

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бордон, В. Е. Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии / В. Е. Бордон. – Минск : Наука и техника, 1977. – 216 с.
2. Бордон, В. Е. Геохимия мезозойских отложений Белоруссии / В. Е. Бордон, Е. Т. Ольховик. – Минск : Выш. шк., 1974. – 177 с.
3. Геохимические провинции покровных отложений БССР / под ред. К. И. Лукашева. – Минск : Наука и техника, 1969. – 476 с.
4. Геахімічная карта дачацвярцічных адкладаў. – 1 : 4 000 000 / Я. І. Аношка [і інш.] // Нацыянальны атлас Беларусі / гал. рэд. М. У. Мясніковіч [і інш.]. – Мінск : Кам. па зям. рэсурсах, геадэзіі і картаграфіі пры Савеце Міністраў Рэсп. Беларусь, 2002. – С. 69.
5. Лукашев, К. И. Геохимия ландшафтов / К. И. Лукашев, В. К. Лукашев. – Минск : Выш. шк., 1972. – 358 с.
6. Матвеев, А. В. Геохимия четвертичных отложений Беларуси / А. В. Матвеев, В. Е. Бордон. – Минск : Беларус. навука, 2013. – 191 с.

УДК 550.834.32+551.242.51

Р. Э. ГИРИН, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Я. Г. ГРИБИК

Беларусь, Минск, Институт природопользования НАН Беларуси
E-mail: girinrobert@gmail.com

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА С УКРАИНСКИМ ЩИТОМ

Международный профиль глубинного сейсмического зондирования корреляционным методом преломленных волн (ГСЗ-КМПВ), пересекающий Припятский прогиб (далее – ПП) и Украинский щит (далее – УЩ), EUROBRIDGE-97 позволил по-новому оценить тектонические взаимосвязи между этими глубинными структурами.

Многие исследователи отмечали значительное влияние глубинного распространения структуры Коростенского плутона (далее – КП) УЩ на соседние тектонические структуры: вариссийский ПП, палеопротерозойский Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс (ОМВП), Волынский и Подольский блоки УЩ. Так, в одной из важных работ по этому вопросу [1] говорится, что условно называемый Коростенский плутон на самом деле представляет собой гигантский массив магматизма АМСГ-типа (Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite) возрастом 1,80–1,74 млрд лет. Данный тип рекуррентного АМСГ-магматизма достаточно широко распространен на территории западной

части Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и в объеме КП петрологически выразился в габбро-анортозит-рапакиви гранитный вещественный состав, представляя собой комплекс из нескольких отдельных основных интрузий, окруженных большим объемом гранитов рапакиви.

На скоростной модели литосферы по Р-волнам вдоль профиля EUROBRIDGE-97 из работы [2] хорошо видно, что глубинное строение КП характеризуется постоянным увеличением его объема и площади с возрастанием глубины вплоть до поверхности Мохо. Видимая часть КП составляет на этом профиле порядка 95–100 км (ПК 230–330 км), тогда как его распространение над поверхностью Мохо достигает длины примерно 280 км от ПК 140 км до ПК 420 км. При этом средняя и нижняя консолидированная кора КП залегают антиформно начиная от южной половины ПП (ПК 140 км) и заканчивая значительно южнее видимой части КП на территории Подольского блока УЩ примерно на ПК 420 км. Изолинии скоростей продольных волн в средней и нижней коре в целом повторяют конфигурацию этой антиформы. Вершина этой глубинной антиформы соответствует примерно выходу Южно-Припятского разлома (ЮПР) на поверхность земли. Данная антиформа подстилается высокоскоростной надмоховой линзой пород со скоростями $V_p = 7,45\text{--}7,60$ км/с и мощностью 3–10 км, которая полностью выклинивается соответственно на севере на площади Южного структурного района Внутреннего грабена ПП (ПК 140 км), а на юге в районе ПК 420 км на площади Подольского блока УЩ. В таком понимании можно определить северный и южный «склоны» КП, которые располагаются между ПК 140–210 км и ПК 300–390 км соответственно. В этой связи есть основание полагать, что по меньшей мере Южный структурный район ПП формировался на додевонской консолидированной коре, созданной главным образом в ходе последней фазы консолидации ВЕК в процессе Коростенского рекуррентного магматизма АМСГ типа. С учетом того, что профиль EUROBRIDGE-97 пересекает КП в его крайней западной части, разделяя видимую площадь КП соответственно на западную и восточную подобласти с 15 % и 85 % от его общей площади, можно предположить, что на территории ПП восточнее данного профиля не только Южный, но и Центральный структурные районы Внутреннего грабена ПП были сформированы путем наложения на докембрийскую «Коростенскую» консолидированную кору.

Нижняя кора КП, согласно статье [1], по-разному намагничена. Выделены четыре отдельных блока, которые пространственно связаны с системой разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Все эти блоки нижней коры продолжаются за пределами обнаженного КП. Практически немагнитный блок занимает северную часть площади КП

между зонами Тетеревского и Центрального разломов. В этом же ареале на территории Южного структурного района ПП располагается и северная оконечность региональной отрицательной магнитной аномалии, центр которой хорошо совпадает с центром видимого КП. На наш взгляд, это очень важное обстоятельство, подтверждающее наше предположение [3] о том, что существенно кислые сиалические, а значит, немагнитные или слабо магнитные породы нижней коры КП, распространенные значительно севернее его обнаженной части на УЩ, на территории развития современного Южного структурного района ПП, оказывали сильное сопротивление девонскому рифтогенному пластическому растяжению ПП. Это сопротивление привело в итоге к образованию в этой зоне нижней коры сравнительно короткой деформационной шейки (длиной около 20 км), а над ней в хрупкой верхней и средней коре соответственно Южно-Припятского краевого листрического разлома: разлом L1 на рисунке 6 из работы [4]. В свою очередь в центральной и северной частях ПП нижняя кора была более основная по составу, т. е. реологически более пластичная, и поэтому в ней образовалась удлиненная деформационная шейка (порядка 65 км) и генетически связанные с ней листрические разломы в хрупкой верхней и средней коре: L3 – Северо-Припятский, L4 – Речицко-Вишанский и L5 – Червонослободско-Малодушинский. Таким образом, рифтогенная шейка растяжения, образовавшаяся в нижней коре ПП (Lower crustal reflective layer, LCR), отчетливо асимметрична, как и вся структура листрических разломов ПП, развитых над ней. Именно на кровле этой деформационной шейки растяжения нижней коры и выполаживаются все листрические разломы ПП. Это происходило в процессе рифтогенного растяжения литосферы. Такая картина хорошо согласуется с моделью рифтообразования Wernicke (моделью литосферного клина), объясняющей кинематику рифтогенеза моделью простого сдвига [5]. Происходящее при такой деформации скашивание деформируемого объема горных пород в процессе подъема мантийного плюма (или подъема астеносферы) по принципу пары сил требует его некоторого ограничения снизу, которое, вероятно, осуществляется посредством формирования сквозьлитосферного детачмента растяжения. Данный механизм рифтогенеза предполагает приоритетное развитие одной из двух возможных систем сопряженных сбросов, что обуславливает асимметрию в поперечном разрезе рифта и широкое развитие полуграбенов и систем наклонных блоков, что мы и наблюдаем в северной части ПП. Таким образом, глубинное тектоническое строение палеопротеро-зойского КП УЩ оказало, на наш взгляд, значительное влияние на геодинамический механизм формирования ПП и его геологические особенности. В этой связи мы можем по-новому проанализировать существующие минерагенические

факты. Известно, что Северная зона ступеней ПП характеризуется повышенным на $20\text{--}25^\circ$ тепловым потоком на одной и той же глубине по сравнению с Южным структурным районом. По данным зональных фоновых термограмм, геотермическая напряженность в ПП растет с юга в сторону центра и далее на север. В самом Северном структурном районе эта напряженность возрастает с запада на восток. Установлена четкая взаимосвязь между качеством нефти и геотермическим потоком. Так, нефть Южного структурного района ПП характеризуется повышенной плотностью ($0,901\text{--}0,903\text{ г/см}^3$), смолистостью (до 41 %), содержание серы (до 1,6 %) и невысокой газонасыщенностью (не более $15\text{--}20\text{ м}^3/\text{м}^3$). Такими же параметрами обладает и нефть Центрального структурного района. В свою очередь нефть Северного структурного района ПП отличается высоким качеством: пониженной плотностью ($0,81\text{--}0,84\text{ г/см}^3$ и до $0,70\text{ г/см}^3$), а также высокой газонасыщенностью до $2000\text{ м}^3/\text{м}^3$. Такая тесная связь геотермического потока и качества нефти ПП позволила нам предполагать [3], что это связано с повышенным потоком миграции глубинных углеводородных флюидов в трещиноватых и проницаемых зонах листрических разломов этой территории. В настоящее время это предположение можно развить, учитывая тесную парагенетическую связь Северо-Припятского краевого листрического разлома со сквозьлитосферной зоной детачмента (главного срыва) ПП, которая хорошо прослеживается на обобщенной модели литосферы по профилям ГСЗ-КМПВ EUROBRIDGE-97 и ГСЗ-МОГТ VIII [6], уходя в виде продолжения этого разлома в верхнюю мантию. Этот факт хорошо объясняет как повышенный тепловой поток в Северной зоне ступеней ПП, так и повышенную проницаемость этой зоны для мантийных флюидов, что способствовало формированию залежей углеводородов на этой территории.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. The 1,80-1,74-Gagabbro-anortosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure / S. V. Bogdanova [et al.] // *Tectonophysics*. – 2004. – Vol. 381. – P. 5–27.
2. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE 97 profile / H. Thybo [et al.] // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 371. – P. 41–79.
3. Грибик, Я. Типи земної кори і особливості мінерагенії південно-східної частини Білорусі / Я. Грибик, Р. Гирич // *Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища : матеріали міжнарод. конф.* – Львів : Растр-7, 2021. – С. 69–72.

4. Juhlin, C. Reappraisal of deep seismic reflection Profile VIII across the Pripyat Trough / C. Juhlin, R. A. Stephenson, S. Klushin // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 268. – P. 99–108.

5. Геологический словарь : в 3 т. / гл. ред. О. В. Петров. – 3-е изд., перераб. и доп. – СПб., 2011. – Т. 3 : Р–Я. – С. 41.

6. Егорова, Т. П. Припятский прогиб как возможный канал мантийной дегазации: глубинное строение и положение в зоне сочленения Сарматии и Фенноскандии / Т. П. Егорова, А. В. Муровская // *Геофиз. журн.* – 2020. – Т. 42, № 5. – С. 107–128.

УДК 551.72:56.022:57.072

**Е. Ю. ГОЛУБКОВА¹, Т. В. ВОСКОБОЙНИКОВА²,
Е. А. КУШИМ¹, О. Ф. КУЗЬМЕНКОВА², А. Г. ЛАПЦЕВИЧ²,
А. А. ХМАРЕНКО³, Ю. В. ШУВАЛОВА⁴**

¹Россия, Санкт-Петербург, ИГГД РАН

²Беларусь, Минск, НПЦ по геологии

³Беларусь, Молодечно, МУБР ГТБ

⁴Россия, Москва, ПИН имени А. А. Борисяка РАН

E-mail: golubkovaeyu@mail.ru

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ОРГАНИКОСТЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ЮГА БЕЛАРУСИ

В результате возобновления палеонтологических исследований в последние годы, удалось получить биостратиграфическую характеристику венд-кембрийских отложений Оршанской впадины [1] и Латвийской седловины [2] севера, северо-востока Беларуси, а также проследить распространение микро- и макроскопических ископаемых организмов как в стратиграфической последовательности пород, так и по площади. В отличие от этого сведения о находках ископаемых остатков в пограничных отложениях венда-кембрия юга Беларуси имеют отрывочный характер и содержатся преимущественно в отдельных изданиях, опубликованных несколько десятилетий назад [3; 4].

С целью обновления палеонтологической характеристики нами было проведено изучение разреза скв. Вычулки-201, вскрытого бурением в Подляско-Брестской впадине юго-запада Беларуси. В разрезе скважины были выделены верхневендские отложения котлинского горизонта (инт. 1160–1113 м), которые выше по разрезу перекрываются нижне-