

# О возможной мантийной природе длинноволновой Центрально-Европейской магнитной аномалии

*И.К. Пашкевич, М.И. Орлюк, А.В. Марченко, А.А. Роменец,  
Т.А. Цветкова, И.В. Бугаенко, 2020*

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

Поступила 28 сентября 2020 г.

Изложены результаты комплексного анализа геолого-геофизических данных, выполненного с целью обоснования существования и природы магнитных аномалий переходного класса от поля ядра к полю, обусловленному литосферой. Этот класс аномалий с длиной волны 2000—4000 км относится к области перекрытия спектров геомагнитного поля ядра и литосферы, в связи с чем их разделение носит условный характер. Предложенная авторами оригинальная технология выделения литосферной компоненты базируется на одном из фундаментальных положений геомагнетизма — изменении во времени и пространстве поля ядра и стабильном положении аномалий литосферной компоненты.

Из состава главного геомагнитного поля  $V_{IGRF-12}$  выделена литосферная составляющая, содержащая аномалию длиной волны более 2400 км. Предмет исследований — субмеридиональная Центрально-Европейская магнитная аномалия этого класса, прослеженная от северного побережья Европы до края Восточно-Сахарского мезократона в Африке. Для обоснования мантийной природы аномалии проанализированы возможные источники земной коры: тектоническое положение аномалии, распределение локальных магнитных аномалий, рельеф раздела Мохо, мощность нижней (мафической) коры, средние скорости распространения сейсмических волн  $V_p$  в кристаллической коре. В результате сделано заключение о том, что неоднородностью земной коры нельзя объяснить исследуемую аномалию, в связи с чем она названа мантийной. Однако распределение физических параметров коры и тектоническое положение аномалии свидетельствуют о возможном наличии долгоживущего трансрегионального литосферного линеамента типа шовной зоны вдоль оси аномалии.

Обобщение теоретических и экспериментальных данных позволяет считать, что в определенных термодинамических, окислительно-восстановительных и тектонических условиях верхней мантии могут существовать, преобразовываться и вновь образовываться ферримагнитные минералы (магнетит, гематит, самородное железо и сплавы железа с никелем и кобальтом) с широким спектром температур Кюри (от 580 до 1100 °С), определяющих нижний предел сохранения намагниченности глубиной 600—640 км. Наиболее благоприятны для возникновения такого рода источников области субдукции и реликтов относительно холодных слэбов, шовных зон и сопряженных с ними современных флюидов и плюмов. В районе исследуемой аномалии по данным сейсмотомографии выделены флюиды и Иберийский плюм, которые в сочетании с подъемом подошвы верхней мантии и наличием наклонных высокоскоростных слоев в низкоскоростной ее части, характеризуют возбужденную мантию. Таким образом, Центрально-Европейскую длинноволновую магнитную аномалию можно интерпретировать как суммарный эффект области концентрации сохранившихся первичных ферримагнетиков и образованных под воздействием флюидизации мантии.

**Ключевые слова:** длинноволновая магнитная аномалия, магнитные минералы, мантия, слэб, флюиды, сейсмотомография.

**Предисловие.** Проблема природы источников длинноволновых магнитных аномалий важна для выяснения состава, стро-

ения и процессов в низах земной коры и верхней мантии, определяющих динамику геологической среды и распределение по-

лезных ископаемых, а также для решения актуальных в настоящее время экологических задач. Считалось общепринятым, что геомагнитное поле, обусловленное внутренними источниками Земли, определяется суммой нормальной и аномальной его компонент, первая из которых связана с ядром Земли, а вторая — с земной корой и источниками аномалий в ее верхней части до глубин 15—20 км [Яновский, 1978]. Такая интерпретация соответствовала задачам разведочной геофизики, оперирующей высокочастотными аномалиями с длинами волн, не превышающими первых десятков километров, но исключала магнитометрию из разряда методов исследования глубинных частей земной коры и верхней мантии.

Разделение этих компонент является условным и методы получения главного (нормального) поля совершенствовались на протяжении многих десятилетий [Яновский, 1978; Магнитная ..., 1990; Петромагнитная ..., 1994 и др.]. В настоящее время основным методом его получения принят сферический гармонический анализ и представление модели нормального поля рядом с определенным количеством гармоник. В качестве международной модели геомагнитного поля относимости (IGRF<sub>12</sub>) предложено представление его рядом тринадцати гармоник [Thébaud et al., 2015].

Во второй половине XX и начале XXI в. в результате теоретических и экспериментальных исследований для разных геологических регионов было показано, что в составе аномального поля существуют длинноволновые (региональные) магнитные аномалии с длиной волны в первые сотни километров, источники которых связаны с неоднородностью средней и нижней земной коры [Булмасов, 1962; Гайнанов, 1963; Riddihough, 1972; Крутиховская, 1976; Пашкевич, 1976; Кочергин и др., 1980; Колесова и др., 1981; Крутиховская и др., 1982; Орлюк, 1984; Магнитная ..., 1990], а в ряде случаев предполагалась их связь с верхней мантией [Винц, Почтарев, 1965; Борисов, Крутлякова, 1967; Семенов, 1974; Почтарев, Голуб, 1976].

В результате анализа данных аэро- и спутниковых съемок [Pashkevich, Orlyuk,

1997; Fedorova, Shapiro, 1998; Thébaud et al., 2010] было показано, что магнитные аномалии от крупных тектонических структур могут иметь длины волн в 2500—4000 км, которые согласно сферическому гармоническому анализу лежат в области перекрытия спектров главного и литосферного полей и могут относиться как к полю ядра, так и к литосферному полю (рис. 1).

Известно, что поле ядра испытывает изменение во времени и пространстве, а литосферные аномалии имеют стабильное положение в пространстве и не подвержены существенным временным изменениям. С учетом этого выполнен анализ модуля индукции главного магнитного поля Земли (IGRF-12) [Thébaud et al., 2015], который позволил выделить в его составе компоненту, изменяющуюся во времени (связанную с ядром Земли), и мантийно-коровую или литосферную компоненту, стабильную в пространстве и слабо изменяющуюся во времени [Орлюк та ін., 2016б; Орлюк и др., 2017]. Аномалии последней имеют длины волн 2500—4000 км и позволяют предположить наличие их источников на мантийных глубинах, а по-

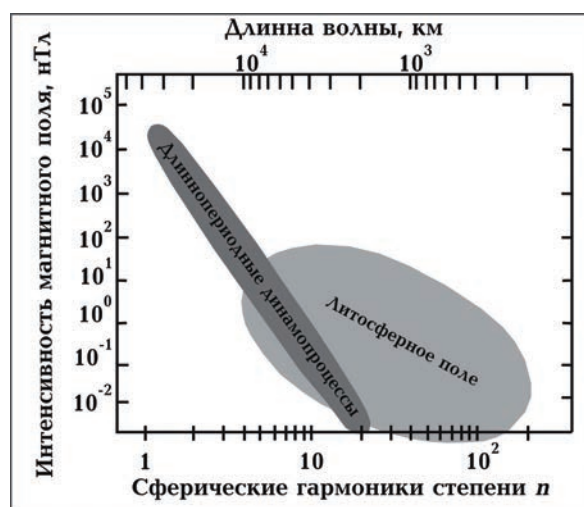


Рис. 1. Схематическое изображение области перекрытия спектров главного и литосферного магнитных полей, по [Thébaud et al., 2010].

Fig. 1. Schematic representation of the overlap region of the spectra of the main and lithospheric fields after [Thébaud et al., 2010].

лученную компоненту рассматривать как мантийно-коровую.

**Технология выделения мантийно-коровых аномалий.** Для выделения мантийно-коровых аномалий и их дальнейшего анализа использовалась 12-я модель международного геомагнитного аналитического поля Земли  $V_{IGRF}$  с длиной сферического ряда в 13 гармоник, которая описывает длинноволновую часть поля (длина волны более 3000 км) [Mandea, Korte, 2011; Thébaud et al., 2015].

В работах [Орлюк та ін., 2016 а, б; Орлюк и др., 2017] было выполнено разделение  $V_{IGRF}$  на две разноволновые составляющие: первая обусловлена процессами в жидком ядре, вторая — мантийно-коровыми источниками. Также был исследован их вековой ход за временной интервал 1970—2015 гг.

Для определения градиента изменения модуля индукции  $V_{IGRF}$  во времени были созданы числовые массивы данных для временного интервала 1970—2015 гг. с шагом 5 лет и по сети  $1^\circ \times 1^\circ$ . За указанный период модуль индукции главного магнитного поля Земли изменился неравномерно для всей планеты. Всего на ее поверхности было выделено более 12 стабильных в пространстве аномалий, которые обычно характеризуются незначительными временными изменениями поля ( $dV_{IGRF}/dt = \pm (2-5)$  нТл/год). Для одной из таких аномалий, приуроченной к зоне сочленения Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит, была показана возможная ее обусловленность несколькими вариантами магнитных источников в интервале глубин 50—640 км [Орлюк и др., 2017].

Для выделения аномалий, стабильных в пространстве, с длинами волн в первые тысячи километров, временной градиент магнитного поля  $dV_{IGRF}/dt$  (рис. 2, а) был

разделен на разноволновые составляющие путем осреднения его величин с разными размерами ячеек осреднения  $s$  ( $40^\circ \times 40^\circ$ ,  $30^\circ \times 30^\circ$ ,  $20^\circ \times 20^\circ$ ,  $10^\circ \times 10^\circ$ ). Мантийная компонента временного градиента поля вычислялась как разница между полными и усредненными его величинами  $dV_{Is}/dt = dV_{IGRF}/dt - dV_{IGRFs}/dt$  ( $s$  — размер ячейки). Анализ взаимоотношения компоненты ядра и коро-мантийной компоненты градиента геомагнитного поля показал, что интенсивность последней уменьшается с уменьшением размеров окна осреднения. Для дальнейшего анализа использовались результаты осреднения поля с размерами ячейки  $20^\circ \times 20^\circ$ . Согласно расчетам компонента геомагнитного поля ядра за временной интервал 1970—2015 гг. изменяется в пределах от  $-5500$  до  $3000$  нТл (рис. 2, б), а мантийная — от  $-400$  до  $500$  нТл (рис. 2, в).

Ранее была обнаружена связь коро-мантийных аномалий с областями повышенной сейсмичности литосферы, которые, в свою очередь, относятся к геодинамическим обстановкам определенного типа, в частности к областям сочленения литосферных плит субдукционного, срединно-океанического и коллизионного типов.

Учитывая постоянство местоположения этих аномалий и незначительные временные изменения их интенсивности, предпочтение может быть отдано петромагнитной природе их источников. Отметим, что к верхним частям современных субдукционных зон часто приурочиваются аномалии с длинами волн 200—500 км [Кочергин и др., 1980; Орлюк, Пашкевич, 1993; Purucker, Whaler, 2009]. В работе [Орлюк та ін., 2019] на территории Европы была выделена и кратко охарактеризована пространственно-временная магнитная аномалия с прогнозируемым источником в верх-

Рис. 2. Изменение главного геомагнитного поля  $V_{IGRF}$  (а), ядра (б) и коро-мантийной компоненты (в) за период 1970—2015 гг. (области синего цвета — отрицательные значения поля, красного — положительные, пунктир — нулевые).

Плиты Земли (римские цифры в кружках): I — Евразийская, II — Африканская, III — Аравийская, IV — Индостанская, V — Австралийская, VI — Филиппинская, VII — Северо-Американская, VIII — Тихоокеанская, IX — Хуана де Фука, X — Кокос, XI — Карибская, XII — Наска, XIII — Южно-Американская, XIV — Скоша, XV — Антарктическая.

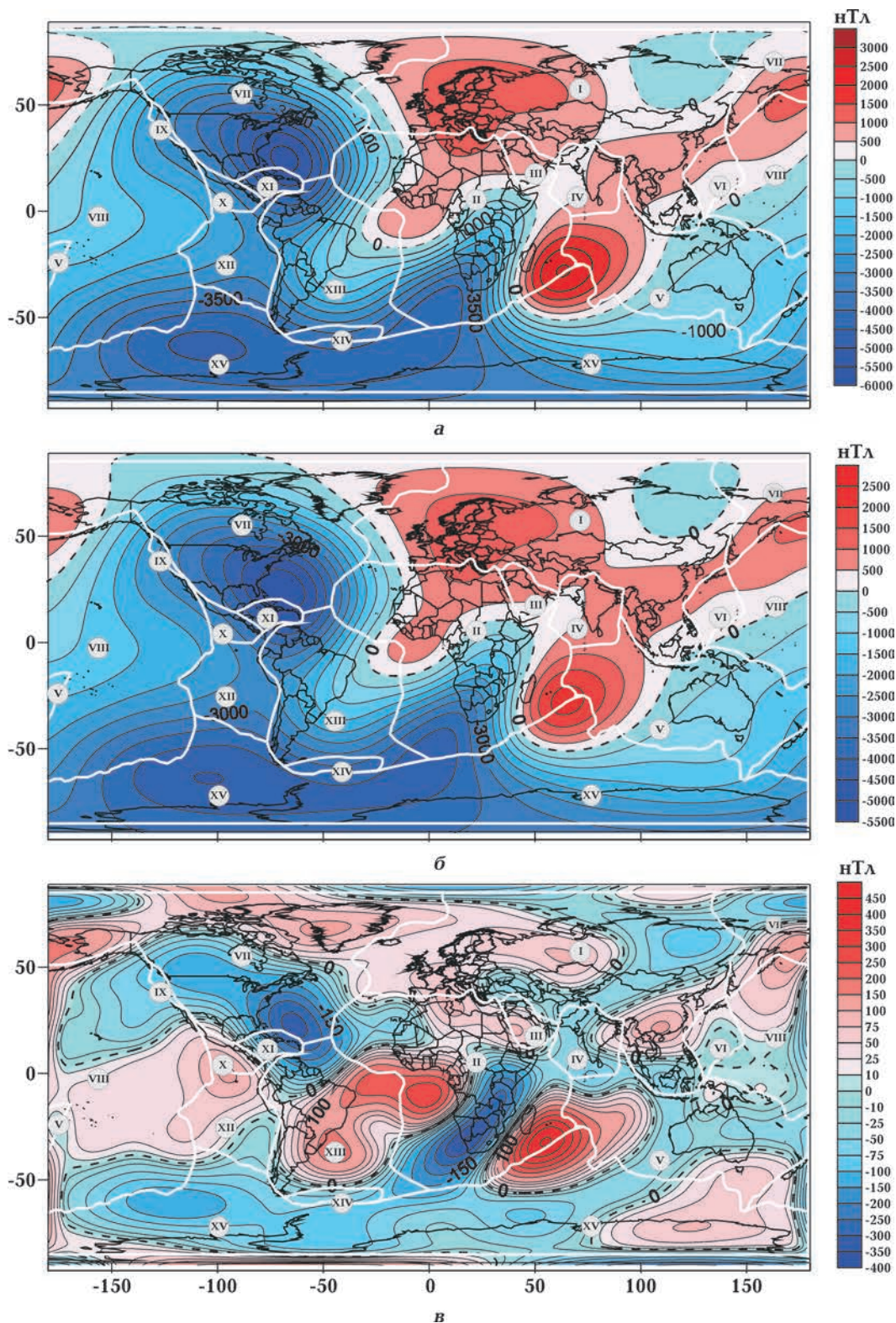


Fig. 2. Changes in the main geomagnetic field  $B_{IGRF}$  (a), core (б) and mantle component (в) for the period of 1970–2015 (areas in blue — negative field values, red — positive ones, dashed line — zero values in nanoteslas).

Plates of the Earth (Roman numerals in circles): I — Eurasian, II — African, III — Arabian, IV — Hindustan, V — Australian, VI — Filipino, VII — North American, VIII — Pacific, IX — Juana de Fuca, X — Cocos, XI — Caribbean, XII — Nazca, XIII — South American, XIV — Scotia, XV — Antarctic.

ней мантии, названная Центрально-Европейской (Ц-Е) магнитной аномалией. Необходимо отметить, что такое название аномалии фигурировало ранее в работе [Петромагнитная ..., 1994], но оно относилось к отрицательной магнитной аномалии, выделенной по данным спутника МАГСАТ. Эта аномалия была сопряжена с положительной аномалией юго-западного края Восточно-Европейского кратона (трансъевропейской сутурной зоной (TESZ) и в современных публикациях названа Центрально-Европейским магнитным минимумом (Central European Magnetic Low (CEML)) [Milano et al., 2019]. В нашем случае рассматривается более длинноволновая положительная аномалия северо-западного простирания с относительным максимумом в районе Средиземного моря. Настоящая статья посвящена более детальному обоснованию на качественном уровне обусловленности этой аномалии «первичной» магнитной мантийной неоднородностью и новообразованной в результате преобразования коро-мантийного вещества.

Как видно из рис. 2, а, положительные аномалии изменения поля за этот период находятся над Европой, на юго- и северо-востоке Азии, в центре Индийского океана и западнее Африки. Они занимают 1/3 территории планеты. Другие 2/3 территории занимают отрицательные аномалии. Интенсивность аномалий изменяется от  $-5500$  до  $2500$  нТл.

Как показано в работах [Орлюк та ін., 2016а, б, 2017], для различных временных интервалов наблюдается следующая закономерность: фокусы аномалий компоненты, обусловленной ядром, со временем претерпевают западный дрейф, в отличие от фокусов мантийной компоненты. При этом фокусы аномалий мантийной составляющей делятся на два типа. Первые, с большей интенсивностью от  $-(400—100)$  до  $+(100—450)$  нТл, приурочены в основном к областям Атлантического и Индийского океанов и изменяют свое местоположение со временем, что приближает их к фокусам компоненты поля, связанной с ядром, но при этом не наблюдается их западного

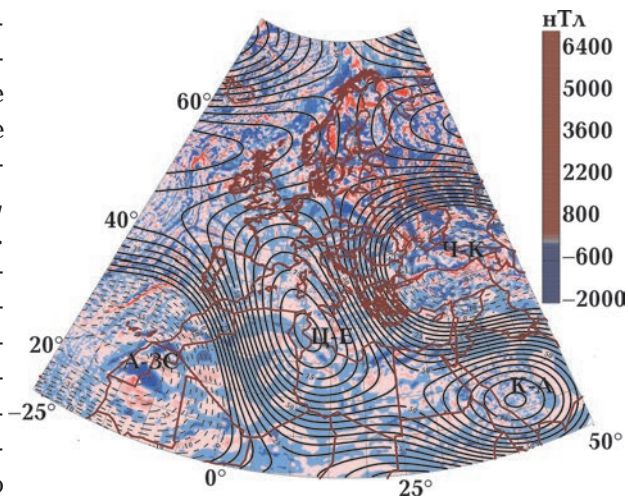


Рис. 3. Центрально-Европейская магнитная аномалии (изолинии в нТл) [Орлюк та ін., 2019] на фоне аномального магнитного поля цифровой карты WDMAM [Dyment et al., 2016].

Fig. 3. Central European magnetic anomalies (iso-lines in nT) [Orlyuk et al., 2019] against the background of an anomalous magnetic field from a digital WDMAM map [Dyment et al., 2016].

дрейфа. Вторые — это менее интенсивные аномалии в пределах  $\pm 100$  нТл, положение фокусов которых не изменяется со временем, большей частью приурочены к континентам и Тихому океану и находящиеся в ряде случаев вблизи границ литосферных плит.

Выделенные нами на основании анализа геомагнитного поля  $B_{IGRF}$  пространственно-временные мантийные аномалии (с длинами волн  $3000—5000$  км и интенсивностью  $\pm 100$  нТл) соответствуют порой чисто литосферным аномалиям с длинами волн  $2500—450$  км и интенсивностью до  $10$  нТл и более [Idoko et al., 2019].

Таким образом, в первом приближении можно сделать вывод, что выявленные аномалии и их иерархическая соподчиненность в некоторых областях Земли свидетельствуют о существовании магнитных источников в разрезе как земной коры, так и верхней мантии. Одной из таких областей является зона сочленения Евразийской, Африканской и Аравийской плит (см. рис. 2).

В соответствии с рассмотренной выше

технологией выделенная пространственно-временная коро-мантийная компонента геомагнитного поля характеризуется в исследуемом регионе рядом положительных и отрицательных аномалий. Как видно на рис. 3, выделяются две положительные аномалии — рассмотренная нами ранее [Орлюк та ін., 2019] Ц-Е магнитная аномалия субмеридионального простираения с эпицентром в районе Средиземного моря и однотипная ей аномалия субширотного простираения, которую по ее территориальной приуроченности можно назвать Красноморско-Аравийской (К-А).

Также следует отметить «седловидную» слабоинтенсивную положительную аномалию (около 45 нТл) северо-восточного простираения, ось которой проходит по южной части Балтийского моря, Финскому заливу и Ладожскому озеру.

К отрицательным аномалиям относятся Черноморско-Кавказская (ЧК) на востоке и Атлантическо-Западно-Сахарская (А-ЗС) на юго-западе региона. Центрально-Европейская и Красноморско-Аравийская магнитные аномалии имеют поперечные размеры ~1300 км и интенсивность около 85 и 80 нТл соответственно, Черноморско-Кавказская — поперечник 1400 км и –40 нТл, а Атлантическо-Западно-Сахарская — 1500 км и –55 нТл. Все эти аномалии по размерам относятся к одному «надрегиональному» классу. Даже при визуальном сравнении аномалий этого класса с аномальным магнитным полем на поверхности Земли (см. рис. 3) становится очевидным, что они не являются суммарным эффектом слабоинтенсивных источников аномалий корового происхождения [Магнитная ..., 1990; Орлюк, 2000]. Однако следует отметить интересную особенность, а именно, в центре Ц-Е аномалии происходит изменение структурного плана простираения магнитных аномалий более высокого ранга с северо-восточного на северо-западно-субмеридиональный. В районе отрицательных Ч-К и А-ЗС аномалий наблюдается овалоподобное расположение локальных аномалий в соответствии с полем цифро-

вой карты WDMAM. По-видимому, это не случайность, а с учетом выделения и анализа пространственных литосферных аномалий интенсивностью в первые десятки нанотесла [Idoko et al., 2019] можно говорить об иерархической соподчиненности аномалий разных классов и, соответственно, о потенциальном распределении их источников на разных глубинах.

Прежде чем перейти к анализу природы ЦЕ аномалии, рассмотрим кратко магнито-минералогическое обоснование возможности намагниченности верхней мантии.

**Минералогическое и физическое обоснования потенциальной намагниченности верхней мантии.** Прежде всего следует отметить, что при оценке намагниченности пород верхней мантии исследователи ограничены их разновидностями на поверхности Земли, которые представлены ксенолитами, вынесенными в процессе вулканической деятельности, или «выведенными» на поверхность в виде отдельных блоков нижней коры в результате тектонических процессов. В обоих случаях породы подвергаются сложным преобразованиям и попадают на поверхность в определенных тектонических обстановках. Другими словами, для большей части верхней мантии не существует возможности прямой оценки ее намагниченности путем измерения образцов пород, о ней можно судить только по результатам физического моделирования и экспериментов по формированию и существованию ферромагнитных минералов с воссозданием термодинамических и окислительно-восстановительных условий мантийных глубин. С учетом этого рассмотрим кратко потенциальную возможность намагниченности верхней мантии.

В природе существует более десятка магнитных минералов, которые могут служить носителями намагниченности пород, создающими аномалии геомагнитного поля. Однако максимальное количество минеральных разновидностей приурочено к самой верхней части литосферы. Они представлены, прежде всего, гидроксидами железа (лепидокрокит, гетит, гидрогетит), переходящими в гематит и маггемит при

потере воды, а в пределах нефтегазоносных и угленосных областей и провинций в восстановительных условиях могут появляться магнетит, самородное железо и сульфиды железа, такие как пирит, пирротин, грейгит. С глубиной резко уменьшается количество разновидностей минералов-носителей намагниченности литосферы [Петромагнитная ..., 1994; Геншафт и др., 2003; Drukarenko et al., 2019]: магнетита  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  с температурой Кюри  $T_c = 585^\circ\text{C}$  (выше которой теряет магнитные свойства), гематита ( $T_c = 700^\circ\text{C}$ ), самородного железа  $\alpha\text{-Fe}$  ( $T_c = 760^\circ\text{C}$ ), а также сплава железа и кобальта ( $T_c = 1121^\circ\text{C}$ ) и сплава железа с никелем и медью, которые формируются в высоковосстановительных условиях [Wasilewski, Warner, 1988].

Мантийные ксенолиты считаются основными источниками информации о намагниченности мантии [Kupenko et al., 2019]. Для них характерны чистые магнетитовые включения в оливине и пироксене, которые были образованы в равновесных условиях с другими силикатами. Процесс формирования такого магнетита связывают с условиями повышенной летучести кислорода [Ferré et al., 2014]. Это подтверждают исследования образцов ксенолитов Камчатки, в зернах шпинели которых наблюдается увеличение  $\text{Fe}_3^+$  от ядра к кромке в соответствии с ростом фугитивности кислорода ( $f_{\text{O}_2}$ ), что связывается с влиянием субдукционных окислительных флюидов. Такие флюиды могут присутствовать на мантийных глубинах и объяснять наличие магнетита в образцах ксенолитов. Вкрапления минеральных фаз, представленных магнетитом или ильменитом, могут быть сформированы в оливинах и пироксенах в мантийных условиях, в процессе подъема ксенолитов, крекинга и метасоматоза. Для мантийных перидотитов характерны процессы серпентинизации, благодаря которым в них также образуется магнетит.

Возникновение и преобразование минералов железа может происходить за счет реакций восстановительных флюидов с различными соединениями железа в горных породах по обобщенной схеме:  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow$

$\rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \text{FeO} \rightarrow \text{Fe}$  [Летников и др., 1977; Гантимуров, 1982; Лыкасов и др., 2013]. В области низких давлений и температур ( $P = 1 \div 10$  кбар,  $T = 600^\circ\text{C}$ ) устойчивым является парагенезис  $\text{Fe}-\text{Fe}_3\text{O}_4$ , а при высоких значениях  $P$  и  $T$  — слабромагнитный вюстит  $\text{FeO}$  [Кадик и др., 1990; Goncharov et al., 2012]. При изменении окислительно-восстановительного режима преобразование соединений железа может происходить в обратном направлении. Кроме такой перекристаллизации магнитных минералов при изменении окислительно-восстановительного режима возможно также обогащение глубинных пород магнетитом и самородным железом за счет привноса железа флюидом с низким рН. Примером этого может служить наличие самородного железа в шлаколаве базальтов Волини, которое свидетельствует о раннем восстановлении сульфидов железа при достаточно высоких температурах, т. е. об их магматическом происхождении. Косвенным подтверждением этого может быть шаровидная форма образований самородного железа [Квасница, Косовский, 2006].

Согласно работам [Wasilewski, Warner, 1988; Kletetschka et al., 2002; Blakely et al., 2005; Frost, McCammon, 2008; Dunlop et al., 2010; Ferré et al., 2014], трансформации магнитных минералов происходят в особых тектонических зонах верхней мантии Земли, в частности в областях сочленения различных типов литосферных плит, рифтах и др. Оценка  $f_{\text{O}_2}$  верхней мантии позволяет предполагать устойчивость магнетита в мантии выше вюстит-магнетитовой буферной зоны [Петромагнитная ..., 1994; Frost, McCammon, 2008; Goncharov et al., 2012]. Поэтому магнитными могут быть участки верхней мантии с температурой ниже температуры Кюри магнетита, например в зонах субдукции. По исследованиям [Ferré et al., 2014] ферромагнитный слой верхней мантии мощностью около 30 км ( $T_c = 600^\circ\text{C}$ ) представлен стехиометрическим магнетитом.

В результате экспериментальных исследований и моделирования показано, что образование магнетита происходит только

при температуре выше 200 °С [Malvoisin et al., 2012]. Так, в западном гнейсовом регионе Норвегии (зона субдукции) лабораторными исследованиями 1500 образцов преимущественно мафических и ультрамафических пород, экструдированных с глубин 60—200 км, в мантийных перидотитах обнаружено незначительное количество первичного магнетита [McEnroe et al., 2018].

В работах [Мельник, Стебновская, 1976; Орлюк, 1999] на основании обобщения многочисленных публикаций показан характер распределения железа, условий формирования и дальнейшего существования ферромагнитных минералов, в том числе самородного  $\alpha$ -Fe (встречается в перидотитах, серпентинитах, гранитах, каменном угле, в болотных железных рудах [Штейнберг, Лагутина, 1984]). Эта модификация железа может находиться в низах коры и верхней мантии в условиях низкой фугитивности кислорода и восстановительной геохимической обстановки. По геохимическим данным низкая фугитивность кислорода характерна для глубин 60—100 км [Маракушев, Генкин, 1972]. При увеличении давления устойчивость самородного железа распространяется в область более высоких значений относительного химического потенциала кислорода. К восстановлению  $\alpha$ -Fe может приводить также взаимодействие восстановительных флюидов с различными соединениями железа и горными породами [Гантимуров, 1982]. Также можно предположить возможность существования в верхней мантии стабильных древних областей с наличием металлического железа раннеархейского возраста, поскольку первичная верхняя мантия содержала его в значительном количестве [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В работе [Печерский, 2016] показано, что частицы металлического железа содержатся в ксенолитах верхнемантийных гипербазитов, океанических базальтов и сибирских трапов. Глобальное распространение самородного железа без примесей никеля, но с примесью кремния, алюминия, магния связывают с верхнемантийными и коровыми

породами. Авторы [Квасница, Косовский, 2006] предполагают, что самородное железо Вольни — вторичный минерал базальтовой магмы, образовавшийся при восстановлении оксидов железа. Кроме магнетита и самородного железа потенциальным источником магнитных аномалий верхней мантии могут быть оксиды железа. В частности, гематит ( $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) является доминантным оксидом в зонах субдукции на глубинах от 300 до 600 км [Kupenko et al., 2019]. В этой работе на основании исследования намагниченности искусственно синтезированного гематита (при давлении до 90 ГПа и температуре 1300° К) показано, что в зависимости от давления гематит остается магнитным до температур 950—1200 К. Другими словами, в холодных субдуцированных плитах гематит может сохранять свои ферромагнитные свойства до нижней границы верхней мантии (примерно 600 км), а в горячих плитах — как минимум до верхней границы переходной зоны мантии (410 км). Таким образом, в местах погружения литосферных плит на мантийных глубинах может сохраняться их намагниченность.

Кроме показанной выше возможности существования намагниченности в определенных зонах верхней мантии, в ее интенсивность большой вклад может вносить наблюдаемое повышение магнитной восприимчивости  $\chi$  вблизи температуры Кюри магнитных минералов за счет эффекта Хопкинсона. Вследствие магнитных фазовых переходов в слабом внешнем магнитном поле вблизи температуры Кюри гематита в интервале 15—25 °С его магнитная восприимчивость возрастает во много раз [Kiss et al., 2010; Dunlop, 2014; Kupenko et al., 2019]. Несмотря на все еще открытый вопрос о реальном существовании этого феномена в литосфере Земли, некоторые последние лабораторные исследования физики твердого тела делают все более допустимым предположение о том, что увеличение магнитной восприимчивости во время нагревания могут быть потенциальными источниками геомагнитных аномалий [Kiss et al., 2010].

Конечно, самой большой величиной эф-



фекта Хопкинсона должно характеризоваться чистое самородное железо. Согласно термодинамическим режимам горячих и холодных литосферных плит в областях их погружения возможны существенные различия в глубинах проявления эффекта Хопкинсона для магнетита, гематита, самородного железа и сплава железа и кобальта в зависимости от их температур Кюри. В частности, при различных термодинамических режимах фазовые переходы приведенных выше минералов с соответствующими температурами Кюри могут протекать на мантийных глубинах в интервале 25—700 км. Следует отметить, что глубины проявления эффекта Хопкинсона рассмотренных магнитных минералов не противоречат глубинам фазовых переходов коромантийного вещества [Сорохтин, Ушаков, 2002]: плагиоклазовых лерцолитов в пироксеновые (25—40 км); пироксеновых в гранатовые (85—100 км); перекристаллизацией оливина в шпинелевую фазу (400—420 км); распада силикатов на простые оксиды (650—690 км).

Таким образом, даже краткий обзор отечественных и зарубежных исследований позволяет обоснованно прогнозировать на мантийных глубинах наличие магнитных минералов, в том числе самородного железа, и продуктов возможных их трансформаций за счет термодинамических факторов и флюидного режима. С этими минералами могут связываться мантийные источники длинноволновых магнитных аномалий в определенных тектонических ситуациях, в частности в областях сочленения литосферных плит и зон субдукции. Экспериментально зарубежными исследователями было доказано, что в холодных субдукцированных плитах гематит может сохранять свои ферромагнитные свойства в переходной зоне от верхней к средней мантии до глубин примерно 410—600 км. В местах погружения литосферных плит на мантийных глубинах длительное время может сохраняться их намагниченность за счет собственно магнитных минералов, а также повышаться за счет эффекта Хопкинсона вблизи их температуры Кюри.

Что касается оценки предельных глубин нижней границы магнитоактивного слоя, определяемой температурой Кюри ферромагнетиков, то для данного региона ее трудно оценить достаточно удовлетворительно. В работе [Artemieva et al., 2006] приведены изотермы для различных тектонических единиц Западной Европы. Для мезо-кайнозойских террейнов мантийные температуры основаны на данных о поверхностном тепловом потоке, кайнозойском магматизме и региональных сейсмических томографических моделях. Глубины для температуры 1100 °С (максимальной для ферромагнетиков) согласно этим данным в мезо-кайнозойских структурах колеблются от 35 до 75 км.

Относительно современного температурного режима верхней мантии исследуемого региона могут быть предложены только оценочные суждения, основанные на том факте, что распределение скоростей сейсмических волн контролируется как составом, так и температурным режимом, поэтому их совместный анализ позволяет получить информацию о ее термическом режиме. В частности, в работе [Tumanian et al., 2012] для ряда субширотных сечений Апеннинского полуострова (от о-ва Сардиния до восточного побережья Адриатического моря) разработаны термические модели верхней мантии Земли. В соответствии с приведенными данными температура в интервале 760—1100 °С, которая является потенциально предельной для нижней границей существования магнитных свойств самородного железа и гематита, залегает в интервалах глубин от 30—50 до 60—100 км на западе территории в районе о-ва Сардиния и Тирренского моря и от 120—150 до 200—250 км в районе Калабрии, где это понижение связывается со слэбом, погружающимся в верхнюю мантию. Установленное распределение температуры в разрезе мантии следует относить к современному этапу развития региона. Вполне логично допустить, что слэбы субдукционных зон, погруженные на большие глубины и потерявшие связь с поверхностными структурами, не будут

проявляться в современных аномалиях теплового потока, использующихся для расчета температур в мантии. Тем не менее, оставаясь более холодными относительно окружающей мантии, они могут фиксироваться повышенными скоростями сейсмических волн. В связи с указанной неоднозначностью оценки температур в мантии, в данной публикации не рассматривается вопрос о глубине до нижней кромки источника (источников?) Центрально-Европейской магнитной аномалии.

**О возможной природе Ц-Е магнитной аномалии.** Рассматривая природу Ц-Е магнитной аномалии, следует отметить, что к северу от нее картируются только части положительных аномалий и относительного минимума геомагнитного поля (см. рис. 2, в, 3, 4) северо-восточного простираения. Интересно также отметить, что относительный максимум практически отделяет Балтийский щит от остальной части Восточно-Европейского кратона. Ц-Е аномалия пересекает серию разновозрастных тектонических единиц Центральной Европы, Средиземного моря и Северной

Африки, в том числе широтную зону сочленения Евразийской и Африканской плит (см. рис. 2, 4). Четкой корреляции

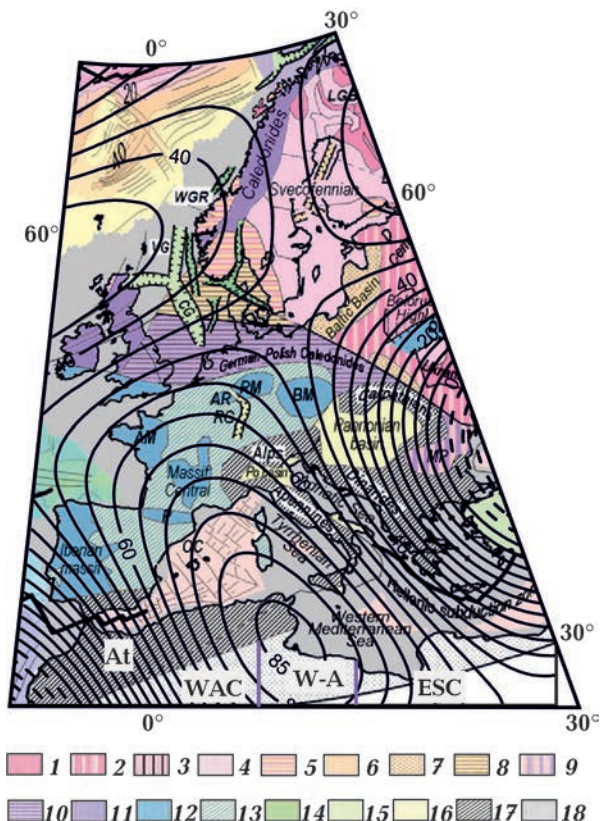


Рис. 4. Тектоническая позиция Центрально-Европейской магнитной аномалии. Тектоническая схема по [Artemieva et al., 2006; Begg et al., 2009]: 1—9 — докембрийские провинции (1 — архей, 2 — архей—протерозой, 3 — поднятие фундамента, 4 — ранний протерозой (~1,8—2,0 млрд лет), 5 — средний протерозой (~1,0—1,4 млрд лет), 6 — внутрикратонные рифты (1,6 млрд лет — 850 млн лет), 7 — осадочные породы платформ (<1,6 млрд лет), 8 — предполагаемый фундамент (~1,0 млрд лет), 9 — нерасчлененный докембрий (>540 млн лет); 10—14 — палеозойские провинции (10 — байкальский фундамент (~650 млн лет), 11 — ранний палеозой (каледониды, 500—400 млн лет), 12 — средний палеозой (варисциды, 430—300 млн лет), 13 — предполагаемые варисцидские террейны, 14 — поздний палеозой (300—250 млн лет); 15—18 — мезозойские провинции (15 — ранний мезозой (250—150 млн лет), 16 — кайнозой (<65 млн лет), 17 — Альпийский ороген, 18 — в открытом море).

Сокращения: AM — Армориканский массив, AR — Арденнский массив, BM — Богемский массив, CG — центральный грабен, LGB — Лапландский гранулитовый пояс, MP — Мизийская платформа, OC — новая океаническая кора, RG — Рейнский грабен, RM — Рейнский массив и массив Гарц, VG — грабен Викинг, WGR — западный гнейсовый регион, At — Атлас, WAC — Западно-Африканский кратон, W-A — Западно-Африканская подвижная зона, ESC — Восточно-Сахарский кратон.

Fig. 4. Tectonic position of the Central European Magnetic Anomaly. Tectonic scheme after [Artemieva et al., 2006; Begg et al., 2009]. Precambrian provinces: 1 — Archean, 2 — Archean—Proterozoic, 3 — basement uplift, 4 — Early Proterozoic (~1.8—2.0 billion years), 5 — Middle Proterozoic (~1.0—1.4 billion years), 6 — intracratonic rifts (1.6 billion years — 850 million years), 7 — sedimentary rocks of the platform (<1.6 billion years), 8 — supposed basement (~1.0 billion years), 9 — undivided Precambrian (>540 million years). Paleozoic provinces: 10 — Baikal basement (~650 Ma), 11 — Early Paleozoic (Caledonids, 500—400 Ma), 12 — Middle Paleozoic (Variscids, 430—300 Ma), 13 — supposed Variscan terranes, 14 — Late Paleozoic (300—250 million years). Mesozoic provinces: 15 — early Mesozoic (250—150 million years), 16 — Cenozoic (<65 million years), 17 — Alpine Orogen, 18 — in the sea.

Abbreviations: AM — Armorican massif, AR — Ardennes massif, BM — Bohemian massif, CG — central graben, LGB — Lapland granulite belt, MP — Mizian platform, OC — new oceanic crust, RG — Rhine graben, RM — Rhine massif and massif Harz, VG — Viking graben, WGR — western gneiss region, At — Atlas, WAC — West African craton, W-A — West African mobile zone, ESC — East Saharan Craton.

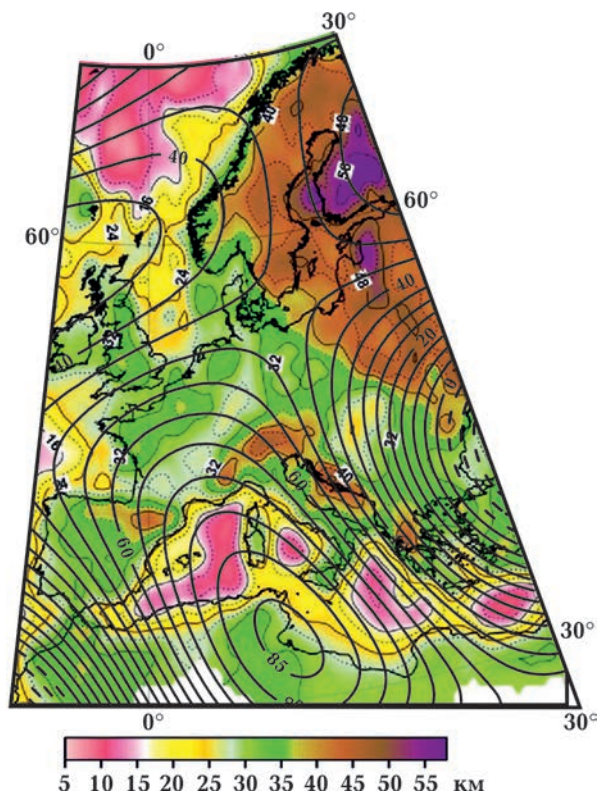


Рис. 5. Ц-Е аномалия и рельеф раздела Мохо по данным [Artemieva, Thybo, 2013].

Fig. 5. The mantle component of the geomagnetic field and the relief of the Moho section after [Artemieva, Thybo 2013].

аномалии с тектоническими структурами не прослеживается, за исключением Средиземного моря, где ее ось совпадает с границей Сардино-Балеарского и Тирренского разновозрастных бассейнов (до-среднемиоценового и доплиоценового соответственно), и Северной Африки, где она проходит по восточному ограничению системы Атласа и зоне сочленения Восточно-Сахарского кратона и Западно-Африканской подвижной зоны. На суше Европы заслуживает внимания разное общее простираение главных разломов на западе и востоке аномалии, которые сочленяются на ее оси.

В Средиземном море по границе вдоль  $10^\circ$  в. д. от  $40^\circ$  до  $44^\circ$  с. ш. прослежена система сбросов [Тектоническая ..., 1994], под которыми отмечается относительный прогиб раздела Мохо до глубины  $\sim 35$  км

(рис. 5), тогда как в пределах западного и восточного бассейнов глубина залегания этого раздела составляет менее 15 км.

В целом в пределах Ц-Е аномалии рельеф подошвы коры дифференцированный и в региональном плане не коррелирует с аномалией. Таким образом, однозначной связи магнитного поля с рельефом подошвы коры не наблюдается.

Есть смысл проанализировать скоростные неоднородности внутри консолидированной коры, используя данные, приведенные в работе [Artemieva, Thybo, 2013]. К аргументу «внекорового» происхождения Ц-Е аномалии можно отнести отсутствие связи ее с повышенной мощностью мафической (нижней) коры ( $6,8 < V_p < 7,6$  км/с) вопреки установленной прямой связи ре-

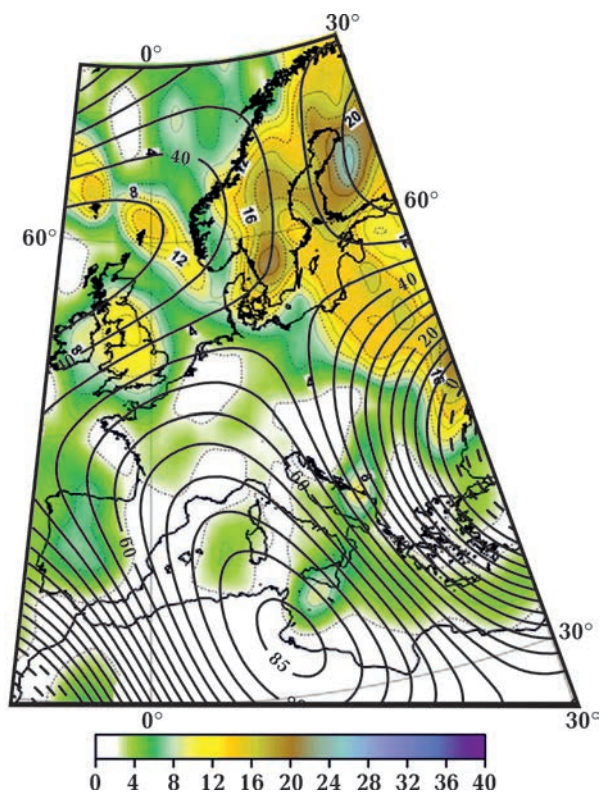


Рис. 6. Ц-Е аномалия в сопоставлении с мощностью мафической ( $6,8 \text{ км/с} < V_p < 7,6 \text{ км/с}$ ) части кристаллической коры (нижняя кора) [Artemieva, Thybo, 2013].

Fig. 6. C-E anomaly in comparison with the thickness of the mafic ( $6.8 < V_p < 7.6 \text{ км/с}$ ) part of the crystalline crust (lower crust) [Artemieva, Thybo, 2013].

гиональных магнитных аномалий с мощностью нижней коры платформенных регионов [Магнитная ..., 1990 и др.]. Аномалия оконтуривает область с мощностью нижней коры менее 3 км (рис. 6).

Показательно распределение средних скоростей продольных сейсмических волн в кристаллической коре (рис. 7). Ц-Е аномалия соответствует пониженным скоростям в ней (менее 6,5 км/с), а к западу от ее оси и параллельно к ней на всем протяжении выделена зона пониженных ( $V_p < 6,3$  км/с) скоростей, что подчеркивает структурную (но не петрологическую) связь аномалии с предполагаемым трансрегиональным субмеридиональным линейamentом типа долгоживущей шовной зоны.

Итогом такого анализа может быть вы-

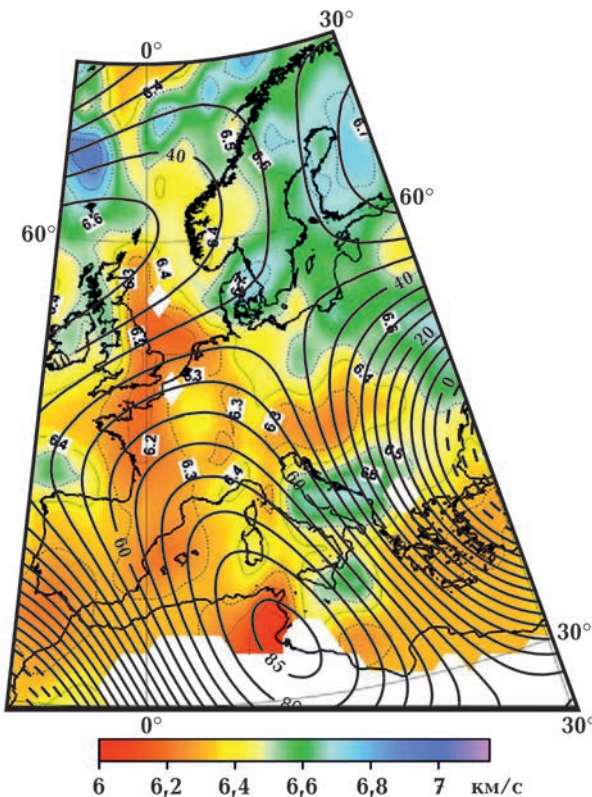


Рис. 7. Ц-Е аномалия в сопоставлении со средней скоростью распространения продольных сейсмических волн в кристаллической коре [Artemieva, Thybo, 2013].

Fig. 7. C-E anomaly in comparison with the average velocity of longitudinal seismic waves of the crystalline crust [Artemieva, Thybo, 2013].

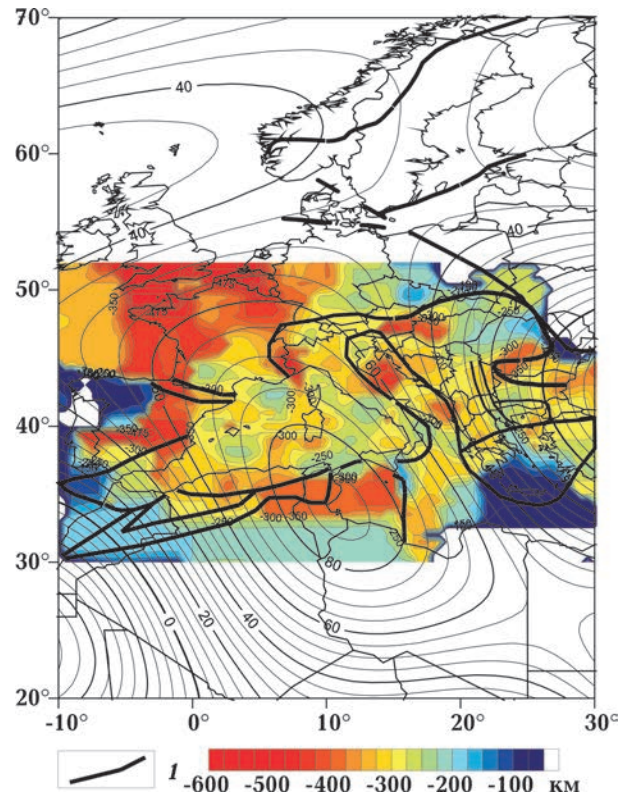


Рис. 8. Глубина залегания подошвы низкоскоростной верхней мантии.

Fig. 8. Depth of the base of the low-velocity upper mantle.

вод, что источник Ц-Е аномалии не связан с вещественной неоднородностью кристаллической коры и может быть отнесен к литосферной мантии.

В связи с изложенным, рассмотрим распределение скоростей продольных волн в верхней мантии на основании анализа сейсмотомографических данных, а также результаты их геологической и тектонической интерпретации.

**Строение мантии района Ц-Е аномалии.** В работе использована трехмерная  $P$ -скоростная модель мантии, полученная согласно методу тейлорового приближения [Geuko, 2004.]

В пределах изучаемого региона скоростная модель мантии освещает разную глубину исследования, обусловленную системой наблюдений. Не на всей территории существует возможность построить модель мантии не только до ядра Земли, но

даже до средней мантии. В исследуемой области с 20 по 30° с. ш. глубина модели составляет 850 км, с 30° по 50° с. ш. — 2500 км, с 50° по 60° с. ш. — 1700 км.

Как показало моделирование, мантия неоднородна по скоростной характеристике. Подошва низкоскоростной верхней мантии в области Ц-Е аномалии с переменной мощностью залегает на глубине от 275 до 475 км (рис. 8). Относительный подъем и дифференцированный рельеф этой поверхности отмечены в центральной части аномалии.

Низкоскоростная верхняя мантия во всем регионе подстилается переходной зоной положительных аномалий скоростей. Эта зона иногда имеет «двухэтажное» строение в виде положительных аномалий в нижней и верхней ее частях в интервалах глубин 200—500 км, названных нами аномалиями-дубликатами.

Мощность литосферы по комплексу геофизических данных (сейсмических, тепловых, магнитотеллурических, электромагнитных и гравитационных) оценена в работе [Artemieva et al., 2006]. Результирующая модель мощности (рис. 9) построена с сечением изолиний 50 км, аргументирован-

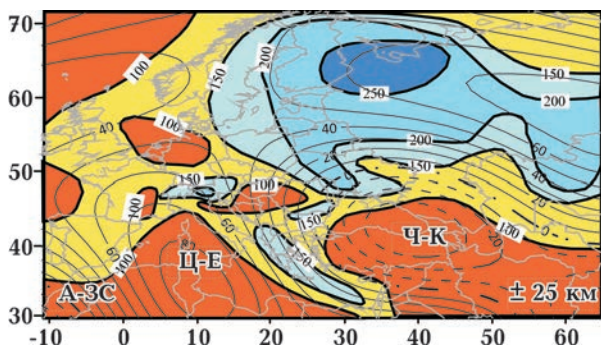


Рис. 9. Модель мощности литосферы (км) Европы на основе сейсмических, тепловых, магнитотеллурических, электромагнитных и гравитационных данных, по [Artemieva et al., 2006] в сопоставлении с коро-мантийной компонентой аномального магнитного поля.

Fig. 9. Lithosphere thickness model (km) of Europe based on seismic, thermal, magneto-telluric, electromagnetic and gravity data after [Artemieva et al., 2006] in comparison with the lithospheric component of the anomalous magnetic field.

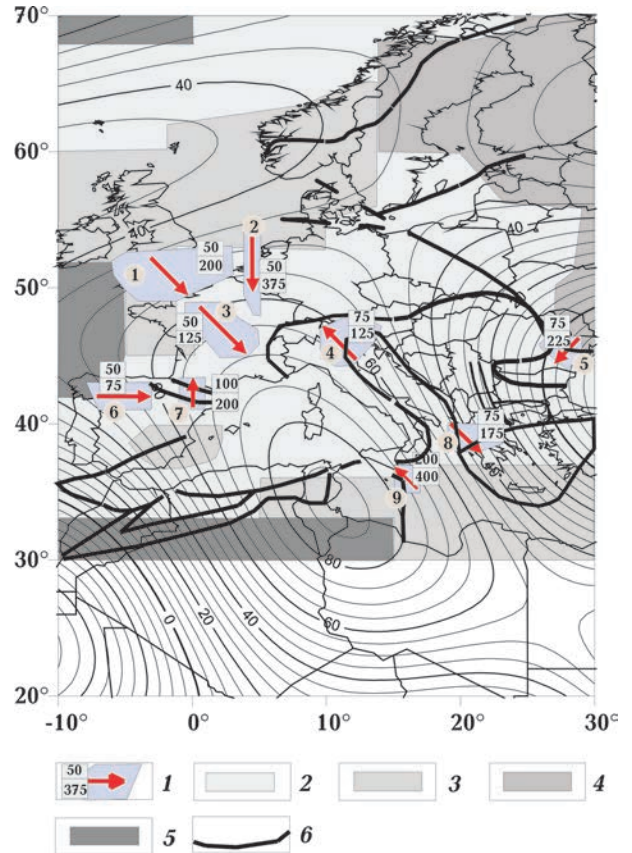


Рис. 10. Проекция высокоскоростных наклонных слоев в пределах низкоскоростной верхней мантии. Цифры в кружках — номера слоев, направление погружения слоев показано красной стрелкой, глубины залегания слоя — дробью (1). Типизация мантии под Европой, по [Бугаенко и др., 2015]: 2 — неустановившаяся по стабильному типу, 3 — стабильная, 4 — неустановившаяся по активизированному типу, 5 — активизированная, 6 — границы тектонических структур.

Fig. 10. Projections of high velocity inclined layers (circled numbers are layer numbers) within the low velocity upper mantle. The direction of immersion/deepening of the layers is shown by a red arrow, the depth of the layer is shown by a shot (1). Typification of the mantle under Europe after [Bugaenko et al., 2015]. Types of mantle: 2 — unsteady after a stable type, 3 — stable, 4 — unsteady after an activated type, 5 — activated, 6 — boundaries of tectonics structures.

ным расхождением между сейсмической и тепловой моделями. При сопоставлении с Ц-Е аномалией обнаруживается смена средней мощности литосферы и морфологии форм рельефа границы литосфера—астеносфера по обе стороны от оси аномалии. Эта смена мощности повторяет

смену коровых неоднородностей по предполагаемому глубинному линеamentу, описанному выше.

Средняя мантия характеризуется пониженными скоростями продольных сейсмических волн с их повышением в зоне перехода к нижней мантии на глубинах 1700—1800 км. Наиболее интенсивные положительные аномалии этой зоны отмечаются под центральной частью Ц-Е аномалии севернее  $37^\circ$  с. ш.

По соотношению основных слоев мантии на базе основных типов ее расслоенности по модели Пушаровского [Пушаровский, Пушаровский, 2010] и с акцентом на характеристику средней и нижней мантии авторами работы [Бугаенко и др., 2015] вводится еще два типа мантии (рис. 10, таблица).

В отличие от общепринятой типизации мантии (стабильная и активизированная), авторами выделена неустановившаяся (нарушенная) мантия: а) по стабильному и б) по активизированному типу. Неустановившаяся мантия определяется нарушением основных типов ее расслоенности по модели Пушаровского. Большая часть территории относится к неустановившейся мантии по стабильному типу и охватывает северную часть Ц-Е аномалии. В южной части аномалии и по ее западной и северо-западной окраине преимущественно развита неустановившаяся мантия по активизированному типу за исключением северо-западной прибрежной части Афри-

ки (Атлас и Тунисская плита), где мантия предположительно отнесена к активизированному типу. Данными по более южной территории авторы не располагают.

В результате анализа долготных и широтных скоростных сечений в пределах низкоскоростной верхней мантии выделено 9 высокоскоростных наклонных слоев (см. рис. 10) на глубинах от 50 до 400 км.

Все выделенные слои, за исключением пятого и восьмого, находятся в пределах положительной Ц-Е литосферной аномалии. Слои 1, 2, 3, 6, 7, 9 имеют падение в сторону центральной части магнитной аномалии. Некоторые из вышеперечисленных высокоскоростных наклонных слоев ранее были детально исследованы [Старостенко и др., 2011, 2013]: в частности, четвертый связан с распространением на север Адриатической микроплиты.

Рассмотренные наклонные слои имеют сложное сочленение с аномалиями-дубликатами переходной зоны (см., например, широтное сечение по  $43^\circ$  (рис. 11)).

На рис. 11 показаны два варианта моделей распределения аномалий скорости  $V_p$  в мантии, полученных с использованием разных методик и представленных в разных единицах измерения: на рис. 11, а — модель, построенная в невязках  $\Delta V_p = V_p - V_{p\text{ref}}$ , на рис. 11, б — модель  $\Delta V_p$  в процентах относительно скорости референтной модели. Как видно, модель (а) более детально отображает картину распределения

Слои мантии	Глубина слоя	Скоростная характеристика стабильной мантии	Скоростные характеристики активизированной мантии
Верхняя мантия	Граница Мохо — 410 км	Повышенные	Пониженные
Переходная зона верхней мантии	410—670 км	Пониженные	Повышенные
Зона раздела-1	670—850 км	Повышенные	Пониженные
Средняя мантия	850—1700 км	Пониженные	Повышенные
Зона раздела-2	1700—2200 км	Повышенные	Пониженные
Нижняя мантия	2200—2900 км	Пониженные	Повышенные

скорости в мантии, вариант (б) описывает модель в обобщенном виде. Естественно, что интенсивность, интервалы глубин и морфология положительных аномалий могут различаться в данных моделях, хотя в целом они не противоречат друг другу.

В интервалах долгот  $0^\circ$ — $5^\circ$  с. ш. (рис. 11, а) выделяются положительные аномалии в верхней части переходной зоны (дубликаты). Характерны переходы аномалий с субгоризонтальными осями в наклонные (см. интервалы  $0^\circ$ — $8^\circ$ ,  $12^\circ$ — $16^\circ$ ). Области развития положительных аномалий-дубликатов приведены на рис. 12.

На этом же рисунке нанесены проекции положительных аномалий скорости  $V_p$ , отождествляемых авторами [Van der Meer et al., 2018] с реликтами слэбов разновозрастных субдукционных зон. Все они относятся к областям выделенных нами аномалий-дубликатов. Пример такой сложной аномалии (Северо-Апеннинской — NA) можно увидеть на рис. 11, б. Она связывается авторами [Van der Meer et al., 2018] с Северо-Апеннинской зоной субдукции.

В работе [Van der Meer et al., 2018], обобщающей мировые данные о проявлении реликтов слэбов разновозрастных зон субдукции в  $P$ -скоростных моделях мантии, полученных по сейсмотомографическим данным на разных мантийных уровнях, описаны положительные скоростные аномалии амплитудой более 0,2 %  $V_p$  модели UU-P07 как признаки этих структур. К таким скоростным аномалиям в области Ц-Е магнитной аномалии отнесены (см. рис. 12):

- *Западно-Гибралтарская аномалия* (Gb-W;  $\lambda = -4^\circ$ ,  $\varphi = -36,5^\circ$ ) в средней мантии на глубинах от  $675 \pm 50$  км до 0 км; возрастом субдукции от 85—45 до 0 млн лет соответственно;

- *аномалия Калабрия* (Cl;  $\lambda = 14^\circ$ ,  $\varphi = 41^\circ$ ) в виде плоского слэба в основании верхней мантии на глубинах от 0 до  $675 \pm 50$  км, связанного с до сих пор субдуцирующей зоной Калабрии, начало субдукции которой оценено в 85—45 млн лет;

- *Альпийская аномалия* (Alp;  $\lambda = 9^\circ$ ,  $\varphi = 47^\circ$ )

на глубинах от  $425 \pm 50$  до  $850 \pm 100$  км, возраст субдукции от 95—75 млн лет до  $30 \pm 10$  млн лет. Геологическая реконструкция севера Средиземноморья предполагает южное погружение Альпийской зоны, достигающее Корсики;

- *аномалия Кабилиг* (Kb;  $\lambda = 18^\circ$ ,  $\varphi = 38,5^\circ$ ) под северным погружением Африки в интервале глубин от  $250 \pm 50$  до  $750 \pm 100$  км, интерпретируется как часть Африканской плиты, субдуцирующей к северу до Балеарского побережья от 85—45 до 15—12 млн лет, затем соединяющейся с Гибралтарским слэбом. Слэб погружается в верхнюю мантию и появляется в виде плоской пластины даже в верхах нижней мантии;

- *аномалия Северных Апеннин* (NA;  $\lambda = 11^\circ$ ,  $\varphi = 43^\circ$ ), глубины реликта слэба от 0 до  $325 \pm 50$  км. Начало субдукции отнесено к 35—30 млн лет, процесс продолжается до настоящего времени. Северо-Апеннинский слэб отделен от Калабрийского разрывом шириной в несколько сот километров и интерпретируется как латеральный разрыв или как трансформный разлом;

- *Алжирская аномалия* (Ag;  $\lambda = 7^\circ$ ,  $\varphi = 24^\circ$ ), глубины от  $1400 \pm 100$ , до  $2400 \pm 200$  км, возраст основания  $175 \pm 5$  млн лет, кровли —  $130 \pm 10$  млн лет, восточная субдукция литосферы под офиолиты Западного Вардара.

Приведенные выше скоростные мантийные аномалии отражают проявление разновозрастных субдукций или реликтов на разных глубинных уровнях, а также их связь с проявлениями современных флюидов. При этом для анализа природы Ц-Е магнитной аномалии представляют интерес прежде всего индикаторы слэбов верхней мантии. Более глубинные скоростные аномалии, как например Алжирская, заслуживают совместного анализа в первую очередь с проявлениями современных флюидов.

На основе анализа трехмерной  $P$ -скоростной модели мантии выделены плюмы и сверхглубинные флюиды (см. рис. 12).

В западной краевой части Ц-Е магнитной аномалии в Иберийской микроплите выделяется плюм как низкоскоростная область на глубинах от 2500 до 50 км. В Фен-

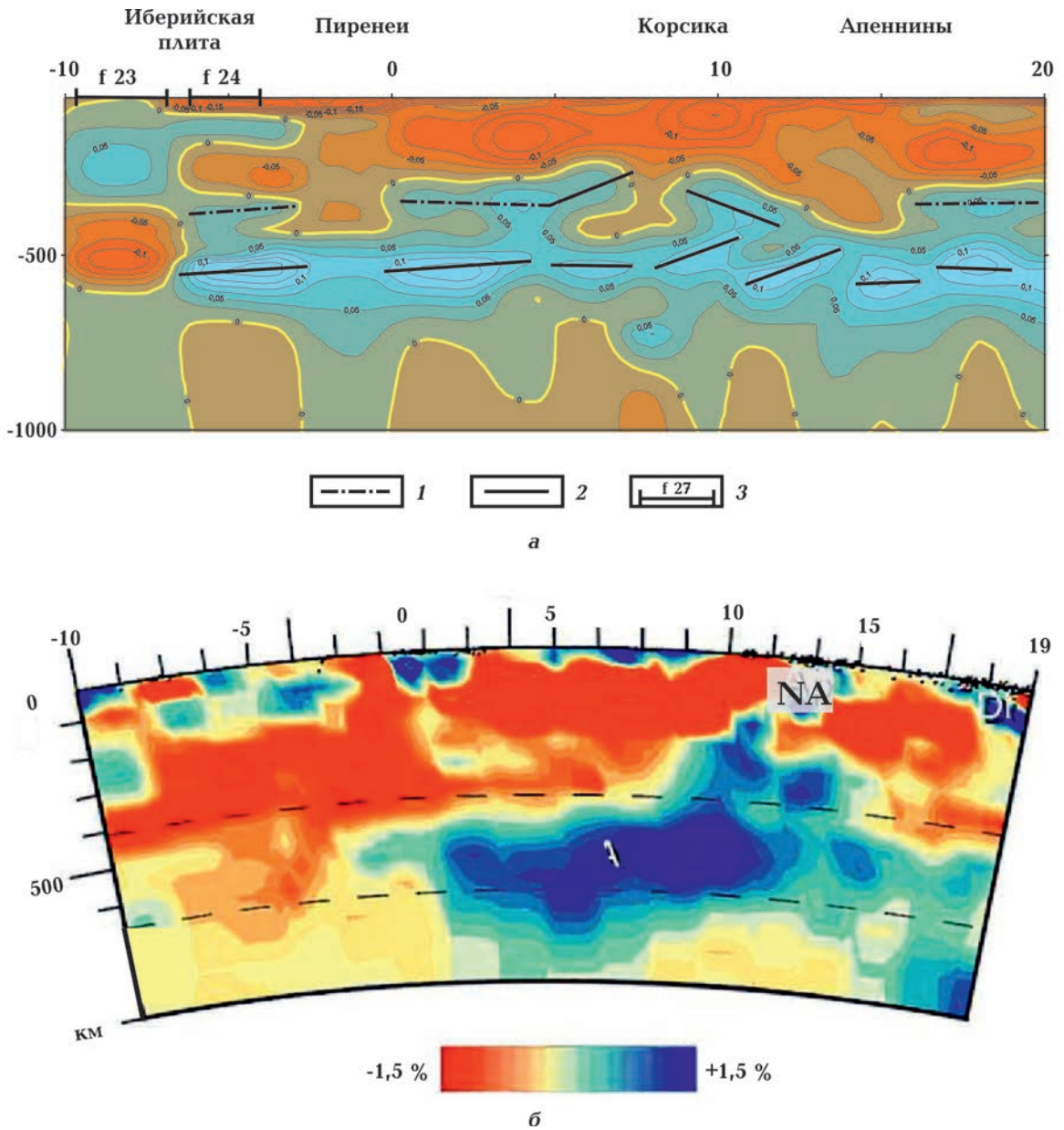


Рис. 11. Фрагмент  $V_p$  скоростной модели: *a* — по широтному сечению  $43^\circ$  с. ш., *б* — по ближайшему сечению согласно [Van der Meer et al., 2018]; 1 — оси положительных  $V_p$  аномалий переходного слоя и наклонных слоев верхней мантии, 2 — оси положительных аномалий-дубликатов переходного слоя, 3 — проекции на земную поверхность сверхглубинных флюидов; NA — Северо-Апеннинская аномалия  $V_p$ , по [Van der Meer et al., 2018].

Fig. 11. Fragment of  $V_p$  velocity model: *a* — along the latitudinal section of  $43^\circ$  N, *б* — along the nearest section according to [Van der Meer et al., 2018], 1 — axes of positive  $V_p$  anomalies of the transitional layer and inclined layers of the upper mantle, 2 — axes of positive anomalies — «duplicates» of the transitional layer, 3 — projections onto the Earth's surface of super deep fluids, NA — North Apennine  $V_p$  anomaly after [Van der Meer et al., 2018].

носкандии с глубины 1100 км — плюм Шеллефтео. Данный плюм детально проанализирован в работах [Цветкова и др., 2015, 2019].

В исследуемой области выделено 37 областей сверхглубинных флюидов, из которых проекции пятнадцати располагаются в пределах положительной Центрально-



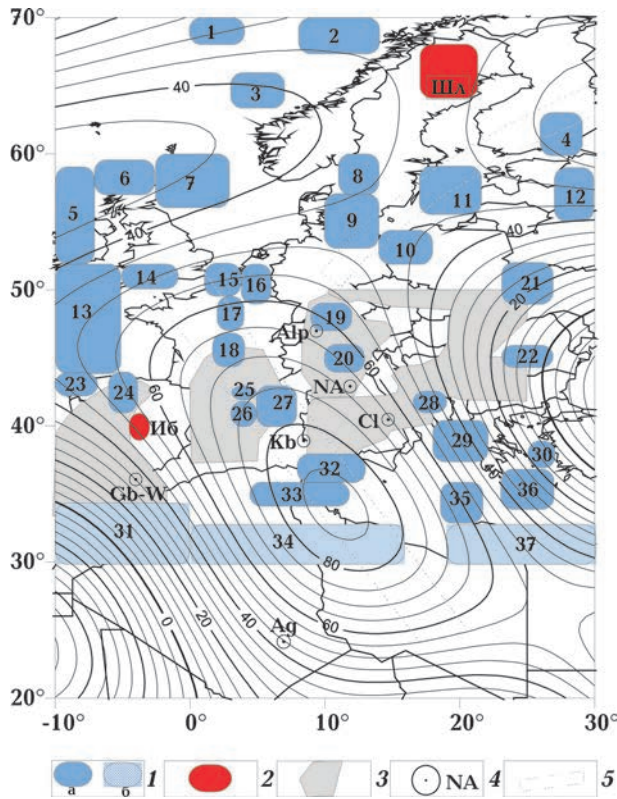
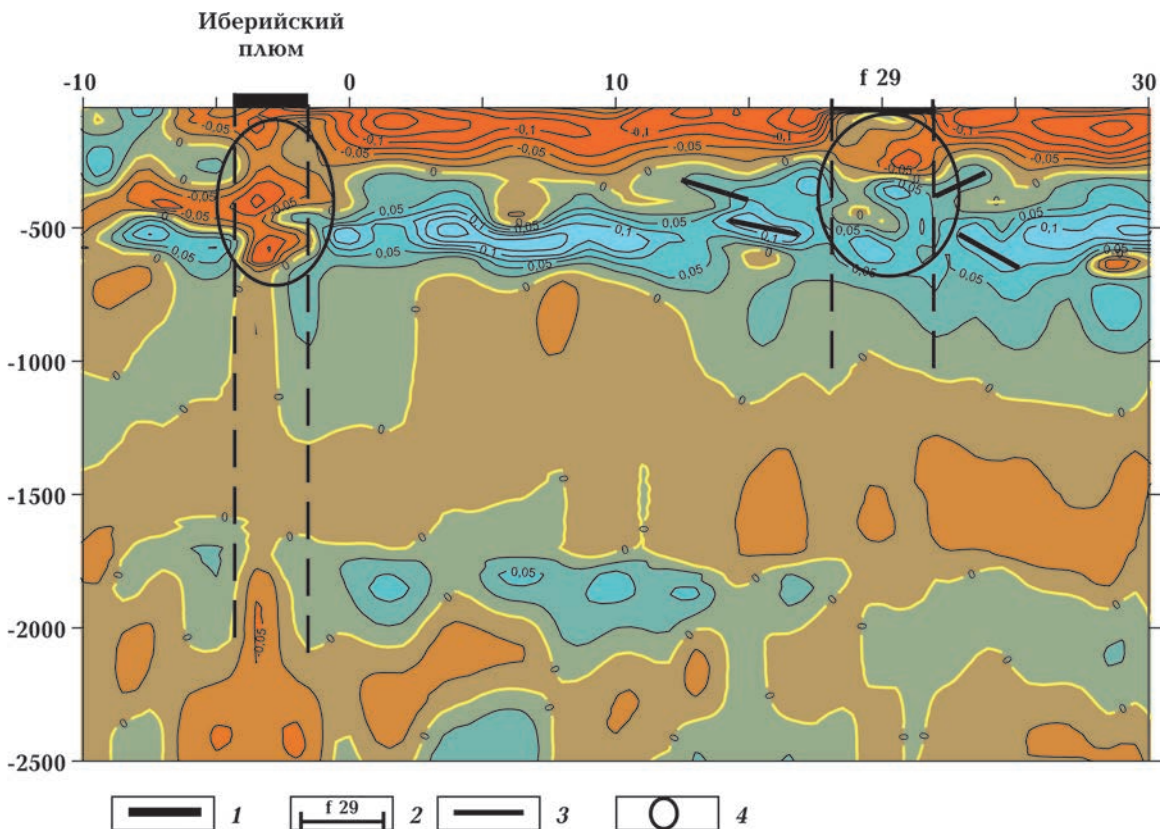


Рис. 12. Плуиы и сверхглубинные флюиды исследуемой территории: 1 — сверхглубинные флюиды (а) и предполагаемые (б), 2 — плуиы (Шеллефтео (Шл) в Фенноскандии и Иберийский (Иб)), 3 — проекции областей развития положительных аномалий-дубликатов переходной зоны, 4 — проекции на земную поверхность положительных аномалий  $V_p$ , по [Van der Meer et al., 2018], отождествляемых со слэбами, 5 — оси положительных литосферных аномалий.

Fig. 12. Plumes and superdeep fluids of the study area: 1 — superdeep fluids (a) and putative (b), 2 — plumes: Skellefteo (Shl) in Fennoscandia EEP and Iberian (Ib), 3 — projections of areas of development of positive anomalies — «duplicates» of the transition zone, 4 — projections onto the Earth's surface of positive  $V_p$  anomalies according to [Van der Meer et al., 2018], identified with slabs, 5 — axes of positive lithospheric anomalies.

Рис. 13. Фрагмент скоростной  $V_p$  модели мантии по сечению  $40^\circ$  с. ш., характеризующий Иберийский плуи и сверхглубинный флюид: 1 — плуи, 2 — флюид (f29); 3 — оси положительных аномалий  $V_p$ , 4 — области нарушения структуры переходного слоя и верхней мантии в плуи и флюиде.

Fig. 13. Fragment of the  $V_p$  velocity model of the mantle over a cross section of  $40^\circ$  N, characterizing the Iberian plume and superdeep fluid: 1 — plume, 2 — fluid (f29); 3 — axes of positive  $V_p$  anomalies, 4 — regions of disturbance in the structure of the transition layer and upper mantle in the plume and fluid.



Европейской корово-мантийной аномалии и следуют вдоль ее оси (см. рис. 12). Заметим, что в пределах максимума мантийной компоненты геомагнитного поля к северо-востоку от Ц-Е аномалии также наблюдается приуроченность флюидов к оси относительного максимума. Флюиды 13, 31, 34 и 37 показаны как предполагаемые, так как установлены с меньшей достоверностью, что, как указывалось выше, связано с недостаточной плотностью системы наблюдения в этом регионе.

К центральной части Ц-Е магнитной аномалии относятся флюиды 15—20, 26, 27, 32, 33, 34. Большинство из них за исключением 15—17 и 33 располагаются в пределах областей аномалий-дубликатов переходного слоя. В краевой северо-западной части аномалии выделены флюиды 13, 14, 23; в восточной краевой ее части — флюиды 9, 10, 28, 29, 35, 37. На рис. 13 видно, что флюид 29 относится к узлу сочленения субгоризонтальных аномалий переходного слоя и наклонных положительных аномалий-дубликатов, как правило, в их краевых частях. Рис. 13 демонстрирует примеры проявления плюма и сверхглубинного флюида в скоростной модели мантии по сечению  $40^\circ$  с. ш.

Иберийский плюм характеризуется узким сверхглубинным «прорывом» низкоскоростной нижней мантии с глубин более 2500 км в верхнюю мантию вплоть до глубины 50 км и резким нарушением структуры переходного слоя с разрывом его положительных аномалий. Флюид 29 как «переслаивание» положительных и отрицательных аномалий  $V_p$  в верхней мантии также нарушает структуру переходного слоя и окружен наклонными положительными аномалиями встречного падения. Скоростная характеристика средней мантии и переходного слоя к нижней мантии также осложнена под ним.

Мантйная природа повышенной флюидизации района доказана сейсмическими исследованиями (эксперимент ВОНЕМА) в области эманации  $\text{CO}_2$  западной части Богемского массива в узле пересечения тройного сочленения крупных разломных

зон [Heuer et al., 2006 и др.]. Повышенная эманация  $\text{CO}_2$  на земной поверхности соответствует пониженным скоростям на глубине 65 км, интерпретируемым локальным подъемом границы литосфера—астеносфера и областью частичного плавления, рассматриваемой как источник эманации  $\text{CO}_2$ .

В работе [Knafelc et al., 2019] показано, что при высоких температурах окисление оливина с выделением магнетита и гематита происходит в течение нескольких минут, в то время как при более низкой температуре окисление происходит в течение нескольких недель, что, тем не менее, невероятно быстро с геологической точки зрения. Оксидные фазы зарождаются вдоль дислокаций и примесей в кристаллической структуре оливина, вместе с поверхностными покрытиями и внутри трещин в кристаллах. Также важным представляется тот факт, что магнетит может образовываться как путем окисления оливина *in situ* в мантии, так и во время поднятия пород в земную кору С [Knafelc et al., 2019].

Как было изложено выше, Ц-Е магнитная аномалия относится к сложному тектоническому узлу, охватывающему разновозрастные тектонические единицы, сочленение которых происходило на протяжении от 140 млн лет до современности, в том числе с участием неоднократных субдукционных процессов. Согласно плитотектоническим реконструкциям Западного и Центрального Средиземноморья [Faccenna et al., 2001; Spakman, Wortel, 2004; Van der Meer et al., 2018], в субдукционном процессе региона выделены три фазы: 1) от 80 до 30—35 млн лет — погружение слэба с небольшой скоростью и дуговым вулканизмом, возникшим когда он достигает 200—300 км; 2) от 30—35 до 15 млн лет — быстрое увеличение скорости погружения до глубины 600 км в конце дрейфа Сардинии и в процессе раскрытия Лигуро-Прованского бассейна; 3) 15 млн лет — настоящее время — слэб деформируется, изгибается на глубине переходной зоны и снова погружается, открывается Тирренский бассейн.

В работе [Handy et al., 2010] в плитотектонической реконструкции Альпийского Тетиса и субдукции в Альпах в сложной истории субдукционных процессов также рассматривается три стадии, включая движения микролит относительно Африки и Европы, откат субдукции и коллизию (131—84 млн лет, 84—35 млн лет, 35 млн лет до настоящего времени). Субдукционная литосфера в этой реконструкции так же, как и в предшествующих, связывается с материалом слэба, отражающимся в данных сейсмической томографии положительными аномалиями  $V_p$ . При этом делается вывод, что части слэбов могут быть в суперпозиции с мантийной переходной зоной, а некоторая часть субдуцированной литосферы может становиться сейсмически прозрачной. В этом случае можно предположить, что реликтами слэбов могут быть выделенные нами аномалии-дубликаты переходного слоя. В сочетании с положительными аномалиями  $V_p$ , описанными в работе [Van der Meer et al., 2018], области развития аномалий-дубликатов переходной зоны верхней мантии предположительно рассматриваются как проявление

суммарного эффекта разновозрастных субдукций.

Представленную в работе [Spakman, Wortel, 2004] тектоническую реконструкцию Северо-Апеннинской, Центрально-, Южно-Апеннинской и Бетик-Альборанской зон субдукции в виде 3D моделей, мы дополнили областью развития аномалий-дубликатов в центральной части региона (рис. 14). К сожалению, в данной реконструкции не приведена зона сочленения Африканской и Евразийской плит, недостаточно освещенная сейсмотомографическими результатами. Авторы не располагают подобными реконструкциями и по материковой суше. Однако в работе [Artemieva et al., 2006] отмечается, что зоны интенсивной сейсмической анизотропии верхней мантии варисцид Центральной Европы интерпретируются как реликты субдукционных зон. Отмечены также скоростные аномалии, интерпретирующиеся как субдуцированная нижняя кора Иберии в результате конвергенции Евразийской и Африканской плит.

Совместное рассмотрение полученной схемы с реконструкцией движения плит

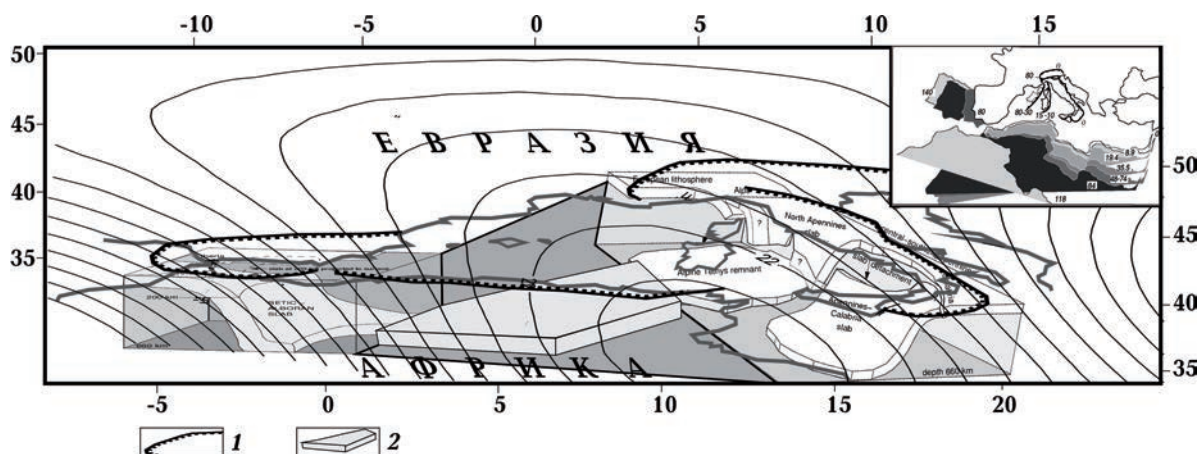


Рис. 14. Трехмерная модель субдукционных зон Бэтик-Альборан и Апеннины Западного Средиземноморья, по [Spakman, Wortel, 2004], с дополнениями авторов: 1 — зоны субдукции на поверхности Земли, 2 — область распространения аномалий-дубликатов переходного слоя верхней мантии. На врезке: движение плит в интервале времени 140—0 млн лет, по [Faccenna et al., 2001].

Fig. 14. Three-dimensional model of the Betic-Alboran and the Apennines of the Western Mediterranean subduction zones after [Spakman, Wortel, 2004] with the additions of the authors: 1 — subduction zones on the Earth's surface, 2 — area of distribution of anomalies — «duplicates» of the transition layer of the upper mantle. Inset: plate movement in the time interval 140—0 Ma according to [Faccenna et al., 2001].

в интервале 140 млн лет — до настоящего времени (см. рис. 14, врезка) дает возможность заключить, что вращение Иберии, Центрального Средиземноморья и Африки относительно Евразии против часовой стрелки [Faccenna et al., 2001] в сочетании с разновозрастными субдукциями должны были оставить «следы» в Западном и Центральном Средиземноморье, что не противоречит моделям [Jarvis, Lowman, 2007], согласно которым время «выживания» слэбов зависит от исходной длины слэбов, степени вязкостной стратифицированности мантии и угла наклона слэба и оценивается около 150 млн лет.

Следует отметить также, что субдукционная природа области сочленения Африканской и Евразийской литосферных плит в районе Эгейского моря подтверждается современной деформацией растяжения земной коры, которая получена путем моделирования с привлечением данных GNSS (Global Navigation Satellite Systems) [Caronali et al., 2019]. Растяжение земной коры, по-видимому, обусловлено погружением слэба Африканской плиты, верхняя кромка которой частично маркируется гипоцентрами очагов землетрясений.

Таким образом, анализ трехмерной  $V_p$  скоростной модели в комплексе с тектоническими реконструкциями позволяет заключить, что строение верхней мантии района центральной части Ц-Е магнитной аномалии является благоприятным для концентрации магнитных минералов, связанных как непосредственно с вещественным составом в холодных зонах субдукции и реликтах слэбов, так и в новообразованных, благодаря широкому развитию сверхглубинных флюидов.

Исходя из тектонических особенностей литосферы и ее флюидной насыщенности, источник Ц-Е магнитной аномалии, вероятнее всего, нельзя рассматривать как крупный однородно намагниченный блок литосферной мантии. Эта область литосферы содержит реликты слэбов многократных субдукционных процессов, что предполагает возможность существования сохранившихся в них ферромагнитных ми-

нералов, а также образовавшихся в результате флюидизации литосферной мантии. Количественная интерпретация изучаемой компоненты магнитного поля может быть лишь формальным решением обратной задачи магниторазведки для весьма условного пространственного положения верхней и нижней кромки возмущающего объекта и оценкой некоторой средней величины намагниченности, соответствующей суммарному эффекту намагниченных тел верхней мантии.

**Заключение.** Сложная проблема выделения и природы аномалий геомагнитного поля промежуточного класса между аномалиями ядра и литосферы, источники которых могут быть связанными с верхней мантией Земли, включает два аспекта: собственно выделение аномалий такого класса и обоснование возможности существования ферромагнитных минералов в *PT*-условиях подкоровой верхней мантии и ее флюидизации.

**Основные результаты исследования сводятся к следующему.**

– Современная литосферная компонента аномального магнитного поля выделена путем разделения временного изменения главного геомагнитного поля ( $IGRF_{12}$ ) на две компоненты: обусловленную ядром и мантийно-коровую с неизменным во времени расположением фокуса аномалий этого класса. В качестве примера рассмотрена Ц-Е магнитная аномалия.

– Источник Ц-Е магнитной аномалии не связан с вещественной неоднородностью кристаллической коры, поскольку не относится к области концентрации локальных аномалий и не может быть их суммарным эффектом, не коррелирует с мощностью кристаллической коры и ее нижней части основного состава, со средней скоростью коры и таким образом может быть отнесен к верхней мантии.

– На основании обобщения теоретических и экспериментальных работ показано, что в соответствии с термодинамическими и окислительно-восстановительными условиями в верхней мантии могут сохраняться и вновь образовываться магнитные

минералы: магнетит, гематит, самородное железо и сплавы железа и кобальта с широким спектром их температур Кюри, определяющим нижний предел сохранения намагниченности и, соответственно, распространения магнитных источников. Магнитные свойства этих минералов могут сохраняться в широком интервале температур и давлений, характерных для верхней мантии, вплоть до переходного слоя верхней мантии в особых тектонических условиях, в частности в зонах субдукции, в относительно холодных слэбах и флюидизированной мантии.

– Область предполагаемого источника Ц-Е магнитной аномалии относится к верхней активизированной мантии по стабильному типу, которая характеризуется пониженными скоростями сейсмических продольных волн и наличием наклонных пластов повышенной скорости, как правило, падающих к центру аномалии. На этом фоне положительные аномалии скорости  $V_p$  верхней мантии и даже переходного слоя рассматриваются как разновозрастные (от 85 млн лет до настоящего времени) субдукционные зоны и их реликты.

– Скоростная характеристика разреза верхней мантии свидетельствует об интенсивной ее дифференциации, обусловленной областью возбужденной мантии и активных флюидных процессов, центр которой соответствует осевой части Ц-Е магнитной аномалии. По данным сейсмограммы в регионе выделены субвертикальные зоны сверхглубинных флюидов и Иберийский плюм.

– На основе структурного положения Ц-Е аномалии, распределения физических неоднородностей кристаллической коры, приуроченности к ее оси сочленений разновозрастных тектонических провинций в западном Средиземноморье и Африке, сопровождении оси аномалии сверхглу-

бинными флюидами и смене мощности литосферы есть основание предполагать наличие *трансрегионального литосферного линеймента* вдоль ее оси протяженностью около 3000 км от северного побережья Европы через Средиземное море, вдоль восточного ограничения Атласа и восточной зоны сочленения Западно-Африканской подвижной зоны с Восточно-Сахарским мезократоном.

– Специальный анализ 3D тектонических реконструкций разновозрастных субдукционных структур в западном Средиземноморье, дополненных нами данными сейсмоотографии, показал, что разновозрастные субдукционные зоны окружают центр аномалии, а их реликты в низах верхней мантии сосредоточены непосредственно под ней.

– Таким образом, тектоническая ситуация и проявление активизации мантии в виде сверхглубинных флюидов и плюмов создают благоприятные условия для формирования мантийного источника Ц-Е магнитной аномалии в виде области распространения первичных (в относительно холодных слэбах и их реликтах) и вновь образованных магнитных минералов верхней мантии под воздействием флюидов и процессов серпентинизации и сама аномалия является «суммарным» откликом на эти процессы.

**Благодарности.** Данное исследование выполнено в рамках бюджетной темы Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины: III-3-18 «Інформативність магнітних моделей різновікових тектонотипів мантийно-корових структур для вирішення задач геодинаміки та прогнозування корисних копалин території України». Авторы выражают искреннюю признательность профессору О.М. Русакову за высказанные замечания и пожелания, улучшившие статью.

Список литературы

- Борисов А.А., Круглякова Г.И. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР. *Сов. геология*. 1967. № 1. С. 127—130.
- Бугаенко И.В., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Ско- ростная типизация средней и нижней ман- тии Европы. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 88—101. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111104>.
- Булмасов Ф.Л. О связи региональных маг- нитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры. *Геология и геофизика*. 1962. № 7. С. 32—46.
- Винц Б.Д., Почтарев В.И. Построение нор- мального геомагнитного поля расчетным путем. В кн.: *Настоящее и прошлое маг- нитного поля Земли*. Москва: Наука, 1965. С. 79—87.
- Гайнанов А.Г., Соловьев О.Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану. *Докл. АН СССР*. 1963. Т. 151. № 6. С. 64—81
- Гантимуров А.Ф. Флюидный режим железо- кремниевых систем. Новосибирск: Наука, 1982. 69 с.
- Геншафт Ю. С., Цельмович В. А., Гапеев А. К. Кристаллизация высокотитанистой фер- рошпинели в *PT*-условиях верхней мантии. *Физика Земли*. 2003. № 3. С. 71—75.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. Магмообразование при восходящем движе- нии мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультра- базитовмантии. *Геохимия*. 1990. №9. С. 1263— 1276.
- Квасница И.Г., Косовский Я.И. Самородное железо в базальтах Вольни (Украина). *Ма- териалы IV Международного минералогич- еского семинара «Теория, история, фило- софия и практика минералогии», Сыктыв- кар, Республика Коми, Россия, 17—20 мая 2006 г.* Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 122— 123.
- Колесова В.И., Петрова А.А., Почтарев В.И., Эфендиева М.А. Исследование крупных региональных магнитных аномалий на тер- ритории СССР. В кн.: *Аномалии геомагнит- ного поля и глубинное строение земной ко- ры*. Киев: Наук. думка, 1981. С. 30—38
- Кочергин Е.В., Павлов Ю.А., Сергеев К.Ф. Геомагнитные аномалии Курильской и Рю- кю островных систем. Москва: Наука, 1980. 127 с.
- Крутиховская З.А. Проблема создания маг- нитной модели земной коры древних щитов. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1976. Вып. 73. С. 3— 29.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Сили- на И.М. Магнитная модель и структура зем- ной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 216 с.
- Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Москва: Наука, 1977. 214 с.
- Лыкасов А.А., Рысс Г.М., Власова И.С. Фа- зовые превращения при восстановлении шлака сульфидной медной плавки продук- тами газификации углеродистых восстано- вителей при температуре 1320 К. *Вестник ЮУрГУ. Серия «Металлургия»*. 2013. Т. 13. № 1. С. 24—28.
- Магнитная модель литосферы Европы. Ред. Г.И. Каратаев. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.
- Маракушев А.А., Генкин А.Д. Термодина- мические условия образования карбидов металлов в связи с их находждением в ба- зитахгипербазитах и в медно-никелевых сульфидных рудах. *Вестник МГУ. Геология*. 1972. № 5. С. 7—27.
- Мельник Ю.П., Стебновская Ю.М. Характер распределения железа и условия образо- вания ферромагнитных минералов. В кн.: *Магнитные аномалии земных глубин*. Киев: Наук. думка, 1976. С. 64—73.
- Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры Вольно-Подольской плиты Восточно-Ев- ропейской платформы и ее петролого-тек- тоническая интерпретация. В кн.: *Исследо- вание региональных магнитных аномалий платформенных областей*. Киев: Наук. дум- ка, 1984. С. 152—162.

- Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры юго-запада Восточно-Европейской платформы: дис. ... д-ра геол. наук: Киев, 1999. 404 с.
- Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. №6. С. 148—165.
- Орлюк М.И., Марченко А.В., Роменец А.А. Пространственно-временные изменения геомагнитного поля и сейсмичность. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 6. С. 84—105. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116371>.
- Орлюк М.И., Марченко А.В., Роменец А.О. Зв'язок сейсмічності Землі та вікових змін її магнітного поля. *Вісник Київ. нац. ун-ту. Геологія.* 2016а. № 75(4). С. 50—54.
- Орлюк М.И., Марченко А.В., Роменец А.О. Сейсмічність Землі та вікові зміни її головного магнітного поля. *Матеріали VI Міжнародної наукової конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», 20—23 вересня 2016 р., м. Львів.* 2016б. С. 202—204.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Теоретические магнитные модели континентальных палеорифтов и островных дуг. *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 5. С. 32—41.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Марченко А.В., Роменец А.О. Корово-мангійна(?) природа довгохвильової Центрально-Європейської магнітної аномалії. *Матеріали VII Міжнародної наукової конференції «Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища», 24—26 вересня 2019 р., м. Львів.* 2019. С. 143—146.
- Пашкевич И.К. Методика выделения и интерпретации региональных магнитных аномалий (на примере Украинского щита). *Геофиз. сб.* 1976. № 73. С. 30—36.
- Петромагнитная модель литосферы. Ред. Д.М. Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 176 с.
- Печерский Д.М. Распространенность железа внутри планет. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 13—25. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107817>.
- Почтарев В.И., Голуб Д.П. Крупные региональные магнитные аномалии (на примере Южного Каспия). В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976. С. 151—157.
- Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. Москва: Геос, 2010. 138 с.
- Семенов А.С. Магнитная оболочка Земли. Вестник Ленинградского университета. *Геология и география.* 1974. Вып. 3. № 8. С. 40—43.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. Москва: Изд-во МГУ, 2002. 506 с.
- Старостенко В.И., Кендзера А.В., Бугаенко И.В., Цветкова Т.А. Землетрясение в Аквиле и особенности трехмерного Р-скоростного строения мантии под Адриатической плитой и ее окружением. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 4. С. 62—73. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116896>.
- Старостенко В.И., Кендзера А.В., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Промежуточные землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 31—45. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116392>.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан К.Дж. Континентальная кора, ее состав и эволюция. Москва: Мир, 1988. 384 с.
- Тектоническая карта Средиземного моря, 1 : 5 000 000. Ред. Н.А. Богданов, Н.В. Короновский. Федеральная служба геодезии и картографии России. Москва, 1994. Режим доступа <http://www.mining-enc.ru/e/evropa.html>.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Главная геодинамическая граница и сейсмическая визуализация плюмов Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 1. С. 108—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158868>.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Структура низкоскоростных областей в мантии северной Европы. *Труды КарНЦ РАН.* 2015. № 7. С. 106—126. <https://doi.org/10.17076/geo157>.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Углерод в

- ультрабазитах и базитах. Москва: Наука, 1984. 110 с.
- Яновский Б.А. Земной магнетизм. Москва: Наука, 1978. 580 с
- Artemieva, I.M., & Thybo, H. (2013). EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and North Atlantic region. *Tectonophysics*, 609, 97—153. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.004>.
- Artemieva, I.M., Thybo, H., & Kaban, M. (2006). Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. *Geological Society Special Publication*, 32(1), 11—41. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.02>.
- Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J., Djomani, Y.P., Swain, C.J., Deen, T., & Bowden, P. (2009). The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere*, 5(1), 23—50. <https://doi.org/10.1130/GES00179.1>
- Blakely, R.J., Brocker, T.M., & Wells, R.E. (2005). Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology*, 33(6), 445—448. <https://doi.org/10.1130/G21447.1>
- Caporali, A., Zurutuza, J., Bertocchia, M., Ishchenko, M., & Khoda, O. (2019) Present Day Geokinematics of Central Europe. *Journal of Geodynamics*, 132, 1—10. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101652>.
- Drukarenko, V., Orlyuk, M., & Shestopalova, O. (2019) Magnetomineralogical substantiation of magnetization of the rocks of the lower crust and upper mantle. *XIII<sup>th</sup> International Scientific Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment», 12—15 November 2019, Kyiv, Ukraine*. Conference CD-ROM Proceedings, 5 p. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.01903209>.
- Dunlop, D. (2014). High-temperature susceptibility of magnetite: a new pseudo-single-domain effect. *Geophysical Journal International*, 199, 707—716. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu247>.
- Dunlop, D., Ozdemir, O., & Costanzo-Alvarez, V. (2010). Magnetic properties of rocks of the Kauskasing uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 183, 645—658. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04778.x>.
- Dyment, J., Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Thebaud, E., & Catalan, M. (2016). World Digital Magnetic Anomaly Map version 2.0. Abstract GP13B-1310 presented at the 2015 AGU Fall Meeting, San Francisco, Calif. Retrieved from <http://www.wdmam.org>.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. & Rosseti, F. (2001). History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145, 809—820. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x>.
- Fedorova, N.V., & Shapiro, V.A. (1998). Reference field for the airborne magnetic data. *Earth, Planets and Space*, 50, 397—404. <https://doi.org/10.1186/BF03352126>.
- Ferré, E.C., Friedman, S.A, Martín-Hernández, F., Feinberg, J.M., Till, J.L., Ionov, D.A., & Conder, J.A. (2014). Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 624-625, 3—14. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.004>.
- Frost, D.J., & McCammon, C.A. (2008). The redox state of Earth's mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 389—420. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.07.030ff>.
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 1. С. 3—32.
- Goncharov, A.G., Ionov, D.A., Doucet, L.S., Pokhilenko, L.N. (2012). Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: new data peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 357-358, 99—110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.016>.
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121—158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>.
- Heuer, B., Geissler, W., Kind, R., & Kämpf, H.



- (2006). Seismic evidence for asthenospheric cupping beneath the western Bohemian Massif, central Europe. *Geophysical Research Letters*, 33, L05311. <https://doi.org/10.1029/2005GL025158>.
- Idoko, M.C., Conder, J.A., Ferré, E.C., & Filiberto, J. (2019). The potential contribution to long wavelength magnetic anomalies from the lithospheric mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 292, 21—28. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.05.002>.
- Jarvis, G., & Lowman, J. (2007). Survival times of subducted slab remnants in numerical models of mantle flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 23—36. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.009>.
- Kiss, J., Prácsér, E., Szarka, L., & Ádám, A. (2010). Magnetic phase transition and the magnetotellurics. *Magyar geofizika*, 51(2), 1—15. <https://doi.org/10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.015>.
- Kletetschka, G., Wasilewski, P., & Taylor, P. (2002). The role of hematite-ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. *Tectonophysics*, 347, 167—177. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00243-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00243-8).
- Knafelc, J., Filiberto, J., Ferré, E.C., Conder, J.A., Costello, L., Crandall, J.R., Darby Dyar, M., Friedman, S.A., Hummer, D.R., & Schwenzer, S.P. (2019). The effect of oxidation on the mineralogy and magnetic properties of olivine. *American Mineralogist*, 104, 694—702. <https://doi.org/10.2138/am-2019-6829>.
- Kupenko, I., Aprilis, G., Vasiukov, D.M., McCammon, C., Chariton, S., Cerantola, V., Kantor, I., Chumakov, A.I., Rüffer, R., Dubrovinsky, L. & Sanchez-Valle, C. (2019). Magnetism in cold subducting slabs at mantle transition zone depths. *Nature*, 570, 102—106. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1254-8>.
- Malvoisin, B., Carlut, J. & Brunet, F. (2012). Serpentinization of oceanic peridotites: 1. A high-sensitivity method to monitor magnetite production in hydrothermal experiments. *Journal of Geophysical Research*, 117, B01104. <https://doi.org/10.1029/2011JB008612>.
- Mandea, M., & Korte, M. (Eds.). (2011). *Geomagnetic Observations and Models* (IAGA Special Sopron Book Series. Vol. 5), 343 p. <http://doi.org/10.1007/978-90-481-9858-0>.
- McEnroe, S.A., Robinson, P., Church, N., Purucker, M. (2018). Magnetism at Depth: A View from an Ancient Continental Subduction and Collision Zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 1123—1147. <https://doi.org/10.1002/2017GC007344>.
- Milano, M., Fedi, M., & Fairheads, D. (2019). Joint analysis of the magnetic field and total gradient intensity in central Europe. *Solid Earth*, 697—712. <https://doi.org/10.5194/se-10-697-2019>.
- Pashkevich, I.K., & Orlyuk, M.I. (1997). Magnetic model of the lithosphere and some problems of Geomagnetic Reference Field. *Abstracts 8th Scientific Assembly of IAGA, Uppsala*, 485 p.
- Purucker, M., & Whaler, W. (2007). Crustal magnetism, in Geomagnetism. In: M. Kono (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 5. Ch. 6, pp. 195—237). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1007/s11214-010-9667-6>.
- Riddihough, R.P. (1972) Regional magnetic anomalies and geology in Fennoscandia: a discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9(3), 219—232. <https://doi.org/10.1139/e72-018>.
- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.A. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (pp. 31—52). Berlin, Heidelberg: Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_2)
- Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kung'u, W., Lalanne, X., Langlais, B., Lèger, J.M., Lesur, V., & Lowes, F.J. (2015). International Geomagnetic Reference Field: the twelfth generation. *Earth, Planets and Space*, 67, 79. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>.
- Thébault, E., Purucker, M., Whaler, K.A. & Sabaka, T.J. (2010). The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere. *Space Science Reviews*, 155, 95—127. <https://doi.org/10.1007/s11214-010-9667-6>.
- Tumanian, M., Frezzotti, M.L., Peccerillo, A., Brandmayr, E., & Panza, G.F. (2012). Thermal

- structure of the shallow upper mantle beneath Italy and neighbouring areas: Correlation with magmatic activity and geodynamic significance. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 369—385. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.07.002>.
- Van der Meer, D.G., Van Hinsbergen, D.J.J., & Spakman, W. (2018). Atlas of the Underworld: slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity. *Tectonophysics*, 723, 309—448. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.004>.
- Wasilewski, P.J., & Warner, R.D. (1988). Magnetic petrology of deep crustal rocks — Ivrea Zone, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 347—361. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90022-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90022-2).

## On the possible mantle nature of the long-wave Central-European magnetic anomaly

*I.K. Pashkevich, M.I. Orlyuk, A.V. Marchenko, A.A. Romenets,  
T.A. Tsvetkova, I.V. Bugayenko, 2020*

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

This paper presents the results of a comprehensive analysis of geological and geophysical data, carried out to substantiate the existence and nature of transition class of magnetic anomalies produced by the Earth's core and the lithosphere. This class of anomalies with a wavelength of 2000—4000 km belongs to the overlap region of the geomagnetic field spectra of the core and the lithosphere, and therefore their separation is arbitrary. The original technology of identifying the lithospheric component developed by the authors is based on one of the fundamental principles of geomagnetism — the change in time and space of the Earth's core field and the stable position of the lithospheric anomalies.

The lithospheric component containing anomalies with a wavelength of more than 2400 km was separated from the main geomagnetic field  $B_{IGRF-12}$ . The subject of our research is the submeridional Central European magnetic anomaly of this class, traced from the northern coast of Europe to the edge of the East Saharan mesocraton in Africa. To substantiate its mantle nature information was analyzed on tectonic position of the anomaly and distribution of local magnetic anomalies in the crust, relief of the Moho discontinuity, thickness of the lower (mafic) crust, average velocities  $V_p$  of the crystalline crust. The inhomogeneity of the Earth's crust cannot explain the anomaly under study, and therefore it is of mantle in nature. The distribution of the physical parameters of the crust and the tectonic position of the anomaly indicate the possible presence of a long-lived transregional lithospheric lineament such as a suture zone along its axis.

Generalization of theoretical and experimental data suggests that under certain thermodynamic, reductive-oxidative, and tectonic conditions of the upper mantle, ferrimagnetic minerals (magnetite, hematite, native iron, and alloys of iron with nickel and cobalt) can exist, transform and form again within a wide range of Curie temperatures from 580 °C to 1100 °C. It limits the lower boundary of the magnetization stability at a depth of 600—640 km. The most favorable conditions for the origin of such sources are areas of subduction and relics of relatively cold slabs, suture zones and associated with them present-day fluids and plumes. In the area of the anomaly under study, fluids and the Iberian plume were identified from seismic tomographic data, which, in combination with the rise of the bottom of the upper mantle and the presence of inclined high-velocity layers in its low-velocity part, characterize the excited mantle. Thus, the Central European long-wave magnetic anomaly can be interpreted as the total effect of the relics of primary ferrimagnets formed under the influence of fluidization of the mantle.

**Key words:** long-wave magnetic anomaly, magnetic minerals, mantle, slab, fluids, seismotomography.

## References

- Borisov, A.A. & Kruglyakova, G.I. (1967). Regional and zonal anomalies of the geomagnetic field in the European part of the USSR. *Sovetskaya geologiya*, (11), 127—130 (in Russian).
- Bugaenko, I.V., Zaets, L.N., & Tsvetkova, T.A. (2015). Velocity typing the middle and lower mantle of Europe. *Geofizicheskii zhurnal*, 37(3), 88—101. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111104> (in Russian).
- Bulmasov, F.L. (1962). Relationship of regional magnetic anomalies of the Siberian platform with the basalt layer of the Earth's crust. *Geologiya i geofizika*, (7), 32—46 (in Russian).
- Vints, B.D., & Pochtarev, V.I. (1965). Construction of a normal geomagnetic field by calculation. In *The present and past Earth's magnetic field* (pp. 79—87). Moscow: Nauka (in Russian).
- Gaynanov, A.G. & Solov'ov, O.N. (1963). Nature of magnetic anomalies in the area of transition from the Asian continent to the Pacific Ocean. *Doklady Akademii nauk SSSR*, 151(6), 64—81 (in Russian).
- Gantimurov, A.F. (1982). *Fluid mode of iron-silicon systems*. Novosibirsk: Nauka, 69 p. (in Russian).
- Genshaft, Yu.S., Tsel'movich, V.A., & Gapeev, A.K. (2003). Crystallization of high-titanium ferrous spinel under PT conditions of the upper mantle. *Fizika Zemli*, (3), 71—75 (in Russian).
- Kadik, A.A., Lukanin, O.A. & Portnyagin, A.L. (1990). Formation magma during the upward motion of mantle matter: temperature regime and composition of melts formed during adiabatic decompression of mantle ultrabasites. *Geokhimiya*, (9), 1263—1276 (in Russian).
- Kvasnitsa, I.G., & Kosovskiy, Ya.I. (2006). Native iron in basalts of Volyn (Ukraine). *Proc. of the IV International Mineralogical Seminar «Theory, history, philosophy and practice of Mineralogy», Syktyvkar, Komi Republic, Russia, May 17—20, 2006* (pp. 122—123). Syktyvkar: Geoprint (in Russian).
- Kolesova, V.I., Petrova, A.A., Pochtarev, V.I., & Efendieva, M.A. (1981). Study of large regional magnetic anomalies in the USSR. In *Anomalies of the geomagnetic field and deep structure of the Earth's crust* (pp. 30—38). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Kochergin, E.V., Pavlov, Yu.A., & Sergeev, K.F. (1980). *Geomagnetic anomalies of the Kuril and Ryukyu island systems*. Moscow: Nauka, 127 p. (in Russian).
- Krutikhovskaya, Z.A. (1976). The problem of creating a magnetic model of the Earth's crust in ancient shields. *Geofizicheskii sbornik AN USSR*, (73), 3—29 (in Russian).
- Krutikhovskaya, Z.A., Pashkevich, I.K., & Silina, I.M. (1982). *Magnetic model and structure of the Earth's crust of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Letnikov, F.A., Karpov, I.K., Kiselev, A.I., & Shkandriy, B.O. (1977). *Fluid regime of the Earth's crust and upper mantle*. Moscow: Nauka, 214 p. (in Russian).
- Lykasov, A.A., Ryss, G.M., & Vlasova, I.S., (2013). Phase transformations during the reduction of sulphide copper smelting slag by the products of gasification of carbonaceous reducing agents at a temperature of 1320 K. *Vestnik YuUrGU. Seriya «Metallurgiya»*, 13(1), 24—28 (in Russian).
- Karataev, G.I. (Ed.). (1990). *Magnetic model of the lithosphere of Europe*. Kiev: Naukova Dumka, 186 p. (in Russian).
- Marakushev, A.A., & Genkin, A.D. (1972). Thermodynamic conditions for the formation of metal carbides in connection with their presence in hyperbasites and in copper-nickel sulfide ores. *Vestnik MGU. Geologiya*, (5), 7—27 (in Russian).
- Mel'nik, Yu.P., & Stebnovskaya, Yu.M. (1976). The nature of the distribution of iron and the conditions for the formation of ferromagnetic minerals. In *Magnetic anomalies of the Earth's depths* (pp. 64—73). Kiev: Naukova Dumka, (in Russian).
- Orlyuk, M.I. (1984). Magnetic model of the Earth's crust of the Volyn-Podolsk plate of the East European platform and its petrological-tectonic interpretation. In *Study of regional magnetic anomalies in platform areas* (pp. 152—162). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).

- Orlyuk, M.I. (1999). Magnetic model of the Earth's crust southwest of the East European platform. *Doctor's thesis*. Kiev. 404 p. (in Russian).
- Orlyuk, M.I. (2000). Spatial and spatio-temporal magnetic models of different-rank structures of the lithosphere of the continental type. *Geofizicheskiy zhurnal*, 22(6), 148—165 (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Marchenko, A.V., & Romenets, A.A. (2017). Spatial-temporal changes in the geomagnetic field and seismicity. *Geofizicheskiy zhurnal*, 39(6), 32—41. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116371> (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Marchenko, A.V., & Romenets, A.O. (2016a). Earth's seismicity and secular changes of its magnetic field. *Visnyk Kyi'vs'kogo Nacional'nogo Universytetu. Geologiya*, (75), 50—54 (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., Marchenko, A.V., & Romenets, A.O. (2016b). Earth's seismicity and secular changes of its magnetic field. *Materials of VI International Conference «Geophysical technologies of geological media predicting and monitoring» 20—23 September 2016, Lviv* (pp. 202—204) (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., & Pashkevich, I.K. (1993). Theoretical magnetic models of continental paleorifts and island arcs. *Geofizicheskiy zhurnal*, 15(5), 32—41 (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Pashkevych, I.K., Marchenko, A.V., & Romenets, A.O. (2019). The crustal-mantle(?) nature of the long-wave Central European magnetic anomaly. *Materials of VII International Conference «Geophysics and geodynamics: prediction and monitoring of geological medium», 24—26 September 2019, Lviv* (pp. 143—146) (in Ukrainian).
- Pashkevich, I.K. (1976). Methods of separation and interpretation of regional magnetic anomalies (for example, Ukrainian Shield). *Geofizicheskiy sbornik*, (73), 30—36 (in Russian).
- Pecherskiy, D.M. (Ed.). (1994). *Petromagnetic model of the lithosphere*. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Pecherskiy, D. M. (2016). Occurrence of metal iron inside the planets. *Geofizicheskiy zhurnal*, 38(5), 3—32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107817> (in Russian).
- Pochtarev, V.I., & Golub, D.P. (1976). Large regional magnetic anomalies (on the example of the South Caspian). In *Magnetic anomalies of the Earth's depths* (pp. 151—157). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Pushcharovskiy, Yu.M., & Pushcharovskiy, D.Yu. (2010). *Geology of the Earth's Mantle*. Moscow: Geos, 138 p. (in Russian).
- Semenov, A.S. (1974). The magnetic shell of the Earth. *Vestnik Leningradskogo universiteta. Geologiya i geografiya*, (8), 40—43 (in Russian).
- Sorokhtin, O.G., & Ushakov, S.A. (2002). *Earth's development*. Moscow: Publishing house MGU, 506 p. (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kendzera, A.V., Bugaenko, I.V., & Tsvetkova, T.A. (2011). The earthquake in L'Aquila and the features of the three-dimensional P-velocity structure of the mantle beneath the Adriatic plate and its environment. *Geofizicheskiy zhurnal*, 33(4), 62—73. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116896> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kendzera, A.V., Bugaenko, I.V., & Tsvetkova, T.A. (2013). Intermediate earthquakes of the Vrancea zone and high-speed structure of the mantle in Eastern Europe. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35(3), 1—45. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116392> (in Russian).
- Taylor, S.R., & MacLennan, C.J. (1988). *Continental crust, its composition and evolution*. Moscow: Mir, 384 p. (in Russian).
- Bogdanov, N.A., & Koronovskiy, N.V. (Eds.). (1994). *Tectonic map of the Mediterranean Sea, 1 : 5 000 000. Federal Service of Geodesy and Cartography of Russia*. Moscow. Retrieved from <http://www.mining-enc.ru/e/evropa.html> (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2019). The main geodynamic border and seismic visualization of plumes under the East European Platform. *Geofizicheskiy zhurnal*, 41(1), 108—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158868> (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2015). Structure of low-speed regions in the mantle of northern Europe. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN*, (7), 106—126. <https://doi.org/10.17076/geo157> (in Russian).
- Shteynberg, D.S., & Lagutina, M.V. (1984). *Car-*

- bon in ultrabasites and basites*. Moscow: Nauka, 110 p. (in Russian).
- Yanovskiy, B.A. (1978). *Earth magnetism*. Moscow: Nauka, 580 p. (in Russian)
- Artemieva, I.M., & Thybo, H. (2013). EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and North Atlantic region. *Tectonophysics*, 609, 97—153. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.004>.
- Artemieva, I.M., Thybo, H., & Kaban, M. (2006). Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. *Geological Society Special Publication*, 32(1), 11—41. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.02>.
- Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J., Djomani, Y.P., Swain, C.J., Deen, T., & Bowden, P. (2009). The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere*, 5(1), 23—50. <https://doi.org/10.1130/GES00179.1>
- Blakely, R.J., Brocker, T.M., & Wells, R.E. (2005). Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology*, 33(6), 445—448. <https://doi.org/10.1130/G21447.1>
- Caporali, A., Zurutuza, J., Bertocchia, M., Ishchenko, M., & Khoda, O. (2019) Present Day Geokinematics of Central Europe. *Journal of Geodynamics*, 132, 1—10. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101652>.
- Drukarenko, V., Orlyuk, M., & Shestopalova, O. (2019) Magnetomineralogical substantiation of magnetization of the rocks of the lower crust and upper mantle. *XIII<sup>th</sup> International Scientific Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment», 12—15 November 2019, Kyiv, Ukraine*. Conference CD-ROM Proceedings, 5 p. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.01903209>.
- Dunlop, D. (2014). High-temperature susceptibility of magnetite: a new pseudo-single-domain effect. *Geophysical Journal International*, 199, 707—716. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu247>.
- Dunlop, D., Ozdemir, O., & Costanzo-Alvarez, V. (2010). Magnetic properties of rocks of the Kapusking uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 183, 645—658. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04778.x>.
- Dyment, J., Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Thebaud, E., & Catalan, M. (2016). World Digital Magnetic Anomaly Map version 2.0. Abstract GP13B-1310 presented at the 2015 AGU Fall Meeting, San Francisco, Calif. Retrieved from <http://www.wdmam.org>.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. & Rosseti, F. (2001). History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145, 809—820. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x>.
- Fedorova, N.V., & Shapiro, V.A. (1998). Reference field for the airborne magnetic data. *Earth, Planets and Space*, 50, 397—404. <https://doi.org/10.1186/BF03352126>.
- Ferré, E.C., Friedman, S.A, Martín-Hernández, F., Feinberg, J.M., Till, J.L., Ionov, D.A., & Conder, J.A. (2014). Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 624-625, 3—14. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.004>.
- Frost, D.J., & McCammon, C.A. (2008). The redox state of Earth's mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 389—420. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.07.030ff>.
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 1. С. 3—32.
- Goncharov, A.G., Ionov, D.A., Doucet, L.S., Pokhilenko, L.N. (2012). Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: new data peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 357-358, 99—110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.016>.
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121—158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>.
- Heuer, B., Geissler, W., Kind, R., & Kämpf, H.

- (2006). Seismic evidence for asthenospheric cupping beneath the western Bohemian Massif, central Europe. *Geophysical Research Letters*, 33, L05311. <https://doi.org/10.1029/2005GL025158>.
- Idoko, M.C., Conder, J.A., Ferré, E.C., & Filiberto, J. (2019). The potential contribution to long wavelength magnetic anomalies from the lithospheric mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 292, 21—28. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.05.002>.
- Jarvis, G., & Lowman, J. (2007). Survival times of subducted slab remnants in numerical models of mantle flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 23—36. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.009>.
- Kiss, J., Prácser, E., Szarka, L., & Ádám, A. (2010). Magnetic phase transition and the magnetotellurics. *Magyar geofizika*, 51(2), 1—15. <https://doi.org/10.3969/j.issn.0001-5733.2010.03.015>.
- Kletetschka, G., Wasilewski, P., & Taylor, P. (2002). The role of hematite-ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. *Tectonophysics*, 347, 167—177. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00243-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00243-8).
- Knafelc, J., Filiberto, J., Ferré, E.C., Conder, J.A., Costello, L., Crandall, J.R., Darby Dyar, M., Friedman, S.A., Hummer, D.R., & Schwenzer, S.P. (2019). The effect of oxidation on the mineralogy and magnetic properties of olivine. *American Mineralogist*, 104, 694—702. <https://doi.org/10.2138/am-2019-6829>.
- Kupenko, I., Aprilis, G., Vasiukov, D.M., McCammon, C., Chariton, S., Cerantola, V., Kantor, I., Chumakov, A.I., Rüffer, R., Dubrovinsky, L. & Sanchez-Valle, C. (2019). Magnetism in cold subducting slabs at mantle transition zone depths. *Nature*, 570, 102—106. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1254-8>.
- Malvoisin, B., Carlut, J. & Brunet, F. (2012). Serpentinization of oceanic peridotites: 1. A high-sensitivity method to monitor magnetite production in hydrothermal experiments. *Journal of Geophysical Research*, 117, B01104. <https://doi.org/10.1029/2011JB008612>.
- Mandea, M., & Korte, M. (Eds.). (2011). *Geomagnetic Observations and Models* (IAGA Special Sopron Book Series. Vol. 5), 343 p. <http://doi.org/10.1007/978-90-481-9858-0>.
- McEnroe, S.A., Robinson, P., Church, N., Purucker, M. (2018). Magnetism at Depth: A View from an Ancient Continental Subduction and Collision Zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 1123—1147. <https://doi.org/10.1002/2017GC007344>.
- Milano, M., Fedi, M., & Fairheads, D. (2019). Joint analysis of the magnetic field and total gradient intensity in central Europe. *Solid Earth*, 697—712. <https://doi.org/10.5194/se-10-697-2019>.
- Pashkevich, I.K., & Orlyuk, M.I. (1997). Magnetic model of the lithosphere and some problems of Geomagnetic Reference Field. *Abstracts 8th Scientific Assembly of IAGA, Uppsala*, 485 p.
- Purucker, M., & Whaler, W. (2007). Crustal magnetism, in Geomagnetism. In: M. Kono (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 5. Ch. 6, pp. 195—237). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1007/s11214-010-9667-6>.
- Riddihough, R.P. (1972) Regional magnetic anomalies and geology in Fennoscandia: a discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9(3), 219—232. <https://doi.org/10.1139/e72-018>.
- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P.A. Ziegler (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (pp. 31—52). Berlin, Heidelberg: Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_2)
- Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kungang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Leger, J.M., Lesur, V., & Lowes, F.J. (2015). International Geomagnetic Reference Field: the twelfth generation. *Earth, Planets and Space*, 67, 79. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>.
- Thébault, E., Purucker, M., Whaler, K.A. & Sabaka, T.J. (2010). The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere. *Space Science Reviews*, 155, 95—127. <https://doi.org/10.1007/s11214-010-9667-6>.
- Tumanian, M., Frezzotti, M.L., Peccerillo, A., Brandmayr, E., & Panza, G.F. (2012). Thermal structure of the shallow upper mantle beneath Italy and neighbouring areas: Correlation with

magmatic activity and geodynamic significance. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 369—385. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.07.002>.

Van der Meer, D.G., Van Hinsbergen, D.J.J., & Spakman, W. (2018). Atlas of the Underworld: slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle visco-

sity. *Tectonophysics*, 723, 309—448. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.004>.

Wasilewski, P.J., & Warner, R.D. (1988). Magnetic petrology of deep crustal rocks — Ivrea Zone, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 347—361. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90022-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90022-2).

## Про можливу мантіяну природу довгохвильової Центральноєвропейської магнітної аномалії

*І.К. Пашкевич, М.І. Орлюк, А.В. Марченко, А.А. Роменець,  
Т.А. Цветкова, І.В. Бугаєнко, 2020*

Інститут геофізики ім. С.І. Суботіна НАН України, Київ, Україна

Викладено результати комплексного аналізу геолого-геофізичних даних, виконаного з метою обґрунтування існування і природи магнітних аномалій перехідного класу від поля ядра до поля, зумовленого літосферою. Цей клас аномалій з довжиною хвилі 2000—4000 км належить до області перекриття спектрів геомагнітного поля ядра і літосфери, у зв'язку з чим їх поділ має умовний характер. Запропоновано оригінальну технологію виділення літосферної компоненти, що ґрунтується на одному з фундаментальних положень геомагнетизму — зміні у часі та просторі поля ядра і стабільному розташуванні аномалій літосферної компоненти. Із складу головного геомагнітного поля  $V_{IGRF-12}$  виділено літосферну складову, яка містить аномалії з довжиною хвилі більш як 2400 км. Предмет наших досліджень — субмеридіональна Центральноєвропейська магнітна аномалія цього класу, яку простежено від північного узбережжя Європи до краю Східно-Сахарського мезократона в Африці. Для обґрунтування мантіяної природи аномалії проаналізовано можливі джерела земної кори: тектонічне розташування аномалії, розподіл локальних магнітних аномалій, рельєф поділу Мохо, потужність нижньої (мафічної) кори, середні швидкості поширення сейсмічних хвиль  $V_p$  у кристалічній корі. В результаті зроблено висновок, що неоднорідністю земної кори не можна пояснити досліджувану аномалію, у зв'язку з чим її названо мантіяною. Однак розподіл фізичних параметрів кори і тектонічне розташування аномалії засвідчують можливу наявність довгоіснуючого трансрегіонального літосферного лінеamentу типу шовної зони вздовж осі аномалії.

Узагальнення теоретичних і експериментальних даних дає підстави вважати, що у певних термодинамічних, окисно-відновних і тектонічних умовах верхньої мантії можуть існувати, перетворюватися і знову утворюватися феримагнітні мінерали (магнетит, гематит, самородне залізо і сплави заліза з нікелем і кобальтом) з широким спектром температур Кюрі (від 580 до 1100 °С), що визначають нижню межу збереження намагніченості завглибшки 600—640 км. Найсприятливішими для виникнення такого роду джерел є зони субдукції і реліктів відносно холодних слєбів, шовних зон і пов'язаних з ними сучасних флюїдів і плюмів. У районі досліджуваної аномалії за даними сейсмотомаграфії виділено флюїди та Іберійський плюм, які у поєднанні з підняттям підшови верхньої мантії і наявністю похилих високошвидкісних шарів у низькошвидкісній її частині характеризують збуджену мантію. Таким чином Центральноєвропейську довгохвильову магнітну аномалію можна інтерпретувати як сумарний ефект зони концентрації збережених первинних феримагнетиків і феримагнетиків, утворених під впливом флюїдизації мантії.

**Ключові слова:** довгохвильова магнітна аномалія, магнітні мінерали, мантія, слєб, флюїди, сейсмотомаграфія.