

9. Сукач В., Курило С., Грінченко О. Тоналіт-тронд'єміт-гранодіоритові асоціації Середньопридніпровського архейського кратону // Вісн. КНУ. Геологія. 2016. № 1(72). С. 20–26.

10. Adam J., Rushmer T., O'Neil J., Francis D. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust // *Geology*. 2012. Vol. 40(4). P. 363–366.

11. Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трёхмерной геофизической модели Украинского щита // *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32, № 2. С. 3–27.

12. Ishii T., Kojitani H., Akaogi M. Post-spinel transitions in pyrolite and Mg_2SiO_4 and akimotoite–perovskite transition in $MgSiO_3$: Precise comparison by high-pressure high-temperature experiments with multi-sample cell technique *Earth Planet // Sci. Lett.* 2011. N 309(3–4). P. 185–197.

УДК 550.8.052(477)

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ ДИСЛОКАЦИОННАЯ ЗОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В. А. Привалов, Е. А. Панова

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03680 Киев, Украина; vitaliy.privalov@gmail.com

Среди исследователей Украинского щита (УЩ) традиционно преобладает мнение, что его полициклическое развитие в докембрийском эоне контролировалось блочным строением, оказавшим существенное влияние на развитие геодинамических процессов становления и эволюции континентальной литосферы.

Кора Сарматии состоит из нескольких архейских провинций возрастом от 3,75 до 2,8 млрд лет и раннепротерозойских Осницко-Микашевичского и Липецко-Лосевского подвижных поясов, которые были образованы по её периферии в возрастном интервале между 2,06 и 1,95 млрд лет. Древние архейские блоки подверглись аккреции на уровне протоконтинентов, с последующим объединением в единый континент в конце архея. Интенсивные деформации и наложенные тектоно-термальные процессы в палеопротерозое привели к значительным метаморфическим и анатексическим преобразованиям исходных ПК, формированию протерозойских образований – супракрустальных пород, гранитоидов и интрузивных пород основного и ультраосновного состава. Инициальные магматические, метаморфические и тектонические процессы в разных частях Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии) начались примерно в одно и то же время – около 2,8 млрд лет назад. Наиболее важными событиями в протерозойских время были два импульса тектоно-магматической активизации, связанные с коллизионными событиями взаимодействия принципиальных сегментов, составляющих ВЕК.

Сначала в интервале 2,1–2,0 млрд лет столкнулись Волго-Уралия и Сарматия, создавая мегаконтинент Волго-Сарматия [1]. После этого столкновения прошло несколько сотен миллионов лет, прежде чем Волго-Сарматия и Фенноскандия приблизились друг к другу. Начиная с рубежа 1,8–1,7 млрд лет ВЕК рассматривается как единый континентальный массив, на западе которого до 950 млн лет происходили аккреционные и коллизионные процессы [2]. Среди актуальных вопросов, требующих неотложного решения на территории современной Сарматии, – геодинамические

условия формирования в интервалах 2,06–1,97 млрд лет и 1,8–1,74 млрд лет нескольких крупных интрузивных комплексов и метасоматически связанных с ними месторождений полезных ископаемых (в частности урана, редких земель).

Рис. 1 суммирует наши представления об основных тектонических структурах, кинематике их взаимоотношений и структурном контроле рудной минерализации [3] на территории современной Сарматии.

Согласно нашей точке зрения существенным элементом инфраструктуры Сарматского сегмента СЕК, является наличие на территории УЩ и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) трёх протяжённых зон концентрированной деформации (ЗКД), которые пересекают границы между известными блоками и зонами (см. рис. 1). Боковые ограничения этих зон северо-восточного простирания протягиваются на сотни километров за пределы УЩ и представлены магистральными региональными сдвигами. Так, западная ЗКД ограничена сместителями Сущано-Пержанского и Тетеревско-Чернобыльского сдвигов. Более широкая центральная ЗКД ограничена Немировской зоной сдвиговой тектоники. Относительно узкая, восточная ЗКД (Североазовский сдвиг) прослеживается вдоль побережья Азовского моря. Типичными признаками этих вязко-пластических сдвиговых зон являются: внутренняя зональность с характерным сочетанием ансамблей сколовых дислокаций, тектонических фаций – породных ассоциаций стресс-метаморфического типа, разномасштабных кулисно-расположенных трещин отрыва, в том числе, кинематически контролирующих размещение палеопротерозойских интрузивных комплексов (2,06–1,97 млрд лет). Интрузии этого возрастного интервала, в том числе крупные массивы новоукраинских и уманских гранитов (центральная ЗКД, УЩ), гранитоиды усманского комплекса (центральная ЗКД, ВКМ) [4], гранитоиды салтычанского комплекса (восточная ЗКД, УЩ) характеризуются специфической сигмоидальной геометрией их контуров.

В пределах сдвиговых зон трещины отрыва T возникают перпендикулярно растягивающим напряжениям σ_3 и компланарно сжимающим напряжениям σ_1 при субгоризонтальном положении главной кинематической плоскости (σ_1 , σ_3). По мере роста деформаций в условиях гетерогенного простого сдвига за счёт пассивной ротации эти трещины приобретают по краям характерные сигмоидальные изгибы. Изгибы S-типа характерны для зон левого сдвига, напротив, Z-тип изгибов трещин отрыва возникает в зонах правого сдвига. Во время образования разномасштабные эмбриональные трещины растяжения T_1 (см. рис. 2а) – эллипсовидные и раскрыты. Со временем трещины на микро- и мезоуровне заполняются жильной минерализацией или за счёт постепенного разрастания и объединения на мегауровне, служат очагами укоренения синкинематических интрузий. С одной стороны, известные в литературе примеры пространственного контроля размещения плутонов и разноуровневых магматических образований в контуре сдвиговых зон – это естественное решение проблемы пространства для магматических массивов. С другой стороны, появление такого рода мегатрещин может инициировать направленный массоперенос – внедрение под давлением гидротермальных растворов и магмы. Таким образом, магматический расплав направляется при существующем градиенте давления из глубинной магматической камеры в сторону ячеек разуплотнения, в качестве которых выступают зоны развития трещин отрыва.

S-образный характер контуров палеопротерозойских интрузивных комплексов (2,06–1,97 млрд лет) чётко указывает на левосдвиговую активизацию трансрегиональных зон, когерентную во временном диапазоне коллизионным процессам

(2,1–2,0 млрд лет), приведшим к созданию мегаконтинента Волго-Сарматии. На большей части УЩ вектор коллизионного давления Волго-Уралии на Сарматии ориентирован на юг, а в восточной части Сарматского сегмента (ВКМ и Приазовский блок) – на юго-запад. Принцип, на котором базируются такого типа реконструкции, основан на тезисе о том, что ориентация континентальных сдвиговых зон связана с ориентировкой осей максимальных напряжений, вызванных сближением и коллизионным взаимодействием плит. Зоны регионального сдвига возникают под углом $\sim 45^\circ(135^\circ)$ к оси коллизионного давления.

Описанный сценарий типичен для инденторных смещений (indent-linked strike-slip faults), возникающих в результате косоугольного плитного взаимодействия. Современные сдвиговые зоны этого типа характеризуются экстремальной сейсмичностью, в то время как, архейские и протерозойские зоны, особенно размещенные на территории развития зеленокаменных структур, играют существенную роль в локализации эпигенетической золоторудной, золото-полиметаллической, железорудной минерализации. Именно такой структурный контроль размещения гидротермальных месторождений мы наблюдаем на территории УЩ и ВКМ (см. рис. 1).

Следующий этап тектоно-магматической активизации УЩ ($\sim 1,8$ млрд лет) был инициирован коллизией Волго-Сарматии и Фенноскандии [1,2]. Это событие привело к дестабилизации литосферы, декомпрессионному плавлению, образованию мантийных расплавов, которые концентрированно проявились в пределах трёх параллелограммовидных секторов – пулл-апартов на территории УЩ, находящихся на участках перекрытия системы эшелонированных сдвигов (азимут простирания $288\text{--}316^\circ$).

Классический пулл-апарт имеет пространственные границы – по крайней мере, пару кулисно-сочлененных сдвигов, перекрытия которых ограничены по бокам сбросами, что создает условия локального растяжения (рис. 26). Таким образом, пулл-апарт служит своеобразным «окном» на верхнекоровых и трансформных уровнях, то есть наиболее привлекательным участком для накопления осадочных и вулканокластических отложений, а в дальнейшем – центром локализации очагов магматических образований.

Современные представления о природе возникновения осадочных бассейнов показывают, что наряду с механизмами регионального литосферного растяжения и дальнейшего проседания фундамента бассейна вследствие охлаждения литосферы, возможно формирование бассейнов в условиях локального растяжения вдоль систем региональных эшелонированных сдвигов. В этом случае, основные напряжения и деформации, возникающие как реакция на движение тектонических плит, накапливаются и реализуются в пределах принципиальной дислокационной зоны (ПДЗ) [5–7]. Интенсивность сдвиговой составляющей напряжений в пределах ПДЗ будет определяться соотношением ориентировок компонент регионального тензора напряжений и простирания ПДЗ. В местах эшелонированного смыкания фрагментов глубинных сдвигов в пределах ПДЗ возникают локальные присдвиговые эффекты, которые могут развиваться как бассейны локального растяжения (pull-apart basins) [5–7].

Согласно нашим исследованиям, в пределах УЩ установлена цепочка пулл-апартов (А, В и С), которые составляют ПДЗ. Супракрустальные аргиллит-песчаные отложения тетеревской серии Волынского мегаблока откладывались 2,2–2,05 млрд лет назад в Тетеревском прогибе (пулл-апарт А). Примерно в это же время, образовался карбонатно-углеродно-метатеригенный ингуло-ингулецкий ком-

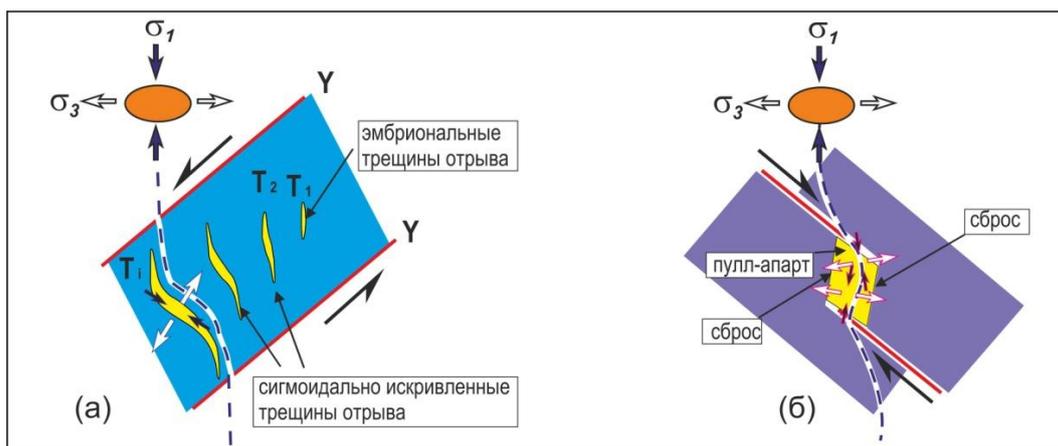


Рисунок 2 – Механизмы образования (а) трещин отрыва Т в пределах сдвиговых зон, ограниченных магистральными левыми сдвигами Y; (б) пулл-апартов или участков локального растяжения между правыми кулисно-сочлененными сдвигами

Именно такой тектонотермальный сценарий имел место во время укоренения плутонов и интрузий на участках пулл-апартов А, В и С на рубеже 1,8–1,74 млрд лет. Этот этап магматизма УЩ охватывает широкий круг петрогенетичных образований – от гранитов-рапакиви и габбро-анортозитов (Коростенский плутон в пределах пулл-апарта А, Корсунь-Новомиргородский плутон в пределах пулл-апарта В) – до субщелочных гранитов (Каменномогильский, Южнокальчикский массивы) и многофазных интрузий Октябрьского комплекса (в составе которых заметную роль играли щелочные, основные и ультраосновные породы) в пределах пулл-апарта С. В первую фазу раскрытия «окон» (1,80–1,77 млрд лет назад), ещё до миграции основной массы магматических расплавов, образовалась основная часть мафических дайковых поясов, которые в большинстве случаев прослеживаются вдоль сдвигов, которые образуют пулл-апараты ПДЗ УЩ. Дайковые пояса УЩ наиболее широко развиты в Волынском, Ингульском и Приазовском блоках, имеют преимущественно мафитовый состав и доминантное простирание 310–330° (см. рис. 1). Часть даек всё же имеет субмеридиональное простирание, т. е. параллельно сбросам, ограничивающим пулл-апараты.

Наиболее крупные интрузии, которые укоренились во время этого этапа тектоно-магматической активизации – это Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны, которые сложены породами габбро-анортозит-рапакиви гранитной формации. О. Б. Гинтовым и П. В. Беличенко [8] были выполнены тектонофизические исследования трещиноватости, сформировавшейся в последнюю фазу охлаждения этих массивов. В результате оказалось, что региональные поля тектонических напряжений, в которых формировались оба плутона, не совсем идентичны: углы между соответствующими главными осями сжатия и растяжения отличаются на ~20° по габбро-анортозитам и на ~30° – по гранитам-рапакиви [9]. Соответствующая разница в тектонодинамических векторах для этих плутонов отражена на рис. 1.

По нашему мнению, эти различия могут быть легко объяснены за счёт локальных вращений траекторий осей σ_1 и σ_3 , нарастающих от периферийных участков к центральным областям пулл-апартов (см. рис. 2б). В зонах разломов Ингульского блока, примыкающих к пулл-апарту В, прошли процессы активизации с формированием натровых метасоматитов, альбититов и сиенитов, месторождений U и Au. В

восточной части Приазовского блока, который практически совпадает с контурами пулл-апарта С, образовались массивы субщелочных и щелочных гранитов каменно-могильского, октябрьского и южнокальчикского комплексов, а также прошла интенсивная тектонотермальная переработка существующих комплексов [10].

Условия локального растяжения в пределах пулл-апартов продолжались, по крайней мере, до рубежа 1,6 млрд лет, когда в пределах пулл-апарта А сформировался наложенный Овручский грабен-синклинальный прогиб и его сателлиты, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями.

Коллизионные события между основными сегментами ВЕК (в интервале 2,2–1,6 млрд лет) привели к двум грандиозным вспышкам магматизма и образованию синкинематических внутриплитных интрузий на территории Сарматии. Первый импульс, преимущественно внутрикорового магматизма (2,06–1,97 млрд лет назад), привел к заполнению разноранговых трещин отрыва, возникших в пределах трансрегиональных сдвиговых зон инденторного типа. Второй импульс магматизма генетически связан с более глубинными мантийными источниками (1,8–1,74 млрд лет назад) и реализовался в виде дайковых комплексов, силлов, плутонических тел в пределах активно функционирующих пулл-апартов (участков локального присдвигового растяжения) в составе крупномасштабной структуры транскорового сдвига (transcrustal shear zone) – принципиальной дислокационной зоны УЩ.

Библиографические ссылки

1. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 160. P. 23–45.
2. Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D. M. et al. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // *Lithos.* 2013. 174. P. 196–216.
3. de Boorder H., Zeylmans van Emmichoven M. J., Privalov V. A. Distribution of Precambrian iron and gold deposits on the southwestern East European Platform reflected in underlying transcrustal structure and current river systems // *Ore Geol. Rev.* 2006. N 29. P. 242–259.
4. Savko K. A., Samsonov A. V., Kholin V. M., Bazikov N. S. The Sarmatia megablock as a fragment of the Vaalbara supercontinent: Correlation of geological events at the Archean–Paleoproterozoic transition // *Stratigraphy and Geol. Correlation.* 2017. N 25(2). P. 123–145.
5. Sylvester A. G. Strike-slip faults // *Geol. Society of America Bull.* 1988. N 100(11). P. 1666–1703.
6. Allen Ph. A., Allen J. R. Basin analysis. Principles and applications. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 451 p.
7. Привалов В. О. Тектонотермальна еволюція Донецького басейну: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Дніпропетровськ: НГУ. 2005. 35 с.
8. Беличенко П. В., Гинтов О. Б. Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным) // *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18, № 2. С. 59–69.
9. Гинтов О. Б., Мычак С. В. Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80–1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов // *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36, № 4. С. 24–36.
10. Danišik M., Sachsenhofer R. F., Privalov V. A. et al. Low-temperature thermal evolution of the Azov Massif (Ukrainian Shield–Ukraine) – Implications for interpreting (U–Th)/He and fission track ages from cratons // *Tectonophysics.* 2008. Vol. 456, N 3–4. P. 171–179.