

Выводы. Сложная многоэтапная история геологического развития Анновского месторождения обусловила высокую вариативность минерального и химического состава железистых кварцитов его продуктивной толщи. По данным статистической обработки результатов более 100 полных силикатных химических анализов, были выделены три основные группы химических компонентов железистых кварцитов: железосодержащие, балластные и вредные. По их количественным соотношениям определяется качество железистых кварцитов как бедных железных руд, нуждающихся в обогащении. Внутри групп и между компонентами разных групп существуют тесные позитивные и негативные корреляционные связи. Изучение особенностей химического состава бедных магнетитовых руд месторождения дает возможность уточнить их качественные и количественные характеристики, особенности образования магнетитовых кварцитов, выделить петрохимические типоморфные показатели минеральных разновидностей и технологических сортов руд, решить ряд других теоретических и прикладных проблем.

Библиографический список

1. Белевцев Я.Н., Кулик Д.А., Коржнев М.Н. и др. Железисто-кремнистые формации европейской части СССР. Железонакопление в докембрии. - Киев: Наукова думка, 1992. - 228 с.
2. Карпенко С.В., Евтехов В.Д. Соотношение значений общего содержания железа и содержания его растворимых форм в рудах Анновского месторождения (Криворожский бассейн) // Геолого-мінералогічний вісник. - 2006. - №2(16). - С. 208-211.
3. Лазаренко Е.К., Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И. и др. Минералогия Криворожского бассейна. - Киев: Наукова думка, 1977. - 544 с.
4. Пирогов Б.И., Стебновская Ю.М., Евтехов В.Д. и др. Железисто-кремнистые формации европейской части СССР. Минералогия. - Киев: Наукова думка, 1989. - 168 с.
5. Семененко Н.П., Бордунов И.Н., Половко Н.И. и др. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. - Киев: Наукова думка, 1978. - Т. 2. - 368 с.

© Карпенко С.В., Евтехов В.Д., Евтехов Е.В., 2008

УДК 551.14/.16:550.834+552.1+551.24

Докт. геол. наук КОБОЛЕВ В.П., докт. геол.-мин. наук ОРОВЕЦКИЙ Ю.П. (Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев)

ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКИЙ ГОРЯЧИЙ ПОЯС

Днепроовско-Донецкий горячий пояс Земли, подобно другим аналогичным геотектоническим структурам, - рифтогену горячего пояса Гренвилл (Северная Америка), георифтогеналям Восточно-Тихоокеанской, Центрально-Индийской и Аравийско-Индийской (Карлсбергской) связан с протерозойским палеомагнитным экватором [1]. Выходя на Евразийский континент с юга, этот экватор меняет свое направление на северо-западное (рис. 1) и в районе Складчатого Донбасса, вблизи точки «Б» (Полтавский рифтогенный узел [2]) предопределяет такое же северо-западное направление позднепротерозойского Днепровского грабена, который принадлежит Днепровско-Донецкому палеорифту [3-10]. Структура последнего располагается между Воронежским кристаллическим массивом на севере и Украинским щитом на юге. Его тектоническое сооружение имеет сложное строение. В основании располагается Днепровский грабен, который выполнен протерозойскими осадками общей мощностью до 10 км [3, 10]. Выше находится более широкий, уже палеозойский грабен, разрез которого сложен вулканогенно-осадочной толщей девона-нижнего визе. На этом грабене, начиная с позднего визе, сформировалась пологая и

широкая платформенная депрессия типа синеклизы [5-7]. Девонский магматизм в регионе развит широко и представлен трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой, базальт-долеритовой и щелочно-ультрабазитовой формациями [8]. Последняя формация, как известно, является продуктом недеплетированной мантии.

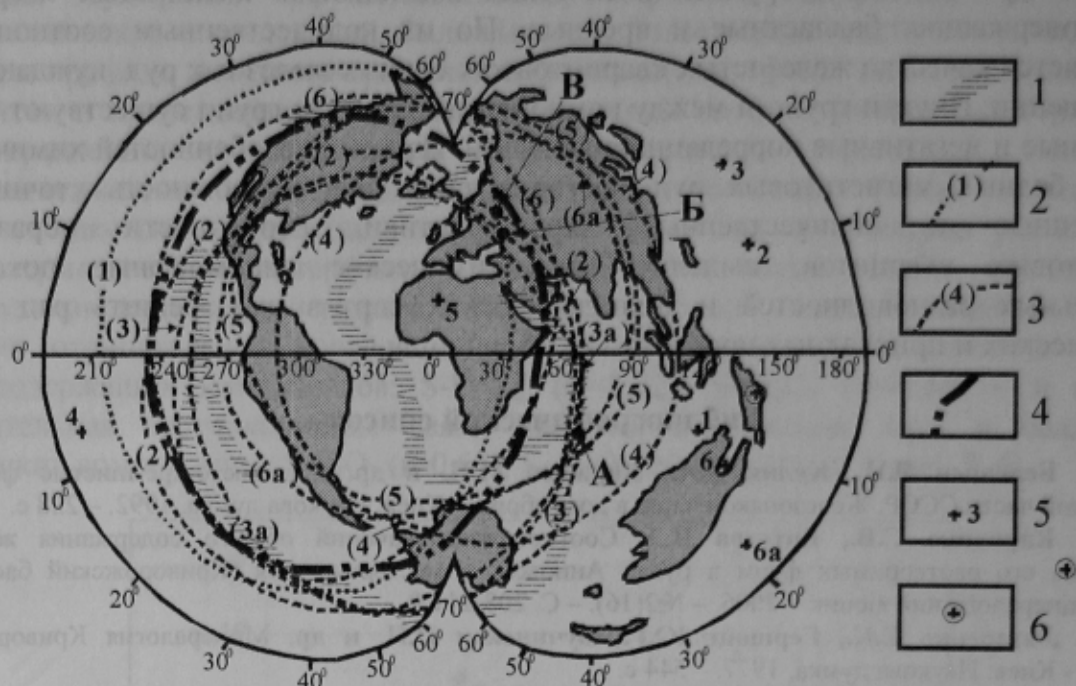


Рис. 1. Пространственное положение дофанерозойских палеомагнитных экваторов Земли (по [1]): 1 - срединно-океанические хребты; палеомагнитные экваторы: 2 – архейский (1), 3 – протерозойские (2÷6а), 4 - осредненный; палеомагнитные полюса: 5 – частные, 6 – осредненный. Буквенная индексация точек: А – тройная точка Родригес, Б – Полтавский рифтогенный узел (пересечение Восточно-Европейско-Мозамбикского с Сарматско-Туранским горячим поясом), В – Верхневолжский мантийный плюм (пересечение Восточно-Европейско-Мозамбикского с Каспийско-Балтийским горячим поясом)

Согласно сейсмическим данным [10], залегание раздела М под палеорифтом находится на глубине 30-40 км, увеличиваясь к Воронежскому кристаллическому массиву и Украинскому щиту до 40-50 км и более (рис.2, 3).

В связи с девонским глубинным магматизмом обратим внимание на пространственное положение девонского палеомагнитного экватора (20), который рекуррентно повторяет направление протерозойского своего аналога (3) в структуре Днепровско-Донецкого горячего пояса (рис. 4).

Полтавский рифтогенный узел [2] расположен в месте пересечения древнего меридионального рифтогена Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса [1] с диагональной структурой Днепровско-Донецкого палеорифта в районе г. Полтава. Время заложения этих структур растяжения – архей и протерозой соответственно. Под этим участком земной коры наблюдается куполовидный подъем раздела М, а в верхней мантии – такое же воздымание слоя с пониженной скоростью с глубины 70 до 50 км [10]. Представляется, что создавшаяся обстановка характеризует внедрение под земную кору крупного глубинного магматогена по тектонически ослабленной зоне Полтавского рифтогенного узла. Девонские эффузивы представлены здесь в основном щелочно-ультрамафитовой формацией, что подтверждает их транспортировку со значительных мантийных глубин [2, 8].

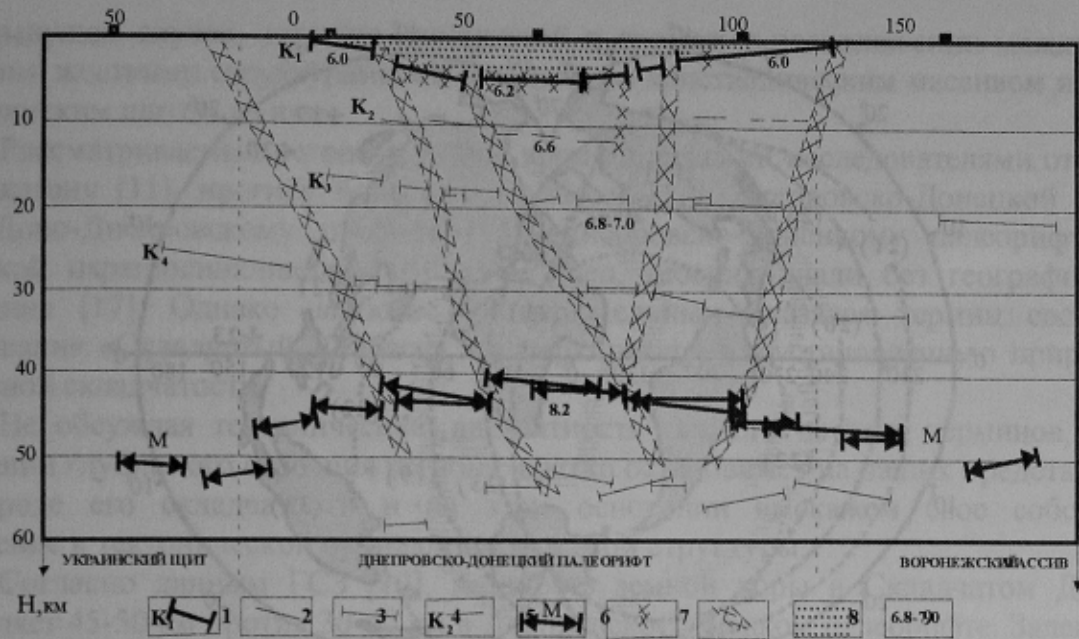


Рис. 2. Глубинное строение Днепровско-Донецкого палеорифта вдоль профиля ГСЗ Киев – Гомель (по [9]): 1 – граница фундамента; рефлекторы: 2 – слабые, 3 – сильные; 4 – внутрикоровые границы; 5 – раздел М; 6 – локальные разломы; 7 – глубинные центриклинальные разломы; 8 – осадки, 9 – сейсмические скорости, км/с

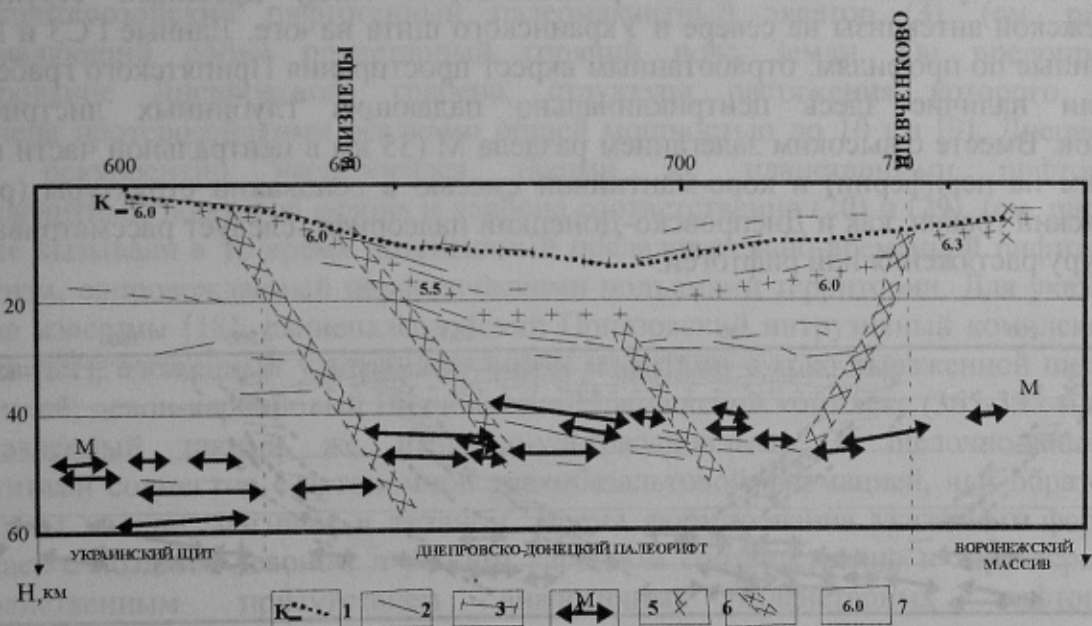


Рис. 3. Глубинное строение Днепровско-Донецкого палеорифта вдоль профиля ГСЗ Шевченко – Близнецы (по [10]): 1 – граница фундамента; рефлекторы: 2 – слабые, 3 – сильные; 4 – раздел М; 5 – локальные разломы; 6 – глубинные центриклинальные разломы; 7 – сейсмические скорости, км/с

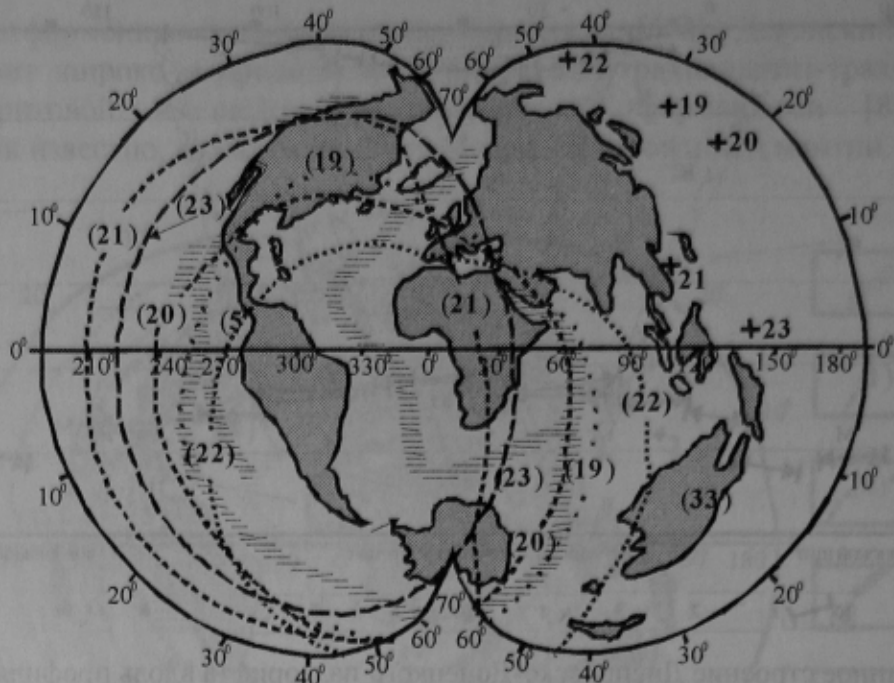


Рис. 4. Схема расположения палеомагнитных экваторов в девоне (по [1]). 1 - срединно-океанические хребты; палеомагнитные экваторы: 2 - частные с их номерами, 3-осредненный; палеомагнитные полюса: 4 - частные с их номерами, 5-осредненный

Далее на северо-запад Днепровско-Донецкий рифтоген продолжается Припятским грабеном. Он также располагается между древними структурами Воронежской антеклизы на севере и Украинского щита на юге. Данные ГСЗ и МОГТ, полученные по профилям, отработанным вкрест простирания Припятского грабена [9], показали наличие здесь центриклинально падающих глубинных листрических разломов. Вместе с высоким залеганием раздела М (35 км в центральной части против 40-45 км на периферии) и коро-мантийной смесью в основании структуры (рис. 5). Припятский грабен, как и Днепровско-Донецкий палеорифт, следует рассматривать как структуру растяжения или рифтоген.

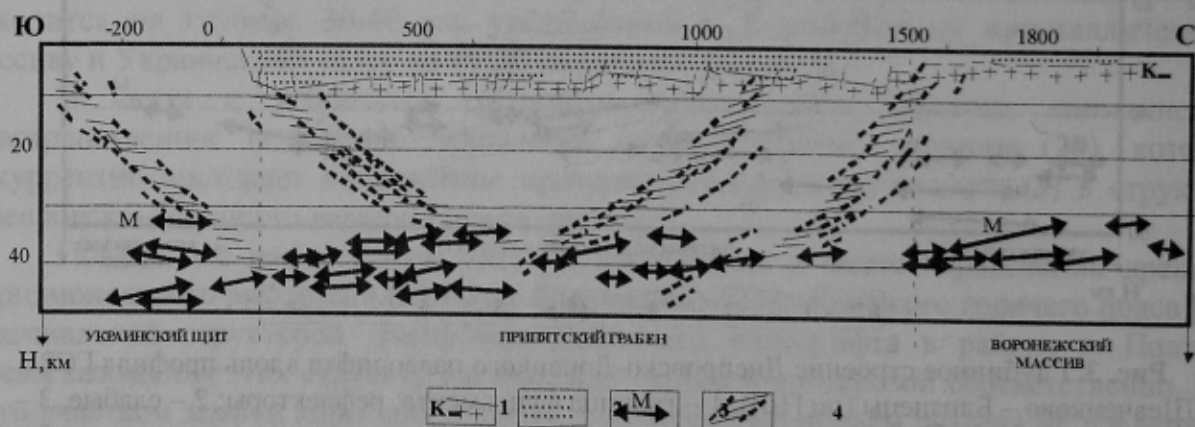


Рис. 5. Глубинное строение Припятского грабена (по [9]): 1 – граница фундамента, 2 – осадки, 3 - раздел М, 4 - листрические разломы

Заложение Припятского рифтогена относят к концу среднего - началу позднего девона [6, 9], в связи с чем необходимо снова вспомнить о соответствующем поведении здесь палеомагнитного экватора (20) (см. рис. 4).

В юго-восточном направлении Днепровско-Донецкий палеорифт переходит в локальное складчатое сооружение Донбасса. Тектоническая позиция последнего, как и

в предыдущем случае, остается неизменной и состоит в расположении между двумя древними жесткими структурами – Воронежским кристаллическим массивом на севере и Украинским щитом на юге.

Рассматриваемый регион в разное время и разными исследователями относился к авлакогену [11], прогибу Большого Донбасса [12], Днепровско-Донецкой впадине [13], Доно-Днепровскому прогибу [14], Днепровско-Донецкому палеорифту [15], Донецкой парагеосинклинали [16] и, наконец, геосинклинали без географического уточнения [17]. Однако наиболее употребительным оказался термин свободного пользования «Складчатый Донбасс», подчеркивающий неуставленную природу его локальной складчатости.

Не обсуждая тектоническую адекватность каждого из этих терминов, мы, на основании глубинного строения региона, кратко остановимся на наших представлениях о природе его складчатости и на этом основании выскажем свое собственное отношение к тектонической принадлежности этой структуры.

Согласно данным ГСЗ [10], мощность земной коры в Складчатом Донбассе составляет 45-50 км против 30-40 км в Днепровско-Донецком палеорифте. Залегающий выше «коро-мантийный» слой, который принято считать показателем рифтогенеза, имеет мощность всего лишь 4-5 км, а «базальтовый» геофизический слой – 10-25 км, что, видимо, можно связывать с преимущественно магматической его природой. «Гранитный» геофизический слой в разрезе земной коры Донбасса полностью отсутствует.

Геологическая предыстория Донбасса, согласно [1], началась около 700 млн. лет тому назад. В это время на современной его территории располагался позднпротерозойский рифтогенный палеомагнитный экватор (3), (см. рис. 1), представляющий собой планетарный горячий пояс Земли. Он предопределил формирование Днепровского грабена, структура растяжения которого сейчас выполнена протерозойскими осадками общей мощностью до 10 км [9]. Днепровский грабен рекуррентно наследовался такими же планетарными рифтогенами палеомагнитных экваторов девона и карбона соответственно (20) и (29), (см. рис. 4, 6), которые вызывали в то время интенсивный последовательно-временной рифтогенный магматизм, сопровождаемый периодическими подъемами территории. Для указанного периода известны [18]: раннепалеозойский Приазовский интрузивный комплекс (410-380 млн лет), сложенный ультрамафитами и мафитами с ярко выраженной щелочной тенденцией; девон-карбонный Волновахско-Еланчикский комплекс (365-335 млн лет), представленный такими же щелочно-ультраосновными и щелочно-основными магматитами совместно с автономной трахибазальтовой формацией, чьи образования обогащены калием, магнием и титаном. Время формирования указанных формаций совпадает с поздним девоном и ранним карбоном соответственно и характеризуется пространственным присутствием аналогичных планетарных рифтогенных палеомагнитных экваторов. Следующая магматическая фаза в регионе представлена раннекарбонными толеит-базальтами (350-330 млн лет) – продуктом плавления континентальной мантии. Щелочными породами Покрово-Киреевского комплекса (330-300 млн лет) завершается в карбоне известная палеозойская история магматизма в Донбассе. Приведенные данные указывают на то, что ее длительность составляла, как минимум, 100 млн. лет и связывается нами с наследованием его территорией в это время рифтогенных палеомагнитных экваторов девона и карбона. На этом основании время рифтового магматизма в Донбассе следует ограничивать, по-видимому, не средним-верхним девоном, как это предлагается в [18], а продлить его до среднего карбона, то есть еще минимум на 50 млн. лет.

Наиболее древними породами, которые залегают на кристаллическом фундаменте, являются маломощные континентальные и прибрежно-морские осадки среднего девона [16]. Это свидетельствует о сравнительно высоком стоянии территории в это время. Каменноугольные отложения представлены угленосной толщей. Их максимальная мощность (18 км), как и глубокое (до 40 км) залегание раздела М, обусловлены резким погружением, которое, по-видимому, было связано здесь с очередным рифтингом, вызванным карбоновым палеомагнитным экватором (29), (см. рис. 6).

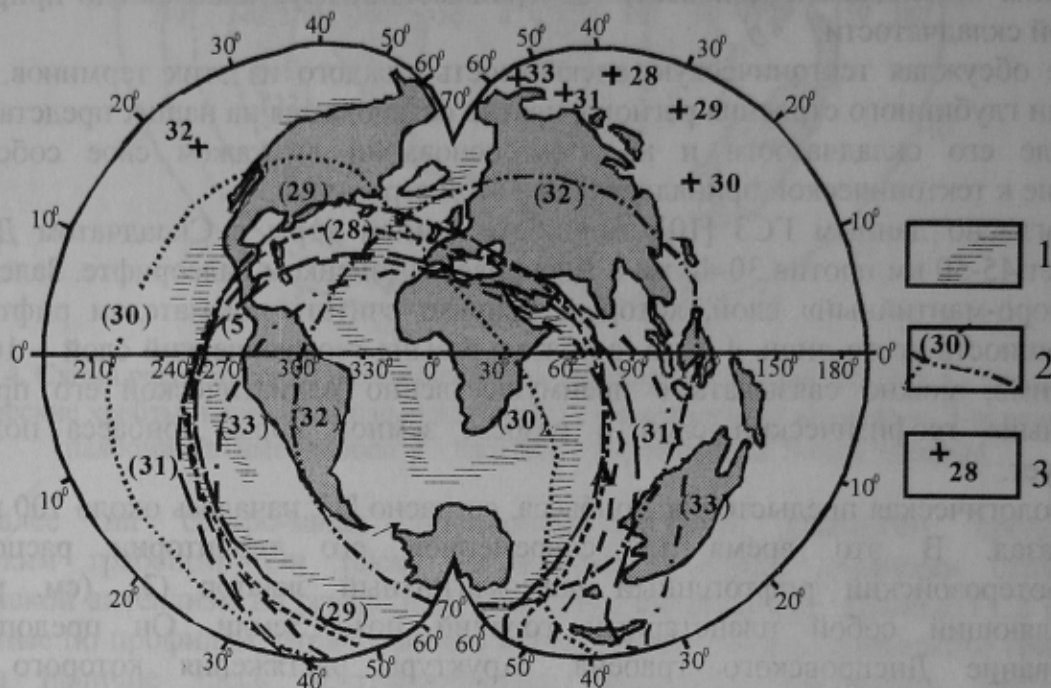


Рис. 6. Схема расположения палеомагнитных экваторов в карбоне (по [1]): 1 - срединно-океанические хребты; 2 - палеомагнитные экваторы с их номерами; 3 - палеомагнитные полюса с их номерами

В конце карбона - начале перми, согласно фациальному анализу, начинается подъем территории. Его апогей приходится на киммерийскую тектоническую эпоху (триас - поздний мел) и связывается с внедрением уже не под земную кору, как это было в Днепровско-Донецком палеорифте, а непосредственно в ее толщу, крупного магматогена [17]. По-видимому, с его внедрением связано наличие на территории Донбасса щелочных базальтоидов и андезит-трахиандезитов [18]. О приуроченности его к одному из палеомагнитных экваторов, сведений в нашем банке данных нет. Однако о мантийных его истоках, и, следовательно, соответствующей перегретости вещества, информируют не только присутствующие в базальтоидах высокие содержания щелочей, но и повышенные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ [17]. Кроме того, по данным магнитотеллурического зондирования в земной коре региона зафиксировано относительное снижение удельного электрического сопротивления [17], что не исключает наличия в настоящее время на глубине, по-видимому, остаточных, магматических расплавов. Повышенная плотность теплового потока в тектонически проницаемых зонах ($\sim 100 \text{ мВт/м}^2$) указывает на сильный прогрев земной коры Складчатого Донбасса остывающим магматогеном. Этот прогрев выразился как в метаморфизме углей до антрацитовой фации, так и в обязательно сопровождающемся в таких случаях приращении объема прогреваемых пород. Находясь между двумя жесткими тектоническими упорами, роль которых выполняют в данном случае Воронежский кристаллический массив и Украинский щит, они в результате прогрева

оказались в сложном термонапряженном состоянии. Его разрядка осуществилась в формах дизъюнктивно-пликативной тектоники и общего воздымания территории, что и привело, на наш взгляд, к современному тектоническому состоянию Складчатого Донбасса. Судя по отмечаемой А.В.Чекуновым [3] сравнительно невысокой дислоцированности пород Донбасса, где по существу нет шарьяжей, крупных надвигов и массового опрокидывания складок, это расширение по абсолютной величине было небольшим. Вогнутая форма кровли фундамента, на которую в свое время обратил внимание В.В.Белоусов [16], связывается нами с термоусадкой корового магматита при его остывании.

Пересмотр прежних материалов ГСЗ – КМПВ позволил [19] выделить в Восточном Донбассе под центральной частью его осевого грабена крупную низкоскоростную зону, подтвержденную гравитационным моделированием. Зона локальна, располагается в средней коре на глубинах между 20 и 30 км при ширине свыше 50 км. По мощности совпадает с нижним пределом «базальтового» геофизического слоя в Донбассе, природу которого мы определили ранее как преимущественно магматическую. Изложенное дает нам основание для интерпретации упомянутой низкоскоростной зоны в качестве восточной части крупного магматогена, установленного [17] и приведенного, по нашим предположениям, к складчатости в Донбассе. Кроме того, авторы переинтерпретации пишут: «Результаты моделирования показывают, что такое изменение плотности пород Донбасса, скорее всего проходит не постепенно, а резко, совпадая с основными структурными границами, такими, как Главный Антиклинал и разломы» [19]. Эти наблюдения не противоречат, а наоборот, усиливают, вместе с высоким тепловым потоком, впечатление о наличии в земной коре региона упомянутого магматогена. Интересным представляется отслеживание авторами северного края этой глубинной интрузии. Он предстает в виде уверенно выделяемой внутрикоровой отражающей границы, насыщенной отражающими площадками и имеющей южное падение. Будучи спроецированной от корового магматогена по восстанию, эта граница выходит на поверхность в зоне известного Северо-Донецкого надвига. Такая же наклонная граница прослежена несколько западнее по профилю DOBRE (данные MOB-ОГТ) [19, 20]. На поверхности она выходит, нарушая мезо-кайнозойские отложения, в зоне того же надвига. В обоих случаях отражающая граница интерпретируется как главное нарушение, по которому произошла тектоническая инверсия Донбасса, что, в общем, не противоречит, кроме причинного и временного факторов, нашей модели разрядки термонапряженного состояния этой интересной в своем развитии структуры. Современные высокая температура и спонтанные выбросы горной породы и газа в промышленных шахтах Донбасса дают основание полагать, что релаксация термонапряженного состояния в земной коре региона еще не завершилась.

В итоге представляется, что приведенные материалы не дают оснований связывать пликтивную тектонику Донбасса с инверсионной стадией развития геосинклинали. Принимая во внимание это заключение, мы, солидаризируясь с [3, 19-21], настаиваем на рифтогенной, а не геосинклинальной его природе. В результате Донецкий рифтоген оказывается принадлежащим не какому-то специфическому тектоническому сооружению, не имеющему сложившегося определения, а продолжает на юго-восток Днепровско-Донецкий палеорифт. Заложение рифтогена состоялось в протерозое, было связано с протерозойским палеомагнитным экватором (3) (см. рис. 1), рекуррентно усложнилось его аналогами (20) и (29) в палеозое (см. рис. 4, 6) и испытало тектономагматическую активизацию в киммерийскую эпоху; в настоящее время может быть отнесено к общей структуре Днепровско-Донецкого горячего пояса.

Далее на юго-восток, на одной линии с предыдущими структурами располагаются последовательно «вал Карпинского», скрытый севернее Маныча под плащом молодых образований, и складчатая система Мангышлака. Она переходит в северо-западные отроги Тянь-Шаня, где смыкается в Карачи-Верхоянской, кембрийского заложения, сейсмотектонической зоне с рекуррентным раннекайнозойским мантийным плюмом [22, 23]. Детальными сведениями о глубинном строении перечисленных структур, а также палеомагнитными данными авторы не располагают и потому солидаризируются с предыдущими мнениями о наличии между Припятским грабеном и северо-западным Тянь-Шанем единой, длиной свыше 2000 км, тектонической структуры (видимо, рифтогена), которая обозначена как Днепроовско - Тянь-Шанский [16] или Сарматско-Туранский [24] линеамент (рис. 7). Следует также подчеркнуть, что известный исследователь этой крупнейшей полихронной линейной структуры Евразии Б.С.Панов, «восстанавливая историческую справедливость», именует ее «линеаментом Карпинского» и трассирует от Исландии на северо-западе до побережья Японского моря на юго-востоке. Он пишет: «Линеамент Карпинского, прослеживающийся на территории Европы и Азии среди различных геоструктур более чем на 10 тыс. км, является поясом повышенной планетарной трещиноватости, тектонической активности и флюидопроницаемости земной коры. Установленная Н.С.Шатским взаимосвязь между протяженностью тектонических дислокаций и глубиной их заложения может свидетельствовать об участии нижних геосфер Земли в заложении и последовательном развитии структур линеаamenta» [18], что роднит его с горячими поясами Земли.

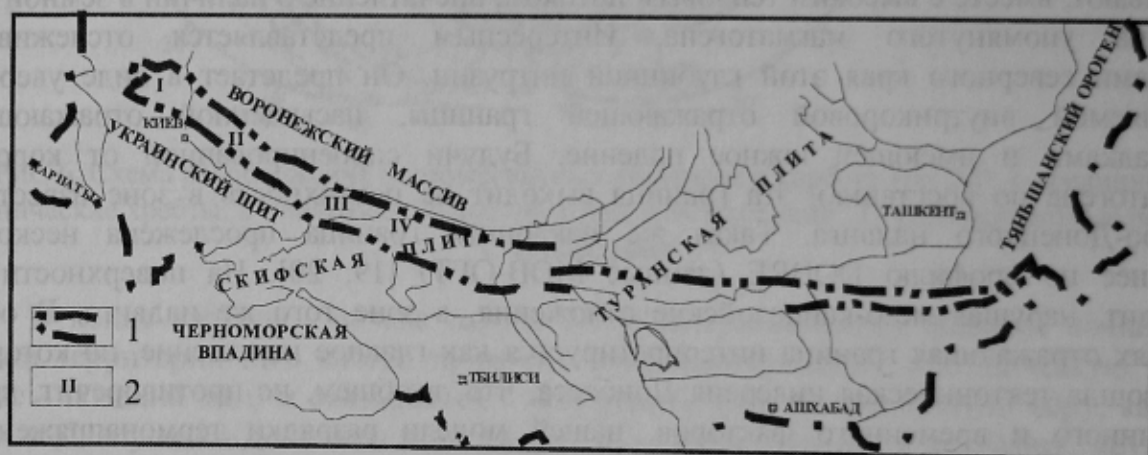


Рис. 7. Расположение Сарматско-Туранского или Днепроовско-Тянь-Шанского линеаamenta (по [1]): 1 – границы линеаamenta, 2 – регионы: I – Припятский рифтоген, II – Днепроовско-Донецкий палеорифт, III – рифтоген Складчатого Донбасса, IV – вал Карпинского

Таким образом, протерозойский палеомагнитный экватор (3) (см. рис. 1), как и другие его аналоги, на всем своем протяжении сопровождается рифтовыми структурами. На Северо-Американском континенте это – рифтоген горячего пояса Гренвилл, который к юго-западу переходит в Восточно-Тихоокеанскую георифтогеналь. В Индийском океане им предопределены с юга на север Центрально-Индийский и Аравийско-Индийский (Карлсбергский) рифтогены на одноименных срединно-океанических хребтах. На Евразийском континенте палеомагнитный экватор (3) привел к заложению в протерозое Днепроовско-Донецкого рифтогена. Палеомагнитные экваторы (20) и (29) (см. рис. 4, 6), относящиеся по возрасту соответственно к девону и карбону, рекуррентно повторяют направление своего протерозойского аналога (3). В первом случае это сопровождается интенсивным девонским глубинным магматизмом в регионах Припятского грабена и Днепроовско-

Донецкого палеорифта. В карбоне рекуррентный тектогенез вызвал погружение земной коры в Донбассе и соответствующий глубинный магматизм.

Следующая тектономагматическая активизация в Донбассе приходится на киммерийскую тектоническую эпоху. В это время в его земную кору внедряется из мантии крупный магматоген. Остывая, он прогревает вмещающие образования, что приводит их толщу в ограниченном объеме к сложному термонапряженному состоянию. Релаксация этих напряжений в настоящее время выражена в формировании дизъюнктивно-пликативной тектоники в регионе и образовании зоны крупного Северо-Донецкого надвига. Процесс релаксации продолжается и сейчас.

В итоге приходим к заключению, что Припятский грабен, Днепровско-Донецкий палеорифт и область Складчатого Донбасса представляет собой единую рифтогенную структуру Днепровско-Донецкого горячего пояса. Продолжаясь дальше на юго-восток, она слагает трансрегиональный Днепровско-Тянь-Шанский или Сарматско-Туранский линеамент, а в пределах всей Евразии - линеамент Карпинского.

Библиографический список

1. **Оровецкий Ю.П., Кобелев В.П.** Горячие пояса Земли. - Киев: Наук. Думка, 2006. - 312 с.
2. **Оровецкий Ю.П.** Полтавский рифтогенный узел и перспективы обнаружения скоплений эндогенных углеводородов. // ДАН Украины. - 1992. - №6. - С. 111-117.
3. **Чекунов А.В.** Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. - Киев: Наук. думка. - 176 с.
4. **Чекунов А.В.** К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы. // Геофиз. журн. - 1994. - Т.16, №3. - С. 3-14.
5. **Ермаков И.М., Лукин А.Е., Турчиненко Н.Т.** Додевонский грабен Днепровско-Донецкого авлакогена. // Докл. АН УССР. Сер. Б. - 1988. - №3. - С.10-13.
6. **Гавриш В.К.** Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого авлакогена. // Докл. АН УССР. Сер. Б. - 1982. - №7. - С. 24-27.
7. **Чекунов А.В., Каложная Л.Т.** Днепровско-Донецкий палеорифт в начале формирования. // Докл. АН УССР. Сер. Б. - 1990. - №1. - С. 21-25.
8. **Ляшкевич З.М.** Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. - Киев: Наук. думка, 1987. - 176 с.
9. **Гарецкий Р.Г., Боборыкин А.М., Бочино В.А и др.** Глубинное сейсмическое зондирование на территории Белоруссии. // Герофиз. журн. - 1986. - 34. - С. 3-8.
10. **Соллогуб В.Б.** Литосфера Украины. - Киев: Наук. думка, 1986. - 184 с.
11. **Шатский Н.С.** Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1946. - №6. - С. 57-90.
12. **Степанов П.И.** Большой Донбасс. - М.-Л.: Георазведиздат, 1932. - 32 с.
13. **Соллогуб В.Б., Каложная Л.Т.** Глубинное строение земной коры Овручского синклиория (Украинский щит) по данным ГСЗ. // Докл. АН УССР. - 1981. - №9. - С. 27-29.
14. **Гавриш В.К., Недошовенко А.И., Рябчун Л.И., Петрова Е.С.** Проблемы тектоники Доно-Днепровского прогиба. Тектоносфера Украины. - Киев: Наук. думка, 1989. - С. 109-115.
15. **Чекунов А.В.** Тектоносфера Украины в протогее. // Докл. АН УССР. Сер. Б. - 1986. - №12. - С. 25-29.
16. **Белоусов В.В.** Основы геотектоники. - М.: Недра, 1989. - 382 с.
17. **Усенко О.В.** Тепловой поток и современная активность Донецкого бассейна. // Геофиз. журн. - 2002. - Т. 24, №5. - С.102-111.
18. **Панов Б.С.** Глубинные разломы и минерагения линеамента Карпинского с позиций синэнергетического анализа. - Киев, 1994. - 74 с. (Препринт ИГМР АН УССР).
19. **Баранова Е.П., Егорова Т.П.** Сейсмогравитационная модель земной коры Восточного Донбасса по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ по профилю Суравикино - Песчанокопская. // Геофиз. журн. - 2004. - Т.26, №2. - С. 87-101.
20. **Стовба С.Н., Толкунов А.П., Стифенсон Р.А., Байер У., Майстренко Ю.П.** Глубинное строение Донецкого складчатого сооружения по данным региональных работ МОГТ на профиле ДОБРЕ-2000. // Наук. вісн. НГАУ. - 2002. - №4. - С. 81-84.
21. **Maistrenko Yu., Stovba S., Stephenson R., Bayer U., Menyoli E., Gayevski D., Huebsher C., Rabbel W., Sanintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A.** Crustal scale pop-up structure in cratonic

lithosphere: BODRE deep seismic reflection study of the Donbas Fold belt, Ukraine. // *Geology*. – 2003. - v. 31, N8. P. 733-736.

22. Винник Л.П. Сейсмические свойства магнитных плюмов. // *Вестн. ОГТТГ РАН*. – 1998. - №3(5). - С. 194-201.

23. Грачев А.Ф. Раннекайнозойский вулканизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня. // *Физика Земли*. – 1998. - №3. - С. 3-28.

24. Айзберг Ю.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.И. Сарматско-Туранский линеймент земной коры. // В кн.: *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. - М., 1971. С. 41-51.

© Коболев В.П., Оровецкий Ю.П., 2008

УДК 551.26.03

Докт. геол.-мин. наук КОРЧЕМАГИН В.А., канд. геол. наук ПАНОВ Ю.Б., канд. геол. наук ПАВЛОВ И.О., инж. УКОЛОВ В.Д. (Донецкий национальный технический университет)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ В СВЯЗИ С АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ РАЙОНА КЕНИЕБА (ЗАПАД АФРИКИ)

На юго-западной границе республики Мали с Сенегалом протекает речка Фалемэ - левый приток реки Сенегал, впадающей в Атлантику. Этот район издавна известен как богатый золотоносный регион. Рассказывают, что ранее более столетия каждый год местные старатели намывали 10 тонн золота. И сейчас здесь после дождя можно встретить даже старушек с «калебасом» (примитивный прибор для промывки золота, изготовленный из больших и круглых плодов африканских растений), ищущих заработок (10-15 грамм золота в дождевой «россыпушке»). Но известны и крупные коренные месторождения золота. Такие как Садиола (разведанные запасы оцениваются в 120 тонн), Лоуло (70 тонн), Мединанди и др. Известны и разрабатываются также россыпи.

Алмазоносность данного региона все еще остается не до конца выясненной, хотя и проводились французами и американцами работы по оценке. Известны так же достаточно обнадеживающие находки алмазов вблизи города Кениеба. Одна из этих находок - алмаз в 137,5 карат голубого цвета - хранится в минералогическом музее Смитсоновского института в Вашингтоне. Другая находка – белый алмаз в 93 карата сделана профессором Пиккаро в Сансано в 1955 году. Об этом писал в своей книге Б.С.Панов [1].

В конце прошлого столетия в районе Кениеба авторами были проведены полевые работы по изучению тектонофизических особенностей региона. Целью этих исследований была оценка перспектив алмазоносности района. Была измерена ориентировка около 150 даек и минеральных жил в 18 участках района. Этих данных маловато для полноценной реконструкции тектонического поля деформаций, но основные черты распределения участков, испытавших сжатие, растяжение и слабые деформации на этапе формирования кимберлитовых трубок и лампрофиров, удастся выявить.

В геологическом отношении район располагается на крайнем северо-западе Гвинейского щита [2]. Сложен Эбурнейским комплексом осадочных и вулканогенных пород (грауваки и конгомераты, песчаники и сланцы, туфы, вулканические брекчии и платобазальты), метаморфизованных в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации нижнепротерозойского возраста (так называемые эбурнейские или бириминские зеленокаменные пояса) (рис. 1). Эта толща прорвана раннепротерозойскими гранитными массивами (1900-2200 млн.лет), многочисленными дайками долеритов и лампрофиров, трубками кимберлитов и золотоносными кварцевыми жилами. Возраст