

ЭТАПЫ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА САРМАТИИ ОТ ПАЛЕОАРХЕЯ ДО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ И МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Лобач-Жученко С. Б., Балтыбаев Ш. К., Егорова Ю. С., Сергеев С. А., Каулина Т. В., Салтыкова Т. Е.

Аннотация

Ранние этапы базит-ультрабазитового магматизма Сарматии характеризуется появлением ультрабазитов с не типичной повышенной железистостью мантии, что делает важным их изучение как источник информации об этапах, причинах активности мантии и ее возможном составе. Этот магматизм фиксируется в Сарматии с начала эоархея. Реликты эо- и палеоархейских базитов и ультрабазитов выявлены в Днестровско-Бугской, Курской и Приазовской провинциях, которые испытали тектоническую переработку в меоархее и палеопротерозое. Мезоархейский базит-ультрабазитовый магматизм развит во всех провинциях Сарматии и представлен эффузивной и интрузивной фациями. Мезоархейские зеленокаменные пояса, сложенные коматиитами и базальтами, хорошо сохранились в Среднеприднепровской провинции, тогда как в других они сильно деформированы и образуют узкие линейные структуры. Палеопротерозойская эндогенная активность Сарматии отличается от других регионов почти полным отсутствием магматизма в интервале 2.5–2.3 млрд лет и его значительным проявлением 2.0–2.1 млрд лет назад. Магматизм Сарматии этого этапа по соотношениям базит-ультрабазитовых и гранитоидных комплексов сходен магматизмом Южной Африки, но отличается от Фенноскандии и Канады: в первых объем гранитоидов, синхронных с базитами, превышает объемы мантийного магматизма. Изверженные комплексы этапа 2.1–2.0 млрд лет Сарматии и Южной Африки сближает также присутствие норитов и обогащенность Ni, элементами платиновой группы, а также близкое соотношение гранитоидов и базит-ультрабазитов.

Магматическая активность – и прежде всего базит-ультрабазитовый магматизм на древних кратонах - явление не синхронное в планетарном масштабе и сильно различается по объему продуцируемого материала в пределах одинаковых временных интервалов. Источником базит-ультрабазитовых пород раннего докембрия (вулканитов зеленокаменных поясов, интрузий больших изверженных провинций, расслоенных массивов) являются плюмы, производные которых формируются в пределах нижней и верхней мантии и/или верхней мантии и коры, что обуславливает гетерогенность состава магматических образований. Пространственная гетерогенность и несинхронность базит-ультрабазитового магматизма могла быть обусловлена тем, что триггерами возникновения плюмов являлись импактные события.

Ключевые слова:

Ключевые слова: докембрий, кратон, возраст, магматизм, Сарматия, корреляция, базиты, ультрабазиты

ЭТАПЫ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА САРМАТИИ ОТ ПАЛЕОАРХЕЯ ДО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ

С.Б. Лобач-Жученко¹, Ш.К. Балтыбаев^{1,2}, Ю.С. Егорова¹, С.А. Сергеев³,
Т.В. Каулина⁴, Т.Е. Салтыкова³

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

³Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

ВВЕДЕНИЕ

Базит-ультрабазитовые породы занимают незначительную часть древней континентальной коры, но без их изучения нельзя обойтись для полного понимания происхождения и эволюции древних кратонов [O'Neil et al., 2011; Van Kranendonk et al., 2018]. Решать вопросы эволюции кратонов, в частности, периодизации раннедокембрийского¹ ювенильного магматизма в них, стало возможным с развитием изотопных методов определения возраста пород. В данной статье предлагается анализ и интерпретация преимущественно новых изотопных данных, полученных для базитов и ультрабазитов Днестровско-Бугской провинции – наиболее древней части Сарматского кратона, а также для палеопротерозойских базит-ультрабазитовых пород Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Цель работы заключается в характеристике базит-ультрабазитового магматизма Сарматии от палеоархея до палеопротерозоя на основе геохронологических данных и проведение корреляции с другими регионами для выявления пространственно-временных особенностей проявления этого магматизма. Но корреляция геологических событий раннего докембрия затруднена из-за фрагментарности сохранившихся древних комплексов. К тому же большинство этих комплексов испытали наложенные преобразования, что усложняет многократно возможности реконструкции событий прошлого. Поэтому расшифровка древней истории Земли должна опираться как на общетеоретические представления, так и основываться на петрологических и изотопно-геохимических данных о вещественном и структурном парагенезисе древних пород.

В строении Днестровско-Бугской провинции принимают участие многократно метаморфизованные и деформированные эо- и палеоархейские породы Побужского гранулитогнейсового комплекса (ПГГК), наименее изученного по сравнению с другими комплексами Сарматского кратона. Изучение этого комплекса позволило охарактеризовать самые ранние этапы базит-ультрабазитового магматизма и показало, что большая часть ультрабазитов обладает повышенной железистостью [Лобач-Жученко и др., 2018а], не типичной для мантии. Таким образом, данные об ультраосновных породах ПГГК важны не только как источник информации об этапах активности мантии, но и о ее составе. Отметим также, что базит-ультрабазиты вмещают такие крупнейшие Cu-Ni месторождения мира, как Норильск [Криволуцкая, 2014] и Садбери [Wang et al., 2018].

¹ В статье используется хроностратиграфическая шкала раннего докембрия, предложенная комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук [Cohen et al., 2013].

Новые геохронологические данные по базитам и ультрабазитам палеопротерозоя ВКМ (Supplementary table) вместе с литературными данными демонстрируют весьма активный мантийный магматизм на этом этапе и нуждаются в детальном обсуждении.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРАТОНА САРМАТИЯ

ЭО- ПАЛЕОАРХЕЙСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ.

ЭТАП 3.65-3.4 МЛРД ЛЕТ

Сарматия представляет собой южный фрагмент фундамента Восточно-Европейской платформы [Bogdanova, 1991], состоящий из Воронежского кристаллического массива и Украинского щита (УЩ), разделенных Днепровско-Донецким авлакогеном. Эо-палеоархейские базиты сохранились на юге Днестровско-Бугской провинции в Побужском гранулитовом комплексе и в Приазовской провинции УЩ, а также в Курской провинции ВКМ.

Побужский гранулитогнейсовый комплекс вытянут в северо-западном направлении и занимает южную и центральную часть Днестровско-Бугской провинции, расположенной на юго-западе Сарматского кратона (рис. 1).

В строении Днестровско-Бугской провинции выделяются Гайвороновский и Голованевский домены [Степанюк, 2000]. Гайвороновский домен представляет собой крупную структуру, центральная часть которой является древнейшей и более чем на 70% сложена гнейсоэндербитами с небольшими включениями метаосадков, метавулканитов и базит-ультрабазитовых пород [Степанюк, 1996; 2000; Щербаков, 2005; Щербак и др., 2005 и др.]. Древнейшие породы вскрыты в карьерах: Гайвороновском, Завальевском, Одесском, Казачий Яр и Кошаро-Александровском, а также обнажены по берегам р. Южный Буг. Супракрустальные породы относятся к палеоархейской днестровско-бугской [Есипчук и др., 2004] и неархейской бугской [Есипчук и др., 2004; Shumlyansky et al., 2015] сериям. Они слагают узкие с крутым падением толщ структуры, метаморфизованные в амфиболитовой или гранулитовой фации. В центре Гайвороновского домена породы бугской серии местами имеют пологое залегание. Кора этого домена имеет мощность 45 км и плоскую границу Мохо [Структура земной..., 1980].

Голованевский домен расположен к юго-востоку от Гайвороновского домена и также сложен гнейсоэндербитами и супракрустальными породами днестровско-бугской и бугской серий, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Существенным отличием от Гайвороновского домена является присутствие в нем многочисленных интрузий ультраосновных и основных пород [Анцифилов и др., 2008] и большая мощность (65 км) земной коры [Структура земной..., 1980]. Структурными исследованиями в карьерах Одесский и Казачий Яр установлено несколько этапов деформаций в гнейсоэндербитах. Наиболее ранние деформации сохранились в отдельных небольших блоках гнейсоэндербитов, в которых присутствует циркон с наиболее древними $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастными (3.75–3.65 млрд лет). Более поздние деформации привели к формированию субширотных и запад-северо-западных плоскостных структур. Время их возникновения оценивается примерно в 2.8 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2017]. Более молодые деформации привели к образованию узких зон расланцевания северо-

восточного простиранья, к которым приурочены палеопротерозойские дайки базитов [Fig. 2, Lobach-Zhuchenko et al., 2017]. Кроме того, в палеопротерозое были сформированы локальные субширотные и субмеридиональные маломощные зоны пластического течения, сопровождавшиеся кристаллизацией граната: Sm-Nd возраст, определенный для мафических гранулитов по паре порода-гранат, составляет 1741 ± 130 млн лет [Балтыбаев и др., 2014]. Установленная структурно-возрастная шкала способствовала определению относительного возраста основных и ультраосновных пород; кроме того, для оценки их возраста использован изотопный состав Nd и Hf, а в ряде случаев был определен возраст циркона U-Pb SIMS методом.

Наиболее древними представителями базит-ультрамафитового магматизма в Побужье являются двупироксеновые гранулиты (метавулканиды) и включения перидотитов. Первые в виде полос и линз различной мощности перемежаются с гнейсоэнтербитами [Фомин, Каневский, 1975; Ярошук, 1983; Лесная, 1988; Белевцев и др., 1992; Степанюк, 1996; Щербаков, 2005 и др.]. В стратиграфических схемах мафические гранулиты относятся к днестровско-бугской серии раннего архея [Есипчук и др., 2004] и рассматриваются как метаморфизованные метавулканиды коматиит-базальтового состава [Фомин и др., 1980; Фомин, 1984; Балтыбаев и др., 2014; Лобач-Жученко и др., 2014а], и, частично, как метаморфизованные дайки [Степанюк, 1996, 2000]. Мафические гранулиты испытали многократные деформации, о чем свидетельствует линзовидное строение фрагмента гранулитов в северной части Одесского карьера. Размер фрагмента более 100×10 -20 м, он сложен мафическими гранулитами, перемежающимися с осадками (кварцитами, железистыми и гранатовыми кварцитами), и содержит полосы гнейсов, возможно кислых метавулканидов [Балтыбаев и др., 2014; Лобач-Жученко и др., 2014а, б].

Мафические гранулиты базальтового состава состоят из Cpx^2 , Орх, Pl, Amph, \pm Grt, содержат редкие зерна Qtz, Kfs, рудного минерала, а гранулиты метакоматиитового состава содержат амфибол-двупироксеновые парагенезисы [Балтыбаев и др., 2014; Lobach-Zhuchenko et al., 2017]. По химическому составу мафические гранулиты отвечают толеитовым базальтам, коматиитовым базальтам и коматиитам. Сложная история мафических гранулитов нашла отражение в данных об их изотопном возрасте (рис. 2). U-Pb возраст циркона определен в ЦИИ ВСЕГЕИ на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II по методике, описанной в [Lobach-Zhuchenko et al., 2017] для трех образцов: UR132, UR89/16, и UR82/4.

Гиперстен-плагноклазовый гранулит UR132 содержит пять поколений циркона, отражающих различные события, охарактеризованные ранее [Lobach-Zhuchenko et al., 2017]. Возраст магматического протолита установлен равным 3659 ± 19 млн лет по конкордантному циркону 1 группы, имеющему геохимические и морфологические черты, типичные для основных пород, и значение $\epsilon_{\text{Hf}}(3.66) = -0.1$ [Fig.11a, Lobach-Zhuchenko et al., 2017]. Коровая контаминация первичного базальтового расплава, предшествующая кристаллизации циркона, обеспечила низкое отношение $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.28031-0.28043$ и значения $\epsilon_{\text{Hf}}(3.66) = -3.4 - +0.8$ в магматических цирконах UR132 (рис. 4д), близкие к

² Сокращенные названия минералов: Amph - амфибол, Cpx - клинопироксен, Crb - карбонат, En - энстатит, Fo - форстерит, Fs - ферросилит, Hem - гематит, Grt - гранат, Kfs - калиевый полевой шпат, Mag - магнетит, Ol - оливин, Орх - ортопироксен, Pl - плагноклаз, Qtz - кварц, Spl - шпинель, Str - серпентин.

таковым ксеногенного циркона 2 группы [Lobach-Zhuchenko et al., 2017] и циркона палеоархейских ортогнейсов Побужского комплекса [Shumlyansky et al., 2012].

Образец UR89/16 взят из включения мафического гранулита из зоны брекчий, цементом которой является гнейсоэндербит. По химическому составу он отвечает коматиитовому базальту, сложен клино- и ортопироксеном, плагиоклазом, содержит амфибол. U-Pb изотопные данные для циркона из UR89/16 аппроксимируются двумя дискордиями (рис. 2а, рис. 3а) с верхними пересечениями 3628 ± 58 и 2845 ± 65 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2019]. На рис.3а показано строение цирконов в катодолюминисценции. Возраст 3628 ± 58 млн лет в пределах погрешности соответствует возрасту генерации магматического циркона из гранулита UR132. При совместном расчете аналитических данных для образца UR89/16 и двух точек UR132 (вставка в рис. 2а, Supplementary table) верхнее пересечение дискордии дает значение возраста 3634 ± 42 млн лет. Циркон характеризуется обычным для циркона базальтов умеренным содержанием РЗЭ (180–390 г/т). Характер распределения РЗЭ, высокая аномалия $Se^* = 34-67$ типичны для циркона магматического происхождения [Belousova et al., 2002; Hoskin, Shaltegger, 2003]. Циркон древней генерации UR89/16 имеет значения $\epsilon Hf_{(3.63)} = +0.1 - +1.9$ [Егорова и др., 2019], которые согласуются со значением $\epsilon Nd_{(3.63)} = -0.5$ для породы в целом (рис. 4е), что указывает на равновесие составов циркона и мафического гранулита и их первичную (магматическую) кристаллизацию из общего расплава базальтового состава, возможно, незначительно контаминированного, судя по пониженным значениям $\epsilon Hf_{(3.63)}$ и $\epsilon Nd_{(3.63)}$ относительно деплетированной мантии (рис. 4а, 3д). Возраст последующих генераций циркона отражает время наложенных метаморфических процессов. Образец UR82/4 взят из фрагмента гранулитов, претерпевшего многократные деформации, приведшие к его сложному линзовидному строению [Балтыбаев и др., 2014; Лобач-Жученко и др., 2014а]. Порода сложена пироксенами, плагиоклазом и гранатом, по химическому составу отвечает толеитовому базальту. В монофракции преобладают мелкие, светло-розовые округлые гранулитового типа зерна, а также оболочки вокруг менее распространенных полупрозрачных трещиноватых ядер. Циркон дискордантен, 4 точки, определяющие дискордию с верхним пересечением конкордии у 2979 ± 83 млн лет и нижним пересечением у 1890 ± 140 млн лет (рис. 2б) характеризуются секториальной зональностью, низкими концентрациями U (26–145 г/т), Th (4–36 г/т), РЗЭ (34–62 г/т), низким Th/U (0.12–0.18), высоким содержанием Hf (1.0–1.35 вес. %), типичными для метаморфического циркона. Определенная по содержанию титана температура гранулитовых зерен циркона $\sim 750^\circ\text{C}$ соответствует температуре, полученной по породообразующим минералам [Балтыбаев и др., 2014]. Реликты ядер отличаются от гранулитового циркона высоким (1000–4000 г/т) содержанием U и более высокой ($>800^\circ\text{C}$) температурой.

Для 17 образцов мафических гранулитов (метавулканитов) определен изотопный состав Nd. Для всех образцов сосчитаны значения $\epsilon Nd_{(t)}$ и модельные возраста $t_{DM}(Nd)$ – для образцов с отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0.18$ (табл. 1). Гистограмма модельных возрастов (рис. 4а, врезка) свидетельствует об эо-палеоархейском источнике для протолита гранулитов, а пик значений $t_{DM}(Nd) \sim 3.7$ млрд лет близок к магматическому возрасту циркона образцов UR132 и UR89/16. Среди изученных мафических гранулитов наименее измененным является метакоматиит UR17/16, поскольку он имеет высокое Sm/Nd отношение (0.31), низкое содержание РЗЭ и их плоское распределение [Лобач-Жученко и др., 2014а], свидетельствующие о малом влиянии на его состав пород коры [Костицын,

2015]. В координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 4б) точка UR17/16 и семь точек других гранулитов лежат около линии с наклоном, отвечающим возрасту 3.63 млрд лет (времени раннего этапа базитового магматизма, определенного U-Pb методом для циркона UR89/16 и UR132). Эти образцы характеризуются сходными в пределах погрешности положительными значениями $\epsilon\text{Nd}_{(3.63)} = +1.3 \pm 0.5$ и модельными возрастaми $t_{\text{DM}}(\text{Nd}) \sim 3.7$ млрд лет (табл. 1). Смещение на рис. 4б части точек с линии «3.63 млрд лет», вероятно, отражает влияние наложенных процессов и/или контаминации (для этих образцов рассчитанные параметры $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ и $t_{\text{DM}}(\text{Nd})$ в табл. 1 приведены курсивом). Часть точек метавулканитов коматиит-базальтового состава смещены в сторону линии, угол наклона которой соответствует возрасту метаморфизма ~ 2.9 млрд лет, определенного по циркону для обр. UR82/4 и UR89/16 (рис. 4б). Часть точек гранулитов обн. UR132 смещаются к линии, угол наклона которой отвечает 2.1 млрд лет – U-Pb возрасту самой поздней генерации циркона UR132 [Lobach-Zhuchenko et al., 2017]. Другое объяснение нарушения Sm-Nd системы части образцов обн. UR132 – контаминация вмещающими гнейсоэндербитами, так как на рис. 4а и 3б их поля перекрываются. В пользу этого свидетельствуют низкие значения $\epsilon\text{Hf}_{(3.66)}$ цирконов и их корреляция со значением $\epsilon\text{Nd}_{(3.66)}$ мафического гранулита из обр. UR132 в области отрицательных значений (рис. 4е).

Таким образом, изотопные данные по сохранившимся цирконам в мафических гранулитах UR132 и UR89/16 датируют эо-палеоархейский возраст базит-ультрабазитового вулканизма, а циркон гранулита UR84/2 и вторая генерация циркона UR89/16 датируют архейский этап метаморфизма, в то время как минеральная ассоциация фиксирует протерозойский этап гранулитового метаморфизма, определенный Sm-Nd методом и отраженный в возрасте нижнего пересечения дискордии U-Pb системы UR82/4. С этим выводом согласуются Sm-Nd (по породе в целом) и Lu-Hf (циркон) изотопные данные, которые позволяют предположить происхождение первичных коматиит-базальтовых расплавов из слабо деплетированного мантийного источника с параметрами $\epsilon\text{Nd}_{(3.63)} = +1.3 \pm 0.5$ и $\epsilon\text{Hf}_{(3.63)} = +1.0 \pm 0.9$. Учитывая полиметаморфическую историю изученных гранулитов, интерпретацию изотопных данных, следует рассматривать как одну из возможных.

К палеоархею условно отнесены включения нескольких шпинельсодержащих серпентинизированных и амфиболизированных гарцбургитов. Древний возраст гарцбургитов предполагается исходя из их структурного положения [Лобач-Жученко и др., 2018]. Кроме того, косвенным признаком древнего возраста части включений гарцбургитов является то, что они рассечены метаморфизованными дайками основного состава (двупироксеновыми гранулитами), геохимические характеристики которых идентичны таковым мафических гранулитов, охарактеризованных выше. Некоторые включения перидотитов, судя по единой ориентировке плоскостных текстур внутри включений и их контактов с гнейсоэндербитами, могут быть моложе гарцбургитов, описанных выше, и близки по времени к этапу ранних деформаций. Включения серпентинизированных гарцбургитов сложены крупнозернистой породой, состоящей из Ol (Fo_{86}), Orx ($\text{En}_{86-84}\text{Fs}_{14-45}$), Spl; вторичные – Amph, Srp, Mag, Hem, Crb. Они сильно серпентинизированы и карбонатизированы [Лобач-Жученко и др., 2018а]. На диаграмме Mg/Si—Al/Si [рис. 85 в Лобач-Жученко и др., 2018а] составы наименее измененных образцов занимают поле вблизи состава примитивной мантии, что не согласуется с низким содержанием в них CaO и Al_2O_3 , указывающим на деплетированность источника.

Особенностью химического состава всех гарцбургитов ПГТК является их повышенная железистость ($\text{FeO} = 10.7\text{--}11.7$ масс. %, $\#mg = 0.85\text{--}0.87$). Для одного включения (UR22) определен возраст двух зерен циркона, который по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равен 1805 и 2015 млн лет (Supplementary table). На диаграмме с конкордией четыре точки из пяти, как это очевидно из данных таблицы, располагаются в нижней части дискордии с пересечением конкордии у значения 1880 ± 58 млн лет, отмечая нарушение U-Pb системы в палеопротерозое. Изотопный состав Nd двух образцов гарцбургита этого включения (UR22/6 и UR22/10, табл. 1) близок и отличается низким содержанием Nd (< 2 мкг/г), а значение модельного возраста $t_{DM} \sim 3.6$ млрд лет (параметры модели по работе [Goldstain, Jacobson, 1988]) позволяет их отнести к эо-палеоархейскому этапу базит-ультрабазитового магматизма. Близкий изотопный состав Nd имеет и другое включение гарцбургита (UR145, рис. 4в).

Реликты палеоархейских базит-ультрабазитовых пород в Сарматии, помимо Побужья, датированы в гнейсах обоянского комплекса ВКМ и на западе Приазовской провинции в Орехово-Павлоградской зоне УЩ. В первом случае они представлены включением амфиболита [3.67 млрд лет, Лохов и др., 2009], во втором – включением пироксенита [3.66 млрд лет, Bibikova, Williams, 1990]. Оба региона характеризуются сильными и неоднократно проявленными деформациями и метаморфизмом.

О проявлении базит-ультрабазитового магматизма в Сарматии после 3.65 млрд лет можно предполагать, исходя из присутствия в молодых интрузиях Воронежского массива ксеногенного циркона с возрастными 3.6–3.5 млрд лет (Supplementary table в [Лобач-Жученко и др., 2017а]), состав которого позволяет относить их к цирконам базитов.

ПАЛЕОАРХЕЙСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ САРМАТИИ. ЭТАП 3.4-3.2 МЛРД ЛЕТ

Магматизм этапа 3.4–3.2 млрд лет на территории Сарматии датирован в Побужском гранулит-гнейсовом комплексе Днестровско-Бугской провинции УЩ, где сохранились включения ортопироксенитов.

Ортопироксениты встречаются как самостоятельные тела, так и как части сложно построенных включений перидотитов. Наиболее крупное включение (UR107) имеет форму, близкую к пластине, и сложное внутреннее строение, определяемое его структурно-метаморфическими преобразованиями [рис. 1, Лобач-Жученко и др., 2017б]. Включение расположено в западной части субширотной зоны пластического сдвигового течения. Наиболее сохранившаяся часть включения UR107 сложена плагиоклазовым высокомагнезиальным ортопироксенитом с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.67$ и высокими концентрациями Co, Ni и Cr. На контакте с гнейсоэндербитом ортопироксенит превращен в жедрит-антофиллит-флогопитовый сланец.

Изотопный возраст ортопироксенита UR107. В популяции циркона, выделенного из участка, сохранившего магматическую ассоциацию породообразующих минералов, преобладают удлиненные призматические с осцилляторной зональностью кристаллы (I-ый тип). На контакте в жедрит-антофиллит-флогопитовой породе преобладают округлые и овальные зерна циркона (II-ой тип). Присутствуют редкие удлиненные зерна, по морфологии сходные с цирконом I-го типа, но с очень слабым свечением в

катодоллюминесценции, отнесенные к III типу [Лобач-Жученко и др., 2017б]. Циркон I-го типа субконкордантен ($d < 5\%$) и образует дискордию, пересекающую конкордию у значения 3320 ± 20 млн лет (рис. 2б). Для четырех зерен циркона II-го типа по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получены значения возраста в интервале 2.79–3.0 млрд лет, а для двух зерен циркона III-го типа – 2 млрд лет (Supplementary table). Анализ Lu-Hf-системы циркона показал, что величина $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ для субконкордантных зерен I-ого типа определяется интервалом от -0.4 до +5.2 и находится в балансе с начальным изотопным составом Nd ортопироксенита (рис. 4е), что отвечает магматическому происхождению циркона I-го типа и его кристаллизации из расплава ортопироксенита [Лобач-Жученко и др., 2017б]. Расчетный модельный возраст $t_{\text{DM}}(\text{Nd})$ соответствует $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ и составляет ~ 3.7 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2017б]. Жедрит-антофиллит-флогопитовый сланец из зоны контакта с гнейсоэндербитом (обр. UR107/6) отличается повышенным содержанием Nd и его менее радиогенным изотопным составом. Судя по всему, его Sm-Nd система была нарушена в результате коровой контаминации или наложенных процессов (табл. 1). Таким образом, на основе изотопных данных устанавливаются три события: кристаллизация ортопироксенита 3.32 млрд лет назад, деформации и метаморфизм около 2.8 млрд лет и проявление протерозойского метаморфизма ~ 2 млрд лет назад.

В восточной части зоны пластического сдвигового течения находится серия небольших включений метаортопироксенитов, представленных образцами UR82 и UR82/3. Небольшие включения UR82/3 и UR82 полностью метаморфизованы в гранулитовой фации, сложены ортопироксеном (70–75%), клинопироксеном (~ 15 –20%), плагиоклазом (~ 10 –15%); в небольшом количестве присутствуют амфибол, биотит, кварц, Cr-магнетит. Циркон обр. UR82/3 гетерогенен (рис. 3б). Выделяются зерна с высоким отношением $\text{Th}/\text{U} = 3.4$ –5.9 и зерна с $\text{Th}/\text{U} < 1$. Расчет по четырем наиболее хорошо сохранившимся зернам первой группы (Supplementary table) дает возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией 3224 ± 98 млн лет (рис. 2г). Судя по включениям различных ассоциаций минералов в цирконе: 1) Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ap – в одних зернах и 2) Орх (#mg 64) и Amph (#mg ~ 60) – в других, источник циркона отвечает как кислым, так и основным породам. К первым принадлежит зерно 8.1 с возрастом 3680 млн лет, которое имеет пойкилитовое строение, содержит включения Qtz, Pl, Bt. Его возраст близок к возрасту циркона из гнейсоэндербитов (3.62–3.57 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2013], участвующих в строении данной зоны деформации. Состав минералов из вторых – идентичен минералам ортопироксенита, что позволяет связать их кристаллизацию с гранулитовым метаморфизмом. Монофракция циркона UR82 (рис. 3в) состоит из крупных непрозрачных зерен округло-овальной формы (тип 1) и прозрачных округлых розовых, образующих самостоятельные зерна и оболочки на цирконе первого типа (тип 2). Единичные зерна циркона первого типа образуют две дискордии с пересечением конкордии у значений 3499 и 3498 млн лет (Supplementary table, рис. 2в) и характеризуются низким отношением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} \sim 0.28031$ (рис. 4д) [Лобач-Жученко и др., 2013]. В зернах циркона, образующих дискордии, содержание редких элементов (U, Th/U, Hf, LREE, Lu_n/La_n , Y, Yb) различается и отвечает источникам гранитного и основного состава [Belousova et al., 2002]. Нижние пересечения дискордий указывают на протерозойский этап перестройки U-Pb системы (рис. 2в). Фигуративные точки зерен циркона 2-го типа аппроксимируются дискордией с верхним пересечением конкордии

2742±23 млн лет. Этот возраст близок к возрасту мигматизации вмещающего включение гнейсоэндробита [Лобач-Жученко и др., 2013]. Крайне низкое изотопное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в метаортопироксенитах UR82 и UR82/3 свидетельствует о нарушении первичного изотопного состава Nd, что подтверждается отсутствием корреляции $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ с $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (рис. 4е). По положению линий эволюции Nd этих образцов и вмещающих гнейсоэндробитов (рис. 4г) можно предполагать, что перестройка Sm-Nd изотопной системы произошла во время палеопротерозойского этапа метаморфизма в результате изотопного обмена с метаморфическим флюидом.

Данные для циркона включений UR82 и UR82/3 демонстрируют их сложную геологическую историю, частично предшествующую их попаданию в зону брекчий и совместную метаморфическую историю, начиная с ~2.8 млрд лет.

В других регионах Сарматии к магматизму, синхронному с формированием ортопироксенитов Побужья (3.4–3.3 млрд лет), могут быть отнесены амфиболиты Приазовья, в которых соответствующий возраст получен для отдельных зерен циркона.

МЕЗОАРХЕЙСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ САРМАТИИ. ЭТАП 3.2-2.8 МЛРД ЛЕТ

Ранний мезоархей 3.2-3.0 млрд лет

Активный базит-ультрабазитовый магматизм в раннем мезоархее установлен на большей части Сарматии: в Курской провинции ВКМ, в Среднеприднепровской и Приазовской провинциях УЩ.

Курская провинция ВКМ Магматизм представлен базальт-коматиитовыми сериями зеленокаменных поясов, и синхронными с ними интрузиями, приуроченными к энсиалическим рифтам [Крестин, 1985; Бочаров, Фролов, 1993; Чернышов и др., 1997; Ненахов и др., 2007]. Состав коматиит-толеитовых серий охарактеризован во многих работах [Фомин и др., 1980; Крестин, 1985; Чернышов и др., 2014]. Интрузивный магматизм представлен Сергиевским дунит-перидотитовым комплексом [Чернышов и др., 2009], расположенным в ассоциации с Михайловско-Белгородским зеленокаменным поясом. Датирован серпентинизированный ультрабазит Сергиевского комплекса: конкордантный возраст циркона которого 3136 ± 10 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2017а]. Серпентиниты Сергиевского комплекса характеризуются низким содержанием РЗЭ и их плоским распределением, сходным с таковыми коматиитов, в связи с чем принадлежность датированного образца к интрузивной фации не однозначна.

Среднеприднепровская провинция УЩ. Зеленокаменные ассоциации в Среднеприднепровской провинции были сформированы в два этапа: в первый, 3.19-3.14 млрд лет, т.е. в раннем мезоархее, образованы вулканические серии Высокопольской, Верховцевской и Чертомлыкской структур [Сукач, 2016]. В этой провинции, в отличие от других регионов Сарматии, хорошо сохранились структура и стратиграфия зеленокаменных поясов, в разрезах которых выделены нижний, преимущественно вулканогенный с джеспилитами, и верхний, осадочный уровни [Сукач, 2014 и ссылки в ней]. Интрузивные породы представлены габброидами, расположенными в тесной ассоциации с вулканитами, а также несколькими комплексами ультраосновного состава.

Приазовская провинция. Зеленокаменные структуры Приазовской провинции - Сорокинской, Косивцевской, Новогородской., расположенные в центральной, северной и

западной, соответственно, частях провинции, сильно деформированы, образуют узкие линейные структуры; метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фации. Преобладающими являются коматиит-базальтовые ассоциации с широким спектром геохимических характеристик, свидетельствующих о различных источниках и условиях образования [Артеменко и др., 2009]. Возраст зеленокаменных поясов определен только по циркону из пород среднего и кислого составов методом TIMS: 3095±43 – метаандезит Новогоровской структуры и 3157±130 млн – метапорфирит, прорывающий породы Сорокинской структуры [Щербак и др., 2005]. Интрузивные базит-ультрабазитовые породы этого периода выделить сложно, поскольку породы Приазовья испытали неоднократную структурно-метаморфическую переработку. В ряде районов Западного Приазовья сохранились реликты базитов с наложенными на них деформациями (D₂) с формированием субширотной пологой линейности (не опубликованные данные авторов). Последовательность деформаций, аналогичная таковой в Орехово-Павлоградской зоне [Lobach-Zhuchenko et al., 2014], может указывать на возможное присутствие раннемезоархейских базитов в Западном Приазовье.

Поздний мезоархей (3.0-2.8 млрд лет)

Геологические события, фиксируемые для позднего мезоархей в Курской провинции ВКМ и Приазовской провинции УЩ уазывают, что становление базит-ультрабазитового магматизма от раннего мезоархей отделено деформациями и метаморфизмом.

Курская провинция ВКМ. Время метаморфизма, разделяющего ранний и поздний мезоархей, датировано по метаморфическому циркону амфиболита михайловской свиты Белгородского зеленокаменного пояса Курской провинции как 3028±10 млн лет [Лобач-Жученко и др., 2017а]. Последующий магматизм в Курской провинции проявлен излиянием содержащих муассанит [Чернышов и др., 1975] вулканитов основного состава, вошедших в состав тимской серии. Интрузивный базит-ультрабазитовый магматизм представлен штоками, дайками, пластовыми телами, распространенными как в Курской провинции, так и восточнее, на юге Лосевской зоны (Белогорьевский комплекс [Чернышов и др., 2015]). Значительная часть интрузий этого этапа представлена метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации штоками, дайками, сложенными габбро-норитами с повышенной железистостью (#mg=0.36–0.38). Для нескольких массивов получены конкордантные значения возраста – 2885±12, 2856±17, 2920±12 млн лет [Информационный ресурс Изотопного Центра ВСЕГЕИ «Геохронологическая карта РФ»].

Интрузии Белогорьевского комплекса имеют дайкообразную, пластообразную форму и незначительные размеры в плане (0.3–0.8 кв²), сложены крупнокристаллическими горнблендитами, амфиболизированными габбро и габбро-амфиболитами, обогащенными титаномагнетитом и апатитом. Возраст 2882±12 млн лет, полученный для массива оливинового габбронорита Белогорьевского комплекса [Лобач-Жученко и др., 2017а], сходен с возрастом базитов, расположенных западнее, в Курской провинции.

Среднеприднепровская провинция УЩ. В Среднеприднепровской провинции в позднем мезоархее продолжались излияния мафических лав (второй этап вулканизма: 3077—2954 млн лет), представленных вулканитами Сурского и Белозерского поясов [Сукач, 2016; Лобач-Жученко и др., 2017а]. Не исключено, что образование пород верхнего уровня (белозерской серии) происходило синхронно с бугской серией [Лобач-Жученко и др., 2017а].

др., 2017a]. Ко второму этапу относится Софиевский интрузивный комплекс, который расположен внутри софиевской зеленокаменной структуры. Интрузивный комплекс варьирует по составу от низкомагнезиальных меланогаббро и габбро-норитов до диоритов, представлен небольшими массивами. Возраст меланогаббро и габбро-норита по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равны, соответственно, 3087 и 3091 млн лет [Щербак и др., 2005]. К этому периоду времени, судя по геологическим данным, относится расслоенная Александровская интрузия. Интрузия предположительно имеет воронкообразную форму, внешнее кольцо которой сложено ультрабазитами и базитами; ультрамафиты представлены дунитами, перидотитами, пироксенитами; а мафиты – норитами, габбро-норитами, габбро [Самборская, 2008].

Приазовская провинция УЩ. В Приазовской провинции базит-ультрабазитовый магматизм раннего – и позднего мезоархей разделен, как это отмечено выше, геологическими событиями, выделение которых осложнено наложением зон палеопротерозойских деформаций и метаморфизма. На юге центрального Приазовья выделен Саксаганский антиклинорий, под центральной частью которого согласно геофизическим данным фиксируется сводовое поднятие поверхности Мохо [Насад и др., 2001], а в центре антиклинория на поверхности находятся многочисленные массивы габбро, габбро-диоритов и диоритов Обиточненского комплекса. Возраст интрузий находится в интервале 2.91–2.92 млрд лет [Бибикова и др., 2008]. Интрузии сложены массивными породами, главными минералами которых являются плагиоклаз и амфибол. Местами породы рассланцованы и мигматизированы. По химическому составу габбро представлены разновидностями как пониженной магнезиальности ($\#mg$ 0.44–0.45), так и повышенной ($\#mg$ 0.57–0.66). Вблизи Обиточненского комплекса расположены рои даек, которые представлены двумя их генерациями, разделенными этапом интенсивных деформаций. Возраст дайки второй генерации, сложенной низкомагнезиальным горнблендитом, равен 2.91 млрд лет [Бибикова и др., 2008].

Днестровско-Бугская провинция УЩ. Наиболее активный базит-ультрабазитовый магматизм на территории Сарматии в позднем мезоархее имел место в Голованевском домене Днестровско-Бугской провинции. Более 60 массивов основных и ультраосновных пород интродуцируют гнейсоэндербиты, породы днестровско-бугской и бугской серий [Анциферов и др., 2008]. Породы бугской серии образуют протоплатформенный осадочный чехол, сложенный, главным образом, зрелыми кварцитами и карбонатными породами, из чего следует, что интрузивный базит-ультрабазитовый магматизм имел место в протоплатформенных (квазикратонных - по В.П. Бухареву, [1991] условиях. Среди ультрабазитов Голованевского домена выделяются две формации: 1) гипербазитовую, с преобладанием клинопироксена и хромита, 2) дунит-перидотит-габброноритовую, с преобладанием ортопироксена и обогащенную никелем. Ультрабазиты сильно серпентинизированы. Для хромита Капитанского массива Голованевского домена определен Re-Os модельный возраст, который равен ~3 млрд лет и рассматривается как возраст массива [Gornostayev et al., 2004]. В Голованевском домене имеют место значительные вариации $\#mg$ мафитов и ультрамафитов, что указывает на различные источники расплавов, определивших перидотит-норитовую и гипербазитовую формации, аналогично магматизму комплексов Бушвельд и Стиллуотер [Irvine, Sharpe, 1982]. В большей, сложенной гнейсоэндербитами, части провинции (Гайвороновский домен) базит-ультрабазитовый магматизм проявлен незначительно. К этому этапу

относится становление флогопитовых гарцбургитов и, вероятно, излияния базальтов в районе с. Хашчеватое [Балтыбаев и др., 2014, рис. 1]. Флогопитовые гарцбургиты представлены фрагментом будинированной дайки (включение UR17/2) и Немировской интрузией; они сложены шпинельсодержащим флогопитовым гарцбургитом, состоящим из Ol, Орх, Срх, Phl, Cr-Spl; порода содержит сульфиды, магнетит и апатит, серпентинизация слабая [Цымбал и др., 1996; Лобач-Жученко и др., 2017в, 2018а, 2018б]. Гарцбургит UR17/2 на контакте с эндербитом имеет узкую гибридную зону, сложенную ортопироксеном [Лобач-Жученко и др., 2017в, 2018а]. Особенностью флогопитовых гарцбургитов ПГГК является высокое содержание K_2O в соответствии с чем они относятся к субщелочным ультраосновным породам. Они также, как и часть ультрабазитов Голованевского домена, характеризуются повышенной железистостью ($FeO > 8$ мас.%) и пониженной магнезиальностью ($\#mg = 0.85-0.87$) в сравнении с составом архейской сублитосферной континентальной мантии [Pearson, Nowell, 2002; Carlson et al., 2005]. Определен U-Pb SHRIMP-II возраст циркона из фрагмента дайки UR17/2, равный 2814 ± 51 млн лет (рис. 2е).

Циркон содержит включения породообразующих минералов, указывающих на синхронность кристаллизации циркона с кристаллизацией ультрамафитового расплава [Лобач-Жученко и др., 2018]. Ортопироксенит гибридной зоны имеет низкое значение $\epsilon_{Nd}(2.8) = -7.8$, которое соответствует изотопному составу Hf циркона ($\epsilon_{Hf}(2.8)_{Zr}$ = от -8.5 до -10.7 [Лобач-Жученко и др., 2017в]), что свидетельствует о контаминации ультраосновного расплава древним коровым материалом.

НЕОАРХЕЙ САРМАТИИ. 2.8–2.5 МЛРД ЛЕТ

Этап неoarхея на территории Сарматии, в целом, был амагматичным и, в частности, базит-ультрабазитовый магматизм не зафиксирован, но выявлены отдельные проявления кислого магматизма: массив гранитов салтыковского комплекса ВКМ (2669 ± 14 млн лет) [Лобач-Жученко и др., 2017а], граниты Анновской зоны Приднепровья [Щербак и др., 2008] и калиевые риолиты Курской провинции ВКМ (2612 ± 10 млн лет) [Савко и др., 2015]. На присутствие неoarхейских пород в Сарматии указывают также детритовые цирконы в осадках Федоровской структуры Приазовья [Бибикова и др., 2012].

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ САРМАТИИ. ЭТАП 2.5-1.9 МЛРД ЛЕТ

Палеопротерозойский магматизм в Сарматском кратоне проявлен повсеместно, исключая Среднеприднепровскую провинцию УЩ. Характерными особенностями этого магматизма является его приуроченность к узкому интервалу времени (2.14-1.93 млрд лет), синхронность базитового и гранитоидного магматизма и неравномерное проявление на территории кратона (рис. 1).

Украинский щит. В Волынской провинции УЩ (юго-запад кратона) базит-ультрабазитовый магматизм проявлен широко. Здесь выделяются два корообразующих этапа – 2.1–2.05 и 2.0–1.95 млрд лет [Shumlyansky et al., 2012], во время которых наряду с появлением гранитоидов происходило становление базитов и ультрабазитов. Они представлены вулканитами, интрузиями [Щербаков, 2005] и дайками [Elming et al., 2010].

Интрузии образуют серию штокообразных тел и многофазных массивов, из которых датированы массивы Букинский (1987±6 млн лет) и Кишинский (1992±5 млн лет) [Shcherbak et al., 2008]. Присутствуют интрузии и дайки щелочно-ультраосновного состава с возрастом 2.1–2.0 млрд лет. На западе провинции располагается того же возраста (2.1–2.0 млрд лет) Осницко-Миклашевичский магматический пояс [Claesson et al., 2001]. В этом поясе выделены две возрастные группы мафических даек – догранитные (> 2.0 млрд лет) и постгранитные (<2 млрд лет) [Elming et al., 2010]. В центре Волынской провинции широко развиты субщелочные дайки, более древние, чем Коростенский плутон, имеющий возраст 1765 млн лет [Омельченко, Митрохин, 2012; Щербак и др., 2008].

Геологические события периода 2.1–1.9 млрд лет на юго-западе Сарматского кратона связываются с коллизией Сарматии и Фенноскандии [Shumlyansky et al., 2012]. Другие исследователи [Цымбал и др., 2011] рассматривают щелочно-ультраосновные породы этого времени как результат внедрения глубинных (порядка 140 км) мантийных магм, не связанных с коллизией.

Южнее, в Днестровско-Бугской провинции базит-ультрабазитовый магматизм в палеопротерозое проявлен меньше и представлен, главным образом, дайками. Дайки юга этой провинции относятся к двум близким по возрасту, но разным сериям: (мета)базальтового - и (мета)трахиандезитобазальтового составов [Степанюк и др., 2013]. В Одесском карьере метатрахиандезитобазальты образуют рой даек северо-восточного простирания при крутом до вертикального падении [рис. 2, Lobach-Zhuchenko et al., 2017]. Базальтовые дайки имеют толеитовый состав, трахиандезитобазальтовые - известково-щелочной. По соотношению SiO₂ и K₂O [Le Maitre et al., 1989] трахиандезитобазальты принадлежат высоко-К породам; серии различаются содержанием и распределением РЗЭ [Степанюк и др., 2013]. Дайки обеих серий метаморфизованы в условиях гранулитовой фации [Степанюк и др., 2013; Lobach-Zhuchenko et al., 2017].

Дайки базальтового состава датированы по циркону, извлеченному из продукта селективного плавления вмещающего эндербита и проникающего в дайку (эффект Седерхольма). Этот факт предполагает внедрение даек в разогретые породы и их метаморфизм почти сразу же после их кристаллизации. Возраст циркона равен 1993±2 млн лет [Степанюк и др., 2013]. Время кристаллизации трахиандезитобазальтов определено по циркону, выделенному из двух даек и равно 1988±4 млн лет [Степанюк и др., 2013]. Близкий возраст – 2024±24 млн лет [Степанюк и др., 2017] – имеет циркон из амфиболита в Капитанском массиве Голованевского домена. Геологические данные не противоречат предположению, что амфиболит представляет собой дайку, секущую ультрамафиты. В работе [Кривдик и др., 2003] описаны два массива щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами с возрастом 2 млрд лет. Значительно шире в Днестровско-Бугской провинции проявлен гранитоидный магматизм. Возраст гранитоидов определен по циркону и монациту и лежит в интервале 2.06–1.95 млрд лет [Степанюк, 2000; 2013].

В Ингульской и Рос-Тикичской провинциях, как и на западе Днестровско-Бугской провинции, магматизм палеопротерозоя представлен, главным образом, гранитоидами, а базит-ультрабазитовые породы развиты умеренно (рис. 1). Мафические породы в Ингульской провинции представлены габбро-монцонитами Новоукраинского массива с возрастом 2.03–2.04 млрд лет [Щербак и др., 2008]. Возраст гранитоидов Ингульской и Рос-Тикичской провинций ограничен интервалом 2.08–1.98 млрд лет [Степанюк, 1996;

2000; Щербак и др., 2008; Степанюк и др., 2017], более древний возраст 2.14 млрд лет получен для гранитов Звенигородского массива [Щербак и др., 1989].

В *Среднеприднепровской провинции* палеопротерозойский магматизм не известен. Датирована лишь одна дайка амфиболита, возраст которой составляет ~2 млрд лет [Elming et al., 2010].

В *Приазовской провинции* ультрабазитовый магматизм этого этапа развит в западной части провинции, представлен Черниговским щелочно-ультраосновным карбонатитовым массивом, имеющим возраст 2090 ± 47 млн лет [Загнитко и др., 1993] и серией субщелочных ультраосновных пород - лампроитов [Раздорожный и др., 1999], одновременно с образованием которых 2.09–2.03 млрд лет назад имели место деформации, метаморфизм, становление гранитов и сиенитов [Щербак и др., 2008].

Щелочно-основной магматизм, развитый на востоке этой провинции на востоке этой провинции, более молодой (<1.8 млрд лет) [Загнитко и др., 1993].

Воронежский кристаллический массив. В палеопротерозое территория ВКМ рассматривается как Восточно-Сарматский ороген, формирование которого определялось коллизией Сарматского и Волго-Уральского кратонов [Чернышов и др., 1997; Ненахов и др., 2007; Щипанский и др., 2007; Савко и др., 2017; Terentiev et al., 2017]. На территории орогена палеопротерозойский магматизм, в том числе и базит-ультрабазитовый, проявлен во всех трех традиционно выделяемых блоках (здесь – провинциях): Курской (рис. 1), Воронцовской (или Хоперском блоке), и в разделяющих их Лосевской провинции (Липецко-Лосевский вулканоплутонический пояс или Лосевская шовная зона) [Чернышов и др., 1997; Ненахов и др., 2007 и др.].

В *Курской провинции* базит-ультрабазитовый магматизм представлен вулканитами, варьирующими по составу от пикритов до толеитов и субщелочных базальтов [Чернышов, 2004] и интрузивными образованиями, которые включают золотухинский и смородинский базит-гипербазитовые комплексы, стойло-николаевский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и Дубравинский щелочно-ультраосновной (карбонатитовый) массив [Ненахов и др., 2007]. Интрузии золотухинского комплекса двухфазные. Состав первой фазы включает перидотиты, большей частью серпентиниты, и пироксениты. Вторая фаза представлена амфиболизированными габбро, габброноритами, габбро-долеритами. Определен возраст для метапироксенитов, соответствующий интервалу 2.07–2.11 млрд лет (Supplementary table, рис. 5а). Возраст вмещающего плагиоклаз-актинолит-хлоритового сланца, часть циркона которого сохраняет архейский возраст, определен как 2.1 млрд лет (Supplementary table, рис. 5б). Датированные образцы стойло-николаевского комплекса взяты из небольших изометричных интрузий первой фазы комплекса, сложенной метагаббро и метагаббро-норитами. Определен возраст циркона из габбро-норита: 2068 и 2063 млн лет (Supplementary table, рис. 5д, е). Силлы и дайки оливиновых габбро-долеритов смородинского комплекса, секущие породы золотухинского и стойло-николаевского комплексов, менее метаморфизованы, сложены лабрадор-битовнитом, титан-авгитом, диопсидом, серпентинизированным оливином (до 5%). Возраст определен как 2.06–2.05 млрд лет (Supplementary table, рис. 5 в, г). Дубравинский щелочно-ультраосновной (карбонатитовый) массив имеет конкордантный U-Pb возраст апатита 2.07 млрд лет [Альбеков и др., 2017]. Синхронно с базит-ультрабазитовыми породами и карбонатитами в Курской провинции формировались граниты (рис. 1), в том числе атаманского (2059 ± 35 млн лет), малиновского, шебекинского (2042 ± 45 млн лет) и

лискинского (2070 ± 6 млн лет) комплексов [Информационный ресурс Изотопного Центра ВСЕГЕИ «Геохронологическая карта РФ»]. Многие как основные, так и кислые породы этих комплексов содержат архейские ксеногенные цирконы [Лобач-Жученко и др., 2017а] и имеют отрицательные величины ϵ_{Nd} [Бойко и др., 2014; Савко и др., 2015]. Таким образом, в Курской провинции синхронно имело место становление базит-ультрабазитовых (2.1–2.05 млрд лет), щелочно-ультраосновных (2.07 млрд лет) и гранитоидных (2.07–2.04 млрд лет) комплексов.

В *Воронцовской провинции* базит-ультрабазитовый магматизм представлен сульфидным медно-никелевым мамонским перидотит-габброноритовым, никеленосным еланским и троктолит-габбро-долеритовым новогольским комплексами. Мамонский комплекс сложен серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, амфиболовыми габбоноритами [Ненахов и др., 2007].

Возраст циркона из Большемартыновского массива мамонского комплекса равен 2.08 и 1.98 млрд лет [Лохов и др., 2009]. Такой же возраст – 2080 ± 15 млн лет получен ранее методом TIMS для циркона из мамонского комплекса для Еланского массива [Чернышов и др., 1990]. Возраст циркона из норита еланского комплекса равен 2071 ± 6 млн лет, а гранодиорита – 2084 ± 9 млн лет (рис. 5 ж, Supplementary table). Для циркона из Новомеловатского массива, сходного с еланским комплексом, получен возраст 2052 ± 10 (1-я фаза) и 2057 ± 12 млн лет (2-я фаза) [Кременецкий и др., 2006]. Андезитобазальты из Калачского грабена, расположенного в Воронцовской провинции, имеют возраст 2050 ± 11 млн лет [Терентьев, Скрябин, 2014]. Из приведенных данных следует, что в Воронцовской провинции в интервале 2.08–2.05 млрд лет одновременно имели место проявления габбро-перидотитового и габбро-норитового магматизма, и в том же интервале - 2.07–2.05 млрд лет - происходило становление гранитов [Савко и др., 2014].

Ультрабазиты-базиты мамонского комплекса образуют мелкие и крупные сложно построенные массивы. Датированный Большемартыновский массив этого комплекса включает в себя серпентинизированные дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, оливинные пироксениты, горнблендиты, роговообманковые перидотиты, пироксениты, габбро, габбронориты, габбродiorиты и диориты; массив с юга окаймляется зоной брекчирования. Еланский комплекс также представлен многочисленными небольшими интрузиями, сложенными неупорядоченным чередованием варьирующих по мафичности норитов и диоритов, а также гранодиоритов и тоналитов, фиксируемая на поверхности [Плаксенко, 1992; Терентьев, Савко, 2016] и в разрезе (Новомеловатская интрузия, вскрытая Воронежской параметрической скважиной) [Кременецкий и др., 2006; Терентьев, 2015]. Особенностью строения пород еланского комплекса является их минералогическая неординарность и неоднородность (сочетание оливина и ортоклаза, значительные вариации железистости оливина и ортопироксена в одной породе), а также присутствие пород - от меланоноритов до тоналитов в пределах одного небольшого тела, например, в массиве Елка, площадью ~ 10 км² [Терентьев, Савко, 2016]. Для интрузий характерно присутствие многочисленных ксенолитов, в том числе ультраосновного состава [Гирнис, 1991; Кременецкий и др., 2006; Терентьев, 2015]. Особенностью химического состава ультрамафитов, принимающих участие в строении массивов, является сочетание высокой магнезиальности с повышенной общей железистостью и щелочностью [Ненахов и др., 2007].

Лосевская провинция, расположенная между Курской и Воронцовской провинциями, сложена палеопротерозойской лосевской серией, в которой располагаются интрузии мафитов рождественского комплекса. Южная часть зоны занята донской серией архейского возраста [Терентьев, 2016]. Возраст базитов лосевской серии определен как 2.05 млрд лет [Terentiev, Skryabin, 2014]. Возраст 2.18 млрд лет получен для метаплагиориолита этой серии [Терентьев и др., 2014]. Возраст Рогачевского массива (линза габбронорита в амфиболитах) рождественского комплекса равен 2.13 млрд лет (рис. 5 з, Supplementary table). Породы лосевской серии и интрузии рождественского комплекса прорваны усманскими и павловскими гранитоидами Циркон из трех проб мигматитов павловского комплекса имеет возраст 2070 ± 10 , 2070 ± 5 и 2074 ± 9 млн лет [Информационный ресурс Изотопного Центра ВСЕГЕИ «Геохронологическая карта РФ»]. На породах лосевской серии и прорывающих ее гранитах в центре провинции залегает воронежская толща конгломератов, гравелитов, вулканомиктовых песчаников, сланцев с прослоями вулканитов. Формирование воронежской свиты относится к этапу «постколлизии коллапса» и датируется как ~ 2065 млн лет [Савко и др., 2014; Terentiev et al., 2016]. По геофизическим данным для области развития воронежских отложений характерны кольцевые, изометрично-округлые структуры, рассматриваемые как вулканы центрального типа [Бондаренко, 2009]. В поле развития воронежской свиты расположена Ольховская кольцевая интрузия, возраст внешнего, диорит-монцонитового кольца которой 2077 млн лет, а внутреннего, трондьемитового – 2044 млн лет [Terentiev et al., 2017]. К югу от Ольховской кольцевой интрузии располагается Байгоровская вулканоплутоническая структура [Terentiev et al., 2016], которая представляет собой кальдеру размером 10 км. Ее внешнее кольцевое обрамление сложено вулканогенными породами, а в центральной части расположена интрузия гранитоидов. На востоке разрез этой структуры представлен эффузивными и пирокластическими породами, дайками и субвулканическими телами основного состава [Бондаренко, 2009]. Определен возраст андезито-базальта данной постройки, который равен 2047-2040 млн лет; в пробе присутствует ксеногенный циркон с возрастом 2909 ± 13 млн лет [Terentiev et al., 2016]. В соответствии с этими данными в Лосевской провинции датируются два этапа магматизма ~ 2.15 – 2.20 млрд лет – образование бимодальной вулканической лосевской серии, мигматитов и тоналитов и 2.07 – 2.05 млрд лет – проявление мафического магматизма, мигматизация, граниты в лосевской зоне, а также формирование воронежской свиты и многофазных кольцевых структур. Первый этап в геодинамических построениях относится к коллизионному этапу, магматизм второго периода – к постколлизии магматизму.

Из геохронологических данных следует, что основной объем базитовых интрузий и гранитоидный магматизм во всех трех провинциях Восточно-Сарматского орогена – Курской, Лосевской и Воронцовской происходили одновременно в интервале 2.07 – 2.04 млрд лет.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ САРМАТИИ

Базит-ультрабазитовый магматизм в Сарматии зафиксирован начиная с границы эо- и палеоархея и далее на протяжении архея и раннего протерозоя. Реликты древнейших

базитов-ультрабазитов и тоналитов установлены в областях мезо- и неогархейской тектонической переработки в Курской, Приазовской и Днестровско-Бугской провинциях. В Днестровско-Бугской провинции палеогархейские базиты и ультрабазиты располагаются в гнейсоэндербитах с возрастом ~3.75 млрд лет [Claesson et al., 2014], в Курской провинции реликты базитов находятся среди обоянского комплекса ортогнейсов с возрастом 3.50–3.55 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2017a], а в Приазовской провинции пироксениты располагаются среди близких по возрасту тоналитов с возрастом 3.65 млрд лет [Bibikova, Williams, 1990; Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. Реликты древнейших метавулканитов Днестровско-Бугской провинции несут следы контаминации коровым материалом и характеризуются сопряженностью со зрелыми осадками, аналогично древнейшим вулканитам формации Варавуна блока Пилбара в Австралии.

Мезогархейский базит-ультрабазитовый магматизм в период 3.2–3.0 млрд лет развит во всех провинциях Сарматии. Главной особенностью этого этапа является формирование зеленокаменных поясов в условиях рифтогенеза континентальной коры, которое сопровождалось контаминацией корового материала, что происходило, по мнению ряда исследователей, под влиянием плюмов [Чернышов и др., 1997; Бибикина и др., 2008; Чернышов и др., 2014; Ненахов и др., 2007].

Базит-ультрабазитовый магматизм позднего мезогархея проявлен также на всей территории Сарматии, но был значительно менее интенсивен. Он отделен, за исключением Среднеприднепровской провинции, где продолжались излияния лав и формирование 2-ой генерации зеленокаменных поясов, от более древних ультрамафитов периодом структурно-метаморфической переработки ~3 млрд лет назад. Характерной особенностью ультрамафитов этого периода является широкое развитие интрузивных высокомагнезиальных, обогащенных железом и щелочами пород, мафические члены которых представлены норитами и габброноритами. Базит-ультрабазитовый магматизм Сарматии в позднем мезогархее отличается от магматизма другого фрагмента фундамента Восточно-Европейской платформы – Фенноскандинавии, где в интервале 3.0–2.7 млрд лет была образована преобладающая часть коматиит-базальтовых серий зеленокаменных поясов.

Строение Сарматского кратона, в котором Среднеприднепровская провинция, сложенная мезогархейскими породами, находится в центре кратона и окружена более древними комплексами, имеет аналогию со строением Фенноскандинавского щита, где выделяется Центрально-Карельский домен – фрагмент неогархейской коры – окруженный террейнами с реликтами мезо- и палеогархейских пород [Лобач-Жученко и др., 2000; Чекулаев и др., 2009; 2018]. С.В. Богдановой с соавторами [Bogdanova et al., 2019] высказаны два предположения о тектоническом строении УЩ и положении Среднеприднепровской провинции: формирование Среднеприднепровского блока соединило две независимо развивавшиеся территории – западную часть щита и Приазовье, второе предположение – формирование Среднеприднепровской провинции произошло после раздвига в мезогархее ранее единой плиты. Черты сходства геологических событий и базит-ультрабазитового магматизма в палеогархее Приазовской и Днестровско-Бугской провинций свидетельствуют о большей вероятности второй модели. Характер базит-ультрабазитового магматизма на территории Сарматии в мезогархее поддерживает точку зрения о существовании инертной (stagnant) оболочки, которая нарушалась внедрением мантийных магм [Condie, Hofmann, 2018; Bedard, 2018].

Последующий активный базит-ультрабазитовый магматизм в Сарматии происходил после длительного перерыва, в палеопротерозое (рис. 1) основная часть магматической активности приходится на интервал 2.09–2.05 млрд лет, что существенно отличает геологическую историю Сарматии от северной части фундамента Восточно-Европейской платформы – Фенноскандии, что отмечалось ранее [Турченко, 2014]. Магматизм этапа 2.09–2.05 на территории ВКМ связывается с постколлизийным растяжением, т.е. коллапсом Восточно-Сарматского орогена [Савко и др., 2015; Терентьев, Савко, 2016]. В то же время, следующие особенности магматизма этого периода могут указывать на более сложный механизм, обусловивший его проявление: 1) одновременное внедрение в провинциях ВКМ разноглубинных пород – от мантийных муассанит-содержащих базальтов и габброноритов [Чернышов и др., 1978] до коровых гранитоидов; 2) синхронное внедрение двух типов базит-ультрабазитовых серий: перидотит-габбровой и перидотит-норитовой, сходных с «А» и «U» типами магм, различающихся источниками [Barnes, Naldrett, 1986]. С породами норитовой серии связано в Сарматии никелевое сульфидное оруденение, для которого предположен «садберийский» механизм формирования сульфидных руд [Чернышов, 1992]; 3) нориты, характеризующиеся повышенной магнезиальностью, обогащенные железом при одновременной повышенной кремнекислотности и обогащении щелочами и LILE, представляют особый тип магматических пород, для которых установлено размещение в условиях платформенного режима [Hall, Hughes, 1991]; 4) присутствие многочисленных мелких интрузий с гетерогенным составом – от перидотитов и оливиновых и оливин-ортоклазовых габброноритов и норитов до лейконоритов-гранодиоритов-тоналитов в пределах одного массива. Подобные вариации составов в небольшом объеме возникают при высокотемпературном хаотичном смешении и хаотичной динамике различных по составу пород [De Camos et al., 2011 и ссылки в ней]; 4) разнообразие составов пород в узком интервале времени: базальты, андезиты, дациты, вулканические брекчии, породы дунит-перидотит-габброноритовой и ортопироксенит-норит-диоритовой формаций [Чернышов и др., 1990], граниты, аплиты, сиениты, гранодиориты, щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты; 5) разнообразие геологических форм: многофазные и расслоенные массивы, кольцевые интрузии, дайки, силлы, лавы, вулканические и интрузивные брекчии; 6) размещение гранитов этого возраста на площади Сарматского кратона много превышает территорию «Восточно-Сарматского Орогена». Отметим, что, в целом, указанные характеристики палеопротерозойского магматизма Сарматии не типичны для постколлизийного магматизма: более вероятным механизмом мог быть магматизм над зонами "mantle overturns" по [Bedard, 2018]. Развитие норитов, типичных для импактных расплавов комплекса Садбери и других [Koeberl et al., 2012], и ряд геохимических характеристик норитов, сходных с KREEP - базальтами Луны, а также с экспериментальными составами, полученными при плавлении при скоростном ударе [Яковлев, Люль, 1992 и ссылки в ней], совместно с другими отмеченными особенностями магматизма этого периода дают основание предполагать возможную роль импакта как триггера магматизма. Принципиальная вероятность этого предположения поддерживается работами Д.Аббота и А.Исли [Abbot, Isley, 2002], в которых показана синхронность проявления плюмов и импактов на Земле, рассмотрены возможные типы влияния импактов – от образования трещин – подводящих каналов для плюмов до нарушения температурного режима в слое D^{11} , обуславливающего их возникновение.

ВЫВОДЫ

1. Базит-ультрабазитовый магматизм на территории Сарматии проявлен с разной интенсивностью от палеоархея до палеопротерозоя за исключением периода от неоархея (<2.5 млрд лет) до раннего палеопротерозоя (до ~ 2.2 млрд лет). Отсутствие ювенильного магматизма в неоархее-раннем палеопротерозое отличает Сарматский кратон от кратонов Фенноскандии и ряда других кратонов.
2. Возраст метавулканитов побужского комплекса Сарматии фиксирует древнейший базит-ультрабазитовый магматизм на территории фундамента Восточно-Европейской платформы.
3. Впервые на Сарматском кратоне описаны и датированы ультрамафиты, сформированные в палеоархее на этапе 3.4–3.2 млрд лет назад.
4. В раннем мезоархее на территории Сарматии, в провинциях УЩ и в Курской провинции ВКМ, имело место излияние коматиит-базальтовых лав и формирование гранит-зеленокаменных областей. В конце мезоархея мантийный магматизм носил локальный характер, а наиболее мощный магматизм происходил на юго-западе Сарматии, в Голованевском домене.
5. Особенностью состава многих базит-ультрабазитовых комплексов Сарматии является повышенная железистость и развитие пород норитовой формации.
6. Источником базит-ультрабазитовых пород архея Сарматии являются плюмы, производные которых формируются в пределах нижней и верхней мантии и/или верхней мантии и коры, что обуславливает гетерогенность состава магматических образований.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность В.В.Балаганскому за вклад в изучение геологии днестровско-бугского комплекса, а также за внимательное прочтение рукописи, многочисленные комментарии и обсуждение дискуссионных вопросов. С признательностью авторы благодарят рецензентов за весьма ценные замечания и поставленные вопросы, работа над которыми значительно улучшила содержание рукописи.

Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альбеков А.Ю., Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Кузнецов В.С., Сальникова Е.Б., Холин В.М. Изотопный U–Pb возраст апатитоносных карбонатитов Курского блока Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Доклады РАН, 2017, т. 473, № 3, с. 320–321.

Анциферов А.В., Шеремет Е.М., Глевасский Е.Б., Кулик С.Н., Есипчук К.Е., Пигулевский П.И., Кривдик С.Г., Бурахович Т.К., Анциферов В.А., Сетая Л.Д., Николаев Ю.И., Николаев И.Ю., Цымбал С.Н., Клочков В.М., Шварц Г.А., Безвинный В.П., Гаценко В.А. Геолого–геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита // Украинский государственный научно–исследовательский и проектно–конструкторский институт горной геологии, геомеханики и маркшейдерского дела. Донецк: Вебер (Донецкое отделение), 2008, 308 с.

Артеменко Г.В., Самборская И.А., Демидюк В.В. Геохимическая характеристика метабазитов коматиит-базальтовой ассоциации зеленокаменных структур Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков УЩ // Минерал.Журн. (Украина), 2009, вып. 31, №4, с. 60–68.

Балтыбаев Ш.К., Лобач–Жученко С.Б., Балаганский В.В., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Богомоллов Е.С. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита – древнейших вулканитов фундамента Восточно–Европейской платформы // Региональная геология и металлогения, 2014, № 58, с. 33–44.

Белевцев Г.И., Белевцев Я.Н., Гречишников Н.П., Дроздовская А.А., Занкевич Б.А., Ивантишина О.М., Каляев Г.И., Коваль В.Б., Коржнев М.Н., Крятов Б.М., Кулик Д.А., Кушеев В.В., Лазько Е.М., Науменко В.В., Пирогов Б.И., Плаксенко Н.А., Савченко Л.Т., Сиворонов А.А., Стебновская Ю.М., Черновский М.И., Щеголев И.Н., Щербак Н.П., Ярощук М.А. Железисто–кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Железонакопление в докембрии. Киев: Наукова Думка, 1992, 236 с.

Бибикова Е.В., Лобач–Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Клаэссон С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // Петрология, 2008, т. 16, № 3, с. 227–247.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго–Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009, т.17, № 6, с. 3–16.

Бибикова Е.В., Федотова А.А., Клаэссон С., Артеменко Г.В., Аносова М.О. Ранняя кора Приазовского домена Украинского щита: изотопно-геохронологическое и геохимическое изучение терригенных цирконов метаосадочных пород федоровской структуры // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012, т.20, №2, с.1-14.

Бойко П.С., Альбеков А. Ю., Рыборак М.В. Петролого–геохимические особенности габброидов Золотухинского комплекса Курского блока ВКМ как индикаторы геодинамической обстановки его формирования // Вестник ВГУ, Серия: геология, 2014, № 1, с. 47–53.

Бондаренко С.В. Геология, вещественный состав и палеогеодинамическая природа воронежской свиты и сопряженных с ней комплексов (Воронежский кристаллический массив). Автореф. дис. к. г.-м. н., Саратовский Государственный Университет, 2009, 18 с.

Бочаров В.Л., Фролов С.М. Апатитоносные карбонатиты КМА. Воронеж: Изд–во Воронеж. гос. ун–та, 1993, 123 с.

Бухарев В.П. Квазикратонный гипербазитовый магматизм позднего архея Украинского щита (Среднее Побужье) // Геол. Журнал (Украина), 1991, №6, с.92-99.

Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: 1. Состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология, 2018, т.26, №2, с.116–139

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника, 2010, № 34, с. 1–19.

Гирнис А.В., Плаксенко А.Н., Рябчиков И.Д., Саддэби П. Геохимические особенности ультрамафических ксенолитов из норитовых интрузий Воронежского кристаллического массива // Геохимия, 1991, №4, с.451-460.

Глуховский М.З. Масштабные импактные события архея и палеопротерозоя и их влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли в аспекте сравнительной планетологии // Доклады РАН, 2014, т. 456, № 1, с. 64–69.

Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Внеземные факторы и их роль в тектонической эволюции Земли в раннем докембрии // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 7, с. 1225–1249.

Егорова Ю. С., Лобач-Жученко С. Б., Адамская Е. В., Богомолов Е.С., Каулина Т.В., Сергеев С. А. Изотопный состав Hf циркона архейского метабазальта (мафического гранулит), Побужский комплекс, Украинский щит // Расширенные тезисы док-в XXII симп.-ма по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. Москва, 2019, с. 168–174.

Есипчук К.Ю., Бобров А.Б., Степанюк Л.М. Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Корреляционная хроностратиграфическая схема раннего докембрия Украинского щита. Киев: Южукргеология, 2004, 37 с.

Загнитко В.Н., Кривдик С.Г., Легкова Г.В., Бартницкий Е.Н. Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Москва: Наука, 1993, с. 27–38.

Каневский А.Я. Геохимическая идентификация формаций ультраосновных пород на примере Среднего Побужья // Геохимия, 1979, № 11, с. 1637–1643.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С. и др. Геохронология циркона (SHRIMP II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 3, с. 19–41.

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология, 2004, т.12, № 5, с. 451–466.

Кременецкий А.А., Скрябин В.Ю., Терентьев Р.А., Полякова Т.Н., Ненахов В.М., Золотарева Г.А., Ларионов А.Н. Воронежская параметрическая скважина – новый этап познания глубинного строения коры ВКМ // Разведка и охрана недр, 2006, № 9–10, с. 109–117.

Крестин Е.М. Строение и потенциальная рудоносность архейских зеленокаменных поясов Курско–Воронежского кристаллического массива // Докембрийск. трогов. структуры Байкало–Амур. региона и их металлогения. Материалы совещ., Новосибирск, 19–21 апр., 1983. Новосибирск, 1985, с. 170–176.

Кривдик С.Г., Безсмолова Н.В., Дубина А.В. Щелочной магматизм Приазовья // Научные труды научно–исследовательского маркшейдерского института НАН Украины, 2003, № 5, с. 158–161.

Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt–Cu–Ni рудообразование в Норильском районе. Москва, 2014, 305 с.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Эрнст Р.Е. Тектоническая активность Земли на ранних этапах (4.56–3.4 (2.7?)) ее эволюции // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 5, с. 815–832.

Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. Киев: Наукова Думка, 1988, 136 с.

Лобач–Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно–геохимическое обоснование // Геотектоника, 2000, № 6, с. 26–42.

Лобач–Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомоллов Е.С. Этапы формирования Побужского гранулитового комплекса по данным изотопно–геохронологических исследований (Среднее Побужье, Украинский щит) // *Мінералогічний журнал*, Киев. 2013, т. 35, № 4, с. 86–98.

Лобач–Жученко С.Б., Арестова Н.А., Вревский А.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Богомоллов Е.С., Степанюк Л.М., Юрченко А.В. Происхождение кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита // *Региональная геология и металлогения*, 2014а, № 59, с. 15–27.

Лобач–Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Артеменко Г.В., Богомоллов Е.С., Юрченко А.В., Степанюк Л.М., Сукач В.В. Метаморфизованные осадочные породы днестровско–бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники // *Литология и полезные ископаемые*, 2014б, № 5, с. 406–423.

Лобач–Жученко С.Б., Рыборак М.В., Салтыкова Т.Е., Сергеев С.А., Лохов К.И., Боброва Е.М., Сукач В.В., Скублов С.Г., Бережная Н.Г., Альбеков А.Ю. Формирование континентальной коры Саматии в архее // *Геология и геофизика*, 2017а, т. 58, № 12, с. 1886–1914.

Лобач–Жученко С. Б., Балаганский В. В., Корешкова М.Ю., Лохов К. И., Балтыбаев Ш. К., Степанюк Л. М., Егорова Ю. С., Сергеев С. А., Капитонов И. Н., Галанкина О. Л., Богомоллов Е. С., Бережная Н. Г., Сукач В. В. Палеоархейские ортопироксениты Побужской гранулито–гнейсовой области Украинского щита // *Доклады РАН*, 2017б, т. 474, № 6, с. 731–736.

Лобач–Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Сергеев С.А., Лохов К.И., Егорова Ю.С., Балаганский В.В., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Степанюк Л.М. U–Pb–SHRIMP–II–возраст и происхождение циркона из лерцолита побужского палеоархейского комплекса (Украинский щит) // *Доклады РАН*, 2017в, т. 477, № 5, С. 567–571.

Лобач–Жученко С.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Степанюк Л.М., Юрченко А.В., Галанкина О.Л., Богомоллов Е.С., Сукач В.В. Перидотиты в палеоархейских ортогнейсах Побужской гранулито–гнейсовой области Украинского щита: геологическое положение, особенности состава, генезис. В кн.: «Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. Ред. В.А.Глебовицкий, Ш.К.Балтыбаев. Санкт–Петербург. Издательско–полиграфическая ассоциация высших учебных заведений. 2018а, с. 164–192.

Лобач–Жученко С.Б., Скублов С.Г., Егорова Ю.С., Прищепенко Д.В., Галанкина О.Л. Особенности строения и состава циркона из включения гарцбургита в Побужском комплексе Украинского щита // *ЗРМО*, 2018б, ч. CVLVII, № 6, с. 22–40.

Лобач–Жученко С.Б., Каулина Т.В., МаринЮ.Б., Юрченко А.В., Скублов С.Г., Егорова Ю.С., Галанкина О.Л., Сергеев С.А. Палеоархейский U–Pb (SIMS SHRIMP II) возраст мафических гранулитов Побужского комплекса Украинского щита // *Доклады РАН*, 2019, т. 484, ч. 1, с. 101–104.

Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомоллов Е.С., Шевченко С.С., Сергеев С.А. Корректная интерпретация U–Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно–Европейской платформы) // *Региональная геология и металлогения*, 2009, № 38, с. 62–72.

Насад А.Г., Пигулевский П.И., Кичурчак В.М., Берзенин Б.З. К вопросу комплексирования Геофизических материалов при построении среднемасштабных карт докембрийских образований (на примере Среднеприднепровского и Приазовского геоблоков УЩ) // *Регіональні геологічні Дослідження в Україні і питання створення*

Держгеолкапти-200. Тез. допов. 1 Наук.- виробн. Народи геологів-зйомщиків (17-22 верес., м. Гурзуф). К. 2001, с. 64–66.

Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И., Холин В.М., Шабалин М.И. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением на примере Воронежского кристаллического массива. М.: Геокарт, ГЕОС, 2007. 284 с.

Омельченко А., Митрохин А. Возрастные группы субщелочных базитовых даек восточной части Волынского мегаблока Украинского щита // Геолог Украины, 2012, № 3(39), с. 56–65.

Плаксенко А.Н. Ультрамафические ксенолиты в докембрийских норитах Воронежского Кристаллического Массива // Геология и геофизика, 1991, №12, с. 57–66.

Раздорожный В.Ф., Кривдик С.Г., Цымбал С.Н. Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья - аналоги лампроитов // Мінералогічний журнал, Киев. 1999, т. 21, № 2, с. 79–96.

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др. Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.

Савко К. А., Самсонов А. В., Холин В. М., Базилов Н. С. Мегаблок Сарматия как осколок суперконтинента Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2017, т. 25, № 2, с. 3–26.

Самборская И.А. Геохимия расслоенных магматических пород Александровской интрузии (Среднеприднепровский мегаблок Украинского щита). Автореферат кандидат диссерт. 2008. Институт геохимии, минералогии и рудообразования АН Украины.

Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст цирконов из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Мінералогічний журнал (Украина), 1996, т. 18, № 4, с. 10–19.

Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой). Автореферат на соиск. уч. степени доктора г-м наук. Киев, 2000, 34 с.

Степанюк Л.М., Гаценко В.А., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Довбуш Т.И., Юрченко А.В. Калиевые мафитовые дайки Побужского гранулитового комплекса: геологическое положение, вещественный состав, петрогенезис, возраст // Мінералогічний журнал (Украина), 2013, т. 35, № 3, с. 73–82.

Степанюк Л.М., Бобров А.Б., Курило С.И., Сергеев С.А., Ларионов А.Х. Изотопный возраст циркона Капитанского массива, Среднее Побужье, Украинский щит // Минеральные ресурсы Украины, 2017, № 3, с. 27–31.

Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Ред. В. Сологуб, А. Гутерха, Д. Просена. Киев: Наук. думка, 1980, 206 с.

Сукач В.В. Мезоархейские зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья Украинского щита: стратиграфические разрезы, вещественный состав и возрастная корреляция // Мин.Журнал (Украина), 2014, т. 36, № 2, с. 76–91.

Сукач В.В. Петрология Среднеприднепровского кратона. Автореферат докт. дисс. 2016. Институт геохимии, минералогии и рудообразования АН Украины. 44 с.

Терентьев Р.А. Природа ксенолитов из Новомеловатской интрузии Воронежского Кристаллического Массива // Геохимия, 2015, № 12, с. 1069–1093.

Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива // Доклады РАН, 2014а, т. 454, № 5, с. 575–578.

Терентьев Р.А., Скрябин В.Ю. Калачская пост-коллизийная структура Воронежского Кристаллического Массива // Труды ВГУ, 2014, серия «Геология», т.3, с.14–34.

Терентьев Р.А., Савко К.А. Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро-гранитные серии в палеопротерозое Восточной Сарматии: геохимия и условия формирования // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 6, с. 1155–1183.

Турченко С.И. Раннедокембрийская геология и металлогения Украинского щита – корреляция с Балтийским щитом // Региональная геология и металлогения, 2014, т. 60, № 6, с. 60–78.

Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1984, 232 с.

Фомин О.Б., Каневский А.Я. О металлоносности ультраосновных пород Первомайско–Голованевского синклиория // Допов. АН УССР, сер. Б, 1975, № 12, с. 1091–1095.

Фомин О.Б., Егоров О.С., Когут К.В. О коматиитах Украинского щита // Доклады РАН УССР, сер. Б, 1980, № 2, с. 33–37.

Цымбал С.Н., Каневский А.Я., Кривдик С.Г. Ультрамафиты Немировской интрузии (Украинский щит) // Минералогічний журнал (Украина), 1996, т. 18, № 1, с. 39–47.

Цымбал С.Н., Степанюк Л.М., Цымбал Ю.С., Гейко Ю.В. Возраст щелочно-ультраосновных пород Болярковской интрузии (Северо–Западная часть Украинского щита) // Mineral. Journ. (Ukraine), 2011, т. 33, № 2, с. 66–71.

Чекулаев В.П., Арестова Н. А., Лобач–Жученко С. Б., Сергеев С. А. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // Доклады РАН, 2009, т. 428, № 4, с. 508–510.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования континентальной коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо– к неоархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2018, т. 26, № 3, с. 3–23.

Чернышов Н.М., Багдасарова В.В., Алехина А. С. Муассанит в основных породах Воронежского кристаллического массива // Вопросы геологии КМА, вып. 2, Воронеж: Изд-во ВГУ, 1978, с. 71–75.

Чернышов Н.М., Пономаренко А.М., Бартницкий Е.Н. Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // Доклады РАН УССР, Серия Б, 1990, № 6, с. 34–37.

Чернышов Н.М. Новый тип сульфидного никелевого оруденения Воронежского Кристаллического Массива // Геология рудных месторождений, 1985, № 3, с. 34–35.

Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Лебедев И.П. Модель геодинамического развития ВКМ в раннем докембрии // Геотектоника, 1997, № 3, с. 21–30.

Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Главнейшие типы геодинамических и минерагенических рядов в общей модели формирования докембрийской литосферы (на примере ВКМ) // Вестник ВГУ, серия Геология. Воронеж: Изд-во Вор ГУ, 2010, № 2, с. 47–58.

Чернышов Н.М., Рыборак М.В. Альбеков А.Ю. Изотопно-геохимические свидетельства процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании позднеархейских зеленокаменных поясов Курского блока Сарматии // Мин. Журнал (Украина), 2014, т. 36, №2, с. 92–101.

Чернышов Н.М., Чернышова М. Н., Рыборак М. В., Боброва Е. М. Минерагения высокомагнезиальных вулкано-интрузивных комплексов раннеархейского геодинамического цикла формирования коры континентального типа ВКМ // Вестник ВГУ, серия Геология, Воронеж: Изд-во Вор ГУ, 2015, № 4, с.66–74.

Щербак Н.П. Сравнительная геохронология архейских мегаблоков Украинского, Западно–Австралийского и Южно–Африканского щитов // *Минералогічний журнал (Украина)*, 2004, т. 26, № 3, с. 21–33.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Н., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989, 144 с.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наук. Думка, 2005, 241 с.

Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наукова думка, 2008, 240 с.

Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005, 366 с.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // *Геотектоника*, 2007, № 1, с. 43–70.

Яковлев О.И., Люль А.Ю. Геохимия микроэлементов в ударном процессе // *Геохимия*, 1992, № 3, с. 323–337.

Яроцук М.А. Железистые формации Белоцерковско–Одесской металлогенической зоны. Киев: Наукова думка, 1983, 224 с.

Abbott D.H., Isley A. E., Extraterrestrial influences on mantle plume activity // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 205, p. 53–62.

Anhausser C.R. The anatomy of an extrusive–intrusive Archaean mafic–ultramafic sequence: the Nelshoogte Schist Belt and Stolzburg Layered Ultramafic Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa // *South African Journal of Geology*, 2001, v. 104, p. 167–204.

Barnes, S.J., Naldrett A.J. Geochemistry of the J-M Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis adit area. II. Silicate mineral chemistry and petrogenesis // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 791–825.

Barton Jr. Pb–isotopic evidence for the age of the Messina Layered Intrusion, Central Zone, Limpopo Mobile Belt // *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 1983, v. 8, p. 39–41.

Bedard J.H. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics // *Geoscience Frontiers*, 2018, v. 9, p. 19–49.

Belousova E.A., Griffin W.L., O`Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib Mineral Petrol*, 2002, v. 143, p. 602–622.

Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O`Reilly S.Y., Pearson N.J. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data // *Lithos*, 2010, v. 119, p. 457–466.

Bibikova E.V., Williams I.S. Ion microprobe U–Th–Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR // *Precambrian Research*, 1990, v. 48, p. 203–221.

Bogdanova S. Segments of the East European craton // *Europrobe Symposium. Publ. of the Institute of Geophysics. Polish Academy of Science*, 1991, A–20, p. 33–38.

Bogdanova S., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE East European Craton Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, 2016. 10.1016/B978–0–12–409548–9.10020–X.

Campbell I.H. Testing the plume theory // *Chemical Geology*, 2007, v. 241, p. 153–176.

Carlson R.W., Pearson D.G., James D.E. Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle // *Reviews of Geophysics*, 2005, v. 43, RG1001.

Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophys*, 2001, v. 339, p. 1–18.

Claesson S., Bibikova E., Shumlansky L., Dhuiml B., Hawkesworth C.J. The oldest crust in the Ukrainian Shield — Eoarchean U–Pb and Hf–Nd constrains from enderbites and metasediments // Geological Society, London, Special Publications, 2015 4, v. 389, p. 227–253.

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.–X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes, 2013, v. 36, p. 199–204.

Compston W., Pidgeon R.T. Jack Hills, evidence of more old detrital zircons in Western Australia // Nature, 1986, v. 321, p. 766–769.

Compston W., Williams I.S., Campbell I.H., Gresham J.J. Zircon xenocrysts from the Cambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below Cambalda–Norseman greenstones // Earth Planet. Sci. Lett., 1986, v. 76, p. 299–301.

Condie K.C. Plate Tectonics and Crustal Evolution. 1982, Pergamon, New York, 310 pp.

Condie K.C., Bickford M.E., Aster R.C., Belousova E., Scholl D.W. Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of the continental crust // Geological Society of American Bulletin, 2011, v. 123, p. 951–957.

De Campos C.P., Perugini D., Ertel-Ingrisch W., Dingwell D., Poli G. Enhancement of magma mixing efficiency by chaotic dynamics: an experimental study // Contrib Mineral Petrol, 2011, v.161, p.863–881

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago // Science, 2012, v. 335, p. 1334–1336.

Elming S.A., Shumlyansky L., Kravchenko S., Layer P., Soderlund U. Proterozoic Basic dykes in the Ukrainian Shield: A palaeomagnetic, geochronologic and geochemical study — the accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia // Precambrian Research, 2010, v. 178, p. 119–135.

Ernst R.E., Bleeker W., Söderlund U., Kerr A.C. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution // Lithos, 2013, v. 174, p. 1–14.

Farnetani C., Hofmann A.M. Mantle Plumes // Encyclopedia of solid Earth geophysics, 2011, Springer/ DOI:10.1007978–90–481–8702–7.

Fedo C.M., Eriksson K.A., Blenkinsop T.G. Geologic history of the Archean Buhwa Greenstone Belt and surrounding granite–gneiss terrane, Zimbabwe with implications for the evolution of the Limpopo Belt // Canadian J. Earth Sci., 1992, v. 32, p. 1977–1990.

Froude D.O., Ireland T.R., Kinny P.D., Williams I.S., Compston W., Williams I.R., Myers, J.S. Ionmicroprobe identification of 4100–4200 Myr–old terrestrial zircons // Nature, 1983, v. 304, p. 616–618.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material – Implications for Crustal Evolution // Earth and Planetary Science Letters, 1988, v. 87, p. 249–265.

Gornostayev S.S., Walker R.J., Hanski E.J., Popovchenko S.E. Evidence for the emplacement of ca. 3.0 Ga mantle–derived mafic–ultramafic bodies in the Ukrainian Shield // Precambrian Research, 2004, v. 132, p. 349–362.

Graham S., Lambert D., Shee S. The petrogenesis of carbonatite, melnoite and kimberlite from the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Craton // Lithos, 2004, 76(1–4 SPEC. ISS.), p. 519–533.

Grieve R.A.F., Cintala M.S., Therriault A.M. Large–scale impacts and the evolution of the Earth's crust: The early years // Geological Society of America, 2006, Spec/ Paper 405, p. 23–31.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S. E., Van Achtebergh E., O'Reilly S. Y., Shee S. R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, v. 64, p. 133–147.

Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution // *Lithos*, 2014, v. 189, p. 2–15.

Hall R.P., Hughes D.J. Noritic magmatism in: R.L. Hall, D.J. Hughes (eds.) “Early Precambrian Basic magmatism”, 1991, Blackie & Son Ltd., p. 83–110.

Hamilton W.B. Evolution of the Archean Mohorovičić discontinuity from a synaccretionary 4.5 Ga protocrust // *Tectonophysics*, 2013, v. 609, p. 706–733.

Hickman A.H., Van Kranendonk M.J. Diapiric processes in the formation of Archaean continental crust, East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Australia, in Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U. and O. Catuneau, O. (eds), *The Precambrian Earth: Tempos and Events*: Elsevier, 2004, p. 54–75.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 27–62.

Humbert F., de Kock M., Lenhardt N., Altermann W. Neoproterozoic to Early Palaeoproterozoic Within–Plate Volcanism of the Kaapvaal Craton: Comparing the Ventersdorp Supergroup and the Ongeluk and Hekpoort Formations (Transvaal Supergroup In: A. Kröner and A. Hofmann (eds.), *The Archaean Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa*, Regional Geology Reviews, 2019, p. 277–302.

Irvine T.N., Sharpe M.R. Source-rock compositions and depth of origin of Bushveld and Stillwater magmas // *Carnegie Inst. Wash.*, 1982, Yearb. 81, p. 294–303.

Ivanic T.J., Wingate M. T. D., Kirkland C. L., Van Kranendonk M. J., Wyche S. Age and significance of voluminous mafic–ultramafic magmatic events in the Murchison Domain, Yilgarn Craton // *Australian Journal of Earth Sciences*, 2010, v. 57, p. 597–614.

Ivanic T.J., Van Kranendonk M.J., Kirkland C.L., Wyche S., Wingate M.T.D., Belousova E.A. Zircon Lu–Hf isotopes and granite geochemistry of the Murchison Domain of the Yilgarn Craton: Evidence for reworking of Eoarchean crust during Meso–Neoproterozoic plume–driven magmatism // *Lithos*, 2012, v. 148, p. 112–127.

Jakobsen S.B. Lost terrains of Early Earth // *Nature*, 2003, v. 421, p. 901–903.

Jones A.P., Price G.D., Price N.J., DeCarli P.S., Clegg R.A. Impact induced melting and the development of large igneous provinces // *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, v. 202, p. 551–561.

Ketchum J.W.F., Bleeker W. New field and U–Pb data from the Central Cover Group near Yellowknife and the Central Slave Basement complex at Point Lake, Slave – Northern Cordillera Lithospheric Evolution Transect // *Lithoprobe report*, 2000, v. 72, p. 27–31.

Koeberl C. Impact processes on the Early Earth // *Elements*, 2006, v. 2, p. 211–216.

Koeberl C., Claeys P., Hecht L., McDonald I. Geochemistry of impactites. *Elements*, 2012, v.8, p.37–42.

Kyte F. T., Shukloyukov A., Lugmair G. W., Lowe D. R., Byerly G. R. Early Archean spherule beds: chromium isotopes confirm origin through multiple impacts of projectiles of carbonaceous chondrite type // *Geology*, 2003, v. 31, p. 283–286.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.J., Keller M.J. A Classification of igneous rocks and glossary of terms // Blackwell, Oxford, 1989, 193 p.

Liu D., Nutman A., Compston W., Wu J., Shen, Q. Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino–Korean Craton // *Geology*, 1992, v. 20, p. 339–342.

Lobach–Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Baltybaev Sh.K., Bibikova E.V., Chekulaev V.P., Yurchenko A.V., Arestova N.A., Artemenko G.V., Egorova Yu.S., Bogomolov E.S., Sergeev S.A., Skublov S.G., Presnyakov S.L. The Orekhov–Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models // *Precambrian Research*, 2014, v. 252, p. 71–87.

Lobach–Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., Balagansky V.V., Egorova Yu.S., Lokhov K.I., Skublov S.G., Sukach V.V., Bogomolov E.S., Stepanyuk L.M., Galankina O.L., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. The long

(3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite–Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U–Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample // Geological Society, London, Special Publications, 2017, v. 449, p. 175–203.

Lowe D.R., Byerly G.R. Early Archean silicate spherules of probable impact origin South Africa and Western Australia // *Geology*, 1986, v. 14, p. 83–86.

Lowe D.R., Byerly G.R. Direct determination of the environmental effects of large meteorite impacts on the Archean Earth // *EOS (Trans Am Geophys Union)*, 1990, v. 71, p. 1429–1430.

Lowe D.R., Byerly G.R., Kyte F.T., Shukolyukov A., Asaro F., Krull A. Spherule beds 3.47–3.34 Ga-old in the Barbertongreenstone belt, South Africa: a record of large meteorite impacts and their influence on early crustal and biological evolution // *Astrobiology*, 2003, v. 3, p. 7–48.

Maruyama S., Ebisuzaki T. Origin of the Earth: a proposal of new model called ABEL // *Geoscience Frontiers*, 2017, v. 8, № 2, p. 253–274.

Mertanen S., Korhonen F. Paleomagnetic constraints on an Archean–Paleoproterozoic Superior–Karelia connection: New evidence from Archean Karelia // *Precambrian Research*, 2011, 186, p. 193–204.

Mishra S., Deomurari M.P., Wiedenbeck M., Goswami J.N., Ray S., Saha A.K. 207Pb/206Pb zircons ages and the evolution of the Singhbhum Craton, Eastern India: an ion microprobe study // *Precambrian Research*, 1999, v. 93, p. 139–151.

Naeraa T., Scherstein A., Rosing M.T., Kemp A.I.S., Hofmann J.E., Koldelt T.F., Whitehouse M.J. Harnium isotope evidence for a transition in the dynamics of continental growth 3.2 Ga ago // *Nature*, 2012, 485, p. 627–630.

Nelson D.R., Trendall A.F., de Laeter J.R., Grablet N.J., Fletcher I.R. A comparative study of the geochemical and isotopic systematics of the Archean flood basalts from the Pilbara and Kaapvaal Cratons // *Precambrian Research*, 1992, v. 52, p. 231–256.

O'Neil J., Carlson R.W., Paquette J.-L., Francis D. Formation, age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq greenstone belt // *Precambrian Research*, 2012, v. 220, p. 23–44.

O'Neil J., Francis D., Carlson R.W. Implications of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt for the Formation of Earth's Early Crust // *Journal of Petrology*, 2011, v. 53, № 5, p. 985–1009.

O'Neill C.O., Lenardic A., Weller M., Moresi L., Quenette S., Zhang S. A window for plate tectonics in terrestrial planet evolution? // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2016, v. 255, p. 80–92.

Pearson D.G., Nowell G.M. The continental lithospheric mantle: characteristics and significance as a mantle reservoir // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 2002, 360, p. 2383–2410.

Shimizu K., Nakamura E., Maruyama S. The Geochemistry of Ultramafic to Mafic Volcanics from the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe: Magmatism in an Archean Continental Large Igneous Province // *Journal of Petrology*, 2005, v. 46, № 11, p. 2367–2394.

Shumlyanskyy L., Billström K., Hawkesworth C., Elming S.-A. U–Pb age and Hf isotope compositions of zircons from the north–western region of the Ukrainian shield: mantle melting in response to post–collision extension // *Terra Nova*, 2012, v. 24, p. 373–379.

Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Dhuimec B., Billström K., Claesson S., Storey C. 207Pb/206Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south–western part of East European craton from Archean to Neoproterozoic // *Precambrian Research*, 2015, v. 260, p. 39–54.

Smith J.B., Barley M.E., Groves D.I., Krapez B., McNaughton N.J., Bickle M.J., Chapman H.J. The Sholl Shear Zone, West Pilbara; evidence for a domain boundary structure from integrated tectonostratigraphic analysis, SHRIMP U–Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids // *Precambrian Research*, 1998, v. 88, p. 143–172.

Stepanova A.V., Stepanov V.S. Paleoproterozoic mafic dyke of the Belomorian Province, Eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*, 2010, v. 183, p. 602–616.

Sugitani K., Mimura K., Suzuki K., Nagamine K., Sugisaki R. Stratigraphy and sedimentary petrology of an Archean volcanic–sedimentary succession at Mt. Goldsworthy in the Pilbara Block, Western Australia: implications of evaporite (nahcolite) and barite deposition // *Precambrian Research*, 2003, v. 120, p. 55–79.

Terentiev R.A., Savko A.K., Santosh M. Paleoproterozoic crustal evolution in the East Sarmatian Orogen: Petrology, geochemistry, Sr–Nd isotopes and zircon U–Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia // *Lithos*, 2016a, v. 246–247, p. 61–80.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M., Korish E.H. & Sarkisyan L.S. Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: age, magma source and tectonic implications // *Precambrian Research*, 2016b, 287, p. 48–72.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Post–collisional two–stage magmatism in the East Sarmatian Orogen, East European Craton: evidence from the Olkhovsky ring Complex // *Geological Society of London Journal of the Geological Society*, 2017a, Published Online First <https://doi.org/10.1144/jgs2017-017>.

Terentiev R.A., Savko, K.A., Santosh, M. Paleoproterozoic evolution of the arc–back–arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite // *American Journal of Science*, 2017b, v. 317, p. 707–753.

Thurston P.C. Early Precambrian basic rocks of the Canadian Shield. In: R.L.Hall, D.J.Hughes (eds.) “Early Precambrian Basic magmatism”, 1991, Blackie & Son Ltd., p. 83–110.

Thorpe R.I., Hickman A.H., Davis D.W., Mortensen J.K., Trendall A.F. U–Pb zircon geochronology of Archean felsic units in the Marble Bar region, Pilbara Craton, Western Australia // *Precambrian Research*, 1992, v. 56, p. 169–189.

Van Kranendonk M.J., Bennett V., Smithies H.R.H. *Earth's Oldest Rocks*, Elsevier Science, 2018, 1307 p.

Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, N. 19, p. 3713–3733.

Wang Y., Leshner M.C., Lightfoot P.C., Pattison E.F., Golightly J.P. Shock metamorphic features in mafic and ultramafic inclusions in the Sudbury Igneous Complex: Implications for their origin and impact excavation // *Geology*, 2018, v. 46 (5), p. 443–446.

When did Plate Tectonics begin on Planet Earth. Eds. K.C. Condie, V. Pease // *Geol. Soc. of America*, 2008, paper 440.

Wu Fu–Yuan, Yang Jinhui, Liu Xiaoming, Li, Tiesheng, Xie Liewen, Yang Yueheng. Hf isotopes of the 3.8 Ga zircons in eastern Hebei Province, China: Implications for early crustal evolution of the North China Craton // *Chinese Science Bulletin*, 2005, v. 50, p. 2473–2480.

Zegers T.E., de Keijzer M., Passchier C.W., White S.H. The Mulgandinnah Shear Zone; an Archeancrustal scale shear zone in the eastern Pilbara, western Australia // *Precambrian Research*, 1998, v. 88, p. 233–247.

Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Barton J.M. Archean to Proterozoic Crustal Evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa–Botswana): Constraints from Combined U–Pb and Lu–Hf Isotope Analyses of Zircon // *Journal of Petrology*, 2007, v. 48, p. 1605–1639.

Zeh A., Gerdes A., Barton J., Klemd R. U–Th–Pb and Lu–Hf systematics of zircon from TTG`s, leucosomes, meta–anorthosites and quartzites of the Limpopo Belt (South Africa): Constraints for the formation, recycling and metamorphism of Paleoproterozoic crust // *Precambrian Research*, 2010, v. 179, p. 50–68.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Сарматского кратона. Украинский щит, ОМП – Осницко–Микашевичский пояс; провинции: ВП – Волынская, РТП – Рос–Тикичская, ИП – Ингульская, ДБП – Днестровско–Бугская (Гв – Гайвороновский домен, Гл – Голованевский домен), СПП – Среднеприднепровская, ПП – Приазовская. КЗ – Криворожская зона, ОПЗ – Орехово–Павлоградская зона. Воронежский кристаллический массив, провинции: КП – Курская, ЛП – Лосевская, ВП – Воронцовская. Границы фрагментов кристаллического фундамента Восточно–Европейской платформы даны по [Bogdanova, 1991], границы провинций и зон по [Щербак и др., 2008], границы Лосевской провинции по [Terentiev et al., 2017]. 1 – архейские образования, 2 – протерозойские образования (зеленой штриховкой показаны области развития протерозойских эндогенных процессов; интенсивность штриховки соответствует интенсивности процесса); 3 – гранитоиды 2.1–2.2 млрд лет; 4 – гранитоиды <2.1 млрд лет; 5 – базиты–ультрабазиты 2.15–1.95 млрд лет; 6 – базиты–ультрабазиты <1.90 млрд лет; 7 – щелочно–ультраосновные (карбонатитовые) интрузии 2.09–2.04 млрд лет; 8 – места, где найдены и датированы реликты архейских образований.

Рис. 2. Диаграммы с конкордией (U–Pb SHRIMP II) для циркона из базит–ультрабазитовых пород архея Днестровско–Бугской провинции Сарматии. а – двупироксеновый гранулит UR89/16, б – ортопироксенит UR107, в – метаортопироксенит UR82, г – метаортопироксенит UR82/3, д – гранат–двупироксеновый гранулит UR82/4, е – ортопироксенитовая кайма грацбургита UR17/2.

Рис. 3. Фотографии цирконов в катодолюминисценции. Пробы: а – U89/16, б – U82/3, в – U89/16. Значения возраста в млн лет.

Рис. 4. Диаграммы, характеризующие изотопный состав Nd и Hf изученных пород. а–б – мафические гранулиты (метакоматииты и метабазальты, а также метаандезитобазальты обн. UR132 (голубые линии)); а – линии эволюции изотопного состава Nd в координатах « $\epsilon\text{Nd}(t)$ –возраст», врезка – гистограмма значений $t\text{DM}(\text{Nd})$ с учетом абсолютных ошибок; б – положение аналитических точек относительно модельных изохрон, рассчитанных для магматического (3.63 млрд лет) и метаморфических (2.9 и 2.1 млрд лет) возрастов по U–Pb системе циркона; в–г – линии эволюции изотопного состава Nd в координатах « $\epsilon\text{Nd}(t)$ –возраст» для включений ультрамафитов: в – перидотиты UR22/6, 22/10, UR145, UR17/2 и ортопироксенит UR17/2–3; г – ортопироксениты UR107/5, 107/6, метаортопироксениты UR82 и UR82/3; д – отношения ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) в цирконе, рассчитанное на магматическое время кристаллизации, предполагаемое по U–Pb данным; обозначение образцов такое же, как на рисунке е; е – сопоставление значений $\epsilon\text{Nd}(t)$ породы и $\epsilon\text{Hf}(t)$ циркона с областью составов земных пород «terrestrialarray»: $\epsilon\text{Hf}(t) = 1.36 * \epsilon\text{Nd}(t) + 2.95$, при ширине $\epsilon\text{Hf}(t) \pm 3$, по [Vervoort, Patchett, 1996]. Линия эволюции деплетированной мантии (DM) (а, в, г) – по [Goldstein, Jacobsen, 1988], (д) – по [Griffin et al., 2000]. Серые поля отвечают вариациям изотопного состава вмещающих гнейсоэндрбитов.

Рис. 5. Диаграммы с конкордией (U–Pb SHRIMP II) для циркона из базит–ультрабазитовых пород палеопротерозоя Воронежского Массива. (а), (б) – пироксениты, золотухинский комплекс, (в) – норит, смородинский комплекс, (г) – габбро–долерит, смородинский комплекс, (д), (е) – габбро–нориты, стойло–николаевский комплекс, (ж) – гранодиорит, еланский комплекс, (з) – габбро–норит, рождественский комплекс.

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для архейских основных-ультраосновных пород и вмещающих их гнейсоэнтербитов Украинского щита.

образец	порода	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε _{Nd} (t)	t, млрд л.	t _{DM} , млрд л.
Метавулканыты (кристаллосланцы)									
UR17/6	метакоматиит	3.05	15.0	0.1232	0.510950	8	+1.5	3.63	3.68 ± 0.03
UR17/10	метакоматиит	1.94	7.50	0.1566	0.511865	8	+3.7	3.63	3.41 ± 0.05
UR17/12	метакоматиит	1.93	6.95	0.1794	0.512297	8	+1.5	3.63	3.77 ± 0.10
UR17/16	метакоматиит	0.99	3.18	0.1887	0.512510	8	+1.3	3.63	
UR82/11	метакоматиит	1.71	6.59	0.1566	0.511792	6	+2.3	3.63	3.60 ± 0.05
UR82/12	метакоматиит	2.97	10.8	0.1654	0.512015	6	+2.5	3.63	3.56 ± 0.06
UR82/14	метабазаьт	2.25	9.29	0.1464	0.511490	4	+1.2	3.63	3.73 ± 0.04
UR82/4	метабазаьт	5.41	17.4	0.1879	0.512436	7	+0.2	3.63	
UR89/16	метакоматиитовый базаьт	2.98	11.8	0.1525	0.511551	12	-0.5	3.63	3.95 ± 0.06
BG06-37	мафический гранулит	2.10	7.21	0.1759	0.512219	5	+1.6	3.63	3.73 ± 0.09
UR132	метаандезитовый базаьт	6.19	30.0	0.1262	0.510794	4	-2.7	3.66	4.07 ± 0.03
UR132/1	метаандезитовый базаьт	6.36	30.0	0.1281	0.510840	4	-2.7	3.66	4.08 ± 0.03
UR132/3	метаандезитовый базаьт	5.30	27.3	0.1115	0.510681	6	+2.1	3.66	3.66 ± 0.02
UR132/5	метаандезитовый базаьт	4.82	25.8	0.1128	0.510595	8	-0.7	3.66	3.83 ± 0.02
UR132/11	метаандезитовый базаьт	5.05	25.1	0.1215	0.510731	6	-1.2	3.66	3.97 ± 0.03
UR132/13	метаандезитовый базаьт	2.79	18.6	0.0903	0.510129	5	+1.3	3.66	3.70 ± 0.02
UR132/16	метаандезитовый базаьт	3.91	22.6	0.1048	0.510517	6	+2.1	3.66	3.66 ± 0.02
Включения ультрамафитов									
UR22/6	гарцбургит	0.430	1.77	0.1470	0.511556	23			3.62 ± 0.06
UR22/10	гарцбургит	0.377	1.61	0.1412	0.511430	25			3.59 ± 0.06
UR145	гарцбургит	0.517	2.22	0.1408	0.511454	12			3.52 ± 0.04
UR17/2	Phl-гарцбургит	1.15	4.22	0.1652	0.511833	19	-4.3	2.81	4.11 ± 0.09
UR17/2-3	Phl-ортопироксенит	1.18	4.32	0.1649	0.511650	15	-7.8	2.81	
UR107/5	ортопироксенит	1.70	7.28	0.1414	0.511381	18	-0.7	3.32	3.70 ± 0.05
UR107/6	измененный на контакте ортопироксенит	3.96	15.7	0.1524	0.511390	10	-5.4	3.32	
UR82	метаортопироксенит	1.69	6.52	0.1562	0.511131	6	-11.2	3.5	
UR82/3	метаортопироксенит	3.32	12.7	0.1574	0.511194	7	-12	3.22	
Вмещающие гнейсоэнтербиты									
UR17/2-1	гнейсоэнтербит	3.70	16.9	0.1320	0.511154	8			3.70 ± 0.03
UR22/1	гнейсоэнтербит	2.96	15.3	0.1166	0.510726	4	-1.0	3.51*	3.77 ± 0.02
UR82/1	гнейсоэнтербит	2.81	13.2	0.1289	0.510900	8			4.01 ± 0.03
UR82/1a	гнейсоэнтербит	2.37	17.6	0.0815	0.509919	5	+0.8	3.62*	3.70 ± 0.01
06-BG38	гнейсоэнтербит	3.29	18.9	0.1050	0.510573	8	+2.7	3.63*	3.59 ± 0.02
UR108	гнейсоэнтербит	4.12	22.3	0.1117	0.510545	5	-0.6	3.67*	3.86 ± 0.02
186	гнейсоэнтербит	3.13	16.2	0.1167	0.510622	4	-0.6	3.75*	3.94 ± 0.02

Примечание. Для расчета значений модельного возраста t_{DM} использованы параметры для DM по [Goldstain and Jacobson, 1988], значение ошибки вычислено по формуле для абсолютной погрешности косвенных величин; возрасты, для которых 2σ > 100 млн лет – не приводятся. Все породы метаморфизованы в различной степени. Курсивом выделены значения ε_{Nd}(t) и модельные возрасты тех образцов, для которых предполагается частичное нарушение Sm-Nd системы во время метаморфизма. Приставка «мета» используется для полностью перекристаллизованных пород. * – данные о возрасте пород по [Лобач-Жученко и др., 2013].

Воронежский кристаллический массив









