

Л. В. Шумлянський, А. А. Носова

Возраст литосферного источника вендских траппов Волыни

(Представлено академиком НАН Украины Н. П. Щербаком)

The paper deals with comparison of the Sm–Nd model ages of the whole-rock samples of Vendian (ca. 550 Ma) continental flood basalts of the Volyn region and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of zircons isolated from basalts. Sm–Nd model ages vary between 2050 and 1090 Ma with two spikes at 1500–1700 and ca. 2000 Ma. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages form four groups: ca. 2000, 1820, 1470 Ma, and (549 ± 29) Ma. The former age corresponds to the time of basalt eruption. Sm–Nd model and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages reveal good correspondence to the age of crust formation and stabilization of the lithospheric mantle in the western (svecofenian) part of the East-European craton and evidence about a significant role of the lithospheric source. Role of the plume material was impaired but increased drastically at the latest stages of magmatism.

В последнее время получен большой объем данных о возрасте базальтов вендской трапповой формации Волыни [1–3], а также об изотопном составе неодима в широком диапазоне пород формации: от базальтов до дацитов и риолитов [4, 5]. Кроме того, была показана значительная роль, которую наряду с мантийным материалом играло коровое вещество в источнике эффузивных пород Волыни [5]. Изотопные и геохимические характеристики корового материала во многих случаях доминируют над мантийными (плюмовыми). С точки зрения изотопного состава неодима, это доминирование проявляется в преобладающих отрицательных величинах ϵNd , пересчитанных на время излияния эффузивных пород в 550 млн лет, а также в древних возрастах, колеблющихся от 2050 до 1090 млн лет, по модели деплетированной мантии [6]. Будучи вынесенными на гистограмму распределения модельных возрастов по модели деплетированной мантии, эффузивы Волыни дают четкие пики возрастов: 1700–1500 млн лет и около 2000 млн лет (рис. 1).

Как отмечалось в работе [1], цирконы, выделенные из базальтов Волыни, в соответствии со своим $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изотопным возрастом могут быть разделены на четыре груп-

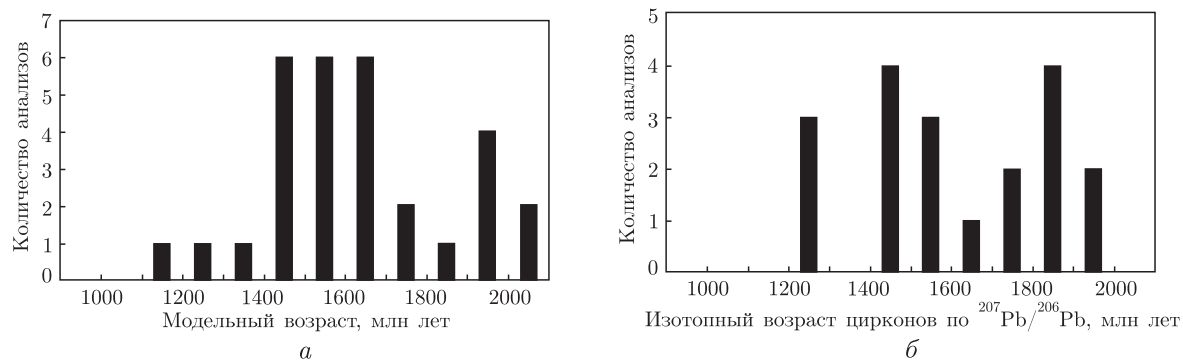


Рис. 1. Распределение модельных неодиловых возрастов по модели деплетированной мантии [6] (а), а также возрастов цирконов, выделенных из базальтов трапповой формации Волыни (б)

пы: 1 — около 2000 млн лет (время формирования Осницко-Микашевичского магматического пояса и широко проявленного в пределах Украинского щита орогенеза); 2 — около 1820 млн лет, что несколько древнее времени формирования коростенского комплекса и соответствует, очевидно, времени метаморфизма Беларусско-Балтийского гранулитового пояса [7]; 3 — около 1470 млн лет. Породы такого возраста неизвестны до настоящего времени на Волыни. Тем не менее близкие по возрасту породы (1542–1447 млн лет) довольно широко распространены на западе Восточно-Европейского кратона [8]. Характерно, что цирконы этого возраста, проанализированные в [8], постоянно содержали ядра возрастом 1870–1810 млн лет; 4 — собственно волынские цирконы, возраст которых составил (549 ± 29) млн лет (см. рис. 1, б). Первые три группы цирконов являются, очевидно, унаследованными из корового/литосферного источника магмагенерации, в то время как четвертая группа отражает реальный возраст формирования базальтов.

Сопоставление возрастов, полученных по модели деплетированной мантии для эффузивных пород Волыни, и возрастов, полученных по соотношению изотопов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в выделенных из базальтов цирконах, показывает хорошее соответствие (см. рис. 1). И тот, и другой методы датирования охватывают один и тот же широкий диапазон возрастов, при этом главные пики модельных Sm–Nd возрастов примерно на 100–150 млн лет древнее, чем пики возрастов, полученных по цирконам. Очевидно, такое различие поясняется тем, что модельный Sm–Nd возраст и возраст цирконов отражает разные события: отделение материала от деплетированной мантии и процессы корообразования соответственно.

Полученные изотопно-геохимические и геохронологические данные имеют большое значение для понимания процессов петрогенезиса расплавов, из которых были сформированы породы траптовой формации Волыни. Совпадение изотопных возрастов цирконов и Sm–Nd-модельных возрастов с возрастными континентальной коры (и, очевидно, субконтинентальной литосферной мантии) на западе Восточно-Европейского кратона (рис. 2) свидетельствует о том, что нижнекоровый и верхнемантийный (литосферный) материалы вносят существенный вклад в состав расплавов. Плюмовый (мантийный) материал играл подчиненную роль, что, очевидно, было связано с большой мощностью и низкой проницаемостью литосферы. Роль мантийного источника, однако, значительно возрастает в поздних (высокотитанистых) базальтах — распределение элементов-примесей в них сходно с таковым в базальтах океанических островов, а величина ϵNd приближается к +1. По нашему мнению, это связано с тем, что к моменту излияния высокотитанистых базальтов уже произошел раскол литосферной плиты позднедокембрийского континента Родиния, и высокотитанистые базальты изливались в режиме “зрелого” рифтогенеза.

В литосферном (коровом и верхнемантийном) источнике волынских базальтов присутствует сравнительно молодой (1400–1200 млн лет) материал, отсутствующий, по современным данным, в области развития поздневендского вулканизма, но широко распространенный к северо-западу от провинции. Это может свидетельствовать о том, что сам плюм располагался не непосредственно под ареалом развития волынских траптов, а значительно северо-западнее от него, в области развития ювенильной палеопротерозойской коры. Распространение магматических расплавов происходило, очевидно, в юго-восточном направлении вдоль зоны Тейссера — Торнквиста (Транс-Европейской сутурной зоны), представлявшей собой одно из трех плечей рифтовой системы, развитие которой привело к расколу Родинии на три части — Балтику, Лаврентию и Амазонию. Точка тройного сочленения рифтовой системы располагалась примерно в районе современной Шотландии, а сама зона Тейссера — Торнквиста постепенно раскрывалась в юго-восточном направлении. Напом-

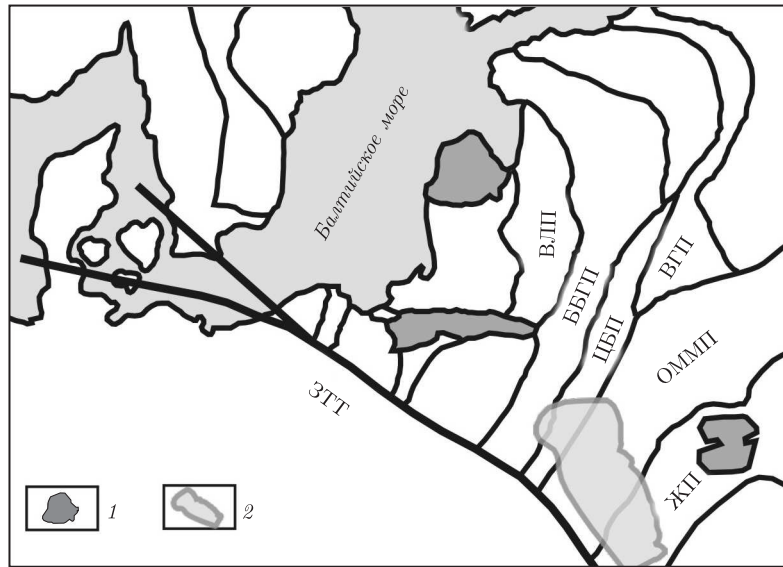


Рис. 2. Схематическая карта западной части Восточно-Европейской платформы, по [9, 10].

Условные обозначения: 1 – протерозойские анортозит-рапакивигранитные комплексы; 2 – ареал распространения эффузивно-пирокластических пород трапповой формации Волыни.

ЗТТ – зона Тейссера – Торнквиста; ЖП – Житомирский пояс (2100–2000 млн лет); ОММП – Осицко-Микашевичский магматический пояс (2000–1950 млн лет); ЦБП – Центрально-Белорусский пояс (2000–1900 млн лет); ВГП – Витебский гранулитовый пояс (1900–1800 млн лет); ББГП – Балтийско-Белорусский гранулитовый пояс (1850–1790 млн лет); ВЛП – Восточно-Литовский пояс (1820–1810 млн лет)

ним, что, согласно современным представлениям, магматический расплав может мигрировать по зонам повышенной проницаемости в литосфере на расстояние до первых тысяч километров [11].

Таким образом, из вышесказанного следует, что Sm–Nd модельные возраста эффузивных пород трапповой формации Волыни варьируют от 2050 до 1090 млн лет с двумя пиками в областях 1700–1500 млн лет и около 2000 млн лет. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изотопные возраста цирконов, извлеченных из базальтов Волыни, могут быть разделены на четыре группы: около 2000, около 1820, около 1470 млн лет и (549 ± 29) млн лет. Соответствие указанных возрастов возрасту формирования земной коры и стабилизация литосферной мантии в западной (свекофенской) части Восточно-Европейского кратона свидетельствуют о том, что литосферный источник играл важную роль в формировании эффузивных пород трапповой формации Волыни. Роль плюмового источника была сравнительно незначительной, однако резко возрастала на поздних этапах магматизма. Плюм, вызвавший раскол западной (в современных координатах) части Родинии, располагался, очевидно, не непосредственно под трапповой формацией Волыни, а к северо-западу от нее.

1. Шумлянський Л. В., Андреассон П.-Г., Деревська К. І. Вік формування базальтів волинської траппової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікрозондовим методом // Геохімія та рудоутворення. – 2006. – № 24. – С. 21–29.
2. Шумлянський Л. В. К вопросу об обоснованности Rb-Sr изотопного возраста оруденения трапповой формации Волыни // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотоп. геохронологии, Москва, 6–8 июня 2006 г. – Москва: ГЕОС, 2006. – Т. 2. – С. 421–425.
3. Compston W., Sambridge M. S., Reinfrank R. F. et al. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // J. Geol. Soc. (London). – 1995. – 152. – P. 599–611.

4. Шумлянський Л., Деревська К. Перші Sm-Nd та Rb-Sr ізотопно-геохімічні дані стосовно вендських базальтів Волині // Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень. – Київ: Знання, 2001. – С. 67–75.
5. Носова А. А., Веретенников Н. В., Левский Л. К. Природа мантийного источника и особенности коровой контаминации неопротерозойских траппов Волынской провинции (Nd – и Sr-изотопные и ICP-MS геохимические данные) // Докл. АН. – 2005. – **401**, № 3. – С. 429–433.
6. DePaolo D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. – **291**. – P. 193–196.
7. Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophys. – 2001. – **339**. – P. 1–18.
8. Skridlaite G., Baginski B., Whitehouse M. The ca 1.5 Ga zircons and monazites in charnockites from the western East European Craton // Geoph. Res. Abstracts. – 2006. – **8**, No 07385.
9. Bogdanova S. The East European craton: some aspects of the Proterozoic evolution in its south-west: Crystalline rocks of the East-European craton. Scientific communications of the 12th meeting of the Petrology group of the Mineralogical Society of Poland // Miner. soc. Poland. – 2005. – **26**. – P. 18–24.
10. Krzeminska E., Williams I., Wiszniewska J. A late Paleoproterozoic (1.80 Ga) subduction-related mafic igneous suite from Lomza, NE Poland // Terra Nova. – 2005. – No 17. – P. 442–449.
11. Condie K. C. Mantle plumes and their record in Earth history. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. – 306 p.

*Институт геохимии, минералогии
и рудообразования НАН Украины, Киев
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва*

Поступило в редакцию 16.03.2007

UDC 539.3

© 2008

V. O. Vakhnenko, O. O. Vakhnenko, J. A. TenCate, T. J. Shankland

Quasistatic loading of Berea sandstone

(Presented by Corresponding Member of the NAS of Ukraine V. A. Danylenko)

Запропонована феноменологічна модель для опису властивостей напруження-деформація пісковика під дією повільного навантаження. Розглянута комбінація трьох механізмів, які пов'язуються з внутрішніми обмінними процесами: механізм стандартного релаксуючого твердого тіла, пружний механізм з прилипанням, механізм залишкової пластичної деформації. З малою кількістю параметрів модель відтворює як якісно, так і кількісно головні експериментальні дані по напруженню-деформації для пісковика Бера. Модель правильно відтворює великі та малі петлі на траєкторії напруження-деформація (пам'ять про кінцеву точку). Власне запропонована залежність деформації від напруження є не чим іншим, як рівнянням стану пісковика.

The measurements of typical stress-strain dependences for rocks under quasistatic loading point out their essentially nonlinear behavior. The results by Boitnott [1], Hilbert et al. [2] and Darling et al. [3] on repeatable hysteretic loops in stress-strain curves are well known. In essence, modeling the stress-strain dependences reproduces the sandstone state equation. Dealing only with macroparameters such as stress and strain while the processes on a microlevel still remain unknown makes it very difficult to create a model that adequately describes these properties. Recent experiments [3] showed that the most remarkable stress-strain properties of rocks are