

УДК 551.73/.78:551.2/.3"611"(063)(036)
ББК 26.3
Г 35

Г 35 **Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем.** Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. 352 с.

ISBN 978-5-9274-0778-1

Сборник материалов Всероссийской с участием зарубежных (Азербайджан, Индия, Канада, Китай, США, Таджикистан, Украина, Финляндия, ЮАР) ученых научной конференции «**Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем**» (**Early Precambrian vs Modern Geodynamics**), на которой рассматривались следующие вопросы: а) геодинамические процессы в раннем докембрии и фанерозое: сходство и различия; б) петрология магматических и метаморфических процессов в раннедокембрийских и фанерозойских геодинамических системах; в) плюмовые процессы в раннем докембрии и фанерозое; г) геохимические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических реконструкций; д) геодинамические процессы и эволюция жизни, содержит оригинальные авторские публикации на русском и английском языках по геологии, геодинамике, геохронологии, петрологии, металлургии, палеонтологии раннего докембрия и фанерозоя, а также путеводитель научных экскурсий по раннему докембрию Ведлозерско-Сегозерской гранит-зеленокаменной системы Карельского кратона и юго-восточной части Свеккофеннского орогенического пояса Фенноскандинавского щита.

УДК 551.73/.78:551.2/.3"611"(063)(036)
ББК 26.3

Организационный комитет конференции

Председатель:

А.И. Слабунов – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

Заместители председателя:

Ш.К. Балтыбаев – ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург)

С.А. Светов – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

Ученые секретари:

Н.С. Нестерова – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

А.В. Степанова – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

Члены организационного комитета:

В.В. Балаганский – ГИ РАН (г. Апатиты)

Н.А. Божко – МГУ, геологический ф-т (г. Москва)

А.Б. Вревский – ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург)

В.А. Глебовицкий – ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург)

Джингуи Гуо – ИГГ АНК (г. Пекин, Китай)

М.В. Минц – ГИН РАН (г. Москва)

А.Л. Перчук – МГУ, геологический ф-т (г. Москва)

К. Сантош – Университет Кумаон (г. Уттаракханд, Индия)

А.В. Самсонов – ИГЕМ РАН (г. Москва)

Е.В. Скляр – ИЗК СО РАН (г. Иркутск)

В. Синг – Бунделкхандский Университет, геологический ф-т (г. Джанси, Индия)

Ф.С. Тёрстон – Университет Лаурентия (г. Садбери, Канада)

О.М. Туркина – ИГМ СО РАН (г. Новосибирск)

А.И. Ханчук – ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток)

П. Хёлтта – Геологическая служба Финляндии (г. Эспоо, Финляндия)

А.А. Щипанский – ГИН РАН (г. Москва)

В.В. Щипцов – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

ISBN 978-5-9274-0778-1

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии КарНЦ РАН, 2017

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Карельский научный центр РАН, 2017

Палеотектонические корреляции для суперкратона Ваалбара и мегаблока Сарматия: свидетельства общей геологической истории в период 2.6-2.2 млрд лет

Савко К.А.¹, Самсонов А.В.², Базиков Н.С.¹

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, ksavko@geol.vsu.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru

Paleotectonic correlations of Vaalbara supercraton and Sarmatia megablock: evidence of joint geological history during 2.6-2.2 Ga

Savko K.A.¹, Samsonov A.V.², Bazikov N.S.¹

¹ Voronezh State University, Voronezh, Russia, ksavko@geol.vsu.ru

² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, samsonovigem@mail.ru

В строении Восточно-Европейского кратона принимают участие три раннедокембрийских мегаблока: Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралья (рис. 1), спаянные коллизийными орогенами в конце палеопротерозоя [7]. Архейская Восточная Фенноскандия по истории геологического развития хорошо сопоставляется с кратоном Сьюпериор Канадского щита [11]. Напротив, Сарматия до сих пор не вовлекалась в палеотектонические реконструкции, из-за слабой геохронологической изученности.

Последовательность геологических событий суперкратона Ваалбара, состоящего из кратонов Каапвааль и Пилбара, и в Восточной Сарматии на протяжении неорархея и палеопротерозоя представляется следующей.

2.80–2.60 млрд лет. Все три кратона являлись фрагментами континентальной коры, консолидированной около 2.8 млрд лет назад и претерпевшей континентальный рифтогенез в интервале 2.8–2.7 млрд лет. Кратоны Пилбара и Каапвааль представляли собой стабильную континентальную литосферу и уже были частями континента Ваалбара [9]. В блоке Пилбара в интервале 2.77–2.73 млрд лет в континентальных рифтовых структурах вместе с терригенными осадками накапливались вулканические породы бимодальной серии, на которых залежали мощные толщи базальтов, реже коматиитовых базальтов группы Фортеस्कью с возрастом 2730–2715 млн лет [6]. Такими же толщами континентальных коматиитовых базальтов, которые перекрываются толеитовыми базальтами и осадочными породами группы Вентерсдорп с возрастом 2.72–2.64 млрд лет, представлен разрез неорархея в кратоне Каапвааль [9]. Формирование стабильной континентальной коры к рубежу 2.8 млрд лет и коматиит-базальтовый вулканизм в интервале от 2.8 до 2.6 млрд лет имели место и в пределах Сарматии.

2.60–2.45 млрд лет. В это время для всех трех кратонов была сходная тектоническая обстановка и происходило накопление железисто-кремнистых формаций (ЖКФ) (рис. 2). Именно ЖКФ бассейнов Трансвааль и Хамерсли, сформировавшиеся в едином океане около 2.50–2.45 млрд лет назад, лежат в основе успешных палеотектонических реконструкций суперконтинента Ваалбара [5, 8]. ЖКФ Сарматии также сформировались в самом начале палеопротерозоя ≈ 2.50–2.43 млрд лет [1] до Великого окислительного события. Удивительное сходство строения ЖКФ Сарматии, Трансвааля и Хамерсли проявляется даже в мелких деталях. Все они залегают на карбонатных отложениях (карбонатных платформах) и имеют четырехчленное строение, где две толщи железистых кварцитов разделены двумя горизонтами сланцев близкого состава (рис. 2). Палеопротерозойские ЖКФ Трансвааль, Хамерсли и Сарматии отличаются широким развитием рибекитовых и эгириновых (асбестовых) разновидностей железистых кварцитов.

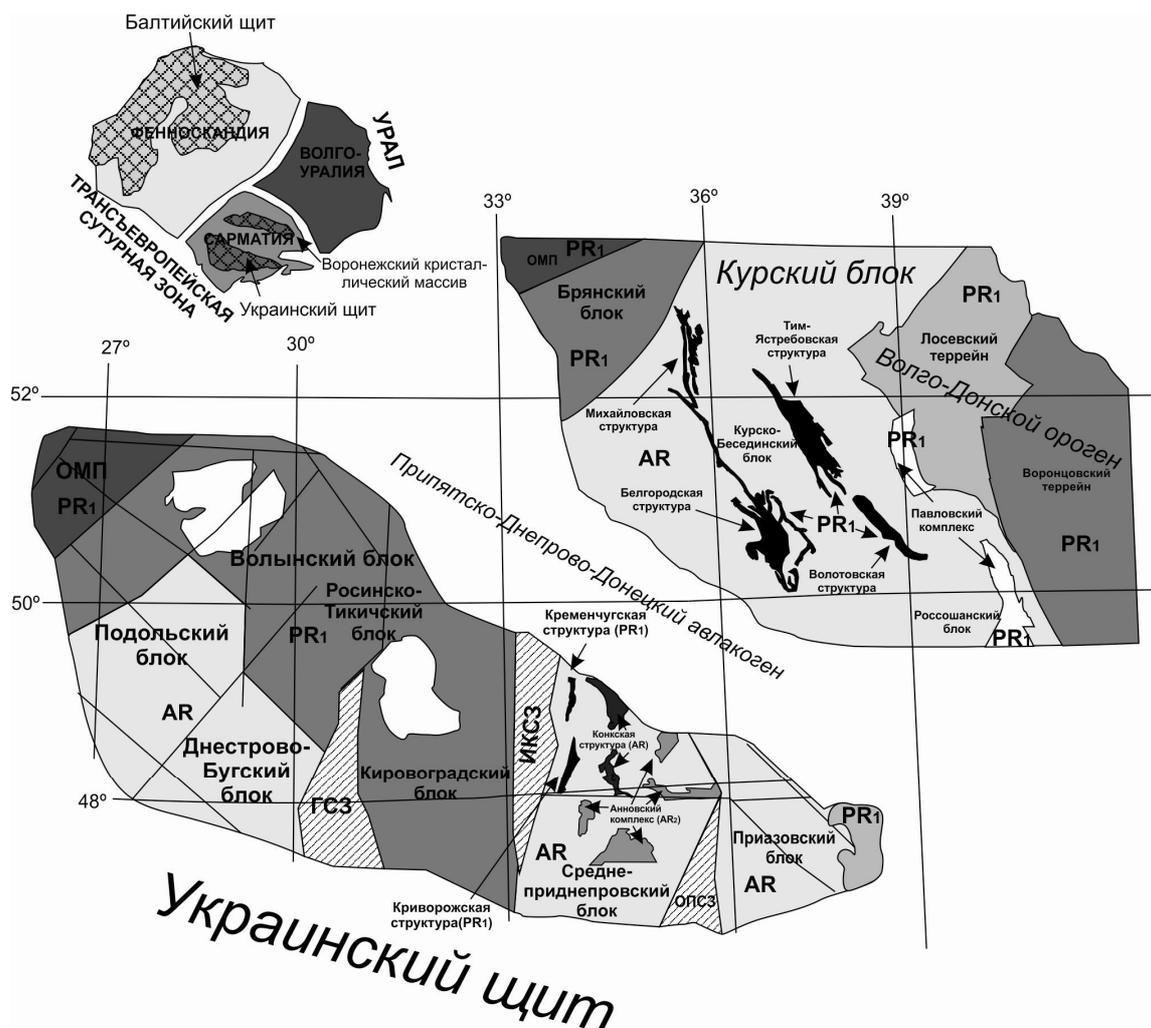


Рис. 1. Схематическая структурная карта Сарматии, составленная по (Bogdanova et al., 2013) для Украинского щита и по собственным материалам для Воронежского кристаллического массива. Аббревиатуры: ГСЗ – Голованевская сутурная зона, ИКСЗ – Ингулец-Павлоградская сутурная зона, ОПСЗ – Орехово-Павлоградская сутурная зона, ОМП – Осницко-Микашевический пояс.

2.45–2.20 млрд лет. Для кратонов Пилбара, Каапвааль и Сарматия имела место близкая тектоническая обстановка: на всех трех кратонах отмечается региональное структурное и стратиграфическое несогласие и длительный перерыв в осадконакоплении, который нарушается в кратоне Каапвааль гляциальными отложениями в интервале 2430–2316 млн лет [10]. В конце рассматриваемого временного интервала произошла активизация процессов континентального рифтогенеза. В рифтогенных впадинах происходило преимущественно терригенное осадконакопление, завершившееся мощным базитовым вулканизмом и накоплением толщ базальтов около 2.2 млрд лет.

2.20–2.00 млрд лет. В это время кратоны Пилбара и Каапвааль уже имели разную геологическую историю. Южная часть кратона Пилбара подверглась складчатости и метаморфизму в интервале 2215–2145 млн лет (офтальмианская орогения) [10]. Еще один гленбургский орогенез ~2000–1960 млн лет назад вызван столкновением кратонов Пилбара и Йилгарн [10], в результате чего в интервале 1.95–1.80 млрд лет сформировался Западно-Австралийский кратон [12].

Яркой страницей в истории кратона Каапвааль позже 2.2 млрд лет является вспышка эндогенной активности планетарного масштаба около 2.06 млрд лет назад, когда произошло внедрение в кору огромного объема магм (Бушвельдский комплекс).

В истории кратона Сарматия позже 2.2 млрд лет был продолжительный перерыв в осадконакоплении. На его восточном фланге (в современных координатах) на активной окраине в Волго-Донском океане (Лосевский и Воронцовский террейны) формировалась островодужная система в интервале 2.20–2.14 млрд лет и возник Волго-Донской ороген [3, 4]. Таким образом, офтальмианская орогения в блоке Пилбара и формирование Волго-Донского орогена на восточной границе Сарматии были близки по времени. В кратоне Каапвааль такого события зафиксировано не было.

Кратоны Каапвааль и Сарматия характеризуются синхронной вспышкой эндогенной активности около 2.06 млрд лет назад – мощным магматизмом, начавшимся сразу после метаморфического события в Сарматии [2] и эпизода деформаций в Каапвааль [10]. Возможно, после распада Ваалбары на рубеже 2.06 млрд лет кратоны Каапвааль и Сарматия находились недалеко друг от друга и мантийный плюм, вызвавший объемный магматизм комплекса Бушвелд, “задел” и Восточную Сарматию.

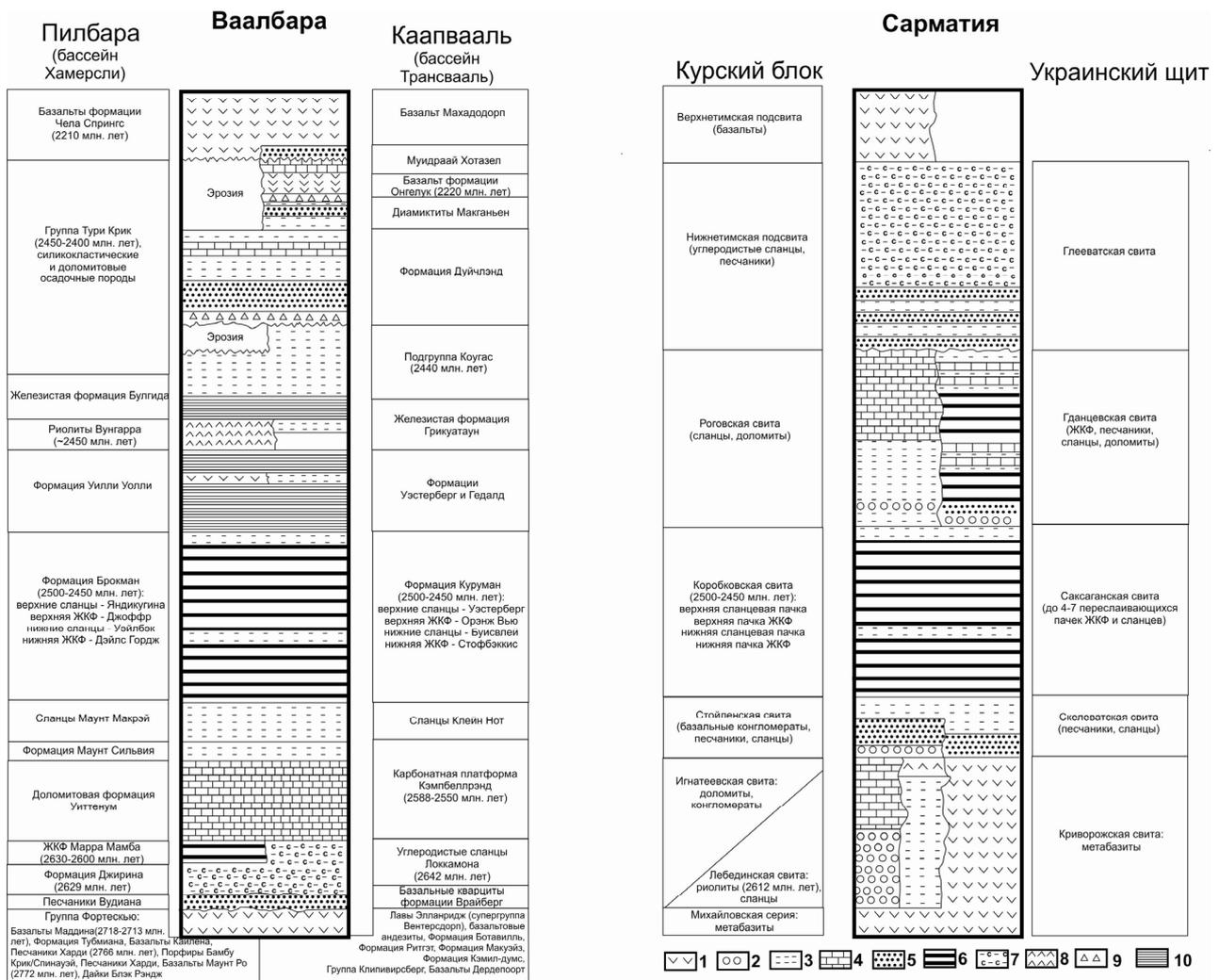


Рис. 2. Схема корреляции неоархейских и раннепалеопротерозойских образований Ваалбары и Сарматии. 1 – базальты; 2 – конгломераты; 3 – сланцы; 4 – карбонатные породы; 5 – песчаники; 6- ЖКФ; 7 – углеродистые сланцы; 8 – риолиты; 9 – гляциальные отложения; 10 – железистые микриты.

East European Craton includes three different Early Precambrian megablocks, Fennoscandia, Sarmatia and Volgo-Uralia (fig. 1), welded by collisional orogens at the end of the Paleoproterozoic [7]. By its geological history, Archean eastern Fennoscandia is readily correlated with the Superior Craton of the Canadian Shield [11]. To the contrary, Sarmatia never served as an object for paleotectonic reconstructions probably because of scarce geochronological evidence.

The succession of geological events for the Vaalbara supercraton, consisting of Kaapvaal and Pilbara cratons, and the Eastern Sarmatia during Neoproterozoic and Paleoproterozoic seems to be as follows.

2.80-2.60 Ga. All three cratons were fragments of the continental crust consolidated at approximately 2.8 Ga and subjected to continental rifting in the period of 2.8-2.7 Ga. The Pilbara and Kaapvaal cratons represented the stable continental lithosphere, being amalgamated by the Vaalbara continent [9]. The continental rift structures of the Pilbara block accumulated in the interval 2.77-2.73 Ga terrigenous sediments together with volcanic rocks of the bimodal series, which were overlain by thick sequences of basalts with subordinate komatiite basalts of the Fortesque Group 2730-2715 Ma old [6]. Similar sequences of terrestrial komatiite basalts overlain by tholeiitic basalts and sedimentary rocks of the Ventersdorp Group dated back to 2.72-2.64 Ga constitute the Neoproterozoic section in the Kaapvaal Craton [9]. The formation of the stable continental crust by 2.8 Ga and the komatiite-basalt volcanism in the interval of 2.8 to 2.6 Ga were also characteristic of Sarmatia.

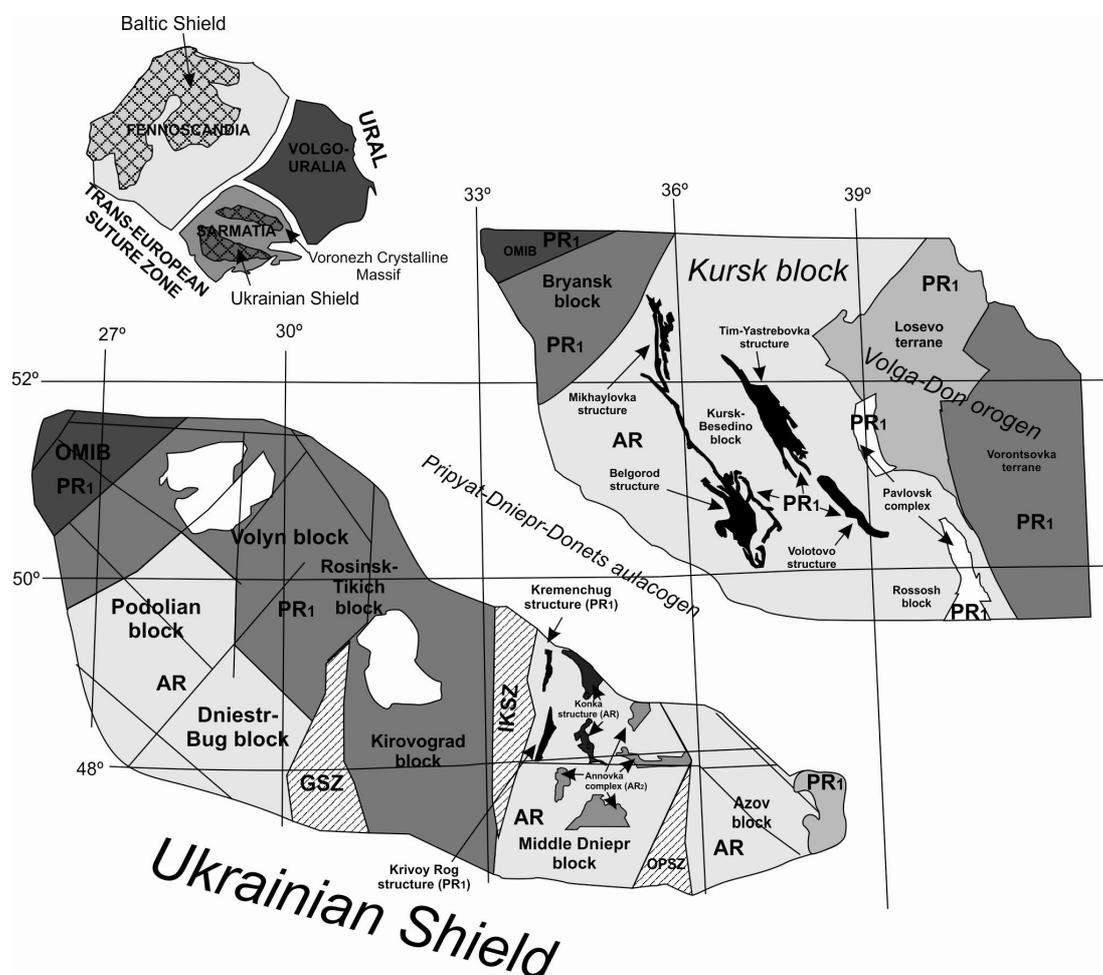


Fig 1. Schematic structural map of Sarmatia, compiled after (Bogdanova et al., 2013) for the Ukrainian Shield and using original data for the Voronezh crystalline massif.

Abbreviations: (GSZ) Golovan suture zone, (IPSZ) Ingulets-Pavlograd suture zone, (OPSZ) Orekhovo-Pavlograd suture zone, (OMB) Osnitsa-Mikashevichi belt.

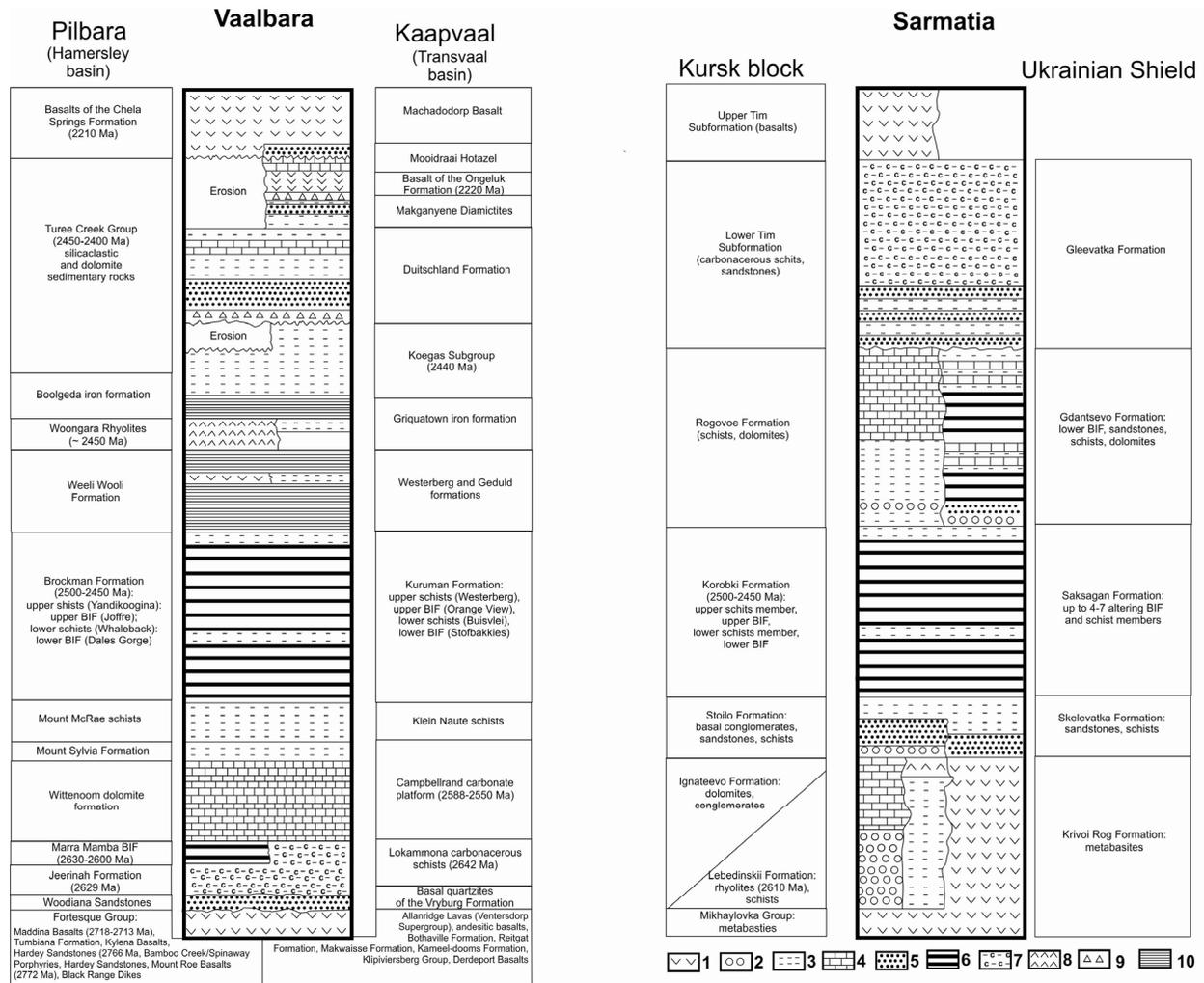


Fig. 2. Schematic correlation of Neoproterozoic sequences in the Vaalbara and Sarmatia basins. (1) Basalts; (2) conglomerates; (3) schists; (4) carbonate rocks; (5) sandstones; (6) BIF; (7) carbonaceous schists; (8) rhyolites; (9) glacial deposits; (10) ferruginous micrites.

2.60-2.45 Ga. During this period, all three cratons were characterized by similar tectonic setting favorable for accumulations of BIF (fig. 2). Precisely such formations of the largest Transvaal and Hamersley iron basins, which were formed in a single oceanic basin at approximately 2.50-2.45 Ga, serve as a reliable tool for adequate paleotectonic reconstructions of the Vaalbara supercontinent [5, 8]. BIF of Sarmatia were also formed at the very beginning of the Paleoproterozoic Era (~ 2.50-2.43 Ga) prior to the Great Oxidation Event [1]. The BIF in Sarmatia, Transvaal, and Hamersley iron basins demonstrate a remarkable structural similarity even in small details. All of the rest upon carbonate sediments (carbonate platforms), and exhibit the four-member structure, where two sequences of ferruginous quartzites are separated by two members of schist similar in composition (fig. 2). The Paleoproterozoic BIF of the Transvaal, Hamersley, and Sarmatia basins are characterized by wide development of riebeckite and aegerine (asbestos) varieties of ferruginous quartzites.

2.45-2.20 Ga. In this period, the Pilbara, Kaapvaal and Sarmatia cratons were dominated by similar tectonic settings: all these structures demonstrate regional structural and stratigraphic unconformities and a long-lasting sedimentation break except for the Kaapvaal Craton, where glacial sediments were deposited during the period of 2430-2316 Ma [10]. The end of the period under consideration was marked by activation of continental rifting. The riftogenic structures were largely characterized by terrigenous sedimentation crowned by intense basite volcanism with accumulation of basalt sequences at approximately 2.2 Ga.



2.20-2.00 Ga. The Pilbara and Kaapvaal cratons developed differently at that time. The southern part of the Pilbara Craton was subjected to folding and metamorphism in the period of 2215-2145 Ma (Ophtalmian Orogeny) [10]. Next orogenic event at ~ 2000-1960 Ma (Glenburg Orogeny) was a result of collision between the Pilbara and Yilgarn cratons [10], which formed the West Australian Craton [12] in the period of 1.95-1.80 Ga.

The outburst of global endogenic activity at approximately 2.06 Ga when large magma volumes were emplaced into the crust (Bushveld Complex) was a remarkable event in the Kaapvaal Craton history after 2.2 Ga.

After 2.2 Ga, sedimentation on the Sarmatia craton stopped for a long period. The active margin of the Volga-Don ocean (Losevo and Vorontovka terranes) in the eastern flank of Sarmatia was marked by the formation of the island arc system in the period lasting from 2.20 to 2.14 Ga to turn into the Volga-Don orogen [3, 4]. Thus, the Ophtalmian Orogeny in the Pilbara block and formation of the Volga-Don orogen at the eastern boundary of Sarmatia were subsynchronous. No such event is registered for the Kaapvaal Craton.

The Kaapvaal and Sarmatia cratons suffered the synchronous outburst of endogenic activity at approximately 2.06 Ga: intense magmatism, which commenced immediately after the metamorphic event in Sarmatia [2] and episode of deformations on the Kaapvaal Craton [10]. It is conceivable that the Kaapvaal and Sarmatia cratons were located close to each other at 2.06 Ga, and the mantle plume responsible for intense magmatism of the Bushveld Complex affected eastern Sarmatia as well.

Литература – References

1. Савко К.А., Базиков Н.С., Артеменко Г.В. Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 3–21.
Savko K.A., Bazikov N.S., Artemenko G.V. Geochemical evolution of the banded iron formations of the Voronezh Crystalline Massif in the early Precambrian: sources of matter and geochronological constraints // Stratigraphy and Geological Correlation. 2015. V. 23. No. 5. P. 451-467.
2. Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. HT/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 559–575.
Savko K.A., Samsonov A.V., Salnikova E.B., et al. HT/LP metamorphic zoning in the eastern Voronezh Crystalline Massif: age and parameters of metamorphism and its geodynamic environment // Petrology. 2015. V. 23. No. 6. P. 559-575.
3. Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива // ДАН. 2014. Т. 454. № 5. С. 575–578.
Terentiev R.A., Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N. Geochronology and geochemistry of acid metavolcanites, Losevo Series, Voronezh Crystalline Massif // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 454. No. 2. P. 136-139.
4. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
Shchipansky, A.A., Samsonov, A.V., Petrova, A.Yu., Larionova, Yu.O. Geodynamics of the Eastern Margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic, Geotectonics. 2007. V. 41. No. 1. P. 38–62.
5. Beukes N.J., Gutzmer J. Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean–Paleoproterozoic boundary // Soc. Econ. Geol. Rev. 2008. V. 15. P. 5–47.
6. Blake T.S., Buick R., Brown S.J.A., Barley M.E. Geochronology of a late Archean flood basalt province in the Pilbara Craton, Australia: constraints on basin evolution, volcanic and sedimentary accumulation, and continental drift rates // Precambrian Res. 2004. V. 133. P. 143–173.
7. Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M. et al. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // European Lithosphere Dynamics. Eds. Gee D.G., Stephenson R.A. Geol. Soc. London. Mem. 2006. № 32. P. 599–628.
8. Cheney E.S. Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession of Southern Africa and its equivalent in Western Australia // Precambrian Res. 1996. V. 79. № 1–2. P. 3–24.
9. de Kock M.O., Evans D.A.D., Beukes N.J. Validating the existence of Vaalbara in the Neoproterozoic // Precambrian Res. 2009. V. 174. P. 145–154.
10. Eriksson P.G., Condie K.C. Cratonic sedimentation regimes in the ca. 2450–2000 Ma period: relationship to a possible widespread magmatic slowdown on Earth? // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 30–47.
11. Hölttä P., Balagansky V., Garde A.A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. V. 31. № 1. P. 13–19.
12. Smirnov A.V., Evans D.A.D., Ernst R.E. et al. Trading partners: tectonic ancestry of southern Africa and Western Australia, in Archean supercratons Vaalbara and Zimgarn // Precambrian Res. 2013. V. 224. P. 11–22.