

Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с транскоровыми разломами

© М. И. Орлюк, И. К. Пашкевич, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 24 мая 2012 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Розглянуто двояку природу глибинних джерел регіональних магнітних аномалій. По-перше, тектонотипами глибинних джерел є рифтові та субдукційно-обдукційні зони земної кори, які характеризуються насиченням її продуктами магматизму основного та середнього складу за сприятливих термодинамічних і окислювально-відновлювальних умов для реалізації заліза у вигляді феромагнітних мінералів. По-друге, це зони транскорових розломів в геодинамічному режимі розтягу земної кори, з широким розвитком в їх глибинних частинах дифузних та флюїдних процесів з перекристалізацією залістистих мінералів у феромагнітні різновиди.

Dual nature of deep sources of regional magnetic anomalies has been considered. First, tectonotypes of deep sources are rift and subduction-obduction zones of the Earth's crust, specified by its saturation with products of magmatic activity of basic and average composition under favorable thermodynamic and oxidation-reduction conditions for realization of iron as ferromagnetic minerals. Secondly, these are zones of trans-crustal faults in geodynamic regime of the Earth's crust extension with wide development in their deep parts of diffusion and fluid processes with re-crystallization of ferruginous minerals into ferromagnetic varieties.

Введение. Исследование природы так называемых региональных (длинноволновых) магнитных аномалий имеет непосредственное отношение к решению вопросов фундаментального и прикладного характера, в частности, строения и эволюции земной коры и прогнозирования полезных ископаемых. Региональные магнитные аномалии (РМА) впервые были описаны для территории Украины в далеком 1937 г. Татьяной Николаевной Розе (в дальнейшем Т. Н. Симоненко) [Розе, 1937], именно в такой терминологии, а с 1960-х годов началось их планомерное изучение в Институте геофизики НАН Украины [Аномалии ..., 1982; Крутиховська та ін., 1973; Крутиховская, 1976; Крутиховская и др., 1982, 1985; Орлюк, 1984; Пашкевич, 1976; Пашкевич и др., 1985; 1990 и др.].

К настоящему времени достоверно выделены РМА коры континентального и переходного типов, разработаны 2D и 3D модели источников, свидетельствующие об их средне- и нижнекоревом происхождении.

Важно подчеркнуть, что подавляющее большинство магнитных разновидностей пород консолидированной коры — это магматические или ортометаморфические образования главным образом основного и среднего, реже

ультраосновного состава [Krutikhovskaya et al., 1979; Крутиховская и др., 1982; Пашкевич и др., 1986; Pashkevich et al., 2002 и др.], что определяет их приуроченность к определенным тектоническим единицам. Экспериментальные данные свидетельствуют о формировании этих пород в геодинамическом режиме растяжения коры в поверхностных и близповерхностных условиях [Печерский и др., 2006] или в структурах, в которых эти условия могут реализовываться на больших глубинах [Орлюк, Пашкевич, 1993; Орлюк, 2000]. На такую «изначальную» намагниченность, связанную с составом пород, в некоторых случаях накладывается намагниченность, возникшая в ослабленных зонах Земли (зонах глубинных разломов) под воздействием восстановительных флюидов [Орлюк, 1996; Пашкевич и др., 1990; 1996; Петромагнитная ..., 1994]. Таким образом, имеется возможность оценки природы глубинных магнитных источников РМА в различных тектонотипах и в связи с глубинными транскоровыми разломами, а соответственно, и с их специализацией на определенные виды полезных ископаемых.

Региональные (длинноволновые) магнитные аномалии с поперечником от 60—70 до первых сотен километров были выделены

многими авторами в регионах с разным геологическим строением, [Винц, Почтарев, 1965; Борисов, Круглякова, 1967; Андреев, Рябкова, 1968; Борисов и др., 1972; Журавлева и др., 1973; Почтарев, Голуб, 1976; Колесова и др., 1981; Аномалии ..., 1982; Исследование ..., 1984; Булина, 1986; Каратаев, Пашкевич, 1986; Крутиховська та ін., 1973; Крутиховская, 1976; 1986; Крутиховская и др., 1982; 1985 и др.].

Следует заметить, что аномалии, полученные формальными методами фильтрации исходного поля, могут объясняться суперпозицией источников верхней части коры, глубинными источниками или суммарным эффектом верхне- и нижнекоровых источников. Для территории Канадского, Украинского, Балтийского и некоторых африканских щитов были выделены и описаны РМА, источники которых не объясняются суммарным влиянием приповерхностных геологических тел [Riddihough, 1972; Hall, 1974; Green, 1976; Симоненко, 1976; Крутиховская, 1976; 1986; Rother, 1979; Пашкевич и др., 1990; Орлюк, 1996; 2000 и др.].

Наиболее детально с использованием нескольких методов интерпретации исследованы РМА Украинского щита. В частности, с учетом данных о намагниченности пород верхней части земной коры до глубины 10 км показано, что последние не создают суммарный эффект, равный или близкий к интенсивности регионального магнитного поля [Крутиховская и др., 1982]. Глубина залегания источника Западно-Ингулецкой РМА, оцененная по энергетическому спектру аномального магнитного поля, с помощью декомпозиционно-итерационного метода при условии однородной и постоянной намагниченности и по результатам продолжения поля в нижнее боковое полупространство, находится в интервале от 6 до 30 ± 6 км.

Интенсивность намагниченности нижнего магнитоактивного слоя в 5—10 раз выше намагниченности верхнего и составляет 2,0—4,5 А/м. К таким же выводам о двухслойной магнитной модели земной коры Канадского щита с увеличением намагниченности в нижней ее части пришел также автор работы [Hall, 1974].

Многочисленные варианты интерпретации аномалий этого класса свидетельствуют о наличии источников с нижним ограничением на глубине залегания раздела М или изотермической поверхности Кюри магнетита (580°C) как основного минерала-носителя намагниченности пород [Булмасов, 1962; Masin, 1966; Зитц, Кинг, 1970; Riddihough, 1972; Krutikhovskaya et al., 1973; Hall, 1974; Bhattacharyya, Leu, 1975;

Green, 1976; Dyrelius, 1980; Haggerty, 1980; Волк и др., 1982; Charles et al., 1983; Mayhew, 1985; Hahn, Mayhew et al., 1985; Wonik, 1990; Nolte, Hahn, 1992 и др.].

В результате изучения по профилям ГСЗ связи аномального магнитного поля с сейсмическими границами [Симоненко 1962; 1976; Матушкин, 1967; Борисов, Круглякова, 1967; Борисов и др., 1972] сделан вывод, что рельеф границ К и М не отражается в аномальном магнитном поле. Тем не менее магнитные аномалии приурочены к участкам наиболее резкого изменения положения глубинных границ земной коры, соответствующим зонам разломов, что является важной закономерностью, связывающей погружение поверхности М с глубинными разломами [Булина, Рябкова, 1977; Волк и др., 1982; Крутиховская, 1986 и др.].

Существующие петрологические модели континентальной коры предполагают в настоящее время, что средний состав «гранитного» слоя коры принимается близким к гранодиоритам, а низы коры сложены главным образом метаморфическими образованиями гранулитовой фации в сочетании с магматическими породами основного, кислого и среднего состава (55 %), основными гранулитами и эклогитами (40 %) и ультраосновными породами (5 %) [Ронов, Ярошевский, 1971; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. «Базальтовый» слой сложен серпентинитами, амфиболитами, гнейсами, габбро-гнейсами, амфиболизированными клинопироксенитами, гранитизированными габбро-перидотитами, эклогитами [Добрецов, 1980]. Низы «базальтового» слоя слабо дифференцированы и сложены чарнокитами, амфиболитами и эклогитоподобными породами [Лутц, 1974]. Количество основных пород в «базальтовом» слое достигает 50 % общего объема, а их состав аналогичен составу геосинклинальных базальтов. На основании экспериментальных данных показано, что в сухих условиях состав нижней коры должен изменяться от основного до среднего (амфиболиты и средние породы в гранулитовой фации) [Рингвуд, 1981]. Экспериментальные данные не противоречат значениям намагниченности перечисленных выше типов пород низов коры (за исключением, как правило, немагнитного эклогита) [Krutikhovskaya et al., 1979].

Для обоснования отнесения источников РМА к низам коры кроме петрологического аспекта особое значение приобретает вопрос о глубинах возникновения и существования магнетита (либо другого ферримангнитного ми-

нерала). Анализ устойчивости магнетита в повышенных *PT*-условиях привел авторов [Грин, Рингвуд, 1968] к выводу о переходе окисного железа (в виде магнетита) к силикатному (в виде граната) при давлениях 10,0—13,0 кбар. В работах [Лыков, Печерский, 1984; Печерский, 1991] экспериментально установлены предельные условия появления ферромагнитных минералов из расплавов, близких к базальтам, при $P=15,0\div 20,0$ кбар. Для кристаллизации магнитных минералов в данном случае, согласно работе [Маракушев, Генкин, 1972], необходим и определенный минимум кислорода — $P_{\text{fo}_2}=10^{-8}$ атм при температуре 1200 °С. Таким образом, предельные глубины существования ферромагнитных минералов при литостатическом давлении составляют около 40 км с отклонениями в отдельных случаях, вызванными спецификой развития коры [Генштафт, 2006].

При оценке предельных глубин залегания подошвы нижнего магнитоактивного слоя определяющим является не только состав пород и соответственно концентрация магнитных минералов, но и тип ферромагнетика, характеризующийся температурой потери намагниченности (точка Кюри).

Магнитные минералы земной коры. В природе существует больше десятка ферро- и ферримагнитных минералов, которые могут служить носителями намагниченности пород, создающих аномалии магнитного поля. Однако по вертикальному разрезу коры они распространены весьма неравномерно, так как максимальное количество минеральных разновидностей приурочено к самой верхней ее части, где они образуются в основном в результате химических реакций в высокоокислительных условиях [Третьяк 1983; Трухин 1973]. Прежде всего, это гидроксиды железа (лепидокроцит, гетит, гидрогетит), переходящие в гематит и маггемит при потере воды. В пределах нефтегазоносных областей и провинций в восстановительных условиях появляются магнетит и даже сульфиды железа, такие как пирит, пирротин, грейгит [Физические ..., 1984; Магниторазведка ..., 1987]. Кроме того, в верхах коры имеются магнитные минералы более глубинного генезиса, попадающие сюда в результате магматической деятельности или образующиеся в процессе метаморфизма — титаномагнетиты и гематитоильмениты [Петромагнитная ..., 1994]. С глубиной количество разновидностей минералов-носителей намагниченности коры резко уменьшается. Минералогические исследования показывают, что намагниченность

глубинных горных пород может быть связана с рядом первичных и вторичных рудных минералов и продуктов их разрушения [Петромагнитная ..., 1994]: В рамках рассматриваемой проблемы интерес представляет ограниченное количество магнитных минералов, которые могут присутствовать в нижней коре и верхней мантии и вносить существенный вклад в их намагниченность.

Титаномагнетиты ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$), образуют крупные зерна, продукты распада гематита (температура Кюри (T_C) изменяется от –155 до 580 °С).

Магнетит (Fe_3O_4), феррошпинель ($T_C=580$ °С), вторичный, как правило, развит по силикатам, часто связан с процессом амфиболитизации. В поверхностных условиях окисляется до маггемита и гематита.

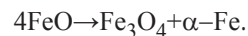
Пирротин (FeS_{1+x}) ($T_C=325$ °С) распространен в небольших концентрациях в протерозойских и архейских метаморфических породах. Обычно встречается в виде массивных выделений, часто в ассоциации с пентландитом.

Железо самородное ($\alpha\text{-Fe}$) ($T_C=769$ °С) встречается в базитах и ксенолитах гранулитов.

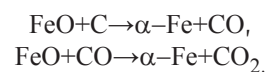
Сплавы металлов, в частности железа и кобальта ($T_C=769\div 1121$ °С), железа и никеля ($T_C=358\div 769$ °С), образующиеся в высоковосстановительных условиях.

Из всех перечисленных минералов в нижней коре наиболее распространенным является магнетит, связанный с магматическими и метасоматическими процессами, а также самородное железо и его сплавы, возникающие в высоковосстановительных условиях. При этом в соответствии с экспериментальными исследованиями могут быть намечены следующие пути образования этих минералов.

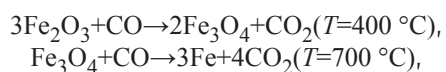
1. Разложение вюститита при температуре ниже 570 °С [Мельник, Стебновская, 1976]:



2. Восстановление вюститита углеродом или окисью углерода, протекающее при относительно низких давлениях и $T=700$ °С [Штейнберг, Лагутина, 1984]:

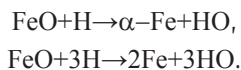


3. Реакции вида

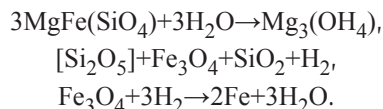


при наличии гематита [Мельник, Стебновская, 1976].

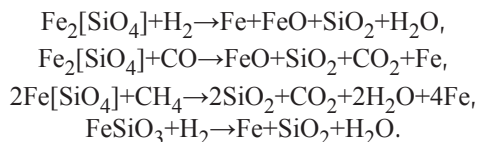
4. Восстановление железа водородом либо природным газом при $T=400\div 500$ °С [Основы ..., 1962]:



5. За счет возникновения восстановительной среды при серпентинизации по реакции типа [Флюидный ..., 1977]:



6. Восстановление самородного железа из минералов [Гантимуров, 1982]:



При $P=1$ атм фаялит не восстанавливается под воздействием CO , CH_4 , H_2 вплоть до 1000 °С [Гантимуров, 1982]. Ферросилит начинает восстанавливаться при $T=500\div 600$ °С. Наиболее реакционным по отношению к водороду является магнетит (от 600 °С и выше), на втором месте — пироксен, оливин в этих условиях устойчив. Отметим также, что водород является более сильным восстановителем по сравнению с окисью углерода. Так, при температуре 400 °С оксиды в 10 раз быстрее восстанавливаются водородом по сравнению с окисью углерода.

В опытах по взаимодействию подвижного флюида разного состава с образцами сильномагнитного габбро, содержащего 5—40 % распавшегося титаномагнетита при $T=800\div 950$ °С, изменение магнитных минералов происходило в соответствии с окислительно-восстановительным режимом: с понижением f_{O_2} титаномагнетит гомогенизировался (падала намагниченность) вплоть до появления металлического железа (намагниченность резко возрастала). С повышением f_{O_2} гомогенизированный титаномагнетит вновь гетерофазно окислялся (распадался), что отмечалось ростом намагниченности. В образцах немагнитного габбро при этих температурах намагниченность не возрастала, т. е. новообразование магнитных минералов из силикатов не происходило, а только силикаты преобразовывались в зерна титаномагнетита и продукты его распада [Печерский, 1991; Петромагнитная, 1994].

Тектонические обстановки, в которых могут формироваться главные минералы-носители

намагниченности, позволяют рассмотреть основные тектонотипы глубинных магнитных источников.

Тектонотипы глубинных магнитных источников. Глубинные магнитные источники, как отмечалось выше, приурочены к структурам, сформировавшимся в режиме растяжения, и относятся в большинстве случаев к мафическому и сиальмафическому петромагнитным типам земной коры [Орлюк, 1984; 2000, Пашкевич и др., 1996 и др.]. Реализация условий растяжения возможна в структурах определенного типа или в отдельных их частях. Индикаторами таких условий могут быть центральные части рифтов (палеорифтов), области основного магматизма в зонах древнейшей консолидации континентальной коры и вулканические пояса как элементы сочленения (шовные зоны разных рангов) разных типов литосферы. Это можно видеть на примере аномального магнитного поля Восточно-Европейской платформы [Орлюк, Марченко, 2011], построенного на основании карты аномального магнитного поля мира [Pugucker, 2007], созданной в результате обобщения и приведения к одному уровню разновременных и разномасштабных наземных, морских, аэро- и спутниковых съемок и изданной под эгидой ЮНЕСКО (рис. 1). В аномальном магнитном поле четко просматривается граница платформы, границы ее крупных сегментов и рассмотренные ранее региональные особенности [Пашкевич и др., 1985; 1990; 1996; Орлюк, 1996; 2000].

Типовая магнитная модель палеорифта построена по схеме, предложенной для Красноморского рифта [Разваляев, 1988]. Для упрощения расчетов принято, что до начала процесса рифтообразования кора по латерали была однородна в магнитном отношении. Магнитные модели рифта просчитаны в порядке, обратном его развитию на прогрессивной стадии развития, учитывая охлаждение системы и достижение породами температур ниже 580 °С, при которых породы, содержащие ферримагнитные минералы (титаномагнетит, магнетит), приобретают намагниченность и вносят определенный вклад в магнитное поле. На рис. 2, а приведены магнитные поля, рассчитанные от модели рифта, заложенного на коре с гранитным (немагнитным) и базальтовым (магнитным) слоями. Поле от модели 1 соответствует этапу его развития, когда область рифтовой долины прогрета практически до поверхности коры (в этом случае рифт проявляется в расчетном поле ярко выраженным минимумом),

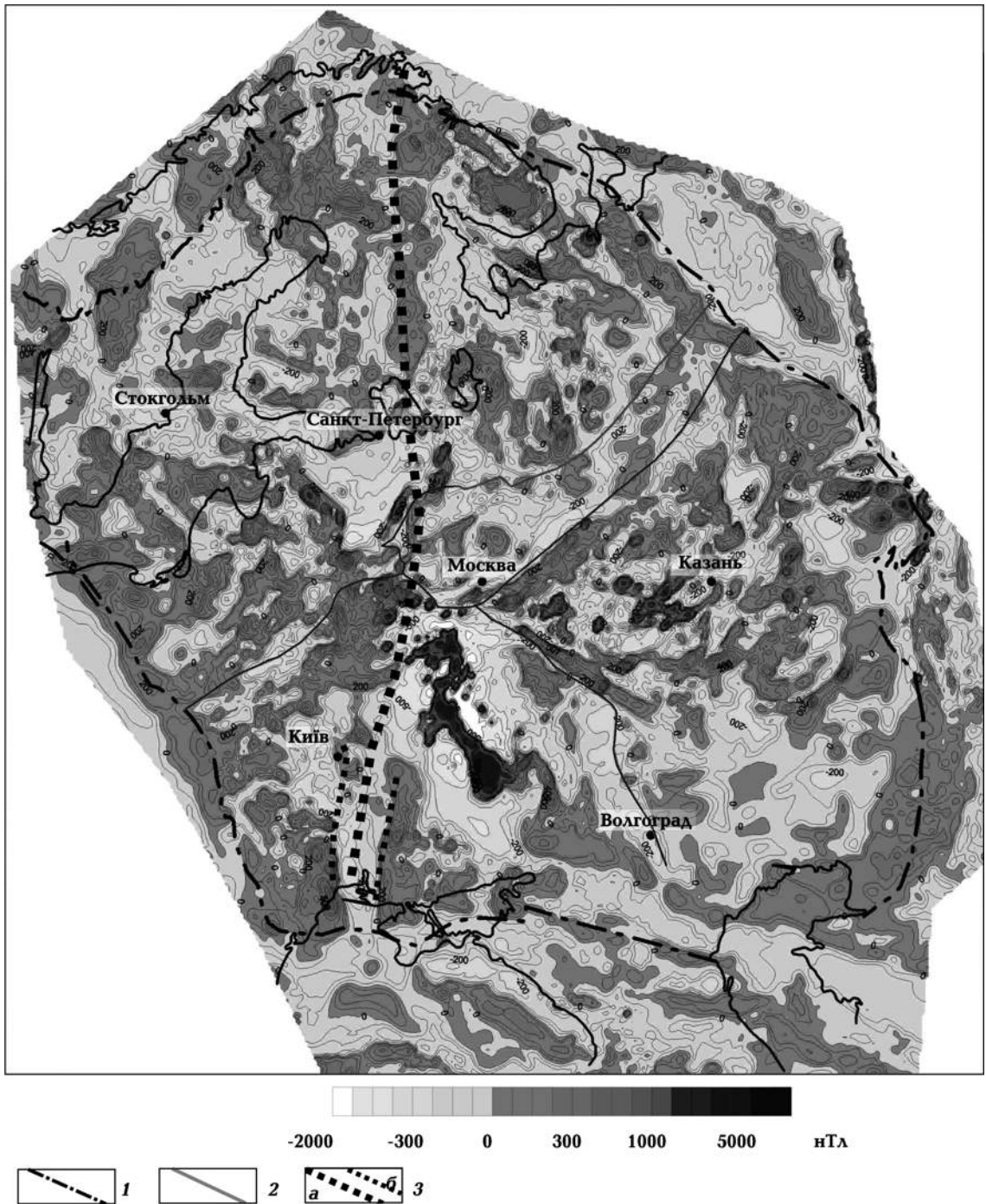


Рис. 1. Аномальное магнитное поле Восточно-Европейской платформы: 1 — граница Восточно-Европейской платформы, 2 — границы ее сегментов, 3 — трансрегиональный тектонический шов (а) и шовные зоны Украины (б).

поле от модели 2 — включению в магнитоактивный слой локальных дайкообразных источников. Модель 3 отражает влияние источников с намагниченностью 2,5—3,0 А/м, а модель 4 включает область коры с намагниченностью 2,0 А/м. При дальнейшем остывании системы могут быть намагничены более глубокие части литосферы до глубин, где температура

достигает точек Кюри магнетита (580 °С) или железа (769 °С). В модели завершающего этапа центральный грабен рифта представлен несколькими локальными аномалиями и слабо отражается в региональной аномалии интенсивностью 100—200 нТл, поскольку согласно данным о намагниченности пород магнитный источник близок по магнитным свойствам к по-

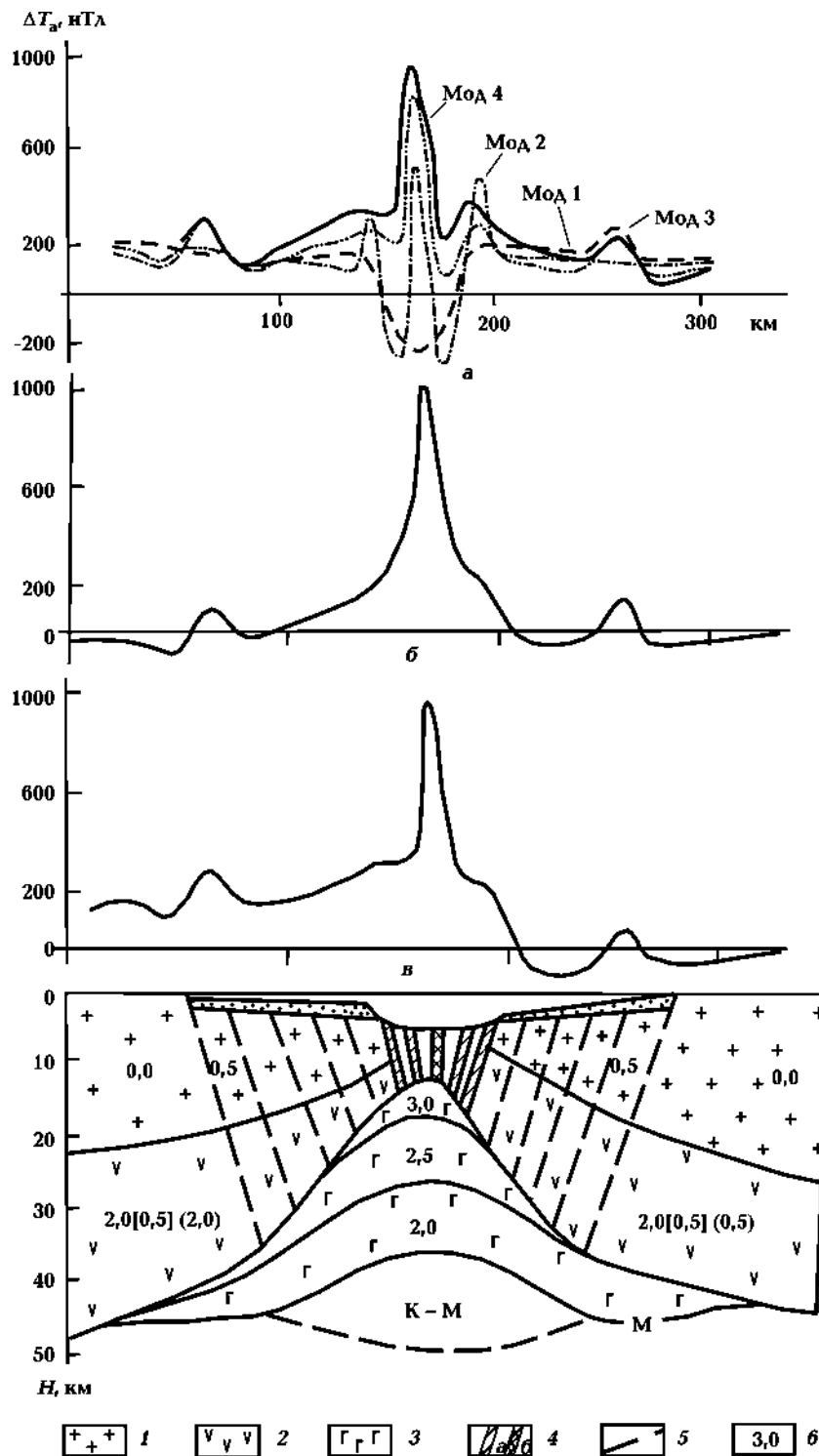


Рис. 2. Аномалии магнитного поля от типовой модели рифта, формирующегося на коре преимущественно основного состава нижней части коры (а), среднего состава (б), на стыке блоков с разной основностью и намагниченностью (в); 1—3 — слои коры преимущественно кислого (1), среднего (2) и основного (3) составов; 4 — дайкообразные тела с намагниченностью 3,0—5,0 А/м (а), 10—12 А/м (б); 5 — разломы; 6 — значения намагниченности слоев, А/м.

родам базальтового слоя коры. В этом варианте возможно либо полное отсутствие аномалий от рифта, либо отрицательная аномалия, если на-

магниченность остывающей породы близка или меньше намагниченности более древних образований коры, на которой образуется рифт.

Формирование рифта на менее основной и практически немагнитной коре (значения намагниченности в квадратных скобках) приводит к другому типу аномального магнитного поля над рифтовой системой (рис. 2, б). В этом случае фиксируется четкая региональная и локальная компоненты аномального магнитного поля. По-видимому, реальным является и вариант развития рифта на границе стыка двух типов коры — магнитного (преимущественно основного состава) и немагнитного (среднекислого) (значения намагниченности в круглых скобках). В этом случае наблюдается хорошо выраженная аномалия от рифта, расположенная в градиентной зоне более длинноволновой компоненты, связанной с разной намагниченностью исходной коры (рис. 2, в).

Типовая магнитная модель субдукционной зоны (островной дуги). Как известно, субдукционная зона является вторым основополагающим звеном концепции новой глобальной тектоники, аналоги которых, как и рифтов, обнаруживают в континентальной коре и с которыми могут связываться источники региональных магнитных аномалий.

За основу при построении модели приняты схемы сочленения океанической и континентальной литосферы [Mitschel, Bell, 1973; Новая ..., 1974]. Значения намагниченности пород приняты согласно данным о средних их величинах для определенного типа пород [Физические ..., 1984; Пашкевич и др., 1986]. Верхнее ограничение магнитоактивной толщи принято горизонтальным и соответствует современному эрозионному срезу. Неучтенная при расчетах часть геологической модели показана пунктиром (рис. 3). Как видно, в расчетном поле можно выделить региональную составляющую (обусловленную «базальтовым корнем»), максимум которой находится над областью поддвига океанической коры под континентальную. Относительным минимумом характеризуется область меланжа и глаукофановых сланцев (океанический желоб), с одной стороны, и континентальной коры, с другой. Минимум, обусловленный в данной модели континентальной корой, предопределен выбором ее магнитной характеристики. В реальной ситуации магнитное поле континентальной части модели может быть разной интенсивности в зависимости от ее состава и величины намагниченности.

Нижнекоровые источники РМА рассмотренных тектонотипов предполагают наличие на разных стадиях их развития глубин-

ных и транскоровых разломов. В частности, глубинные раздвиги и сбросы продольного типа определяют характер развития и магматизма рифтов и зон тектономагматической активизации, а глубинные взбросы и надвиги — субдукционно-обдукционных и шовных зон на их активной стадии развития [Пейве, 1991; Хаин, 2001]. В это время формируются первичные магнитные минералы «магматического» типа. В дальнейшем на сформированные структуры накладываются транскоровые разломы с широким развитием в их глубинных частях диффузных и флюидных процессов, по-видимому, с пластическим течением пород. Эти разломы, будучи своего рода путями проникновения к поверхности Земли рудоносных и гидротермальных растворов, включая углеводороды, определяют размещение многих видов полезных ископаемых [Старостенко и др., 2007; Орлюк, Пашкевич, 2011]. Именно в таких разломных зонах могут происходить процессы возникновения (или уничтожения) магнитных минералов «наложенного» типа по приведенным выше механизмам.

Заключение. Анализ аномального магнитного поля Восточно-Европейской платформы и Украинского щита как одного из ее составных частей показал, что в составе поля имеется достоверно выделенная региональная компонента, обусловленная глубинными источниками литосферы. Наличие таких источников подтверждается данными о возможном существовании и устойчивости ферромагнитных минералов в низах коры. Намагниченность пород связывается с первичными магнитными минералами либо с вторичными, образованными под влиянием глубинных флюидов. Последние имеют непосредственное отношение к ослабленным зонам в глубинных, часто транскоровых, разломах, что объясняет приуроченность источников РМА к зонам сочленения тектонических единиц разного ранга и определяет их тектонотипы.

Рассмотрение типовых магнитных моделей рифтов и зон субдукции земной коры и магнитных моделей реальных структур такого типа позволяют предложить два механизма образования глубинных источников региональных магнитных аномалий. Первый механизм — формирование их на стадии преимущественного растяжения земной коры в зонах рифтов и зонах тектономагматической активизации. Такой механизм формирования магнитной неоднородности сводится к насыщению коры (как правило, на всю мощность) магматиче-

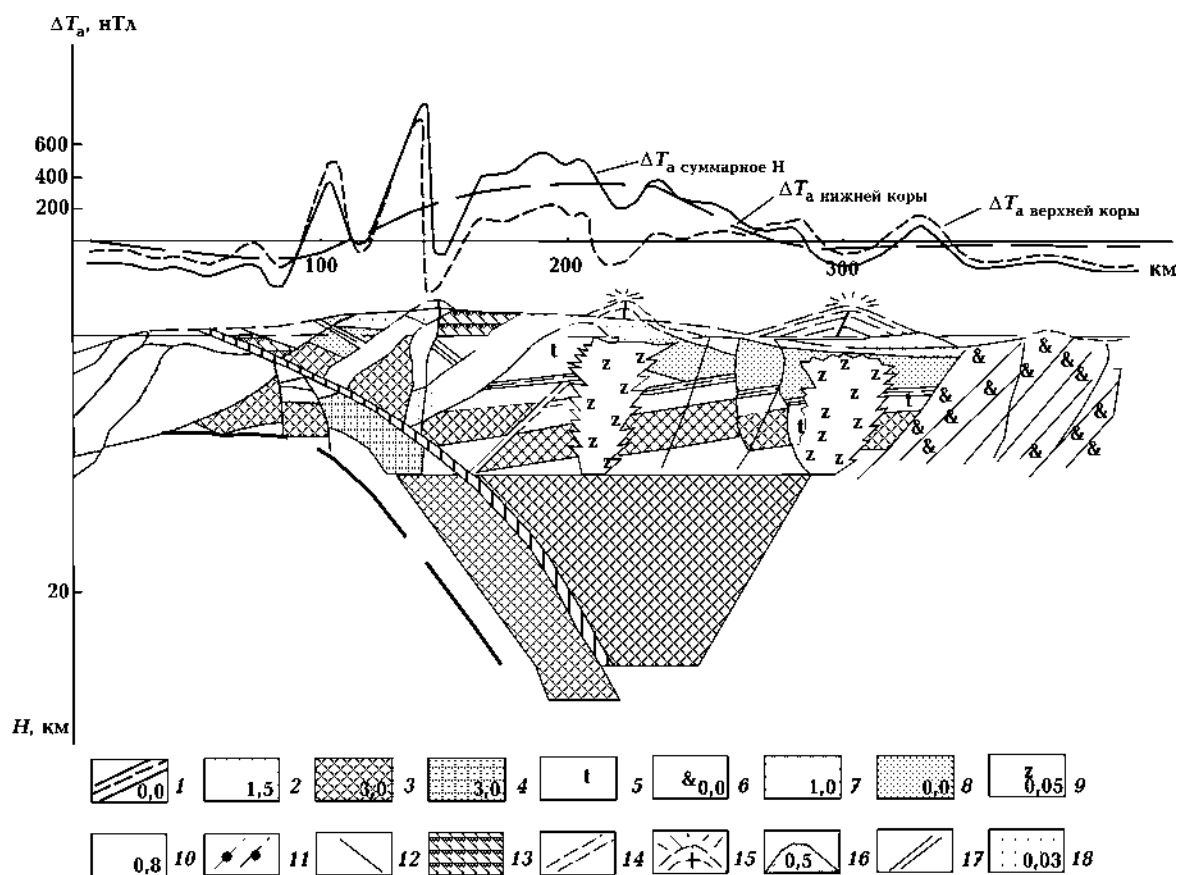


Рис. 3. Схематическая магнитная модель субдукционной зоны: 1—3 — офиолитовые породы океанической коры (1 — пелагические осадки, 2 — подушечные отложения, 1,5 А/м, 3 — габбро и долериты, 3 А/м); 4 — кора окраинного бассейна (габбро и долериты), 3 А/м; 5 — породы высокотемпературной фации метаморфизма; 6 — меланж и глаукофановые сланцы; 7 — подводные дациты, базальтовые андезиты и вулканическая брекчия, 1 А/м; 8 — подушечные лавы и незначительное количество обломочных пород; 9 — гранитовые плутоны, 0,05 А/м; 10 — гранодиоритовые и диоритовые плутоны, 0,8 А/м; 11 — комплексы базальтовых даек и силлов; 12 — дайки; 13 — рифы и рифовые осыпи; 14 — сбросо-сдвиги; 15 — субаэральные лавы и пирокластические породы; 16 — древняя континентальная кора, 0,5 А/м; 17 — плоскость подвига (надвига); 18 — отложения дуг и туфы, 0,03 А/м.

скими образованиями основного и среднего состава при благоприятных окислительно-восстановительных условиях для реализации железа в виде ферромагнитных минералов. Такие источники образуются на ранних стадиях больших тектономагматических циклов и являются первичными по отношению к источникам, которые формируются в результате другого механизма — субдукционно-обдукционного. Механизм их образования двойственен: с одной стороны это подвиг магнитной коры океанического типа в результате субдукции под кору континентального типа с возможным «сдваиванием» магнитоактивных слоев в нижней части коры, а с другой — насыщение верхней части разреза продуктами плавления субдуцированной коры. В дальнейшем на сформированные таким образом глубинные источники земной коры, представленные

магнитными минералами первичного (магматического) происхождения, накладываются источники трансоровых разломов. Трансоровые разломы при этом могут как унаследовать систему глубинных разломов активных этапов формирования рассматриваемых структур, так и формировать новый структурный план. Важно, что магнитные неоднородности обоих типов, возникающие в геодинамическом режиме растяжения земной коры и характеризующиеся благоприятными для образования магнитных минералов термодинамическими и окислительно-восстановительными условиями, могут идентифицироваться как глубинные источники региональных магнитных аномалий. Следовательно, изучение их природы позволяет, во-первых, восстановить характер глубинных процессов, приводящих к образованию магнитных разновидностей соединений

железа, а во-вторых, наметить каналы взаимосвязи верхней мантии с поверхностью Земли,

определяющие металлогеническую специализацию и нефтегазоносность земной коры.

Список литературы

- Андреев Б. А., Рябкова М. С. О выделении региональных магнитных аномалий // Геология и геофизика. — 1968. — № 7. — С. 103—105.
- Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры / Под ред. З. А. Крутиховской. — Киев: Наук. думка, 1982. — 172 с.
- Борисов А. А., Крутякова Г. И. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР // Сов. геология. — 1967. — № 1. — С. 127—130.
- Борисов А. А., Крутякова Г. И., Фирсова Д. Б. Температура верхов мантии в свете анализа геомагнитных данных // Докл. АН СССР. — 1972. — 207, № 5. — С. 1184—1187.
- Булина Л. В. Обобщенный разрез магнитной неоднородности земной коры территории СССР // Геофиз. журн. — 1986. — 8, № 5. — С. 79—84.
- Булина Л. В., Рябкова М. С. Магнитная характеристика складчатых систем на территории СССР // Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. — Ленинград: Наука, 1977. — С. 17—22.
- Булмасов Ф. Л. О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры // Геология и геофизика. — 1962. — № 7. — С. 32—46.
- Винц Б. Д., Почтарев В. И. Построение нормальных магнитных полей расчетным путем // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. — Москва: Наука, 1965. — С. 79—87.
- Волк В. Э., Иванов С. С., Шимараев В. Н. Аэромагнитные данные в исследовании земной коры. — Ленинград: Недра, 1982. — 150 с.
- Гантимуров А. А. Флюидный режим железокремниевых систем. — Новосибирск: СО АН СССР, 1982. — 106 с.
- Геншафт Ю. С. Окислительно-восстановительные условия в литосфере и мантийный магмогенезис // Геофиз. журн. — 2006. — 28, № 5. — С. 52—56.
- Грин Д., Рингвуд А. Петрология верхней мантии. — Москва: Мир, 1968. — 334 с.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980. — 200 с.
- Зиц И., Кинг Э. Исследования земной коры вдоль дуги трансконтинентального большого круга на отрезке от Вашингтона, Федеральный округ Колумбия, до Сан-Франциско // Окраины континентов и островных дуг. — Москва: Мир, 1970. — С. 361—366.
- Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. — Киев: Наук. думка, 1984. — 260 с.
- Каратаев Г. И., Пашкевич И. К. Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. — Киев: Наук. думка, 1986. — 168 с.
- Журавлева Н. А., Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Пушков А. Н., Тюрлина Л. С. Нормальное магнитное поле Украины по наземным и спутниковым данным // Матер. IX конф. по вопросам постоянного геомагнит. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. — Ч. 1. — Баку, 1973. — С. 47—49.
- Колесова В. И., Петрова А. А., Почтарев В. И., Эфендиева М. А. Исследование крупных региональных магнитных аномалий на территории СССР // Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. — Киев: Наук. думка, 1981. — С. 30—38.
- Крутиховская З. А. Глубинные магнитные неоднородности: миф или действительность? // Геофиз. журн. — 1986. — 8, № 5. — С. 3—23.
- Крутиховская З. А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов // Геофиз. сб. — 1976. — Вып. 73. — С. 3—25.
- Крутиховская З. А., Мельничук Э. В., Слоницкая С. Г., Орлюк М. И. Региональные магнитные аномалии и мелкомасштабное прогнозирование полезных ископаемых // Докл. АН УССР. — 1985. — № 4, сер. Б. — С. 37—43.
- Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1982. — 216 с.
- Крутиховська З. А., Пашкевич І. К., Русаков О. М., Соловйов В. Д. Наземна абсолютна магнітна зйомка території Української РСР // Вісн. УРСР. — 1973. — № 9. — С. 101—102.
- Луц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — Москва: Наука, 1974. — 304 с.
- Лыков А. В., Печерский Д. М. О магнитных характеристиках глубинных горных пород // Исследование региональных магнитных аномалий плат-

- форменных областей. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 132—139.
- Магниторазведка.* Справочник геофизика / Под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. — Москва: Недра, 1987. — 470 с.
- Маракушев А. А., Генкин А. Д.* Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их находением в базитах гипербазитах и в медно-никелевых сульфидных рудах // Вестн. МГУ. Геология. — 1972. — № 5. — С. 7—27.
- Матушкин Б. А.* Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ // Сов. геология. — 1967. — № 1. — С. 131—135.
- Мельник Ю. П., Стебновская Ю. М.* Характер распределения железа и условия образования ферромагнитных минералов // Магнитные аномалии земных глубин. — Киев: Наук. думка, 1976. — С. 64—73.
- Новая глобальная тектоника.* — Москва: Мир, 1974. — 471 с.
- Орлюк М. И.* Магнитная модель земной коры Вольно-Подольской плиты Восточно-Европейской платформы и ее петролого-тектоническая интерпретация // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 152—162.
- Орлюк М. И.* Методика и первые результаты построения четырехмерной магнитной модели земной коры Украины // Доп. НАН України. — 1996 — № 5. — С. 95—99.
- Орлюк М. И.* Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа // Геофиз. журн. — 2000. — 22, № 6. — С.148—165.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К.* Теоретические магнитные модели континентальных палеорифтов и островных дуг // Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 5. — С. 32—41.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К.* Магнитная характеристика и разломная тектоника земной коры Шебелинской группы газовых месторождений как составная часть комплексных поисковых критериев углеводородов // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 6. — С. 136—151.
- Орлюк М. И.* Нафтогазоносність земної кори України у зв'язку з її намагніченістю // Нафтова і газова промисловість. — 1994. — № 3. — С. 16—19.
- Орлюк М. И., Марченко А. В.* Розробка 3D магнітної моделі земної кори Східно-Європейського кратону з врахуванням сферичності Землі // Геодинаміка. — 2011. — № 2 (11). — С. 224—227.
- Основы металлургии.* — Т. 2. — Москва: Гос. науч.-техн. изд-во литературы по черной и цветной металлургии, 1962. — 56 с.
- Пашкевич И. К.* Методика выделения и интерпретации региональных магнитных аномалий (на примере Украинского щита) // Геофиз. сб. — 1976. — № 73. — С. 30—36.
- Пашкевич И. К., Марковский В. С., Орлюк М. И., Кутютова А. П., Таращан С. А.* Петрологическое истолкование природы региональной компоненты аномального магнитного поля // Геофиз. журн. — 1986. — 7, №5. — С.26—36.
- Пашкевич И. К., Марковский В. С., Орлюк М. И., Елисеева С. В., Мозговая А. П., Таращан С. А.* Магнитная модель литосферы Европы. — Киев: Наук. думка, 1990. — 168 с.
- Пашкевич И. К., Орлюк М. И., Елисеева С. В.* Региональные магнитные аномалии: решение фундаментальных и прикладных задач // Геофиз. журн. — 1996. — 18, № 6. — С. 3—17.
- Пашкевич И. К., Кутютова А. П., Орлюк М. И.* К вопросу о юго-западном крае Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. — 1985. — 6, № 5. — С. 74—82.
- Пейве А. В.* Эволюция земной коры и мобилизм. — Москва: Наука, 1991. — 252 с.
- Петромагнитная модель литосферы.* — Киев: Наук. думка, 1994. — 175 с.
- Печерский Д. М.* О петромагнетизме низов континентальной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 9. — С. 66—78.
- Печерский Д. М., Орлюк М. И., Пашкевич И. К.* Магнетизм низов земной коры континентов: развитие результатов исследований и идей З. А. Крутиховской // Геофиз. журн. — 2006. — 28, № 5. — С. 40—51.
- Почтарев В. И., Голуб Д. П.* Крупные региональные магнитные аномалии (на примере Южного Каспия) // Магнитные аномалии земных глубин. — Киев: Наук. думка, 1976. — С. 151—157.
- Разваляев А. В.* Континентальный рифтогенез и его предыстория. — Москва: Недра, 1988. — 191 с.
- Рингвуд А.* Состав и петрология мантии Земли. — Москва: Недра, 1981. — 583 с.
- Розе Т. Н.* Региональные магнитные аномалии Украины и их связь с геотектоникой // Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. Физ. наук. — 1937. — № 3. — С. 123—133.
- Ронов Л. В., Ярошевский А. А.* Химический состав земной коры // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. — Киев: Наук. думка, 1971. — С. 192—207.

- Симоненко Т. Н. О привлечении данных магнитометрии к выяснению глубинного строения земной коры // Сов. геология. — 1962. — № 8. — С. 4—15.
- Симоненко Т. Н. Условная классификация региональных магнитных аномалий // Магнитные аномалии земных глубин. — Киев: Наук. думка, 1976. — С. 5—17.
- Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Пашкевич И. К., Бурахович Т. К., Кулик С. Н., Куприенко П. Я., Кутас Р. И., Макаренко И. Б., Орлюк М. И., Цветкова Т. Л. Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением литосферы и геодинамикой // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 6. — С. 3—31.
- Тейлор С. Р., Мак-Леннан К. Дж. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — Москва: Мир, 1988. — 384 с.
- Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. — Киев: Наук. думка, 1983. — 256 с.
- Трухин В. Н. Введение в магнетизм горных пород. — Москва: Наука, 1973. — 275 с.
- Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. — Москва: Науч. мир, 2001. — 604 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Петрофизика. Справочник геофизика / Под ред. Н. Б. Дортман. — 2-е изд., перераб., доп. — Москва: Недра, 1984. — 469 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. — Москва: Наука, 1977. — 210 с.
- Штейнберг Д. С., Лагутина М. В. Углерод в ультрабазитах и базитах. — Москва: Наука, 1984. — 110 с.
- Bhattacharyya B. K., Leu L.-K. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point isothermal surface for geothermal reconnaissance // J. Geophys. Res. — 1975. — 80, № 32. — P. 4461—4465.
- Charles C., Schnetzler and Richard J. Allenby. Estimation of lower crust magnetization from satellite derived anomaly field // Tectonophysics. — 1983. — 93. — P. 33—45.
- Dyrelius D. Aeromagnetic interpretation in a geotraverse area across the central Scandinavian Caledonides // Geol. Foren. Stockholm forhandl. — 1980. — 102, № 4. — P. 421—437.
- Green A. G. Interpretation of Project MAGNET aeromagnetic profiles across Africa // Geophys. J. R. Astron. Soc. — 1976. — 44, № 1. — P. 203—228.
- Haggerty S. E. Mineralogical countast on Curie isotherms in deep crystal magnetic anomalies // Ibid. — 1980. — 5 (2). — P. 105—108.
- Hahn A., Wonik T. Interpretation of aeromagnetic anomalies // European Geotraverse (EGT) Project. Data compilations and synoptic interpretation / Ed. R. Freeman, St. Mueller. — Strasbourg: Commission of the European Communities, 1990. — P. 225—236.
- Hall L. H. Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crystal magnetization in Manitoba and Northwestern Ontario, Canada // J. Geophys. — 1974. — 40, № 4. — P. 403—430.
- Krutikhovskaya Z. A., Pashkevich I. K., Simonenko T. N. Magnetic anomalies of Precambrian Shields and some problem of their geological interpretation // Can. J. Earth Sci. — 1973. — 10, № 5. — P. 629—636.
- Krutikhovskaya Z. A., Silina I. M., Bondareva N. M., Podolyanko S. M. Relation of magnetic properties of the rocks of the Ukrainian Shield to their composition and metamorphism // Can. J. Earth Sci. — 1979. — 16, № 5. — P. 984—991.
- Masin J. The regional aeromagnetic anomalies in Czechoslovakia // Vestn. Ustred. ustavu geol. — 1966. — 41, № 1. — P. 55—57.
- Mayhew M. A., Johnson B. D., Wasilewski P. J. A review of problems and progress in studies of satellite magnetic anomalies // J. Geophys. Res. — 1985. — 90, № 3. — P. 2511—2522.
- Mayhew M. A. Curie isotherm surfaces inferred from highaltitude magnetic anomaly data // J. Geophys. Res. — 1985. — 90, № 3. — P. 2647—2654.
- Mitschel A. H., Bell J. D. Island-arc evolution and related mineral deposits // J. Geology. — 1973. — 81, № 4. — P. 2625—2647.
- Pashkevich I. K., Orlyuk M. I., Eliseeva S. V. Deep magnetic heterogeneity of the Ukrainian Shield in aspect of Precambrian magmatism. European Geophys. Soc., XXVII General Assambley // Abstracts. — Nice, France, 21—26 April, 2002. — P. 117—118.
- Nolte H. J., Hahn A. A. Model of the Distribution of Crystal Magnetization in Central Europe Compatible with the Field of Magnetic Anomalies Deduced from Magsat Results // Geophys. J. Int. — 1992. — 111. — P. 484—496.
- Purucker M. E. Magnetic Anomaly Map of the World // EOS. — 2007. — 88, № 25. — 263 p.
- Riddihough R. P. Regional magnetic anomalies and geology in Fennoscandia: a discussion // Can. J. Earth Sci. — 1972. — 9, № 3. — P. 219—232.
- Rother G. Untersuchungen des anomalen geomagnetischen Feldes: eine Methode zur Lokalisierung der Unterkante der magnetisch wirksamen Erdkruste. — Potsdam, 1979. — 96 p.