

В.С. Куриленко, Е.П. Олейник

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ И ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В ФАНОРОЗОЕ

Резкие изменения параметров траектории кажущейся миграции магнитных полюсов Восточно-Европейской платформы взаимосвязаны с основными геологическими событиями (фазами складчатости и рифтогенеза) на ее территории, в частности с активизацией сдвиговой зоны вдоль Сарматско-Туранского линеамента, возникновением и развитием Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы и инверсией Донецкого складчатого сооружения. Вероятно, эти геолого-геофизические события обусловлены глубинными процессами Земли.

Ключевые слова: траектория кажущейся миграции магнитного полюса, фаза складчатости, рифтогенез, Восточно-Европейская платформа, Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая система.

Введение. Палеомагнитные исследования в комплексе с палеонтологическими, палеоклиматическими, палеогеографическими и другими геологическими данными обуславливают принципиальную возможность планетарной возрастной корреляции геологических образований и строгой изохронности выделяемых единиц. Но главным достижением палеомагнитологии является подтверждение гипотезы «дрейфа» подвижных литосферных плит. В связи с этим создан и успешно функционирует инструментарий количественной оценки величин перемещения и вращения отдельных блоков земной коры, что способствует решению многих общегеологических и прикладных задач глобального и локального масштаба, моделированию палеотектонических обстановок на качественно новом уровне [2, 3].

Цель работы – исследование взаимосвязи кинематических параметров движения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с основными геолого-тектоническими событиями в ее пределах, в частности на Сарматском палеощите, включая его последующие структурно-тектонические трансформации в фанерозое. Подразумеваются раскол палеощита на Украинский щит и Воронежский кристаллический массив, образование Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта, инверсия Донецкого складчатого сооружения. Это позволит предложить новые представления об истории геологического развития региона и применить их в научных исследованиях и практике геолого-разведочных работ.

Краткий обзор палеомагнитологии в части палеотектонических реконструкций. Становление и развитие палеомагнитологии как науки приходится на 50-70-е годы прошлого столетия и связано с именами американских и западноевропейских ученых К. Крика, А. Кокса, Е. Ирвинга, М. Эванса, Л. Неела, Ф. Стейси, С. Ранкорна и др., часть трудов которых переведена на русский язык [8, 14]. На территории бывшего СССР палеомагнитология получила развитие в 70-80-е годы XX ст. благодаря трудам А.Н. Храмова, Л.Е. Шолпо, Б.М. Яновского, С.А. Писаревского, В.П. Апарина, Н.П. Михайловой, А.С. Большакова, Р.А. Комиссаровой и др. [8]. Палеомагнитными исследованиями этих ученых было подтверждено перемещение материковых масс в концепции литосферных плит и выявлена инверсия магнитного поля Земли (МПЗ), на основании чего были истолкованы полосовые магнитные аномалии срединно-океанических хребтов, возникшие при спрединге океанического дна [14]. В последующие годы магнитология развивалась в направлениях совершенствования аппаратурно-методологической обработки фактических материалов, создания мировой базы палеомагнитных данных, оценки их достоверности и надежности, пересмотра и уточнения некоторых параметров и т.д. [9].

Известно, что объектом исследования магнитологии является *естественная остаточная намагниченность* (ЕОН) горных пород, приобретенная ими под воздействием МПЗ. ЕОН обеспечивают кристаллы (зёрна) ферромагнетиков – веществ группы железа;

© В.С. Куриленко, Е.П. Олейник, 2015

она максимальна для магматических пород и минимальна для осадочных с разницей на несколько порядков. ЕОН ориентирована земным магнитным полем той геологической эпохи, в которой порода образовалась, что позволяет получать данные об изменениях МПЗ во времени и пространстве. Однако, со временем ЕОН уменьшается под влиянием различных физико-химических факторов, появляется вторичная (наложенная) намагниченность, вызванная изменениями МПЗ. В итоге доля первичной намагниченности может составлять 30-80% от суммарной. Разработаны различные лабораторные и статистические методы и способы «очистки» первичной намагниченности от наложенной. В результате таких «чисток» из общего массива данных выделяют наиболее надежные и достоверные, позволяющие выстроить жесткий каркас для моделирования «дрейфа» литосферных плит (геоблоков), процессов их консолидации и распада, событий на их окраинах [8, 9].

При палеомагнитных исследованиях измеряют склонения и наклонения стабильной ЕОН образцов горных пород известного возраста. Затем, зная современные координаты мест отбора образцов, по формулам сферической тригонометрии вычисляют местонахождение палеомагнитных полюсов; обычно определяют палеошироту и угловое направление на северный полюс. Определение палеодолготы остается за возможностями данного метода по ряду причин (по керну из скважин невозможно определить магнитное склонение, так как ориентировка самого керна неизвестна; в сложнодислоцированных толщах отдельные блоки могут быть развернуты на неподдающийся учету угол и пр.). Однако, если измерений много и все они произведены для одновозрастных пластов одного и того же региона (геоблока, плиты, континента), путем их статистической обработки и соблюдения ряда условий удается установить наиболее вероятное положение палеомагнитных полюсов в современной системе координат [5, 8]. Сравнивая положения палеомагнитного полюса данного региона для нескольких интервалов геологического времени и соединяя точки кривой, получают *траекторию кажущейся миграции магнитного полюса* (ТКМП). В действительности движется не полюс, а плита, геоблок, континент. У каждой литосферной единицы своя индивидуальная ТКМП. Расхождения в местоположении палеомагнитных полюсов разных континентов послужили в свое время блестящим подтверждением гипотезы «континентального дрейфа» А. Вегенера. ТКМП является главным источником информации в палеотектонических реконструкциях, позволяя осуществить анализ перемещения плит или блоков земной коры по поверхности геосферы, рассчитать абсолютные и относительные кинематические параметры их движения [3, 5, 8]. Методология палеореконов разработана Кс. Ле Пишоном, А. Коксом и Э. Ирвингом, а на постсоветском пространстве – С.А. Ушаковым, Л.П. Зоненшайном, А.Н. Храмовым, В.А. Унксовым и др.

Геоисторические выводы из палеомагнитных исследований строятся на предположении, что МПЗ – это поле магнитного диполя (гипотеза центрального диполя, гипотеза эксцентрического диполя), находящегося в центре Земли и ориентированного по оси ее вращения. Эти гипотезы удовлетворительно «работают» для горных пород возрастом до 20 млн лет, но для более древних пород палеомагнитные данные по различным континентам плохо согласуются между собой по причине или «континентального дрейфа», или изменения МПЗ, или того и другого вместе. Известно, что МПЗ существенно менялось в геологическом прошлом – испытывало частые многочисленные инверсии, а также медленное колебательное (с периодом около 200 млн лет) и общее увеличение магнитного момента диполя (в 3,5-4 раза) за последние 500 млн лет [15]. Ось магнитного диполя, составляющая ныне угол $11,5^\circ$ с осью вращения Земли, в геологическом прошлом также отклонялась, но эти отклонения, как предполагают, происходили вокруг географических полюсов. При многочисленных замерах и статистической обработке этих замеров магнитологи пришли к выводу, что магнитные полюса можно считать совпадающими с географическими в пределах погрешности палеотектонических построений (около 10°), а «дрейфующие» континенты более мобильны, чем медленно меняющий свое положение магнитный диполь Земли [3, 8, 15]. Таким образом, достоверность палеореконов, по мнению Л.П. Зоненшайна, высокая для последних 180-190 млн лет,

довольно надежная для раннего мезозоя и позднего палеозоя и становится все менее надежной в глубь геологического времени [5].

Методика и результаты исследования. Для расчета скорости роста поступательного движения и углов поворота при вращательном движении ВЕП нами использована ТКМП Балтики – составной части ВЕП (рис. 1).

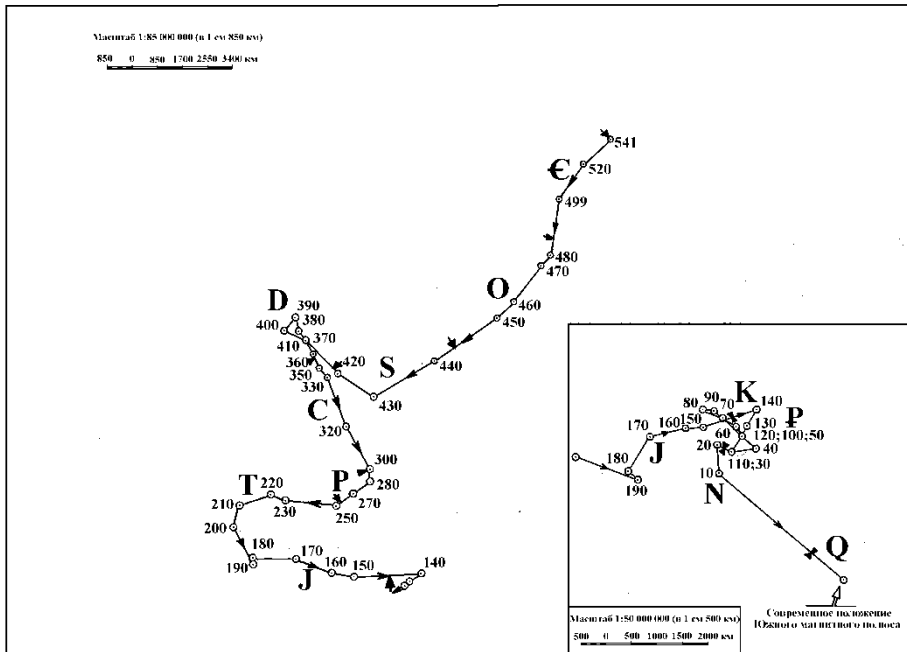


Рис. 1. Траектория кажущегося движения Южного магнитного полюса для ВЕП в фанерозое (по данным [3, 9]).
На врезке – Антарктида

В движении виртуального магнитного полюса прослеживается некоторая поэтапность, которую мы попытались связать с переломными моментами в геологической истории ВЕП (рис. 2). Описание основных геологических событий заимствовано из работ [6, 7, 10, 12].

В период времени 541-430 млн лет назад, охватывающий кембрий, ордовик и ранний силур, южный полюс переместился из центра Евразии (координаты: $\sim 90^\circ$ в.д.; $\sim 57^\circ$ с.ш.) в приэкваториальную Атлантику ($\sim 11^\circ$ з.д.; $\sim 20^\circ$ ю.ш.), двигаясь в юго-западном направлении (азимут $192-244^\circ$) с возрастающей скоростью (от 62 до 287 км/млн лет); левосторонние повороты постепенно сменились на правосторонние (от -12° до $+18^\circ$). В этот период, включающий салаирскую и раннекаледонскую фазы складчатости и разделяющий их максимум раннеордовикского рифтинга, основные геотектонические события развивались на восточном и западном геосинклинальных обрамлениях ВЕП. Салаирская складчатость проявилась далеко за пределами ВЕП – в Алтае-Саянской горной области, а раннекаледонская – на границе с Грампианским (Северо-Атлантическим) геосинклинальным поясом с образованием маломощных пологих покровов сильно метаморфизованных пород с горизонтальными амплитудами от 10-30 до 50 км. Об этом времени, в общем спокойном, мало сведений о тектонической активности в пределах ВЕП, что обусловлено ограниченным распространением нижнепалеозойских отложений. Отметим лишь прогибание Балтийской синеклизы с образованием линейных инверсионных поднятий, дальнейшее формирование Датско-Польского авлакогена на месте рифейского прогиба.

В середине силура (430 млн лет назад) произошел крутой правосторонний поворот в движении полюса на $+56^\circ$, и его азимут сменился на северо-западный ($300-310^\circ$); скорость

снизилась до 42 км/млн лет. Резкая смена азимута движения могла вызвать «оживление» рифейского грабена вдоль Сарматско-Туранского линейamenta.

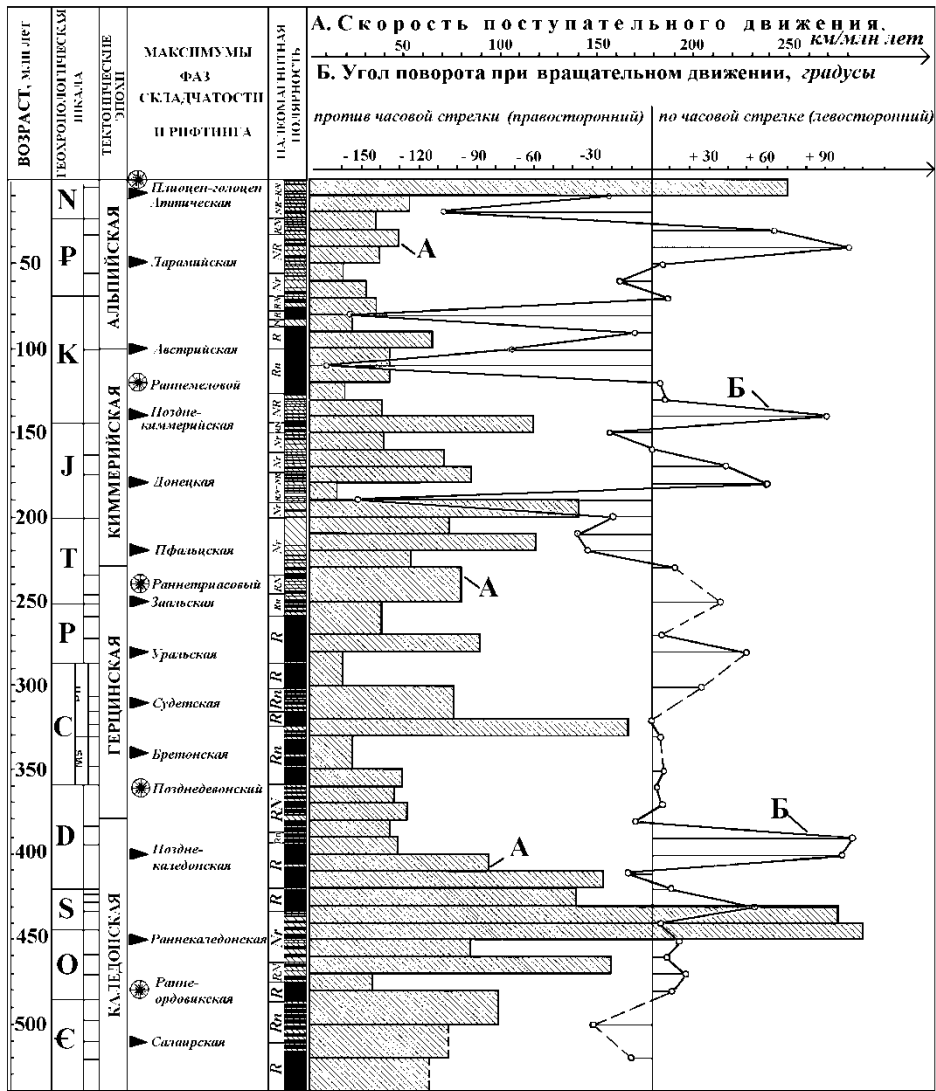


Рис. 2. Сопоставление параметров кажущегося движения Южного магнитного полюса и основных тектонических событий на ВЕП в фанерозое

1) Стратиграфическая шкала (периоды, эпохи) соответствует [16], фазы складчатости и рифтогенеза – [10], шкала палеомагнитной полярности – [8]. 2) Полярность: N – нормальная (прямая); R – обратная; Nr – прямая с прослоями обратной; Rn – обратная с прослоями прямой; NR – перемагничивание с преобладанием прямой; RN – перемагничивание с преобладанием обратной

Виртуальный полюс переместился в экваториальную зону (его координаты в среднедевонское время – 390 млн лет назад: ~ 37° з.д.; ~ 4° с.ш.), описал петлю и двинулся на юг – юго-восток (азимут 145-157°) со слабыми правосторонними поворотами (до + 6°) и резкими скачками скорости (от 22 до 165 км/млн лет). Координаты последней точки на сравнительно прямолинейном участке траектории 300 млн лет назад (поздний девон): ~ 13° з.д.; ~ 42° ю.ш. В девонское время произошел крутой поворот в движении полюса почти на противоположное (под углом 155-160°), что связано, вероятно, с активизацией тектонических процессов и структурной перестройкой ВЕП.

К временному интервалу 390-300 млн лет назад относятся позднекаледонская, бретонская и судетская фазы складчатости, а также позднедевонский рифтогенез. В позднекаледонскую фазу усилилась дифференциация вертикальных движений с амплитудами до 300 м в Балтийской синеклизе, испытала глубокое погружение впадина Осло (до 2 км) с последующей деформацией осадочной толщи, проявилось интенсивное складкообразование в центральной и юго-восточной частях Датско-Польского авлакогена. Эти события связаны с сильнейшими деформациями сжатия в Грампианской геосинклинальной области.

В эпоху позднедевонского рифтогенеза происходит регенерация и расширение некоторых рифейских авлакогенов, в частности вдоль Сарматско-Туранского линеамента с образованием Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы, закладываются новые грабеноподобные впадины в основном в Волго-Уральской области, усилились значительные отчетливо дифференцированные погружения на крайнем северо-востоке (Печорско-Кожвинский, Колвинский и другие авлакогены в Затиманье) ВЕП. Однако масштабы и интенсивность этих процессов уступают рифейским событиям: сеть авлакогенов менее равномерная и густая, охватывает в основном восточную и южную зоны, прилегающие к соседним активно развивающимся геосинклинальным поясам – Урало-Монгольскому и Средиземноморскому; сами авлакогены в общем ориентированы параллельно границам с названными поясами. Позднедевонская активизация рифтогенеза предварялась и сопровождалась мощной вспышкой магматической деятельности с образованием крупных интрузивных массивов на Кольском полуострове, извержениями лав траппового комплекса в Днепровском грабене, внедрением субвулканических и гипабиссальных тел (штоков, даек и силлов) в Донбассе, инъекциями базальтовой магмы в виде силлов и даек в Тиманском, Кировском и Солигаличском авлакогенах.

Остановимся подробнее на описании Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы, поскольку с ней связана одноименная нефтегазоносная провинция – основной поставщик углеводородного сырья Беларуси и Украины. Данная система палеорифтов является крупной структурой типа входящих авлакогенов в тело платформы со стороны Средиземноморского герцинского эпигеосинклинального складчатого пояса под острым углом (25-35°) к границе с платформой. Эта система протягивается в северо-западном направлении (азимут 285-305°) на 1500 км и слепо затухает в бассейне р. Припять. По особенностям структуры и истории развития в нем выделяют три сегмента, сочленяющихся под углами примерно 20°: западный, наименее глубокий – Припятский грабен; средний, промежуточный по глубине – Днепровский грабен, погребенный под Украинской синеклизой; восточный, наиболее глубокий – так называемый Донецкий бассейн, с соотношениями длин 300, 650 и 550 км. Припятский грабен расширяется в западном направлении от 110 до 160 км при толщине осадочного чехла от 2,5-4 км над выступами фундамента до 5,5-6 км над погруженными блоками. Днепровский грабен также расширяется, но в обратном, юго-восточном направлении от 75-90 до 110-130 км, коррелируясь с увеличением осадочного чехла в прибортовых зонах от 3-4 км на западе до 6-7 км на востоке, а вдоль осевой зоны – от 6 до 18 км в том же направлении. Донецкий бассейн шириной около 150 км на востоке погружается под мезозойские отложения и переходит в краевой прогиб, окаймляющий Прикаспийскую впадину.

Существует версия о происхождении данной рифтовой системы в результате крупного правостороннего сдвига вдоль Сарматско-Туранского линеамента с горизонтальным смещением 300-400 км [7, 11]. Мы выполнили реконструкцию положения блоков фундамента на начало фанерозоя, основанную на предположении о генетической связи магнитных аномалий Криворожско-Кременчугской и Курской железорудных формаций как единой линейной структуры в раннепротерозойское время, а ныне расходящихся под углом 38° и разделенных впадиной. Наша реконструкция, заключающаяся в выстраивании магнитных аномалий в одну линию и «закрытии» Днепровского грабена, показала, что Украинский щит сместился вправо на 400 км и испытал дестральный (по часовой стрелке) поворот на 38° относительно ВЕП в районе Воронежского кристаллического массива. Радиус поворота – 650 км. Косой разрыв под углом 60° к оси линеамента положил начало правостороннему сдвигу, образованию и расширению рифтовой расщелины Днепровского грабена [17]. Вероятно, решающим фактором здесь послужило не столько изменение

параметров КТМП, сколько резкая смена направления вращения ВЕП вокруг собственной оси с левостороннего на правостороннее, происшедшее 380 млн лет назад (рис. 1 [3]).

Бретонская и судетская фазы складчатости, выделенные Г. Штилле в Армориканском массиве (западная Франция), неравнозначны в самой герцинской Европе: роль первой была невелика; вторая считается главной в формировании тектонического облика массива – сбросообразование в сочетании с резко выраженной складчатостью в узких грабенах. В пределах ВЕП это время характеризуется быстрым и глубоким погружением не только самих грабенов, но и прилегающих к ним территорий. Днепровско-Донецкая рифтовая система переходит от авлакогенной стадии к синеклизно-миогеосинклинальной с образованием одноименной впадины.

Следующий временной интервал охватывает 90 млн лет (300-210 млн лет назад), когда виртуальный полюс в результате правосторонних поворотов на $+(5-52^\circ)$ приобрел устойчивое западное направление (азимут $235-290^\circ$). На этот интервал приходятся уральская, заальская и пфальцская фазы складчатости, а также пик раннетриасового рифтогенеза. Фазы складчатости отмечались повышенными скоростями поступательного движения ВЕП (88-117 км/млн лет против 17-52 км/млн лет в периоды между фазами). Эта закономерность подмечена и другими исследователями [1, 2]. Координаты полюса 210 млн лет назад: $\sim 70^\circ$ з.д.; $\sim 52^\circ$ ю.ш.

С уральской и заальскими фазами складчатости, приходящимися на пермский период, связан орогенный этап развития Уральской геосинклинальной области. Деформации сжатия, чередуясь с фазами растяжения, захватывают Приуральский краевой прогиб и юго-восточную часть ВЕП. В пермский период происходит инверсия Донецкого грабена и образуется Донецкое складчатое сооружение. Природа происхождения Донбасса является дискуссионной по сей день. Наиболее распространенные взгляды сводятся к тому, что Донбасс является специфичным внутриплатформенным геосинклинальным образованием, представляющим собой (по Н.С. Шатскому) краевую поперечную систему, которая сформировалась под влиянием глубинных разломов, подходящих к краю платформы в ее входящих углах. Донецкий бассейн входит в состав «зачаточной кряжевой полосы» юга ВЕП – «линии Карпинского» [6]. Такими глубинными разломами, ограничивающими с севера и юга всю рифтовую систему, включая Донбасс, являются Барановичско-Астраханский и Припятско-Маньчский [4]. Основные складчатые структуры Донбасса сформировались к концу палеозоя – началу мезозоя, и уже к концу триаса Донецкий кряж был наполовину размыт.

По нашему мнению, происхождение Донецкой складчатой системы связано с упоминавшейся выше подвижкой вдоль Сарматско-Туранского линеамента в позднедевонскую эпоху, активизировавшейся, по-видимому, и в пермское время. Моделирование показало, что междудвигающимися блоками под небольшим углом друг к другу возникает проблема пространства, и самым легким разгрузочным направлением для теснящегося материала является вертикальный подъем. В результате вспучивается шов с сужающимися книзу клиньями и надвинутыми краями [13].

В юго-западной части Балтийского щита формируется палеорифтовая зона (грабен Осло), простирающаяся в субмеридиональном направлении (азимут 20°) почти на 250 км при ширине 40-60 км. В течение перми здесь сначала возникло сводообразное поднятие, что сопровождалось мощными вулканическими извержениями. Затем последовало обрушение приосевой части свода, превратившее его в грабен. Внутри грабена возникло не менее 12 вулканов, испытавших кальдерное обрушение и превращение их в округлые вулcano-тектонические депрессии диаметром 10-15 км. По времени это событие совпадает с раннетриасовым рифтингом. В триасовый период продолжается погружение грабена Осло (в южном секторе Дамбл) и Датско-Польского авлакогена, начавшееся еще в пермское время.

Пфальцская фаза складчатости ярко проявилась в Центральной Европе с преобладанием сбросо-глыбовой тектоники как результат коробления осадочного чехла над глыбами фундамента. В юго-восточной части ВЕП продолжались деформации сжатия. При этом некоторые инверсионные структуры (асимметричные валы и складки, разломы взбросово-надвигового типа) первоначально субмеридионального простирания со временем приобретают субширотную ориентацию (Жигулевский разлом, Оренбургский вал и др.) –

исчезает влияние Уральской геосинклинальной области, усиливается роль Средиземноморского геосинклинального пояса.

За последующий временной интервал 210-140 млн лет назад виртуальный магнитный полюс сначала двигался на юг (координаты полюса 190 млн лет назад: $\sim 78^\circ$ з.д.; $\sim 70^\circ$ ю.ш.), а затем на восток (координаты полюса 140 млн лет назад: $\sim 5^\circ$ в.д.; $\sim 74^\circ$ ю.ш.). С данным интервалом связаны ранне- и позднекиммерийская фазы складчатости, отмечившиеся резким увеличением скорости движения полюса (140 и 116 км/млн лет на фоне 14-84 км/млн лет). Раннекиммерийскую фазу называют также донецкой, так как в это время (180 млн лет назад) произошла активизация тектонических процессов в Донбассе, определившая в основном его современный облик. В юрский период, когда произошла перемена азимута движения виртуального полюса с южного на восточный, в центральной и восточной частях ВЕП авлакогены Кировский, Солигаличско-Яренский, Пачелмский, Доно-Медведицкий и другие, пассивные с конца девона, «оживают» и проходят инверсионную стадию развития. В авлакогенах Печорской впадины и Тиманской зоны инверсионные поднятия превратились в сундучные и асимметричные складки, осложненные взбросо-надвиговыми деформациями. В пределах Кировского авлакогена начинает формироваться субмеридиональный Вятский вал, а на месте обрамляющих авлакоген сводовых поднятий возникают инверсионные впадины. Параллельно Вятскому и одновременно с ним формируется Сухонский вал на месте Солигаличско-Яренского авлакогена. Продолжается погружение Датско-Польского авлакогена.

Временной репер 140 млн лет знаменателен тем, что траектория движения виртуального полюса круто изменила направление с восточного на юго-западное. С этим временем совпадает пик активности позднекиммерийской фазы складчатости. Данная фаза проявилась в пределах ВЕП началом инверсионных процессов в Пачелмском авлакогене – возникли Окско-Цнинский и Керенско-Чембарский валы, поднялся Пачелмский горст. Их рост протекал импульсивно и был наиболее интенсивным в поздне меловую эпоху – в австрийскую фазу складчатости. В зоне Доно-Медведицкого авлакогена формируется одноименный мегавал, здесь начинается и продолжается в мелу и палеогене развитие инверсионных коробчатых брахиформных поднятий. Что касается Донбасса, мы полагаем, что резкий поворот КТМП инициировал дальнейший сдвиг вдоль Сарматско-Туранского линеймента и инверсионные процессы.

Остальное время (140-10 млн лет назад), включающее австрийскую и ларамийскую фазы складчатости и раннемеловой рифтогенез, характеризуется крайней неустойчивостью азимутов движения полюса, меняющихся через каждые 20-40 млн лет на $109-180^\circ$, и небольшими скоростями его перемещения (17,5-64 км/млн лет). В это время продолжается воздымание Доно-Медведицкого вала, происходят подвижки по разломам взбросо-надвигового типа на северном обрамлении Прикаспийской впадины, а также на северной окраине Донбасса.

Для последних 10 млн лет характерно аномальное расстояние между прошлым и современным положениями магнитного полюса – около 2500 км (координаты соответственно: $\sim 131^\circ$ в.д.; $\sim 68^\circ$ ю.ш. и 83° з.д., 50° ю.ш.). Последняя, аттическая фаза тектонической активности на ВЕП относится к позднему плиоцену. С этой фазой связано оживление некоторых древних авлакогенов в пределах Балтийского щита. Образовавшиеся в это время тектонические впадины Ботнического и Кандалакшского заливов, центральной части Балтийского моря и Ладожского озера наследуют или возрождают рифейские грабенообразные структуры. Возможно, эта активизация связана с «расшатыванием» структуры щита в ходе неоднократных гляциоизостатических погружений и всплываний. Но в это же время образовались небольшие грабенообразные структуры на северо-западном краю Прикаспийской впадины (субмеридиональные Камышинский, Александровский и Балыклейский грабены в Нижнем Поволжье). Оживление грабенообразных структур следует связывать с последним рифтингом в истории ВЕП – плиоцен-голоценовым.

Выводы. Изложенное свидетельствует о прямой взаимосвязи между фазами складчатости и рифтинга с резкими изменениями значений скоростей и (или) азимутов движения виртуального магнитного полюса. Возможно, эти геолого-геофизические события обусловлены глубинными (мантийными) процессами Земли.

Резкие изменения параметров КТМП связаны с активизацией сдвиговой зоны вдоль Сарматско-Туранского линейamenta, с возникновением и развитием Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы и инверсией Донецкого складчатого сооружения.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Апарин В.П. Вариации интенсивности вулканизма и скоростей перемещения континентальных плит в фанерозое / В.П. Апарин // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 264, № 5. – С. 1178-1181.
2. Апарин В.П. Периодические изменения скорости перемещения палеомагнитных полюсов в фанерозое / В.П. Апарин, В.С. Веденков // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 222, № 2. – С. 415-416.
3. Бахмутов В.Г. Геодинамика Восточно-Европейской платформы в среднем палеозое (по палеомагнитным данным) / В.Г. Бахмутов, М.М. Тейсер-Еленська, М. Кадзялко-Хофмоэль и др. // Геол. журн. – 2013. – № 2 (343). – С. 17-25.
4. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / под ред. В.К. Гавриша – Киев : Наук. думка, 1989. – 208 с.
5. Зоненшайн Л.П. Палеогеодинамика / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин – М.: Наука, 1993. – 192 с.
6. Лазько Е.М. Региональная геология СССР. В 2-х т. / Е.М. Лазько – М.: Недра, 1975. – Т. 1. – 336 с., Т. 2. – 464 с.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли / Е.Е. Милановский – М.: Недра, 1983. – 280 с.
8. Палеомагнитология / под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
9. Поляченко Е.Б. Балтика в системе среднепалеозойских палеотектонических реконструкций / Е.Б. Поляченко, В.Г. Бахмутов / Геоинформатика. – 2014. – № 3 (51). – С. 40-46.
10. Рослий І.С. Космохронологія і періодичність галактичних років за геодинамічними, структурно-тектонічними і палеогеографічними ознаками геохронології // Геол. журн. – 2014. – № 4 (349). – С. 115-130.
11. Рослий І.С. Регіональний рифтогенез, геодинаміка і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецького авлакогену / І.С. Рослий – К.: УкрДГРІ, 2006. – 330 с.
12. Руттен М.Г. Геология Западной Европы / М.Г. Руттен – М.: Мир, 1972. – 448 с.
13. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию / Э.У. Спенсер – Л.: Недра, 1981. – 368 с.
14. Стейси Ф. Физика Земли / Ф. Стейси – М.: Мир, 1972. – 343 с.
15. Тяпкін К.Ф. Фізика Землі / К.Ф. Тяпкін – К.: Вища шк., 1998. – 292 с.
16. International Commission on Stratigraphy, August 2012 // www.stratigraphy.org.
17. Kurilenko V. Towards the problem of genesis of Pripyat-Dnieper-Donetsk avlacogen / V. Kurilenko, E. Petrova, T. Gusynina // Геофиз. журн. – 2010. – № 4. – С. 73-75.

В.С. Куріленко, О.П. Олійник ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДАНИХ ТА ОСНОВНИХ ТЕКТОНІЧНИХ ПОДІЙ НА СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКІЙ ПЛАТФОРМІ В ФАНЕРОЗОІ

Виразні зміни параметрів траєкторії уявної міграції магнітних полюсів Східно-Європейської платформи взаємопов'язані із основними геологічними подіями (фазами складчатості і рифтогенезу) на її території, зокрема з активізацією скидової зони вздовж Сарматсько-Туранського лінеаменту, виникненням і розвитком Прип'ятсько-Днепровсько-Донецької рифтової системи та інверсією Донецької складчастої споруди. Можливо, що ці геолого-геофізичні події обумовлені глибинами процесами Землі.

Ключові слова: траєкторія уявної міграції магнітних полюсів, фаза складчатості, рифтогенез, Східно-Європейська платформа, Прип'ятсько-Днепровсько-Донецька рифтова система.

V. Kurilenko, O. Oliynuck INTERCONNECTION OF PALEOMAGNETIC DATES WITH PRINCIPAL TECTONIC EVENTS WITHIN THE EAST-EUROPEAN PLATFORM IN PHANEROZOIC

Sharp changes in parameters of Apparent Polar Wander Paths of East-European platformis connected with activation of Principal geological and geophysical Events (phases of folding and rifting) in his territory, in particular, with activation of displacement zone along Sarmat-Turan lineament, with origin and development of Pripyat-Dnieper-Donetsk rift system and with inversion of Donetsk fold building. Probably, this geological-geophysical appearances are stipulated by deep processes in Earth.

Keywords: Apparent Polar Wander Path, phase of folding, rifting, East-European platformis, Pripyat-Dnieper-Donetsk rift system.

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

Володимир Степанович Куріленко

E-mail: geoj@bigmar.net або vskgeo@mail.ru

Олена Петрівна Олійник

E-mail: saltlena@mail.ru

Стаття надійшла 20 вересня 2014 р.