался от 3 до 6 км в зависимости от расстояния между пунктами наблюдений. Мощность слоев взята пропорциональной длине волны используемого частотного диапазона и изменялась от 0,5 до 2 км для коры и от 4 до 15 км для верхней мантии. Такой частотный диапазон и длина профилей моделирования позволили обосновано рассматривать геоэлектрический разрез до глубины 90—110 км. В то же время для кондиционного определения параметров на глубине менее 1 км уровень значений ρ_1 требует наличия интерпретационных

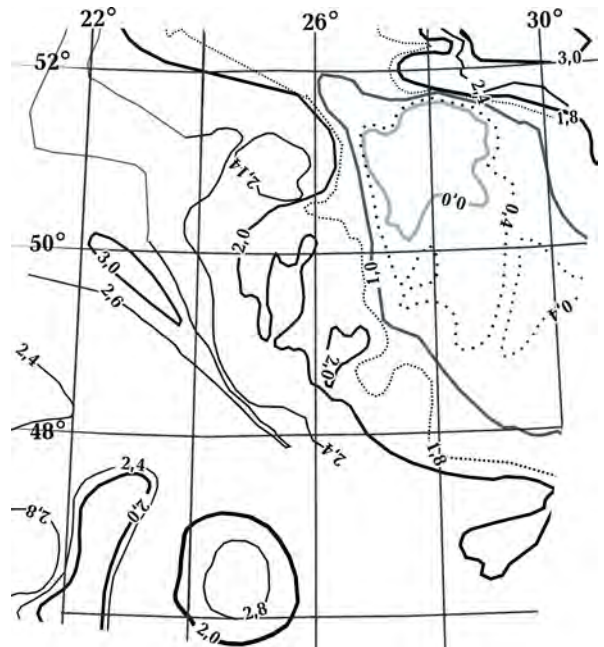


Рис. 3. Схема суммарной продольной проводимости поверхностных отложений западной части Украины (в значениях $Lg S_{oc}$) [Logvinov, 2015].

параметров на периодах, меньших 4 с. Поэтому геоэлектрические параметры до глубины 1 км и ниже 110 км при моделировании были закреплены.

Обычно в работах производственных организаций приводится оценка точности построения кривых МТЗ в пределах 10 %. Результаты современных обработок вариаций МТ поля представляются с определением ошибки каждого интерпретационного параметра. Поскольку большинство данных, используемых для моделирования, получены производственными организациями, то в разделе "ERROR_RESPONSE" программы REBOOC нами были приняты следующие погрешности: для магнитных передаточных функций — 0,1, для фазы импеданса — 10° , для сопротивления — 30 %. Международная практика применения программы REBOOC показывает, что при среднеквадратичной невязке модельных и экспериментальных данных (rms), близкой к 2, наблюдаемые данные хорошо соответствуют 2D модели.

Интерпретационные профили были выбраны с учетом приведенных условий. Поскольку предыдущими исследованиями выявлены объекты пониженного сопротивления (ОПС) разного простирания, профили располагались в широтном и меридиональном направлениях (что согласуется с простиранием основных тектонических структур), а в пределах Карпатского региона — вдоль и поперек его простирания (см. рис. 2).

Моделирование было выполнено на всей территории Украины западнее 30° в.д. вдоль 40 профилей, длина которых определялась наличием пунктов, попадающих в полосу вдоль профиля шириной порядка 10—15 км. Для каждого профиля использовались данные 10—32 пунктов и 9—11 периодов (в интервале 4—2500 с). При выборе пунктов, пригодных для моделирования, соблюдалось условие — количество интерпретационных параметров для данного частотного диапазона должно быть не менее 70 %. Общее количество использованных для моделирования пунктов с данными МТЗ — 690, МВП — 430.

Результаты двумерной инверсии. На основе полученных вдоль профилей разрезов сопротивлений для глубин от 1 до 105 км была создана трехмерная матрица, которая содержала пространственные координаты каждого узла сетки на каждом профиле и значение сопротивления в нем. Для анализа распределения геоэлектрических параметров шаг по горизонтали для матрицы был выбран единым для всей площади: на глубинах до 10—15 км равным 3 км и 6 км для глубин 15—110 км.

Для обоснования размеров объектов, изображаемых на срезях, использовались рекомендации и наставления для построения карт, изложенные в учебниках по картографии [Салищев, 1987 и др.]. Существующие нормы для геофизических карт [Салищев, 1987] устанавливают минимальную площадь объектов округлой формы в 1 мм^2 и неправильной формы в $2\text{—}3 \text{ мм}^2$. Учитывая плотность профилей моделирования, можно принять масштаб результирующей карты сопротивлений 1 : 2000 000. Минимальные размеры для выделяемых на срезях объектов округлой формы будут $2 \times 2 \text{ км}^2$, для неправильной формы — 20×5 или $2 \times 50 \text{ км}^2$.

Прежде чем строить площадные схемы, необходимо определить наиболее общие черты геоэлектрического строения рассматриваемой территории — имеются ли в рассматриваемом диапазоне глубин слои и объекты пониженного сопротивления и насколько широко они распространены.

Из результатов геоэлектрических исследований на постоянном и переменном токе, по лабораторным измерениям известно, что сопротивление пород, слагающих кристаллический фундамент земной коры и верхней мантии до глубины 100—200 км, составляет сотни омметров. В этом каркасе содержатся включения, понижающие ρ : породы повышенной пористости, содержащие минерализованную воду; обогащенные рудными минералами, графитизированные породы; флюиды и частично расплавленные породы.

Значения S_{oc} (см. рис. 3) поверхностных

отложений, перекрывающих кристаллические породы, увеличиваются от УЩ до Предкарпатского прогиба от единиц до 1000 См. Можно считать, что слой в кристаллических породах земной коры, имеющий суммарную продольную проводимость ($S_{зк}$) в 3—4 раза превышающую интегральную S вышележащих пород, достоверно может быть выделен в качестве проводящего. Под слоем будем понимать объекты с горизонтальными размерами более 100 км, что соответствует длине волны МТ поля в среде со значением $\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (при больших ρ размеры слоя увеличиваются). В случае ограниченного по площади объекта для объяснения аномальных особенностей МТ поля отношение S объекта к S_{oc} должно увеличиваться с уменьшением размеров объекта. В таблице приведены результаты анализа геоэлектрических параметров слоя пониженного сопротивления (при значениях $S_{зк}$, в 3 раза превышающих значения S_{oc}) в кристаллических породах региона. Как следует из приведенных расчетов, только на УЩ при мощности слоя, превосходящей 5 км, его сопротивление может составлять 100—200 Ом · м.

Известно, что МТ методы обладают плохой разрешающей способностью относительно высокоомных пород, поэтому изменение высоких значений ρ отражено на срезах областями 100—1000, 1000—4000 и более 4000 Ом · м (называемыми высокоомными объектами (ВО)).

Рассмотрим наиболее общие зависимости геоэлектрических параметров (рис. 4) на всей исследованной территории. Наименее достоверные данные получены для частей Складчатых Карпат и Закарпатской впадины северо-западнее линии профиля ГеоII. В этих регионах мало экспериментальных данных, а имеющиеся характеризуются кривыми МТЗ в сокращенном диапазоне периодов и отсутствием фаз импедансов. То же самое можно отметить для южного борта УЩ вдоль границы Украины и Молдовы.

Важной геоэлектрической характеристикой ОПС служит интегральная проводимость G [Rokityansky, 1982], оценка которой проводится по формуле $G_i = Q_i/\rho_i$, где Q_i — площадь поперечного сечения аномального объекта (м^2), ρ_i — его сопротивление (Ом · м). В случае сложной структуры аномального объекта его $G = \sum G_i$.

В настоящей статье остановимся на детальном анализе результатов, относящихся к территории ВЕП, отмечая только элементы, прослеживаемые и в Карпатском регионе. В соответствии с выводами, полученными из анализа таблицы, на рис. 4 показаны объекты с сопротивлениями менее 100 Ом · м (ОПС) и более 4000 Ом · м, которые характеризуют основные геоэлектрические особенности.

В верхних горизонтах (до 5 км) на территории ВПП почти половина площади занята проводящими объектами, интеграль-

Минимальные параметры проводящего слоя в кристаллических породах земной коры

Регион	Параметры			
	S_{oc} , См	$S_{зк}$, См	Мощность слоя в з. к., км	ρ слоя в з. к., Ом · м
Украинский щит	< 10	> 40	3/5/10	75/< 110/< 250
Волыно-Подольская плита	< 300	> 1000	3/5/10	3/5/10
Предкарпатский прогиб	< 1000	> 3000	3/5/10	1/1,5/3
Складчатые Карпаты	< 300	> 1000	3/5/10	3/5/10
Закарпатская впадина	< 1000	> 3000	3/5/10	1/1,5/3

ная проводимость которых плавно уменьшается от 1 до 3 км. Глубже остаются только отдельные ОПС, количество и интегральная проводимость которых резко уменьшаются, начиная с 5 км, во всей толще земной коры. В Карпатском регионе хорошо проводящие породы выделяются до глубины 5 км.

Линейная цепочка ОПС прослеживается от Закарпатской впадины до границы ВЕП и пространственно тяготеет к Тячевско-Надворнянско-Монастырецкой разломной зоне [Заяць, 2013]. Эта цепочка довольно четко видна на глубинах от 1 до 25 км. Обращает на себя внимание наличие двух цепочек ОПС в северной части территории ВПП. Обе начинаются в узле с координатами приблизительно $51,5^\circ$ с.ш. и $25,4^\circ$ в.д. Северная ветвь протягивается почти широтно до 28° в.д. и хорошо видна в интервале глубин 1—5 км, причем наибольшие значения G составляющих цепочку объектов наблюдаются на глубине 2 км. Южная трассируется в юго-восточном направлении до узла с координатами 50° с.ш. и 29° в.д.

Распределение ОПС можно связать с наличием блоков высокого сопротивления (более $4000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), по краям которых они наблюдаются. В полосе между 26° и 29° в.д. видны пять таких участков с центрами в районе: $26,5^\circ$ в.д. и 51° с.ш. (ОПС в интервале глубин 1—5 км); $26,5^\circ$ в.д. и 49° с.ш. (1—10 км); $27,5^\circ$ в.д. и 51° с.ш. (1—5 км); $27,5^\circ$ в.д. и 50° с.ш. (1—5 км) и 29° в.д. и 50° с.ш. (1—3 км).

В интервале глубин 10—35 км в кристаллическом фундаменте всей исследованной площади общее количество ОПС увеличивается за счет их выделения на территориях ВПП и Карпатского региона. Можно отметить явную связь ОПС с блоками высокоомных пород не только на УЩ, но и на ВПП, Предкарпатском прогибе и на части Западно-Европейской платформы на территории Украины.

Общее количество ОПС с приблизительно равными размерами и интегральной проводимостью значительно уменьшается с глубиной на территории ВПП и в

Карпатском регионе, начиная с 10 км, причем минимальное их количество наблюдается на срезе 40 км. На территории УЩ количество, размеры и интегральная проводимость ОПС больше, чем на ВПП.

На глубинах верхней мантии (глубже 50 км) снова появляются проводящие объекты на ВПП и УЩ. Глубже 60 км (вплоть до 105 км) уже более уверенно, чем в верхних этажах, трассируется южная цепочка ОПС — от узла с координатами 25° в.д. и $51,2^\circ$ с.ш. до узла с координатами $28,5^\circ$ в.д. и 50° с.ш. Кровля некоторых частей объектов цепочки начинает проследиваться с глубины 30 км. Геоэлектрические параметры ОПС, составляющие цепочку, максимальны в интервале глубин 80—90 км и резко уменьшаются на глубине 105 км.

Проведенный анализ показывает, что ни на одном срезе ОПС не образуют единого слоя, т. е. слоя с сопротивлением менее $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и горизонтальными размерами, в несколько раз превосходящими мощность ОПС. В то же время на всей исследованной территории выделяется много локальных объектов пониженного сопротивления. Вдоль южного борта УЩ вплоть до 27° в.д., начиная с глубин 5 км, продолжается цепочка ОПС, выделенная в предыдущей работе авторов [Logvinov, Tarasov, 2018]. Вдоль западного борта УЩ подобной цепочки ОПС не наблюдается.

Площади, где отсутствуют проводящие объекты, преимущественно заняты породами с сопротивлением в диапазоне $100—1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ — на ВПП до 5 км, а в Карпатском регионе до 30 км. Породы кристаллического фундамента, подстилающие осадочные отложения, характеризуются сопротивлениями более $1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

Площадь, занятая блоками пород с сопротивлением более $4000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, остается приблизительно одинаковой по всей мощности земной коры. Можно отметить два района, примыкающих к нулевой изогипсе рифейского фундамента (с координатами центров: $26,5^\circ$ в.д. и 51° с.ш.; $26,5^\circ$ в.д. и $49,2^\circ$ с.ш.). В северном районе блок высокоомных пород прослеживается в

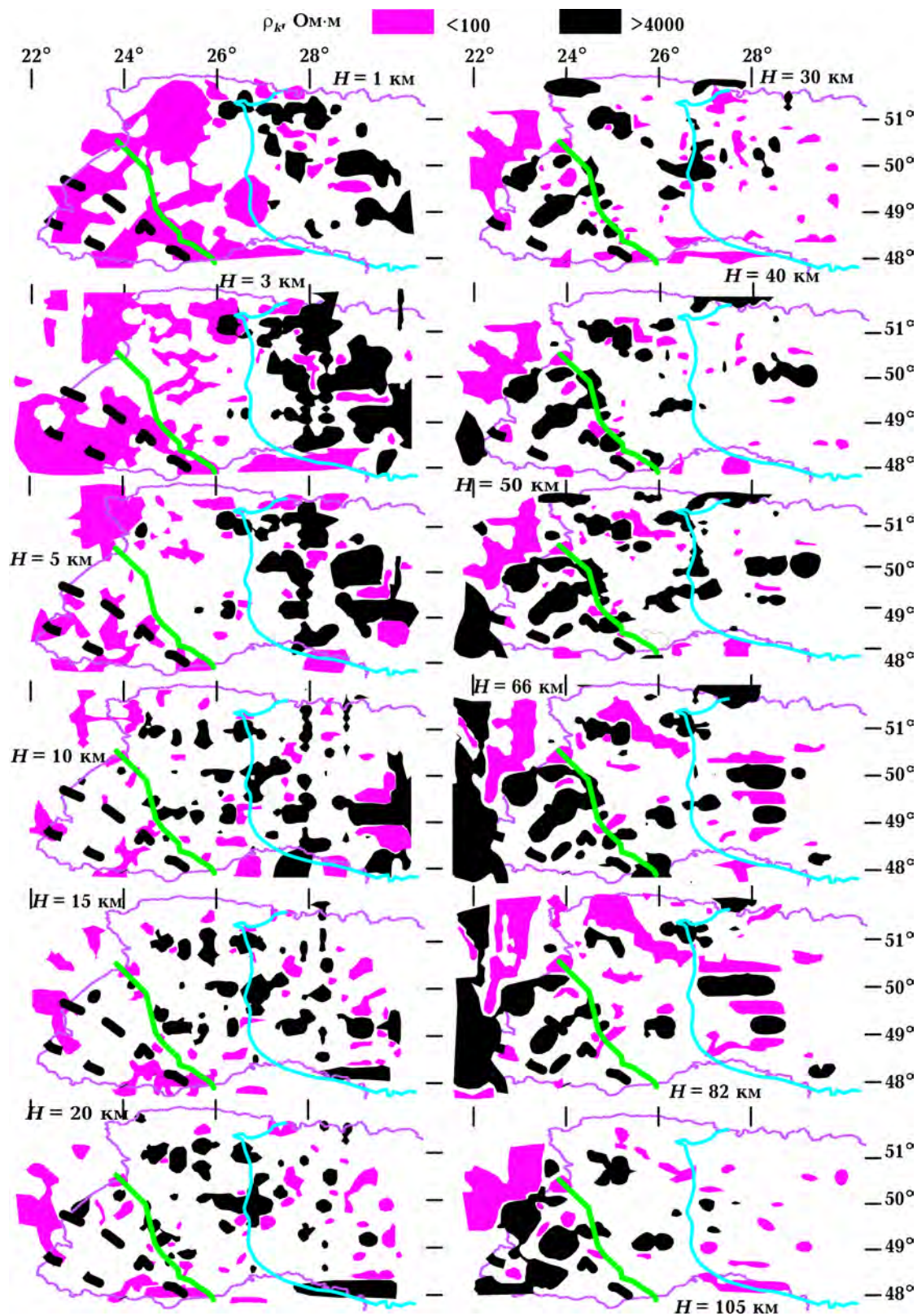


Рис. 4. Распределение геоэлектрических параметров в земной коре и верхней мантии. Тектонические границы см. на рис. 1.

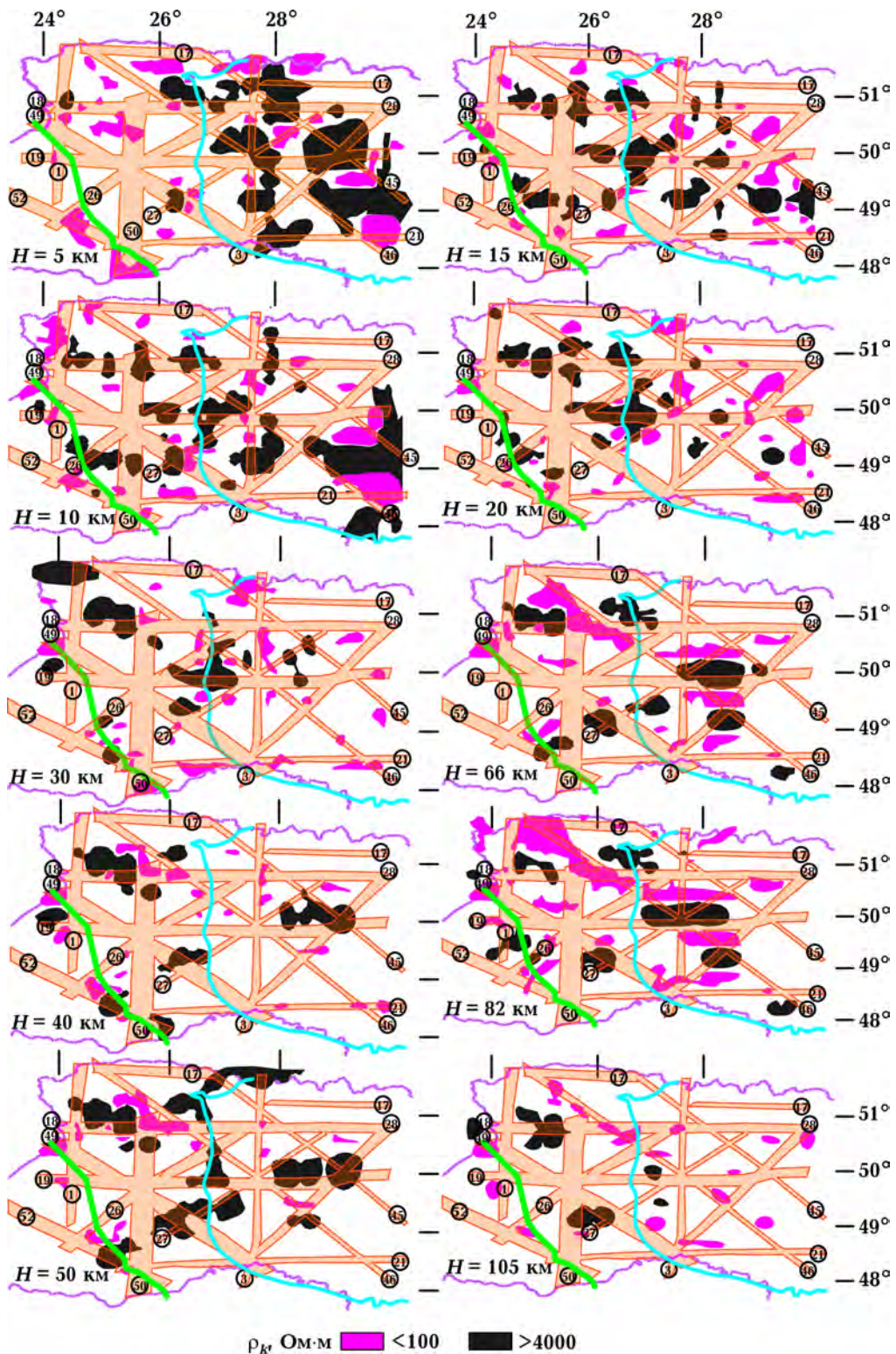


Рис. 5. Разломная тектоника и геоэлектрические неоднородности. Цифры в кружках — разломы, активные в последние 3 млн лет [Верховцев, 2006]: 1 — Ратновско-Раховский, 3 — Олевско-Мураванский, 17 — Ратновско-Тернянский, 18 — Устьлугско-Малинский, 19 — Яворовско-Волчанский, 21 — Мукачевско-Днепропетровский, 26 — Хустско-Корецкий, 27 — Гусятинско-Володарск-Волынский, 28 — Мураванско-Чернобыльский, 45 — Ракитновско-Новоархангельский, 46 — Камень-Каширско-Ялтинский, 49 — Сокальско-Одесский, 50 — Чертковско-Новолуцкий, 52 — Старосамборско-Змеиный. Границу ВЕП и нулевую изогипсу дорифейского фундамента см. на рис. 1.

интервале глубин 1—20 км, затем исчезает и появляется снова в интервале глубин 40—90 км. В южном — блок высокоомных пород изометрической формы четко выделяется на срезе 1 км. На больших глубинах его площадь уменьшается и на глубинах более 70 км полностью отсутствует.

На УЩ большую часть площади на глубине до 5 км занимают блоки пород с сопротивлением более 4000 Ом · м. Глубже к подошве земной коры объекты с таким сопротивлением фрагментарно обнаружены на всей территории исследований, но их количество и площади намного меньше, чем в верхних горизонтах. Полоса блоков с сопротивлением более 4000 Ом · м протягивается вдоль 27° в.д. на УЩ от его северной до южной границы в интервале глубин 1—10 км. Восточнее 29° в.д. также отмечается полоса блоков высокоомных пород в интервале 1—5 км. Максимальная площадь отмеченных блоков высокоомных пород на УЩ находится на глубине 3 км.

В интервале 10—50 км большую часть всей территории занимают породы со значениями $\rho = 1000 \div 4000$ Ом · м. В пределах УЩ на глубинах, превышающих 30 км, большую площадь занимают породы со значениями $\rho = 100 \div 1000$ Ом · м.

На территории исследований блоки высокого сопротивления ($\rho > 4000$ Ом · м) группируются вдоль границы ВЕП от 5 до 105 км. До глубины 25 км блоки расположены с внутренней стороны границы, на больших глубинах юго-восточнее Тячевско-Надворнянско-Монастырецкой разломной зоны — с внешней стороны.

Если перейти к понятию слоя пород, то на всей исследованной территории породы консолидированной земной коры и верхней мантии до глубины 105 км объединяются в один слой с сопротивлением намного больше 100 Ом · м.

Обсуждение результатов. При дальнейшем анализе использовались только региональные особенности геоэлектрических параметров на территории ВЕП. Согласно правилам картографии объекты по-

ниженного сопротивления площадью менее 10×10 км не показаны на картах-срезах. Задачей анализа было показать возможную связь выделенных ОПС с региональными тектоническими элементами, металлогенией и нефтегазоносностью.

На исследуемой площади имеется несколько важных региональных объектов, с которыми имеет смысл провести сопоставление полученного распределения геоэлектрических параметров.

Значительное место в структуре Земли и размещении месторождений полезных ископаемых занимают разломы. Еще А. В. Пейве отмечал, что глубинные разломы "... играют главную роль при появлении и размещении магматических пород, рудных месторождений и других минеральных концентратов" [Пейве, 1956]. В. В. Белоусов глубинные разломы трактует как "тектонические разрывы ... оказывающие в течение длительного времени существенное влияние на характер и локализацию эндогенных процессов" [Белоусов, 1975].

Считается, что наиболее древние разломы (раннепротерозойские) имеют диагональное простирание [Рябенко, 1970; Соллогуб, 1980; Геотектоника ..., 1990 и др.]. Система широтных зон разломов на УЩ более молодая по сравнению с диагональной системой: "время ее заложения относится к концу палеопротерозоя—началу мезопротерозоя" [Алехин, Гинтов, 2004; Гинтов, 2005]. Влияние киммерийской активизации на рассматриваемой территории проявилось вдоль западного борта УЩ (Пержанская, Подольская зоны) [Шумлянский, 1983]. Активизация разломных зон в плиоцен-четвертичное время отражена в работе [Палиенко, 1990]. В работе [Полівцев, 2011] проведено сопоставление голоценовых движений с тектоническими построениями для плиоцен-четвертичного времени по [Палиенко, Спица, 2005], а в последние 3 млн лет по [Верховцев, 2006]. Анализ положения региональных разломных зон показывает, что зачастую под разными названиями на картах изображены одни и те же зоны, а незначительные рас-

хождения в положении на карте, вероятно, зависят от времени построения карт (в связи с искажением масштабов карт в советское время).

На рис. 5 (см. с. 52) показаны глубинные разломы, активные в последние 3 млн лет [Верховцев, 2006], и размещение региональных геоэлектрических неоднородностей на глубинах кристаллической коры и верхней мантии. С западной границей УЩ и нулевой изогипсой дорифейского фундамента не связываются разломы, приведенные на рис. 5 и на других тектонических картах [Карта ..., 1988; Атлас ..., 2002; Національний ..., 2007; Тектонічна ..., 2007]. В то же время на многих глубинных срезах вплоть до 50 км отмечается приуроченность высокоомных объектов к нулевой изогипсе дорифейского фундамента. Связь Олевско-Мураванского разлома с ВО наблюдается в интервале глубин от поверхности до 10 км, на больших глубинах к разлому тяготеют ОПС.

Границе ВЕП соответствуют части Сокальско-Одесского и Старосамборско-Змеиногорского разломов. Геоэлектрические объекты (и ОПС, и ВО) располагаются вдоль границы на всей территории Украины, на глубинах более 20 км преобладают низкоомные объекты. Подобные проводящие объекты обнаружены в других прибортовых частях докембрийских платформ: ВЕП [Ernst et al., 2008; Jozwiak, 2011] и Южно-Американской платформы [Bologna et al., 2014].

Намечаются отдельные разломы и их узлы пересечения с другими разломами, в пределах которых концентрируются ОПС на разных глубинах.

Начнем анализ с рассмотрения меридиональных разломов, два из которых пересекают ВПП и один — УЩ. В узлах пересечения Ратновско-Раховского и Устьлугско-Малинского, Сокальско-Одесского и Яворовско-Волчанского разломов определены два интервала глубин, на которых выделяются ОПС (5—15 и 30—90 км). В узле пересечения Чертковско-Новолуцкого, Мукачевско-Днепропетровского и Старосамборско-Змеиногорского разломов ОПС сосредоточены в интервале глубин 5—15 км,

а в интервале глубин 30—90 км ОПС концентрируются в узле пересечения Чертковско-Новолуцкого, Камень-Каширско-Ялтинского и Устьлугско-Малинского разломов. С переходом на территорию УЩ распределение проводящих объектов по глубине усложняется. В интервале глубин 10—20 км ОПС сосредоточены в узле пересечения Олевско-Мураванского, Яворовско-Волчанского, Гусятинско-Володарско-Волынского и Камень-Каширско-Ялтинского разломов. С 20 до 100 км выделяется ОПС в узле пересечения Олевско-Мураванского и Устьлугско-Малинского разломов, а в интервале глубин 60—90 км — в узле пересечения Олевско-Мураванского, Сокальско-Одесского, Мураванско-Чернобыльского и Мукачевско-Днепропетровского разломов.

Отметим, что ВО уверенно согласуются только с Олевско-Мураванским разломом в интервале глубин 5—10 км. В пределах остальных разломов появляются эпизодически на разных глубинах.

Выделенные на изучаемой территории четыре широтные зоны разломов пересекают ВПП и УЩ. Наименее представительные геоэлектрические результаты имеются для самого северного Ратновско-Тернянского разлома. Вблизи него наблюдаются ОПС в интервале 5—20 км, высокоомные — только в интервале глубин 5—10 км. Кроме перечисленных выше пересечений с меридиональными разломами, ОПС наблюдаются в узлах пересечения Устьлугско-Малинского и Камень-Каширско-Ялтинского разломов в интервале глубин 30—105 км высокоомные — только на территории ВПП; Яворовско-Волчанского и Мураванско-Чернобыльского разломов — в интервале глубин 15—20 км, высокоомные — в восточной части разлома в зоне перехода от ВПП к УЩ, причем на глубинах более 50 км только на УЩ; Мукачевско-Днепропетровский разлом связан проводящий объект в зоне пересечения с Камень-Каширско-Ялтинским разломом, площадь которого резко уменьшается на глубинах более 20 км, высокоомные — лишь на отдельных срезах.

Из трех разломов северо-восточного простирания два пересекают всю исследованную территорию, один — только УЩ. Проводящие объекты практически отсутствуют в зоне Хустско-Корецкого разлома. Только на территории Предкарпатского прогиба в месте пересечения с Старосамборско-Змеиным разломом выделяется ОПС во всем исследованном интервале глубин, высокоомные объекты — на глубине до 20 км в узлах пересечения Хустско-Корецкого разлома с границей ВЕП и Яворовско-Волчанского разлома. Проводящие объекты, кроме уже перечисленных выше пересечений, выделяются на глубине до 15 км в узле пересечения Гусятинско-Володарск-Волынского, Сокальско-Одесского, Старосамборско-Змеиного разломов с переходной зоной УЩ и ВПП, высокоомные — вдоль всего протяжения разлома в интервале глубин 5—90 км. Максимальная площадь, занятая ВО, — в интервале глубин 5—15 км. Вдоль Мураванско-Чернобыльского разлома ОПС выделяются в основном в интервале глубин 15—20 км и тяготеют к узлу пересечения Мураванско-Чернобыльского, Яворовско-Волчанского и Ракитновско-Новоархангельского разломов. Небольшой по геоэлектрическим параметрам ОПС выделяется в интервале глубин 20—40 км в узле пересечения Мураванско-Чернобыльского с Камень-Каширско-Ялтинским разломом. Высокоомные — в обоих узлах пересечения: Мураванско-Чернобыльского, Яворовско-Волчанского и Ракитновско-Новоархангельского разломов в двух интервалах глубин (1—5 и 40—70 км), а Мураванско-Чернобыльского с Камень-Каширско-Ялтинским в интервале глубин 40—90 км.

Два разлома северо-западного простирания (Ракитновско-Новоархангельский и Камень-Каширско-Ялтинский) пересекают ВПП и УЩ, Сокальско-Одесский разлом расположен на ВПП, а Старосамборско-Змеиный разлом протягивается вдоль границы ВЕП. Кроме перечисленных выше пересечений ОПС фиксируется в месте пересечения Ракитновско-Новоархангельского разлома с 30° в.д. в интервале

глубин 1—30 км. В интервале глубин 1—15 км ОПС располагаются либо по краям высокоомных объектов, либо в их центре. Практически все проводящие и высокоомные объекты, выделенные на Камень-Каширско-Ялтинском, Сокальско-Одесском и Старосамборско-Змеином разломах, располагаются в уже перечисленных пересечениях.

Большая часть проводящих объектов явно тяготеет к разломным зонам и зачастую концентрируется в узлах пересечения нескольких разломов. Учитывая масштаб геоэлектрических построений, трудно сделать обоснованные выводы о конкретной связи аномалий проводимости с тем или иным разломом, но кажется очевидным, что минимальное количество ОПС наблюдается вдоль Чертковско-Новолуцкого, Олевско-Мураванского и Хустско-Корецкого разломов.

Природа аномалий проводимости связывается с повышенным содержанием в породах электронных или ионных проводников, которые, в свою очередь, связаны с тектоническими процессами в недрах Земли. К электронным проводникам относятся минералы, содержащие полиметаллы и графит (образующие месторождения полезных ископаемых), к ионным — частично расплавленные породы, флюиды (повышенная концентрация которых отмечается в разломных зонах), минерализованные воды. Рассмотрим в первую очередь связь ОПС с разломами, активность которых прослеживается в последние 5 млн лет и с которыми пространственно связаны электронные проводники. Активизация должна сопровождаться изменением физических параметров в подобных зонах по сравнению с окружающей средой, а концентрация хорошо проводящих минералов должна приводить к локальному понижению ρ .

Значительная часть углерода входит в состав карбонатов и углеводородов, органики и углей. На долю графита остается незначительная часть, но в консолидированной земной коре Украины графита сравнительно много. "Украинский щит исклю-

чительно богат графитом и оценивается как уникальная в этом плане провинция Мира" [Яценко, 1998]. Высокоуглеродистые образования раннего протерозоя имеют значительную мощность и широкое распространение. Отмечаются многочисленные рудопроявления U, Zn, Cu, V, Au, редкоземельных (REE) и других металлов.

Учитывая большую по сравнению с другими периодами продолжительность докембрия, преобладание в его составе метаморфизованных осадочных пород, а также то, что докембрийские породы имеют в земной коре преимущественное распространение, можно утверждать, что в докембрийское время было накоплено во много раз больше элементарного углеводорода, чем в отложениях всех последующих периодов. На территории Украины месторождения графита в основном связаны с биотитовыми, биотит-графитовыми и графитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами тетерево-бугской серии, которые залегают среди мигматитов, кварцитов, сланцев и кристаллических известняков [Иванців, 1972; Рябенко, Моськина, 1980].

В Центральной графитоносной области УЩ (основная часть расположена юго-восточнее рассматриваемой территории) содержание графита в Завальевском месторождении и в месторождениях Криворожской части в среднем составляет 6—10% (в Завальевском месторождении иногда до 20% и больше) [Иванців, 1972]. На Воронежском массиве отмечается повышенное, до нескольких десятков процентов, содержание графита (например, в Орловско-Тимском зеленокаменном поясе выделяется два типа углеродистых сланцев с содержанием углеродистого вещества до 22% [Пономарева, Боброва, 2009]).

В Северо-Западной графитоносной области (СЗо), полностью расположенной на исследуемой площади, крупных промышленных месторождений меньше, чем в Центральной. В пределах отдельных месторождений среднее содержание графита составляет 2—3% (в отдельных линзах до 20%) [Иванців, 1972], среднее со-

держание минерала в пределах области оценивается в 0,5—1% [Яценко, 1998].

Распространение зон графитизации на глубину неясно. Величина эрозионного среза пород УЩ изменяется от 13—18 км в центре УЩ до порядка 30 км западнее 30° в. д., указывая на то, что графитизированные породы в соседних районах образованы на глубинах, различающихся на 10 км и более. Поэтому не исключено, что фиксируемая в приповерхностном слое графитизация продолжается и на значительных глубинах.

Вопрос источника углерода и генезиса месторождений графита до сих пор остается дискуссионным, что во многом определяется устоявшимися представлениями об органогенно-сингенетическом накоплении углеродистого вещества и соответствующих ассоциаций рудных элементов. Многие исследователи считают, что графит образовался за счет глубокого метаморфизма первично-осадочных пород, в которых находилось значительное количество органических (битуминозных) остатков. По результатам исследования палеонтологических остатков в породах с помощью радиоизотопного метода в настоящее время начало жизни на Земле отнесено к архею (около 3,5 млрд лет назад), когда в водах первичных морей появились бактерии и сине-зеленые водоросли. В отложениях протерозоя обнаружены отпечатки бактерий, водорослей, низших типов беспозвоночных и низших хордовых.

Существует и другая точка зрения, согласно которой пачки высокоуглеродистых сланцев рассматриваются как результат наложенной графитизации (углеродизации), с которой пространственно связаны проявления U, Au, REE и других металлов. Необходимо заметить, что никаких принципиальных возражений против гипотезы глубинного источника углерода месторождений графита УЩ в настоящее время нет. Например, в работе [Юшин и др., 2013] связывают формирование комплексных, содержащих благородные металлы, рудопоявлений в углеродистых комплексах с эволюцией центров эндогенной

активности, обусловивших формирование рудных ассоциаций. Месторождения в "черных сланцах" уже обеспечивают до 8—10 % мировой добычи золота, а прогнозные ресурсы золота в рудах этого типа оцениваются как огромные.

Изучение пространственного расположения проявлений графита на УЩ свидетельствует о существенной роли, помимо литолого-формационного, также структурно-тектонического, магматического и метаморфического факторов в локализации графитового оруденения. При этом в числе выявленных закономерностей пространственного расположения месторождений графита УЩ выделяется ряд признаков, характерных для эндогенных месторождений областей тектонической активизации [Яценко, 1998]:

- преимущественная приуроченность проявлений графита к зонам разрывных нарушений глубинного заложения на границах геоблоков;
- очаговый характер оруденения — месторождения и районы локализуются в сложных узлах пересечения разломов разных рангов;
- многократное проявление на месторождениях графитового оруденения — от высоко- до низкотемпературных стадий;
- "параллельность", т. е. пространственная сопряженность (без видимой генетической связи) в пределах одного рудного поля различных месторождений — графитовых, золоторудных, редкометалльных;
- наличие углеродсодержащих газов, главным образом CO_2 , CH_4 , как важного компонента потока флюидов, вызывающих метаморфизм;
- возможность отложения свободного углерода в виде графита из сложного флюида системы С-О-Н в реальных физико-химических условиях земной коры, доказанная многочисленными экспериментальными работами и термодинамическими расчетами;
- образование графитовых руд месторождений УЩ путем прямого отложения из флюидной фазы, подтверждаемые де-

тальными геолого-петрографическими и минералогическими наблюдениями.

На рис. 6 показано сопоставление разломных зон с металлогенией территории исследований. В пределах западного склона УЩ в области его сочленения с Вольно-Подольской и Молдавской плитами выделяется Подольская тектоническая зона (ПТЗ), прослеженная на протяжении более 300 км при ширине до 20 км [Шумлянский и др., 1980]. В ранних работах по металлогении в зоне были отмечены проявления рудной минерализации (см. рис. 6), образующие Подольскую структурно-металлогеническую зону, протяженностью более 150 км при ширине 15—20 км [Металлогения ..., 1974]. В работе [Шумлянский и др., 1980] указывается, что по высоким горизонтальным градиентам гравитационного поля "отмечаются разломы глубокого (предположительно мантийного) заложения: Малоритский, Андрушевский, Подольский и др."

В последующие (за этими ранними работами) годы особое внимание уделялось поискам месторождений меди, связанных с траптовой формацией Волыни. Месторождения самородной меди на территории ВПП (см. рис. 6) детально описаны во многих работах [Шумлянский и др., 1980; Приходько, Приходько, 2005; Металічні ..., 2006 и др.]. Вблизи крутопадающих разломов распространены штоки вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации, а также кварцевые прожилки с самородной медью. Содержание сульфидов не более 10 % от всего объема минерализации (Рафаловский рудный узел). Самородная медь встречается совместно с Au, Ag, Pt и Pd. Во многих работах отмечается, что известные проявления золоторудной минерализации, начиная от Припятского прогиба, распространены дугообразно в центральной части графитоносных пород, параллельно зоне никеленосных интрузий, которые обрамляют с запада Коростенский плутон. В измененных базальтах присутствует самородное железо. Наиболее богатые залежи, в которых медь представлена самородками, на-

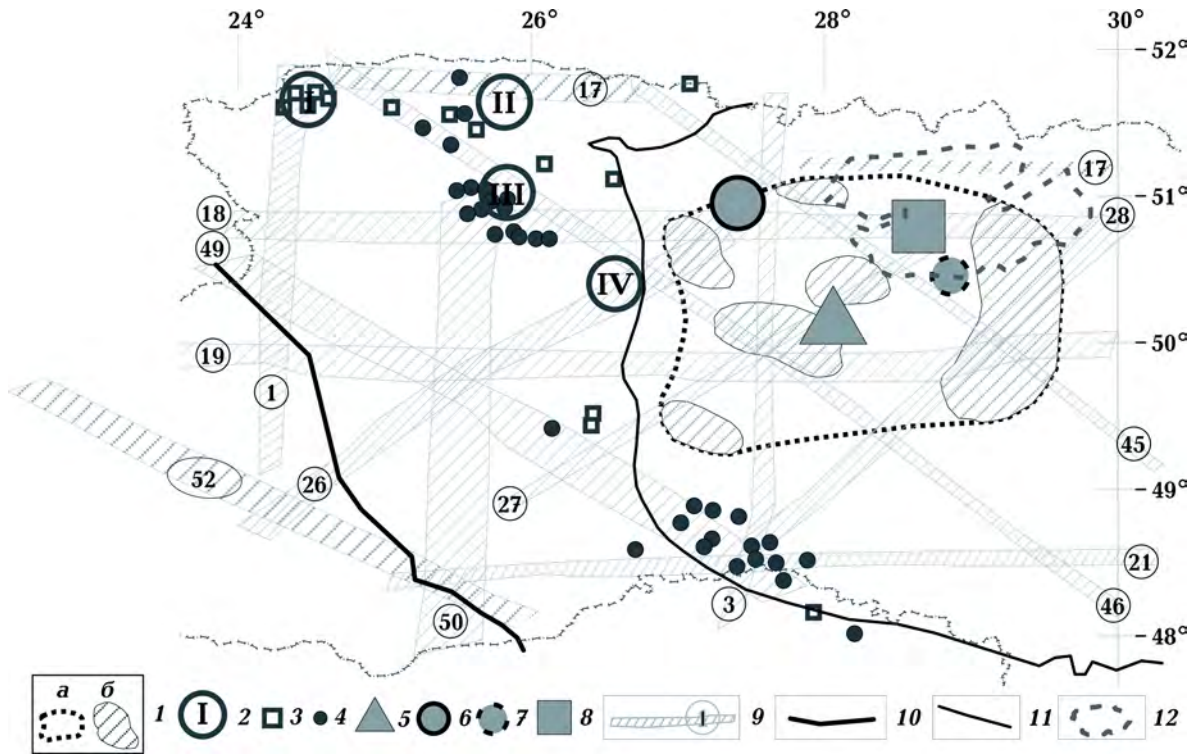


Рис. 6. Размещение полезных ископаемых с электронным типом проводимости: 1 — Северо-Западная графитоносная область (а), графитоносные районы (б) [Яценко, 1998]; 2 — рудные узлы меди, по [Приходько, Приходько, 2005] (I — Горняцкий, II — Кухитско-Вольский, III — Рафаловский, IV — Шепетовский); 3, 4 — проявления медной (3), свинцово-цинковой (4) минерализации, по [Шумлянский и др., 1980]; 5—8 — месторождения никеля (5), молибдена (6), циркония (7), титана (8), по [Металічні ..., 2006]; 9 — разломы, активные в последние 3 млн лет [Верховцев, 2006]; 10, 11 — границы (10 — ВЕП, 11 — УЩ); 12 — контур Коростенского плутона [Тектонічна ..., 2007].

ходятся в основании ратненской свиты. На рис. 6 показаны рудные районы, в которых сконцентрированы многочисленные месторождения полиметаллов (Ni, Cu, Zn, Pb и др.).

На изучаемой территории первые из указанных признаков в цитированной выше работе [Яценко, 1998] полностью подтверждаются. Рудные узлы I—III (см. рис. 6) находятся на пересечениях разнонаправленных разломных зон, активных в последние 3 млн лет: I — Ратновско-Раховской, Ратновско-Тернянской, Припятско-Ратновской и Камень-Каширско-Ялтинской; II — Ратновско-Тернянской и Чертковско-Новолуцкой; III — Устьлугско-Малинской, Камень-Каширско-Ялтинской и Чертковско-Новолуцкой; IV — Камень-Каширско-Ялтинской, Хустско-Корецкой. Ана-

логичный вывод о связи с разломными зонами можно сделать и для графитоносных районов СЗо. Большая часть указанных разломных зон выделены на картах зон разломов, активных в последние 5 и 25 млн лет [Палиенко, 1990], и под разным названиями на тектонических картах (без указания возраста их образования) [Національний ..., 2007; Тектонічна ..., 2007 и др.].

Таким образом, влияние глубинных тектонических процессов на локализацию графитового и рудного оруденения УЩ очевидно. Рассмотрим связь выделенных ОПС с металлогенией территории (рис. 7). Учитывая приведенные выше факты, имеет смысл анализировать связь аномально низких значений ρ в земной коре как от включения графита, так и рудных минералов.

Максимальное количество ОПС в зем-

ной коре в пределах СЗо фиксируется на глубине 2 км. На меньших глубинах проводящие объекты трудно определить при принятом для инверсии диапазоне периодов. В интервале глубин 30—40 км количество ОПС минимальное. Крупные по размерам ОПС выделены в интервале глубин 60—90 км, на больших глубинах количество и размеры проводящих объектов резко сокращается. Четкая корреляция ОПС с графитоносностью отсутствует. Исключение составляют самый восточный графитоносный район (где ОПС появляются в разных частях района вплоть до 105 км) и район в юго-западном углу СЗо (где ОПС выделены в интервале глубин 15—30 км).

Территория Коростенского плутона характеризуется полным отсутствием ОПС и наличием небольших участков, занятых ВО, что отчасти связано с малым количеством экспериментальных геоэлектрических данных (см. рис. 2).

В верхних горизонтах консолидированной коры в интервале глубин 1—10 км значительная часть СЗо занята высокоомными породами. Максимальное распространение ВО наблюдается на глубинах 2—3 км. Большая часть графитоносных районов в интервале глубин 1—5 км находятся в пределах ВО. ОПС располагаются по краям высокоомных пород. Начиная с глубин 15 км на территории СЗо площадь занятая ВО резко сокращается. Только в интервале глубин 60—90 км высокоомные объекты в южной части СЗо перемежаются с выделенными здесь ОПС.

Таким образом, влияние глубинных тектонических процессов на локализацию графитового и рудного оруденения УЩ очевидно.

Рудные узлы по меди I—III и проявления рудной минерализации на этой же площади в интервале глубин 1—3 км сопровождаются проводящими объектами. Рудные узлы по меди I, III, IV и рудная минерализация на этой же площади тяготеют к узлам пересечения Камень-Каширско-Ялтинского разлома с Ратновско-Раховским и Ратновско-Тернянским (I), Черт-

ковско-Новолуцким (I, III), Хустско-Корецким (IV). Район рудного узла по меди II и рудная минерализация на этой же площади на глубинах от 1 до 10 км согласуются с узлом пересечения Ратновско-Тернянского и Чертковско-Новолуцкого разломов. Начиная с низов коры (40 км), рудные узлы по меди II—IV и проявления рудной минерализации на этой же площади сопровождаются ОПС вплоть до 105 км.

Проявления рудной минерализации в пределах ПТЗ сопровождаются сочетанием ОПС с высокоомными объектами, которые проявляются эпизодически на различных глубинах. Рудная минерализация распространена в пределах пересечения Сокальско-Одесского разлома с Муравско-Чернобыльским, а южная зона с Мукачевско-Днепропетровским, Сокальско-Одесским, Олевско-Мураванским и Мураванско-Чернобыльским. Интересный факт отмечается на 49° с.ш. в районе распространения рудной минерализации ПТЗ. Здесь в интервале глубин 1—5 км проявляется высокоомный блок, окруженный ОПС. Рудная минерализация сопровождается ОПС в северной части высокоомного блока. Аналогичная ситуация наблюдается и в районе рудного узла III. Особенностью распространения высокоомных пород является то, что в интервале глубин 2—5 км эти породы широкой полосой (не менее 30 км) пересекают весь УЩ вдоль 28° в.д. Рудная минерализация на юге ПТЗ согласуется с этими породами. Отметим, что ОПС, расположенные на юго-западе УЩ, согласуются с проявлениями рудной минерализации на глубинах более 60 км.

Четкой связи проводящих объектов и/или ВО с месторождениями металлов в пределах СЗо не обнаруживается.

В работе [Гордиенко и др., 2012] на территории ВПП (рис. 8, а) по некоторым геолого-геофизическим признакам были выделены наиболее достоверные положения зон современной активизации (ЗСА), которые ограничиваются разломными зонами различного простирания. Положение Черновицкой, Тернопольской и Локачев-

ской ЗСА дано по изолинии 80 % максимально возможного количества сумм критериев активизации. В зоне сочленения ВПП с Рава-Русской зоной выделены несколько районов с повышенной плотностью теплового потока (ТП) [Гордиенко и др., 2011, 2012; Кутас, 2014], которые связываются с возможным существованием частично расплавленных пород на разных глубинах. В работе [Гордиенко и др., 2006] районы повышенного ТП объединены в Яворовскую аномалию ТП и одноименную зону ЗСА.

Анализируя связь территорий, перспективных на поиски углеводородов (УВ), с зонами современной активизации и разломами, активными в последние 3 млн лет, можно отметить следующее (см. рис. 8, а). В южной части Яворовской ЗСА отмечены проявления УВ, а северная часть согласуется с нефтегазоперспективной областью на территории Польши, с которой на территории Украины контактирует Волыно-Подольская нефтегазоносная область [Енергетичні ..., 2014]. С последней пространственно связана Локачевская ЗСА. Указанные области разделяются Ратновско-Раховским разломом и обе ограничены с севера и юга Устьлутско-Малинским и Яворовско-Волчанским разломами. Одна из нефтегазоносных провинций, выделенных в работе [Карта ..., 2004] полностью согласуется с Черновицкой ЗСА, которая, в свою очередь, ограничена Старосамборско-Зминым, Чертковско-Новолуцким, Мураванско-Чернобыльским и Сокальско-Одесским разломами. На северной окраине Тернопольской ЗСА известны проявления УВ там, где пересекаются Яворовско-Волчанский, Чертковско-Новолуцкий, Хустско-Корецкий и Сокальско-Одесский разломы.

Одесско-Винницкая раннепротерозойская зона, выделена В.Б. Соллогубом [Соллогуб, 1980] по сейсмическим данным (см. рис. 8, а), сопровождается активными в последние 3 млн лет разломами: Хмельникским, по [Карта ..., 1988], и Камень-Каширско-Ялтинским, по [Верховцев, 2006]. В рифее и венде активно развивался Волыно-Оршанский прогиб шириной около

250 км. Ось прогиба приблизительно протягивается по линии Дубровица—Локачи.

Использование магнитотеллурических исследований в работах, направленных на поиски УВ, имеют длительную историю. Некоторые обобщающие результаты изложены, например, в работах [Keller, 1968, 1969; Caldwell, 1969]. Пример современных исследований, посвященных связи месторождений УВ с хорошо проводящими объектами на территории Северо-Германского бассейна, приведен в работе [Hoffmann et al., 2008].

Если придерживаться биогенной гипотезы происхождения УВ, то их месторождения могут располагаться только в осадочных породах. Следовательно, на территории ВЕП можно ожидать обнаружение месторождений УВ в верхних 5 км (соответствующих максимальной мощности осадочных пород). Распределение объектов низкого сопротивления и высокоомных в этом интервале глубин представлено на рис. 9. Анализ показывает, что на площади всех нефтегазоносных провинций, по [Карта ..., 2004], и нефтегазоперспективных объектов (как на территории Польши [Karnkowski, Weil, 1991], так и ВПП [Енергетичні ..., 2014]) отмечены проводящие объекты. Максимальная площадь ОПС приходится на интервал глубин 1—3 км. Цепочка проводящих объектов (оконтуренная с севера и юга, соответственно, Ратновско-Тернянским и Устьлутско-Малинским разломами) протягивается вдоль границы Украины и Беларуси от 30° в.д. вплоть до нефтегазоперспективной области на территории Польши. Наименьшее количество ОПС имеется в пределах Волыно-Подольской нефтегазоносной области. Блок высокоомных пород отмечается только в западной части Северо-Украинской нефтегазоносной провинции (СУНП) [Карта ..., 2004].

При абиогенной гипотезе предполагается связь месторождений УВ с зонами генерации и транспортировки углеводородных флюидов с глубин земной коры и мантии. В последние годы появилось много работ, детализирующих процесс образо-

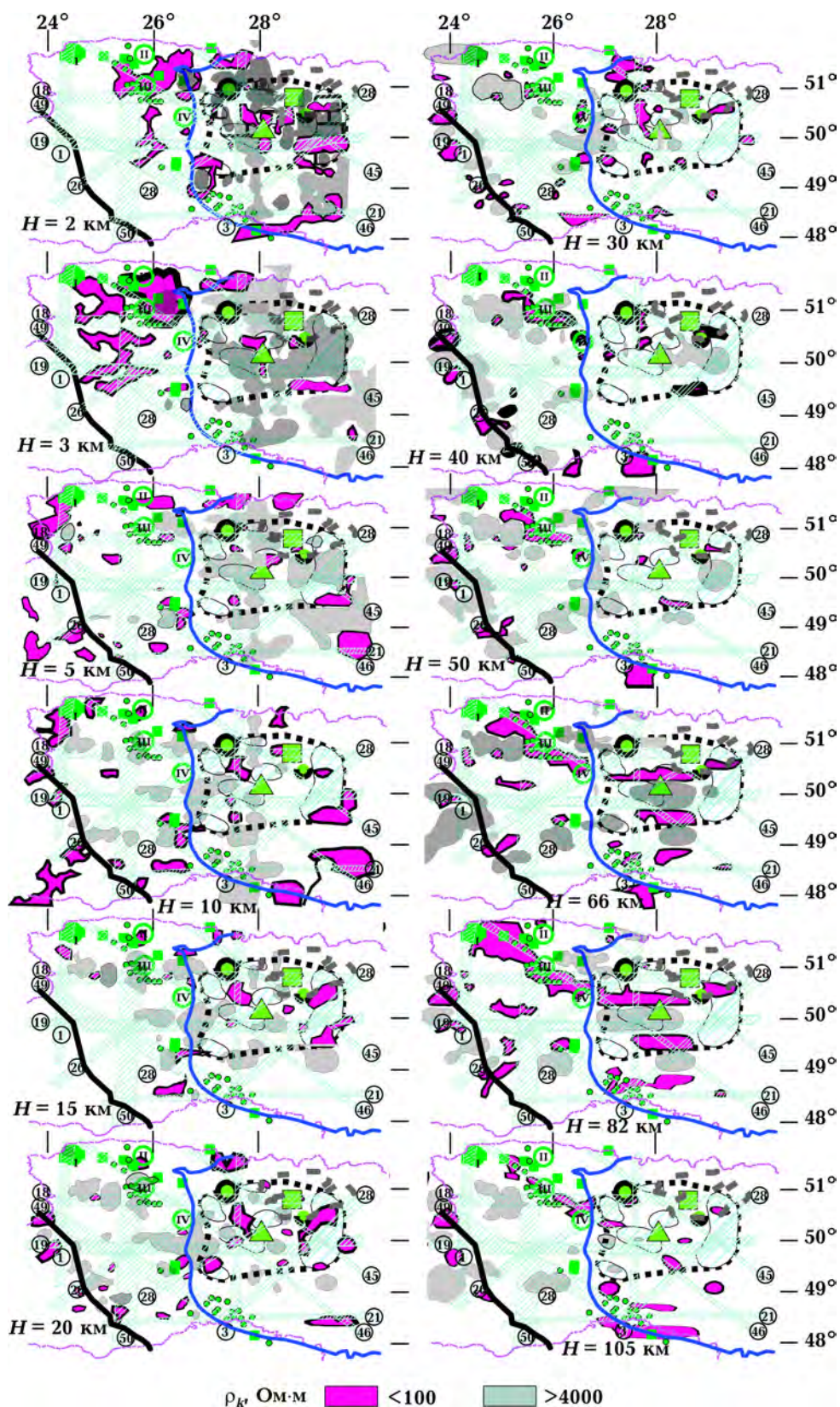


Рис. 7. Сопоставление геоэлектрических параметров с металлогенией. Обозначения геологической информации см. на рис. 5.

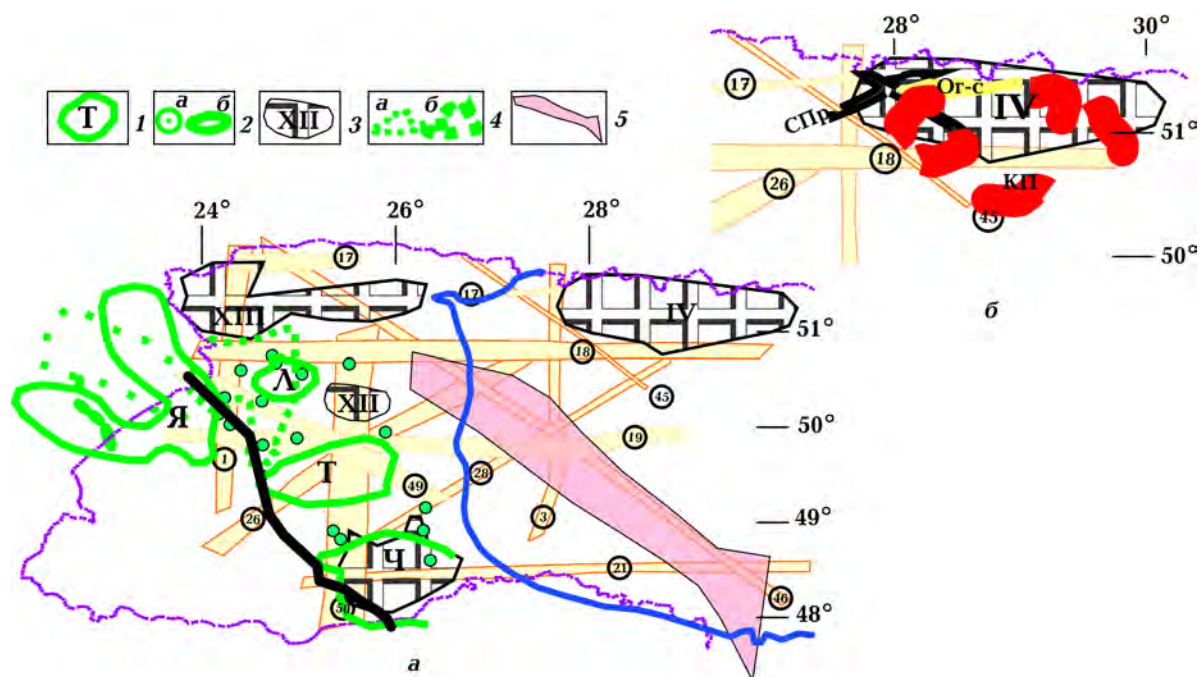


Рис. 8. Зоны современной активизации (а) [Гордиенко и др., 2012]: 1 — зоны (Ч — Черновицкая; Т — Тернопольская, Л — Локачинская, Я — Яворовская (по изолинии ТП 70 мВт/м²) [Гордиенко и др., 2007]; 2 — проявления углеводородов на территории Украины (а), Польши [Karkowski, Weil, 1991] (б); 3 — нефтегазоносные провинции (IV — Северо-Украинская (СУНП), XII — Волынская, XIII — Ковельская площадь) по [Карта ..., 2004]); 4 — нефтегазоперспективные объекты Вольно-Подольской нефтегазоносной области Западного нефтегазоносного региона Украины [Енергетичні ..., 2014] (а), Польши [Karkowski, Weil, 1991] (б); 5 — Одесско-Винницкая раннепротерозойская зона [Соллоуб, 1980]. Структурно-тектоническая карта СУНП, по Б. Дзюба, Т. Нечаева, Л. Шимкив (с упрощениями) (б). СПр — Суццано-Пержанский разлом, Ог-с — Овручская грабен-синклираль, КП — Коростенский плутон.

вания УВ не только биогенного происхождения [Gold, 1991; Лукин, 1999, 2013; Sherwood Lollar et al. 2002; Glasby, 2006; Sephton, Hazen, 2013 и др.]. Согласно современным представлениям углеводороды, в основном метан в качестве источника углеводородов нефтяного ряда, в достаточно больших объемах образуются в астеносфере. В результате дегазации разными путями и способами флюиды, содержащие УВ, из астеносферы попадают в нижнюю часть коры, а затем по системе разломов в верхнюю. К прямым свидетельствам подобного мантийно-корового взаимодействия относятся потоки мантийного гелия, которые фиксируются во многих нефтегазоносных бассейнах.

На протяжении последних десятилетий проявления и месторождения УВ были обнаружены в кристаллических породах в

разных регионах мира. На территории северной части Волынского блока УЩ (рис. 8, б) сотрудниками Украинского государственного геологоразведывательного института (УкрГГРИ) и Северного государственного регионального геологического предприятия "Севергеология" (СГРГП "Севергеология") были проанализированы геолого-геофизические материалы и выполнены экспедиционные исследования различными методами (в том числе магнитотеллурическим) в рамках темы "Вивчення аномальних геофізичних зон Українського щита, прилеглих до нафтогазових басейнів, з метою оцінки перспектив їх нафтогазоносності" с целью обнаружения перспективных участков на возможные проявления УВ [Трегубенко и др., 2009]. В результате исследований сотрудниками СГРГП "Севергеология" (Л.М. Шимкив, Б.М. Дзю-

бой, Т.С. Нечаевой) были сделаны следующие выводы.

1. Относительно Коростенского плутона: "Наявність в розрізі його товщі осадових порід не узгоджується з результатами сейсморозвідки, а гравітаційний мінімум

має іншу природу і пояснення. Виходячи з цього, а також беручи до уваги його генезис, вірогідність скупчення вуглеводнів в межах плутона малоімовірна".
 2. "Перспективним з точки зору можливо скупчення вуглеводнів є субширот-

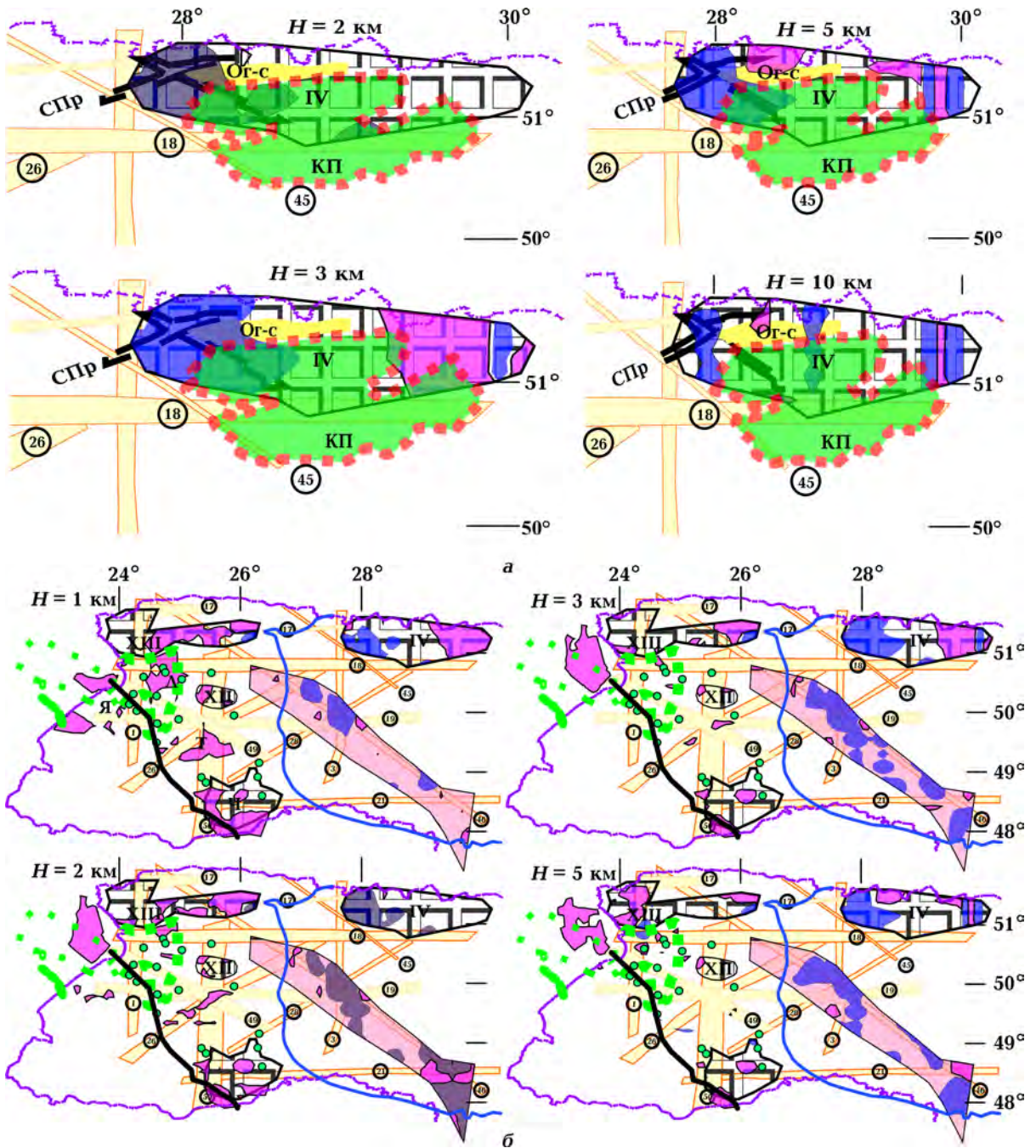


Рис. 9. Сопоставление контуров геоэлектрических аномалий (условные обозначения см. на рис. 7) с нефтегазоносностью: а — Северо-Западной нефтегазоносной провинции (глубина 2—10 км); б — всей территории исследований (глубина 1—5 км). Условные обозначения см. на рис. 6.

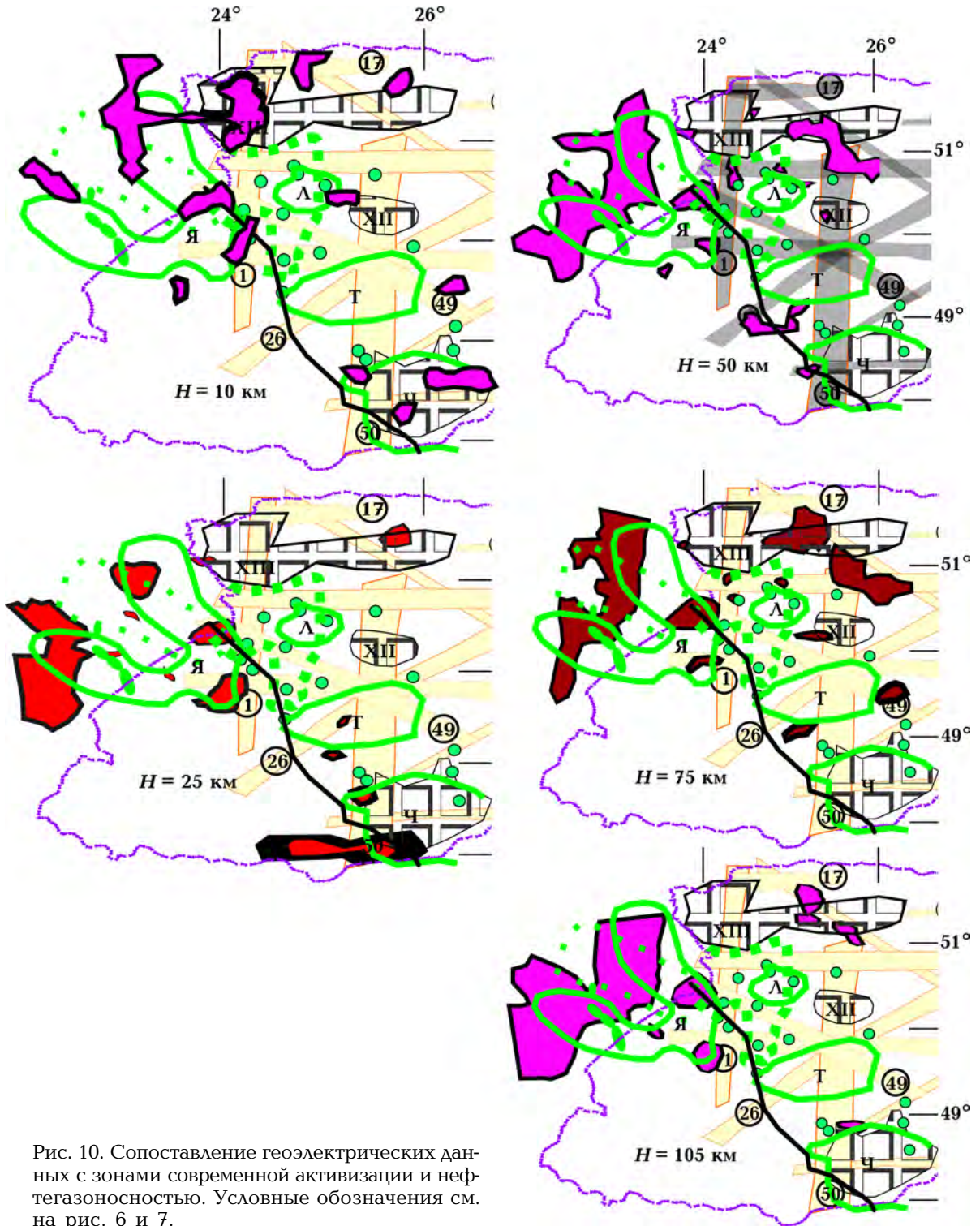


Рис. 10. Сопоставление геоэлектрических данных с зонами современной активизации и нефтегазоносностью. Условные обозначения см. на рис. 6 и 7.

ний блок УЩ, що безпосередньо прилягає до Прип'ятської западини і її північним обмеженням Овруцької грабен-синкліналі. В його межах сейсморозвідувальними дослідженнями зафіксова-

ні протяжні зони підвищеної тріщинуватості, нахилені в бік западини". Указанные авторы считают, что западным ограничением блока является Суццано-Пержанский разлом (см. рис. 8).

По результатам магнитотеллурических зондирований сотрудник УГГРИ В. И. Трегубенко выделил в верхней части кристаллического фундамента на глубинах 5—7 км проводящий слой, который отождествляется им с зоной разуплотнения пород.

Позже, при 2D инверсии магнитотеллурических данных вдоль профиля EUROBRIDG 97 было выделено два проводящих объекта, расположенных приблизительно на равном расстоянии к северу и югу от Южной зоны бортовых уступов Припятской впадины [Астапенко, Логвинов, 2014]. Ельский ОПС (в 20 км к северу от этой зоны) располагается в интервале глубин 10—20 км, тогда как ОПС к югу от зоны располагается в пределах Овручской грабен-синклинали в интервале глубин 7—15 км. Листрические разломы, выделенные на сейсмогеологических разрезах [Гарецкий, Клушин, 1989], некоторыми авторами, предполагаются в качестве пути, по которому могут поступать ОВ с территории Припятской впадины на УЩ.

Сопоставление полученной в данной работе геоэлектрической модели с тектоникой района СЗНП согласуются с выводами Л. М. Шимкива, Б. М. Дзюбы, Т. С. Нечаевой о перспективности поисков УВ к северу от Коростенского плутона (см. рис. 9, а).

Локальные проводящие объекты выделены на территории практически всех перспективных нефтегазоносных областей в интервале глубин 1—10 км, с глубиной их количество уменьшается (рис. 9, б, рис. 10). В северной части Вольно-Подольской нефтегазоносной области проводящие объекты сохраняются в низах коры и примыкающей части верхней мантии.

Учитывая плотность экспериментальных магнитотеллурических данных и масштаб построения геоэлектрической модели, более точную привязку сделать нельзя.

Рассмотрим согласие проводящих объектов с ЗСА (см. рис. 10), кровля которых (по данным тепловых моделей [Гордиенко и др., 2012]) находится в интервале глубин 25—40 км а подошва — на глубине около 100 км. Предыдущими МТ исследованиями на основе двумерной инверсии

МТ данных вдоль профиля, секущего Черновицкую ЗСА, в ее пределах был обнаружен проводящий объект в интервале глубин 10—40 км [Ладановский и др., 2008]. Исходя из этого, выбраны глубинные срезы, характеризующие кору, интервал около раздела М, центральную часть подкоровой мантийной астеносферы (возникшей в процессе современной активизации) и вероятное положение ее подошвы по [Гордиенко и др., 2012].

ОПС в пределах контура Черновицкой ЗСА выявлены в интервале глубин 10—50 км, но наибольшее количество и их максимальная интегральная проводимость наблюдаются в интервале 25—30 км. Для западной части Черновицкой ЗСА отмечается согласие с пересечением трех зон разломов — Мукачевско-Днепропетровской (21), Чертковско-Новолуцкой (50), Старосамборско-Змеиной (52).

Тернопольская ЗСА расположена в узле пересечения четырех зон разломов — Яворовско-Волчанской (19), Хустско-Корецкой (26), Сокальско-Одесской (49) и Чертковско-Новолуцкой (50). Выделенные ОПС группируются в основном в южной части ЗСА. На сейсмическом разрезе вдоль профиля DOBRE-3 [Starostenko et al., 2013] (который проходит несколько западнее границ Тернопольской ЗСА) в земной коре выделены два низкоскоростных слоя: в интервале ПК 380—480 и ПК 535. В работе [Логвинов и др., 2017] приведена геоэлектрическая модель вдоль профиля DOBRE-3, согласно которой наиболее низкоомные части ОПС по данным ТР моды согласуются с низкоскоростными зонами. Определить положение этого ОПС на территории восточнее профиля в настоящее время затруднительно, так как здесь нет экспериментальных магнитотеллурических данных. Выделяемый в нижней мантии ОПС хорошо согласуется с максимальными температурами тепловой модели (предполагаемой зоной частичного плавления).

В районе Локачинской ЗСА эпизодически появляются ОПС в разных интервалах глубин, расположенные между ЗСА и Вольнской нефтегазоносной провинцией.

Контуру ранее выделенной Яворовской аномалии ТП [Гордиенко и др., 2012, рис. 5.2] в интервале глубин 10—90 км соответствует ОПС, практически совпадающий по размерам на глубинах 50 и 75 км с тепловой моделью аномалии на территории Украины. Яворовская аномалия с востока ограничиваются Ратновско-Раховской (1), с севера — Сокальско-Одесской (49) разломными зонами. Наиболее мощная по размерам и интегральной проводимости зона выделена на территории Польши, но корректность ее выделения минимальна в связи с редкой сетью экспериментальных данных.

Ковельская площадь СЗНП не сопровождается ЗСА, но, возможно, это связано с отсутствием данных по ТП. В средней части площади уверенно выделяется ОПС в верхней мантии вплоть до 105 км.

Резюмируя проведенное сопоставление, можно отметить достаточно уверенное согласие проводящих объектов на глубинах коры и верхней мантии с зонами ЗСА и нефтегазоносностью. Таким образом, геоэлектрические данные подтверждают гипотезу об абиогенном генезисе УВ. Однако из них не следует отсутствие в природе месторождений биогенных УВ, и по этим данным нельзя утверждать, что УВ абиогенного происхождения возникают в мантии.

Выводы. Обобщая результаты проведенного анализа, можно сделать следующие выводы. Применение выбранной методики показало, что действительно на рассматриваемой площади могут быть выделены аномальные геоэлектрические объекты и получены общие оценки их геоэлектрических параметров. Учитывая плотность экспериментальных пунктов наблюдений, масштаб сетки интерпретационных профилей и размер ячеек моделирования, полученные данные имеют региональный

характер. Необходимо отметить, что согласованность полученных геоэлектрических результатов с пространственным положением геолого-тектонических элементов сильно зависит от использованных ГИС технологий (которые полностью отсутствуют в материалах, полученных в XX в.).

Построенные срезы сопротивлений на глубинах до 105 км указывают на отсутствие ОПС, размеры которых позволили бы назвать их слоем. Геометрические параметры ОПС свидетельствуют об их локальности.

Сопоставление аномальных геоэлектрических объектов ($\rho < 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и $\rho > 4000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) с разломной тектоникой, металлогенией, нефтегазоносностью и современной активизацией показывает, что большая часть ОПС приурочена к зонам пересечения разломов, в которых зачастую концентрируются месторождения полезных ископаемых, имеющих электронный тип проводимости (графит, полиметаллы и благородные металлы). Перспективные на нефтегазоносность области частично согласуются с зонами современной активизации и в этом случае сопровождаются проводящими объектами. Интересно отметить согласованность геолого-геофизических выводов о перспективности СЗНП с наличием здесь ОПС.

Глубина и мощность проводящих объектов позволяет предположить наличие генетической связи разнообразных полезных ископаемых не только с осадочно-метаморфизованными породами, но и с наличием глубинных флюидов.

На наш взгляд, полученные результаты будут способствовать развитию представлений о глубинном строении изученной территории, генезисе известных месторождений разнообразных полезных ископаемых и о поиске новых.

Список литературы

- Алехин В.И., Гинтов О.Б. Кинематические особенности, фазы развития и металлогения системы широтных зон разломов Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 6. С. 83—101.
- Астапенко В.Н., Логвинов И.М. Геоэлектрическая модель консолидированной земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса EUROBRIDG97. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 143—155. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111575>.
- Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України. Ред. М.М. Байсарович, О.Ю. Митропольський, І.С. Чуприна. Київ: Вид. ІГН НАНУ, 2002. 55 с.
- Белевцев Р.Я., Дудко В.С., Белевцев А.Р. Диффузионный массоперенос при метаморфизме в докембрии. Киев: Наук. думка, 2001. 204 с.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. Москва: Недра, 1975. 262 с.
- Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх вза'мовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В кн.: *Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання*. Київ: Вид. Київ. нац. ун-ту, 2006. С. 129—137.
- Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском прогибе. *Геотектоника*. 1989. № 1. С. 48—60.
- Геотектоника Вольно-Подольи. Под. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. Думка, 1990. 244 с.
- 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. Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). Киев: Наук. думка, 2012. 198 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., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвин пресс, 2005. 210 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Усенко О.В. Тепловое поле Центральной и Восточной Европы. В кн.: *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE*. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 624—658.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. Москва: Недра, 1970. 432 с.
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. Ред. В.І. Старостенко. Київ: Наук. думка, 2005. 256 с.
- Енергетичні ресурси геологічного середовища України (стан та перспективи): у 2 т. Т. 1. Ред. Г.І. Рудько. Чернівці: Букрек, 2014. 528 с.
- Железняк Л.С., Трегубенко В.И. Результаты комплексных геофизических работ в северо-западной части Вольно-Подольской плиты за 1987—1989 гг. Киев: Геоинформ, 1989. 116 с.
- Заяць Х.Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ. Львів: Центр Європи, 2013. 136 с.
- Іванців О.Є. Геологія та генезис графітових родовищ України. Київ: Наук. думка, 1972. 134 с.
- Карта гипсометрии подошвы плитных комплексов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки). 1:1 000 000. Ред. Н.А. Крылов. Москва: Изд. Мингео СССР, 1988. 4 л.

- Карта розташування нафтогазоперспективних провінцій та площ України по геофізичним даним. 1 : 4 000 000. Ред. В. І. Старостенко. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2004. 1 л.
- Курепин В. А. Эрозионный срез гранулитовых мегаблоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии. *Минерал. журн.* 2003. № 5-6. С. 88—94.
- Кутас Р. И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016>.
- Ладановский Б. Т., Логвинов И. М., Тарасов В. Н. Геоэлектрическая 2D модель вдоль профиля Сарата—Кельменцы. *Доп. НАН України.* 2008. № 1. С. 101—105.
- Лебідь М. І., Трегубенко В. І., Слоницька С. Г. Комплексний аналіз геофізичних полів Карпат з метою регіонального прогнозу територій, перспективних на нафту і газ, та дослідні роботи МТЗ для вивчення будови складчастих і піднасувних структур (1999—2004 рр.). Київ: Геоінформ, 2004. 277 с.
- Логвинов И. М., Гордиенко И. В., Тарасов В. Н. Геоэлектрическая модель (по данным 2D инверсии результатов магнитотеллурических исследований) вдоль геотраверса ДОБРЕ-3. *Доп. НАН України.* 2017. № 6. С. 148—165.
- Лукин А. Е. Минеральные сферулы — индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нефтидогенеза. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 10—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116450>
- Лукин А. Е. О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородно-генерирующих систем). *Геол. журн.* 1999. № 1. С. 30—42.
- Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. І. Металічні корисні копалини. Ред. М. П. Щербак, О. Б. Бобров. Київ—Львів: Центр Європи, 2006. 785 с.
- Металлогения Украины и Молдавии. Отв. ред. Я. Н. Белевцев. Киев: Наук. думка, 1974. 508 с.
- Національний атлас України. Київ: Держав. наук.-вироб. підпр. "Картографія", 2007. 440 с.
- Нечаев С. В., Єсипчук К. Ю. Графіт. В кн.: *Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. II. Неметалічні корисні копалини.* Ред. М. П. Щербак, О. Б. Бобров. Київ—Львів: Центр Європи, 2006. С. 121—132.
- Палиенко В. П. Отражение динамики блоков фундамента в новейшей тектонике и современном рельефе. В кн.: *Геотектоника Волино-Подолли.* Киев: Наук. думка, 1990. С. 203—209.
- Палієнко В. П., Спиця Р. О., Кендзера О. В., Омельченко В. Д., Бондарь А. Л., Заєць І. М. Сучасні рухи земної кори на території України: проблеми тектонічної інтерпретації та картографування. *Геоінформатика.* 2004. № 1. С. 66—73.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1956. № 1. С. 90—105.
- Полівцев А. В. Карта вертикальних голоценових рухів Волино-Поділля та Передкарпаття. *Геодинаміка.* 2011. № 1 (10). С. 58—70.
- Пономарева М. М., Боброва Е. М. Некоторые черты сходства и различия углеродсодержащих сланцев зеленокаменных поясов КМА (на примере Старооскольского и Михайловского железорудных районов Центральной России). В кн.: *Минералогия Докембрия.* Петрозаводск: Изд. Ин-та геологии КарНЦ РАН, 2009. С. 314—315.
- Приходько В. Л., Приходько М. В. Трапова формація Волині та самородномідне зруденіння. *Збірник наукових праць УкрДГРІ.* 2005. № 1. С. 101—109.
- Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Гл. ред. Н. П. Семенов. Киев: Наук. думка, 1968. 169 с.
- Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского кристаллического щита. Киев: Наук. думка, 1970. 128 с.
- Рябенко В. А., Моськина О. Д. Углеродистая формація центральної частини Українського щита. Препринт Ін-та геол. наук АН УССР. Київ, 1980. 58 с.
- Салищев К. А. Проектирование и составле-

- ние карт. Москва: Изд-во Москв. гос. ун-та, 1987. 240 с.
- Сапужак Я.С., Кравченко А.П., Сапужак А.Ф. Некоторые особенности геоэлектрического разреза и районирования Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1978. Вып. 81. С. 64—71.
- Сапужак Я.С., Шамотко В.И., Кравченко А.П. Геоэлектрические модели и методы исследования структур запада Украины. Киев: Наук. думка, 1990. 188 с.
- Сологуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1980. 184 с.
- Таран М. І., Трегубенко В. І. Комплексні геолого-геофізичні і гідрогеологічні дослідження з метою прогнозу сейсмічної небезпеки. Київ: Геоінформ, 1996. 84 с.
- Тектонічна карта України м-ба 1 : 1 000 000. Ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007.
- Трегубенко В.І., Лебідь М.І., Слоницька С.Г. Комплексний аналіз геофізичних полів Карпат з метою регіонального прогнозу територій, перспективних на нафту и газ, та дослідні роботи МТЗ для вивчення будови складчастих та піднасувних структур. Київ: Геоінформ, 2004. Т. 2. 584 с.
- Трегубенко В.І., Лукін О.Є., Кремнецкий О.О., Петровский О.П., Костенко М.М., Слоницька С.Г., Шимків Л.М., Нікіташ О.Б., Дзюба Б.М., Нечаєва Т.С., Іпатенко С.П. Вивчення аномальних геофізичних зон Українського щита, прилеглих до нафтогазоносних басейнів, з метою оцінки перспектив їх нафтогазоносності (2005—2009). Киев: Геоінформ, 2009. 405 с.
- Улизо Б.М. Геоэлектрическая характеристика верхнеюрских отложений внешней зоны Предкарпатского прогиба. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1963. Вып. 6 (8). С. 80—83.
- Хондошко Н.Г., Трегубенко В.И. Результаты геофизических работ по изучению вариаций физических полей в промышленной зоне г. Киева. Киев: Геоинформ, 1991. 97 с.
- Шилова А.М., Билинский А.И. О проводимости осадочного чехла Центральной Европы. *Геофиз. журн.* 1983. Т. 5. № 2. С. 90—93.
- Шумлянський В.А. Киммерійська епоха на території України. Киев: Наук. думка, 1983. 220 с.
- Шумлянський В.А., Анисимов В.А., Уралов В.А., Муравейник Ю.А. Киммерійське орудення Вольно-Подольської плити. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1980. № 12. С. 110—123.
- Юшин А.А., Мороз В.С., Проскурко Л.И. Генетические особенности проявлений оруденения благородных и цветных металлов в углеродистых комплексах раннего докембрия Криворожского бассейна. *Геол.-мін. вісник Криворізького нац. ун-ту*. 2013. № 1-2. С. 12—18.
- Яценко В.Г. Закономерности пространственного расположения проявлений графита на Украинском щите. В кн.: *Аспекти мінерагенії України*. Киев: ГНЦ РОС, 1998. С. 254—270.
- Adam, A., Ernst, T., Jankowski, J., Jozwiak, W., Hvozدارa, M., Szarka, I., Wesztergon, V., Logvinov, I., & Kulik, S. (1997). Electromagnetic induction profile (PREPAN95) from the East European Platform (EEP) to the Pannonian basin. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 32 (1-2), 203—223.
- Bologna, M. S., Padilha, A. L., Pádua, M. B., Vitorello, H., & Chamalaun, F. H. (2014). Paraguay-Araguaia Belt Conductivity Anomaly: A fundamental tectonic boundary in South American Platform imaged by electromagnetic induction surveys. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(3), 509—515. doi: 10.1002/2013GC004970.
- Caldwell, R.L. (1969). Electrical methods of exploration in the Soviet Union. In *Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas* (pp. 87—104). Southern Methodist University, Dallas.
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289—300. <https://doi.org/10.1190/1.1442303>.
- Egbert, G.D. (2002). Processing and interpretation of electromagnetic induction array data. *Surveys in Geophysics*, 23 (2-3), 207—249.

- <https://doi.org/10.1023/A:1015012821040>.
- Ernst, T., Brasse, H., Cerv, V., Hoffmann, N., Jankowski, J., Jozwiak, W., Kreutzmann, A., Neska, A., Palshin, N., Pedersen, L. B., Smirnov, M., Sokolova, E., & Smirnov, M. (2008) Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophysical Research Letters*, 35 (15), L15307. doi:10.1029/2008 GL0 34610.
- Glasby, G. P. (2006) Abiogenic origin of hydrocarbons: an historical overview. *Resource Geology*, 56 (1), 83—96. doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.tb00271.
- Gold, T. (1991). Sweden's Siljan ring well evaluated. *Oil and Gas Journal*, 89(2), 76—78.
- Hoffmann, N., Hengesbach, L., Friedrichs, B., & Brink, H.-J. (2008). The contribution of magnetotellurics to an improved understanding of the North German Basin—review and new results. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 159 (4), 591—606. doi: 10.1127/1860-1804/2008/0159-0591.
- Ingerov, A. I., Rokityansky, I. I., & Tregubenko, V. I. (1999). Forty years of MTS studies in the Ukraine, *Earth, Planet and Space*, 51, 1127—1133. <https://doi.org/10.1186/BF03351586>.
- Jozwiak, W. (2011). Large-scale crustal conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures. *Pure and applied geophysics*, 169 (10), 1737—1747. doi: 10.1007/s00024-011-0435-7.
- Karnkowski, W., & Weil, W. (1991). An outline of the Oil and Gas geology of Poland. Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. A-19 (236), 157—181.
- Keller, G. V. (1968). Electrical prospecting for oil. *Quarterly of the Colorado school of mines*, 63. 267 p.
- Keller, G. V. (1969). Electromagnetics may be the key to direct oil finding. *World oil* (Dec.), 85—88.
- Kováčikova, S. (2001). Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians. Ph. D. Thesis, Univerzita Karlova, Praha, Czech Republic, 95 p.
- 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. M., & Tarasov, V. N. (2018). Electric resistivity distribution in the Earth's crust and upper mantle for the southern East European Platform and Crimea from area-wide 2D models. *Acta Geophysica*, 66 (2), 131—139. doi: 10.1007 / s11600-018-0125-2.
- Rokityansky, I. I. (1982). *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 177 p. doi: 10.1007/978-3-642-61801-7.
- Semenov, V. Yu., Pek, J., Ádám, A., Jyżwiak, W., Ladanyvskyy, 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. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- Sephton, M. A., & Hazen, R. M. (2013). On the origins of deep hydrocarbons. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 75 (1), 449—465. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.14>.
- Sherwood Lollar, B., Westgate, T. D., Ward, J. D., Slater, G. F., & Lacrampe-Couloume, G. (2002). Abiogenic formation of alkanes in the Earth's crust as a minor source for global hydrocarbon reservoirs. *Nature*, 446, 522—524. <https://doi.org/10.1038/416522a>.
- Siripunvaraporn, W., & Egbert, G. (2000). An efficient data-subspace inversion method for 2D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65 (3), 91—803. <https://doi.org/10.1190/1.1444778>.
- Starostenko, V. I., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Šroda, P., Grad, M., Kováč, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I. M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- Wiese, H. (1965). *Geomagnetische tiefentellurik*. Berlin: Akademie Verlag, 146 p.

Electrical conductivity of the crust and mantle of the East European platform in the western part of Ukraine from 2D inversion

I. M. Logvinov, V. N. Tarasov, 2019

2D inversion of the magnetotelluric and magnetovariational data along 40 profiles made it possible to create overview model of electric resistivity for the territory between eastern longitudes 28° and 36° and by the northern latitudes 47.8° and 52°. Analysis of sections of resistances in the depth interval from 5 to 105 km indicate the absence of objects of low resistance (less than 100 Ohm · m — OLR), the dimensions of which would allow them to be called a layer. The geometrical parameters of the OLR indicate their locality. Along the border of the East European platform are geoelectric objects of low and high (more than 4000 Ohm · m — HO) resistances, at low depths of 20 km low-resistance objects prevail. Comparison of anomalous geoelectrical objects (OLR and HO) with fault tectonics, metallogeny, oil and gas content and modern activation shows that most of the OLR are confined to fault nodes, in which nodes and areas are often concentrated of minerals having an electronic type of conductivity (graphite, polymetallic ore and noble metals). The areas promising for oil and gas content, identified on the maps of various authors, are partially consistent with the Yavoriv, Lokachi, Ternopil and Chernivtsi zones of modern activation, and in this case are accompanied by conducting objects. It is interesting to note the consistency of geological and geophysical conclusions about the prospects of the North-West oil and gas province with the presence of the OLR. Depth and power of conducting objects allows to assume the presence of a genetic connection of various minerals not only with sedimentary metamorphosed rocks, but also with the presence of deep fluids. It seems that the results obtained can contribute to the development of ideas about the deep structure of the studied territory and its connection with both existing deposits of various minerals and during the spillage of new ones.

Key words: conductivity, Earth's crust and upper mantle, East European Platform, mineral resources.

References

- Alekhin, V.I., & Gintov, O.B. (2004). Kinematic features, phases of development and metallogeny of the system of latitudinal fault zones of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal*, 26 (6), 83—101 (in Russian).
- Astapenko, V.N., & Logvinov, I.M. (2014). Geoelectric model of consolidated Earth's crust and upper mantle along the geotraverse EUROBRIDG-97. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36 (5), 143—155. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111575> (in Russian).
- Baysarovich, M.M., Mytropolskiy, O.Yu., & Chupryna, I.S. (Eds). (2002). *Atlas. The deep structure of the lithosphere and ecogeology of Ukraine*. Kyiv: Edition of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 55 p. (in Ukrainian).
- Belevtsev, R.Ya., Dudko, V.S., & Belevtsev, A.R. (2001). *Diffusion mass transfer under metamorphism in the Precambrian*. Kiev: Naukova Dumka, 204 p. (in Russian).
- Belousov, V.V. (1975). *Fundamentals of geotectonics*. Moscow: Nedra, 262 p. (in Russian).
- Verkhovtsev, V. (2006). Newest vertical crustal movements in Ukraine, their relationship with linear and circular structures. In *Power Earth, its geological and environmental displays, scientific and practical use* (pp. 129—137). Kyiv: Publ. of the Kiev National University (in Ukrainian).

- Garetskiy, R. G., & Klushin, S. V. (1989). Listric faults in the Pripyat Trough. *Geotectonika*, (1), 48—60. (in Russian).
- Chebanenko, I. I. (Ed.). (1990). *Geotectonics Volyn-Podolia*. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Gintov, O. B. (2005). *Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of the Earth's 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. (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., 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., & Usenko, O. V. (2006). Thermal field of Central and Eastern Europe. In *Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Results of studies under the EUROPROBE Programme* (pp. 624—658). Moscow: GEORART, GEOS 736 p. (in Russian).
- Starostenko V. I. (Ed.). (2005). *Research of modern geodynamics of the Ukrainian Carpathians*. Kyiv: Naukova Dumka, 256 p. (in Ukrainian).
- Dobretsov, N. L., Reverdatto, V. V., Sobolev, V. S., Sobolev, N. V., & Khlestov, V. V. (1970). *Facies of Metamorphism*. Moscow: Nedra, 432 p. (in Russian).
- Rudko, G. I. (Ed.) (2014). *Energy resources of the geological environment of Ukraine (state and prospects)*. Vol. 1. Chernivtsi: Bukrek, 528 p. (in Ukrainian).
- Zheleznyak, L. S., & Tregubenko, V. I. (1989). *The results of complex geophysical studies in the northwestern part of the Volyn-Podolskaya plate for 1987—1989*. Kiev: Geoinform, 116 p. (in Russian).
- Zayats, K. (2013). *Depth structure of the subsoil of the Western region of Ukraine based on seismic studies and the direction of exploration for oil and gas*. Lviv: Tsentrv Evropy, 136 p. (in Ukrainian).
- Ivantsiv, O. Ye. (1972). *Geology and genesis of graphite deposits of Ukraine*. Kyiv: Naukova Dumka, 134 p. (in Ukrainian).
- Krylov, N. A. (Ed.). (1988). *Map of the hypsometry of the sole of the plate complexes of the southwest of the USSR (using space survey materials)*. 1 : 1 000 000. Moscow: Edition of the Ministry of Geology of the USSR (in Russian).
- Starostenko, V. I. (Ed.). (2004). *Map of the location of oil and gas prospective provinces and areas of Ukraine by geophysical data*. 1 : 4 000 000. Kyiv: Edition of the UkrDGRI (in Ukrainian).
- Kurepin, V. A. (2003). Erosion cut of granulite megablocks of the Ukrainian Shield according to the data of geological thermobarometry. *Mineralogichnyy zhurnal*, (5-6), 88—94 (in Russian).
- Kutas, R. I. (2014). Thermal flow and geothermal models of the Earth's crust of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36 (6), 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111016> (in Russian).
- Ladanivskiy B. T., Logvinov I. M., & Tarasov V. N. (2008). Geoelectrical 2D model along the profile Sarata—Kelmenci. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (1), 101—105 (in Russian).
- Lebid, M. I., Tregubenko, V. I., & Slonitska, S. G. (2004). *Complex analysis of the geophysical fields of the Carpathians with the purpose of regional forecasting of areas promising for oil and gas, and research work of the MTS for the study of the structure of the folded and underneath structures. (1999—2004)*. Kiev: Geoinform, 277 (in Ukrainian).
- Logvinov, I. M., Gordienko, I. V., & Tarasov, V. N. (2017). Geoelectric model (according to the 2D inversion of the results of magnetotelluric stu-

- dies) along geotraverse DOBRE-3. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (6), 148—165 (in Russian).
- Lukin A. E. (2013). Mineral spherules — indicators of a specific fluid regime of ore formation and naftidogenesis. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35(6), 10—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116450> (in Russian).
- Lukin, A. Ye. (1999). On the origin of oil and gas (geosynergetic concept of natural hydrocarbon-generating systems). *Geologicheskii zhurnal*, (1), 30—42 (in Russian).
- Shcherbak, M. P., & Bobrov, O. B. (Eds.). (2006). *Mineral deposits of Ukraine. Vol. I. Metalliferous mineral deposits*. Kyiv—Lviv: Tsentr Evropy, 785 p. (in Ukrainian).
- Belevtsev, Ya. N. (Ed.). (1974). *Metallogeny of Ukraine and Moldova*. Kiev: Naukova Dumka, 508 p. (in Russian).
- National Atlas of Ukraine*. (2007). Kyiv: State Scientific Production Enterprise "Kartographia", 440 p. (in Ukrainian).
- Nechaev, S. V., & Yesipchuk, K. Yu. (2006). Graphite. In: M. P. Shcherbak & S. V. Goshovsky (Eds), *Metallic and nonmetallic minerals of Ukraine. Vol. Nonmetallic minerals* (pp. 121—132). Kiev—Lviv: Tsentr Evropy (in Ukrainian).
- Palienko, V. P. (1990). Reflection of the dynamics of the foundation blocks in the newest tectonics and modern relief. In *Geotectonics of Volyn-Podolia* (pp. 203—209). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Palienko, V. P., Spitsa, P. O., Kendzera, O. V., Omelchenko, V. D., Bondar, A. L., & Zayets, I. M. (2004). Modern movements of the crust on the territory of Ukraine: problems of tectonic interpretation and mapping. *Geoinformatika*, (1), 66—73 (in Ukrainian).
- Peyve, A. V. (1956). General characteristics, classification and spatial location of deep faults. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologicheskaya*, (1), 90—105 (in Russian).
- Polivtsev, A. V. (2011). Map of Vertical Holocene Movements of Volyn Podillya and Precarpathians. 2011. *Geodynamika*, (1), 58—70 (in Ukrainian).
- Ponomareva, M. M., & Bobrova, E. M. (2009). Some features of similarity and differences in carbonaceous shales of greenstone belts of the KMA (on the example of Starooskolsky and Mikhailovsky iron ore regions of Central Russia). In *Minerageny Precambrian* (pp. 314—315). Petrozavodsk: Edition of the Institute of Institutional Geology of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences (in Russian).
- Prikhodko, V. L., & Prikhodko, M. V. (2005). Trapezoidal formation of Volyn and native-mineral fertilization. *Zbirnyk naukovykh prats UKR-DHRI*, (1), 101—109 (in Ukrainian).
- Semenenko, N. P. (Ed.). (1968). *Riphean volcanism and metal content of the western part of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 169 p. (in Russian).
- Ryabenko, V. A. (1970). *The main features of the tectonic structure of the Ukrainian crystal shield*. Kiev: Naukova Dumka, 128 p. (in Russian).
- Ryabenko, V. A., & Moskina, O. D. (1980). *Carbon formation of the central part of the Ukrainian Shield*. Preprint of the Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. Kiev, 58 p. (in Russian).
- Salishchev, K. A. (1987). *Design and mapping*. Moscow: Moscow State University Publishing House, 240 p. (in Russian).
- Sapuzhak, Ya. S., Kravchenko, A. P., & Sapuzhak, A. F. (1978). Some features of the geoelectric section and the regionalization of the Volyn-Podolsk suburb of the East European Platform. *Geofizicheskiy sbornik AN USSR*, (81), 64—71 (in Russian).
- Sapuzhak, Ya. S., Shamotko, V. I., & Kravchenko, A. P. (1990). *Geoelectric models and methods of studying the structures of the west of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 188 p. (in Russian).
- Sollogub, V. B. (1980). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Taran, M. I., & Tregubenko, V. I. (1996). *Complex geological and geophysical and hydrogeological studies to forecast seismic hazard*. Kiev: Geoinform, 84 p. (in Ukrainian).

- Hurskiy, D.S., & Kruglov, S.S. (Eds). (2007). *Tektonichna karta Ukrainy. 1 : 1 000 000*. Kyiv: Edition of the UkrDGRI (in Ukrainian).
- Tregubenko, V.I., Lebid, M.I., & Slonitska, S.G. (2004). *Comprehensive analysis of the geophysical fields of the Carpathians for the purpose of regional forecasting of areas promising for oil and gas, and MTZ research work to study the structure of folded and sub-thrust structures*. Kiev: Geoinform, 584 p. (in Ukrainian).
- Tregubenko, V.I., Lukin, O.E., Kremnetskiy, O.O., Petrovskiy, O.P., Kostenko, M.M., Slonytska, S.G., Shimkiv, L.M., Nikitash, O.B., Dzyuba, B.M., Nechaev, T.S., Ipatenko, S.P. (2009). *Study of the anomalous geophysical zones of the Ukrainian Shield adjacent to oil-gas-bearing basins in order to assess the prospects for their oil and gas potential (2005—2009)*. Kiev: Geoinform, 405 p. (in Ukrainian)
- Ulizlo, B.M. (1963). Geoelectric characteristics of Upper Jurassic deposits of the outer zone of the Precarpathian trough. *Geofizicheskiy sbornik AN USSR*, (6), 80—83 (in Russian).
- Khondoshko, N.G., & Tregubenko, V.I. (1991). *Results of geophysical studies on the variation of physical fields in the industrial zone of Kiev*. Kiev: Geoinform, 97 p. (in Russian).
- Shilova, A.M., & Bilinskiy, A.I. (1983). On the conductivity of the sedimentary cover of Central Europe. *Geofizicheskiy zhurnal*, 5 (2), 90—93 (in Russian).
- Shumlyanskiy, V.A. (1983). *Cimmerian epoch on the territory of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 220 p. (in Russian).
- Shumlyanskiy, V.A., Anisimov, V.A., Uralov, V.A., & Muraveynik, Yu. A. (1980). Cimmerian mineralization of the Volyn-Podilsky plate. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologicheskaya*, (12), 110—123 (in Russian).
- Yushyn, O.O., Moroz, V.S., & Proskurko, L.I. (2013). Genetic peculiarities of manifestations of precious and non-ferrous metals mineralization in carboniferous complexes of the Early Pre-Cambrian at the Kryvyi Rih basin. *Heoloho-mineralohichnyy visnyk Kryvorizkoho natsionalnoho universytetu*, (1-2), 12—18 (in Russian).
- Yatsenko, V.G. (1998). Regularities of the spatial arrangement of graphite manifestations on the Ukrainian Shield. In *Aspects of mineralogy in Ukraine* (pp. 254—270). Kiyv: Publ. of the State Scientific Center for Environmental Geology (in Russian).
- Adam, A., Ernst, T., Jankowski, J., Jozwiak, W., Hvozdar, M., Szarka, I., Wesztergon, V., Logvinov, I., & Kulik, S. (1997). Electromagnetic induction profile (PREPAN95) from the East European Platform (EEP) to the Pannonian basin. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 32 (1-2), 203—223.
- Bologna, M.S., Padilha, A.L., Pádua, M.B., Vitorello, H., & Chamalaun, F.H. (2014). Paraguay-Araguaia Belt Conductivity Anomaly: A fundamental tectonic boundary in South American Platform imaged by electromagnetic induction surveys. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(3), 509—515. doi: 10.1002/2013GC004970.
- Caldwell, R.L. (1969). Electrical methods of exploration in the Soviet Union. In *Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas* (pp. 87—104). Southern Methodist University, Dallas.
- Constable, S.C., Parker, R.L., & Constable, C.G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52 (3), 289—300. <https://doi.org/10.1190/1.1442303>.
- Egbert, G.D. (2002). Processing and interpretation of electromagnetic induction array data. *Surveys in Geophysics*, 23 (2-3), 207—249. <https://doi.org/10.1023/A:1015012821040>.
- Ernst, T., Brasse, H., Cerv, V., Hoffmann, N., Jankowski, J., Jozwiak, W., Kreutzmann, A., Neska, A., Palshin, N., Pedersen, L.B., Smirnov, M., Sokolova, E., & Smirnov, M. (2008) Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophysical Research Letters*, 35 (15), L15307. doi: 10.1029/2008GL034610.
- Glasby, G.P. (2006) Abiogenic origin of hydrocarbons: an historical overview. *Resource Geology*, 56(1), 83—96. doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.tb00271.

- Gold, T. (1991). Sweden's Siljan ring well evaluated. *Oil and Gas Journal*, 89(2), 76—78.
- Hoffmann, N., Hengesbach, L., Friedrichs, B., & Brink, H.-J. (2008). The contribution of magnetotellurics to an improved understanding of the North German Basin—review and new results. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 159(4), 591—606. doi: 10.1127/1860-1804/2008/0159-0591.
- Ingerov, A.I., Rokityansky, I.I., & Tregubenko, V.I. (1999). Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth, Planet and Space*, 51, 1127—1133. <https://doi.org/10.1186/BF03351586>.
- Jozwiak, W. (2011). Large-scale crustal conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures. *Pure and applied geophysics*, 169(10), 1737—1747. doi: 10.1007/s00024-011-0435-7.
- Karnkowski, W., & Weil, W. (1991). An outline of the Oil and Gas geology of Poland. Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. A-19 (236), 157—181.
- Keller, G.V. (1968). Electrical prospecting for oil. *Quarterly of the Colorado school of mines*, 63. 267 p.
- Keller, G.V. (1969). Electromagnetics may be the key to direct oil finding. *World oil* (Dec.), 85—88.
- Kováčikova, S. (2001). Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians. Ph. D. Thesis, Univerzita Karlova, Praha, Czech Republic, 95 p.
- 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.M., & Tarasov, V.N. (2018). Electric resistivity distribution in the Earth's crust and upper mantle for the southern East European Platform and Crimea from area-wide 2D models. *Acta Geophysica*, 66(2), 131—139. doi: 10.1007/s11600-018-0125-2.
- Rokityansky, I.I. (1982). *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 177 p. doi: 10.1007/978-3-642-61801-7.
- Semenov, V. Yu., Pek, J., Ádám, A., Jyźwiak, W., Ladanyvskyy, 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. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- Sephton, M.A., & Hazen, R.M. (2013). On the origins of deep hydrocarbons. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 75(1), 449—465. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.14>.
- Sherwood Lollar, B., Westgate, T.D., Ward, J.D., Slater, G.F., & Lacrampe-Couloume, G. (2002). Abiogenic formation of alkanes in the Earth's crust as a minor source for global hydrocarbon reservoirs. *Nature*, 446, 522—524. <https://doi.org/10.1038/416522a>.
- Siripunvaraporn, W., & Egbert, G. (2000). An efficient data-subspace inversion method for 2D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 91—803. <https://doi.org/10.1190/1.1444778>.
- Starostenko, V.I., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Šroda, P., Grad, M., Kováč, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- Wiese, H. (1965). *Geomagnetische tiefentellurik*. Berlin: Akademie Verlag, 146 p.