

УДК 551.71/72

## МЕГАБЛОК САРМАТИЯ КАК ОСКОЛОК СУПЕРКРАТОНА ВААЛБАРА: КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ГРАНИЦЕ АРХЕЯ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ

© 2017 г. К. А. Савко\*, А. В. Самсонов\*\*, В. М. Холин\*, Н. С. Базиков\*

\*Воронежский государственный университет, Воронеж

\*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва  
e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 27.06.2016 г.

Результаты корреляции геологических событий в интервале 2.8–2.0 млрд лет предполагают принадлежность к древнему суперкратону Ваалбара, состоящему из кратонов Пилбара и Каапвааль, еще одного литосферного сегмента – мегаблока Сарматия, который выделяется в южной части Восточно-Европейского кратона. В интервале 2.80–2.60 млрд лет все они представляли собой фрагменты континентальной коры, консолидированной около 2.8 млрд лет назад и претерпевшей континентальный рифтогенез, сопровождавшийся мощным базитовым вулканизмом. В интервале 2.60–2.45 млрд лет для всех трех кратонов была сходная тектоническая обстановка и происходило накопление железисто-кремнистых формаций. Именно железисто-кремнистые формации крупнейших железорудных бассейнов Трансвааль, Хамерсли, Курского и Кременчугско-Криворожского, сформировавшиеся в едином океаническом бассейне в интервале около 2.50–2.45 млрд лет, лежат в основе успешных палеотектонических реконструкций суперконтинента Ваалбара. В интервале 2.45–2.20 млрд лет на всех трех кратонах отмечается длительный перерыв в осадконакоплении. В конце этого интервала произошла активизация процессов континентального рифтогенеза с терригенным осадконакоплением, завершившимся базитовым вулканизмом около 2.2 млрд лет назад. После этого рубежа начался распад Ваалбары, который был сложным многоактным процессом: составлявшие суперконтинент части то расходились, то снова сближались, пока кратоны Каапвааль и Зимбабве, Пилбара и Йилгарн, Сарматия и Волго-Урاليا, соответственно, окончательно не объединились.

*Ключевые слова:* Ваалбара, Каапвааль, Пилбара, Сарматия, железисто-кремнистые формации, базитовый вулканизм, терригенное осадконакопление, корреляция геологических разрезов

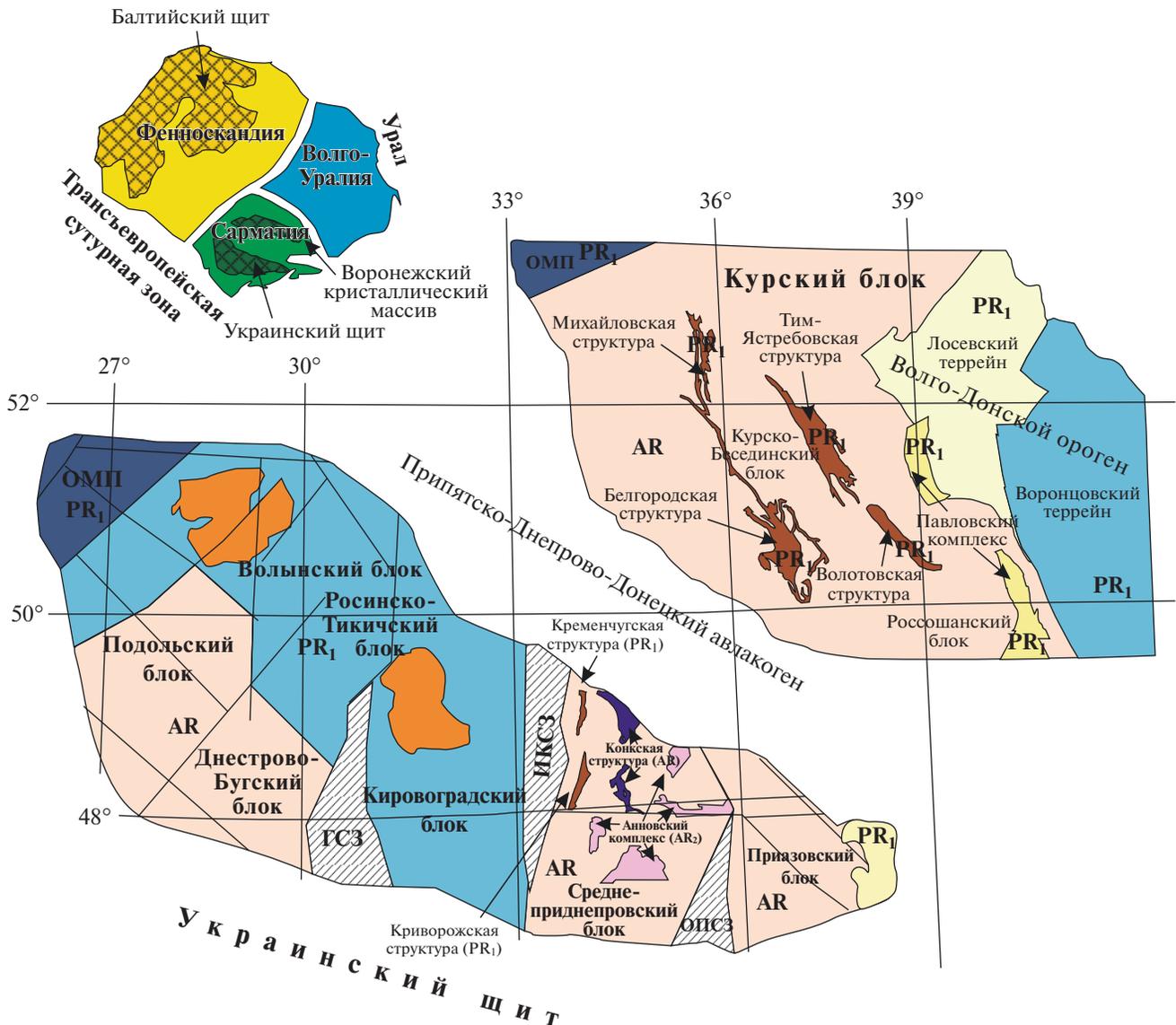
DOI: 10.7868/S0869592X17020065

### ВВЕДЕНИЕ

Наиболее древняя архейская кора с возрастом более 2.7 млрд лет составляет около 50 об. % континентальной литосферы Земли и известна в составе всех современных континентов. На сегодня эта архейская кора представлена 35 крупными и многочисленными мелкими фрагментами, большинство из которых имеют тектонические границы палеопротерозойского (2.5–1.7 млрд лет) возраста (Bleeker, 2003). Это говорит о том, что тектонически разобщенные в палеопротерозойское время архейские блоки исходно были объединены в более крупные континентальные массы, состав и возраст которых является предметом острых дискуссий. В настоящее время обсуждается несколько моделей строения континентальной литосферы в архее с существованием одного, двух или нескольких суперкратонов (Aspler, Chiarenzelli, 1998; Barley et al., 2005; Bleeker, 2003; Cheney, 1996; Condie, Rosen, 1994). Для “сбора пазлов”

осколков архейских блоков в палеопротерозойские континентальные массы привлекаются те же методы палеотектонических реконструкций, которые широко используются для более поздних этапов геологической эволюции Земли. Для разобщенных блоков на основе геохронологических, петрологических и палеомагнитных данных проводятся корреляции с использованием в качестве маркеров вулканогенно-осадочных, субвулканических и интрузивных пород.

Примером успешного применения всего комплекса методов являются блоки коры мезоархейской (~2.8 млрд лет) консолидации, на которой сохранившиеся платформенные осадки раннего палеопротерозоя служат хорошими маркерами для корреляции и палеотектонических реконструкций с выделением древнего суперконтинента или суперкратона Ваалбара. Опорными объектами для выделения этого суперкратона служат кратоны Каапвааль (ЮАР) и Пилбара (Австралия)



**Рис. 1.** Схематическая структурная карта Сарматии, составленная по (Bogdanova et al., 2013) для Украинского щита и по собственным материалам для Воронежского кристаллического массива. Схема сегментов Восточно-Европейского кратона по (Gorbatschev, Bogdanova, 1993).

Аббревиатуры: ГСЗ – Голованевская сутурная зона, ИКСЗ – Ингулец-Павлоградская сутурная зона, ОПСЗ – Орехово-Павлоградская сутурная зона, ОМП – Осничко-Микашевичский пояс.

(Beukes, Gutzmer, 2008; Cheney, 1996; de Kock et al., 2009, 2012; Eriksson, Condie, 2014; Nelson et al., 1999).

В настоящей статье обоснована возможная принадлежность к Ваалбару еще одного литосферного сегмента с мезоархейской корой – мегаблока Сарматия, который выделяется в южной части Восточно-Европейского кратона (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Shchipansky, Bogdanova, 1996). Этот кратон служит фундаментом одноименной платформы и представляет собой крупный фрагмент раннедокембрийской литосферы, обособленный в неопротерозое в ходе распада суперконтинента Родиния (Bogdanova et al., 2008).

Наиболее обоснованной на сегодня представляется тектоническая модель, согласно которой в строении Восточно-Европейского кратона принимают участие три различных раннедокембрийских мегаблока: Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия (рис. 1), спаянные коллизийными орогенами в конце палеопротерозоя (Bogdanova et al., 2006, 2008; Claesson et al., 2001; Shchipansky, Bogdanova, 1996). Эта модель подтверждается контрастными различиями в составе, возрасте и истории формирования Фенноскандии и Сарматии, выведенных на поверхность, соответственно, в северной части Восточно-Европейского кратона

на Балтийском щите и в южной части этого кратона на Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве (рис. 1).

В Фенноскандии архейская кора сложена преобладающими по объему неоархейскими (2.8–2.7 млрд лет) тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами и гранитоидами при подчиненном распространении гранит-зеленокаменных поясов с возрастом 3.0–2.8 млрд лет и ТТГ-гнейсовых блоков с возрастом 3.2–3.0 млрд лет (Hölttä et al., 2008). В раннем палеопротерозое эта архейская кора претерпела многочисленные дискретные эпизоды внутриплитного базитового магматизма (2.51, 2.45, 2.41, 2.31, 2.21, 2.13, 1.97 млрд лет назад), в результате которых сформировались рои даек, расслоенные интрузии и траппы (Степанова и др., в печати; Puchtel et al., 1998; Stepanova et al., 2014, 2015; Vuollo, Nuhma, 2005). В Сарматии, в отличие от Фенноскандии, архейская кора включает два крупных палеоархейских (>3.2 млрд лет) блока и обширные мезоархейские (3.2–2.8 млрд лет) гранит-зеленокаменные и гранитогнейсовые ареалы (Бибикина и др., 2013, 2015; Claesson et al., 2006; Lobach-Zhuchenko et al., 2014; Samsonov et al., 1993, 1996). В раннем палеопротерозе в интервале 2.5–2.2 млрд лет в Сарматии отсутствовал магматизм и происходило интенсивное осадконакопление, включая формирование железисто-кремнистых формаций (ЖКФ). Столь контрастные различия в составе и возрасте Фенноскандии и Сарматии указывают на различную историю их формирования: эти мегаблоки на протяжении архея и раннего палеопротерозоя, вероятно, были пространственно разобщены и принадлежали к разным суперкратонам. Архейская Восточная Фенноскандия по истории геологического развития хорошо сопоставляется с кратоном Сьюперииор Канадского щита и рассматривается большинством исследователей в составе суперкратона Сьюперия (Bleeker, 2003; Hölttä et al., 2008). Напротив, Сарматия до сих пор не вовлекалась в палеотектонические реконструкции, возможно, из-за слабой вещественной и геохронологической изученности. Однако за последние несколько лет были получены прецизионные датировки раннедокембрийских комплексов пород и изотопно-геохимические данные, позволяющие по-новому взглянуть на последовательность геологических событий формирования коры Сарматии. Реконструкция геологических событий на рубеже архей–палеопротерозой в Восточной Сарматии позволяет обнаружить близкое сходство ее геологической истории формирования с таковой суперконтинента Ваалбара. Цель настоящей статьи – провести корреляцию событий осадконакопления, вулканизма, магматизма и метаморфизма мегаблока Сарматия и суперкратона Ваалбара в интервале 2.6–2.2 млрд лет и на этой основе сделать выводы о положении Сарматии

по отношению к известным раннедокембрийским кратонам литосферы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕГАБЛОКА САРМАТИЯ

Мегаблок Сарматия расположен в южной части Восточно-Европейского кратона. Северо-восточной границей Сарматии с Волго-Уральским мегаблоком служит обширный Волго-Донской ороген аккреционного типа (рис. 1), который состоит из ювенильных вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов среднего палеопротерозоя, маркирующих островодужный (2.20–2.10 млрд лет), коллизионный (около 2.07 млрд лет) и постколлизионный (2.07–2.05 млрд лет) этапы формирования этой крупной тектонической структуры (Бибикина и др., 2009; Савко и др., 2011, 2014а, 2014б, 2015а, 2015б; Щипанский и др., 2007; Terentiev et al., 2016). Северо-западным ограничением Сарматии является Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, который сложен преимущественно гранитными батолитами, диоритами и габбро с возрастными 2.00–1.95 млрд лет и рассматривается как активная окраина на краю Сарматского мегаблока (Claesson et al., 2001).

Курский блок и Украинский щит представляют собой поднятия в фундаменте Восточно-Европейского кратона и являются наиболее изученными частями мегаблока Сарматия (рис. 1). Курский блок относится к северо-восточной части Сарматии и был отделен в фанерозое от Украинского щита Припятско-Днепровско-Донецким авлакогеном. Расчленение Сарматии не нарушило строения ее раннедокембрийских комплексов. Ряд структур Курского блока прослеживаются в Приазовском и Среднеприднепровском блоках Украинского щита (Shchipansky, Bogdanova, 1996). Большая часть палеопротерозойских и некоторые архейские супракрустальные толщи Курского блока имеют эквиваленты в пределах этих блоков Украинского щита (рис. 1).

В северной и северо-западной части Сарматии Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс срезает архейские структуры Украинского щита и отделяет ее от мегаблока Фенноскандии (рис. 1). Поэтому наибольшей сохранностью и представительностью отличаются архейские блоки и лежащие на них палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи Восточной Сарматии, включающей Курский блок, Приазовский и Среднеприднепровский блоки Украинского щита. Дальнейшее обсуждение будет акцентировано на них.

### *Геологическое строение архейского фундамента*

Сарматия состоит как минимум из двух архейских ядер на Украинском щите и Курском блоке,

“сшитых” палеопротерозойским Севско-Ингулецким (Кировоградским) орогеном. Наиболее древними породами Сарматии являются тоналиты Приазовского и эндербиты Подольского блоков Украинского щита с возрастными около 3.65–3.40 млрд лет (Бибикина и др., 2013; Лобач-Жученко и др., 2010; Bibikova, Williams, 1990; Claesson et al., 2006). Преобладающая часть Среднеприднепровского блока, сложенная ТТГ-ассоциацией днепропетровского комплекса и породами зеленокаменных поясов, сформировалась в интервале 3.2–3.0 млрд лет (Claesson et al., 2006; Samsonov et al., 1993, 1996).

Архейское основание Восточной Сарматии сложено ТТГ-гнейсами обоянского комплекса, в значительной степени мигматизированными (рис. 2). К сожалению, прецизионных оценок возраста формирования ТТГ-комплекса в Курском блоке пока нет. Единичные оценки модельного возраста по изотопному Sm-Nd отношению 3.6–3.4 млрд лет (Щипанский и др., 2007) предполагают их возраст не древнее мезозоя. В центральной части Курского блока среди ТТГ-гнейсов присутствует Курско-Бесединский домен гранулитов (Савко, 2000; Foparev et al., 2006), сложенный разнообразным комплексом пород: метапелитами, ЖКФ, метагаббро-норитами и метапироксенитами (рис. 1, 2). Судя по результатам изотопно-геохимических Sm-Nd исследований ( $T_{Nd}(DM) = 3.4$  млрд лет), источником сноса метапелитовых гранулитов служили породы древней континентальной коры (Савко и др., 2010). Это подтверждается возрастом детритовых цирконов  $3277 \pm 33$  млн лет (Артеменко и др., 2006). Полученная для монацита из метапелита оценка возраста  $2819 \pm 6$  млн лет (TIMS) соответствует гранулитовому метаморфизму (Савко и др., 2010).

Зеленокаменные пояса Восточной Сарматии с возрастом 3.2–3.0 млрд лет выполнены породами конкской и белозерской серий. Конкская серия представлена толеитовыми metabазальтами, метакоматиитами, ЖКФ с подчиненным количеством метаандезитов и кислых метавулканитов в верхней части разреза (Стратиграфические..., 1985). Она несогласно перекрывается белозерской серией, представленной метатерригенными породами и ЖКФ. Вулканиты имеют подчиненное значение.

В Курском блоке зеленокаменные пояса развиты в нескольких протяженных, сложной линейно-петельчатой формы внутриконтинентальных рифтогенных структурах (рис. 2). Нижние части разрезов сложены метаморфизованными породами коматиит-базальтовой формации (Крестин, Юдина, 1988) михайловской серии, которые последовательно сменяются вверх по разрезу толеитовыми metabазальтами с ограниченным количеством прослоев метатерригенных пород, кислых метавулканитов и ЖКФ. Заканчивается разрез ар-

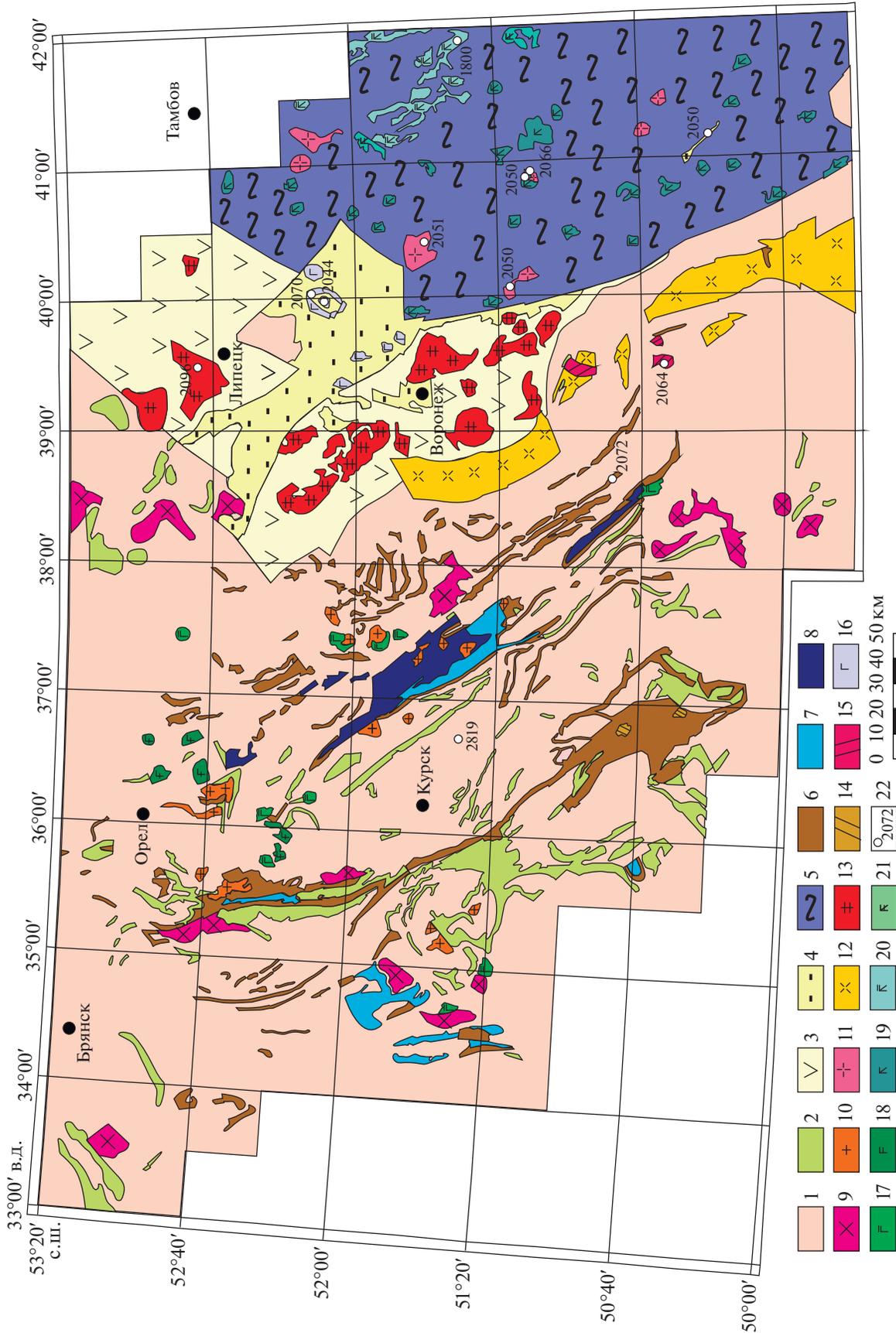
хейских отложений Восточной Сарматии монотонной толщей основных метавулканитов новокриворожской свиты мощностью 900–1000 м (Артеменко и др., 2015; Стратиграфические..., 1985) и локально развитыми ультракалийевыми риолитами (рис. 3) с возрастом  $2610 \pm 10$  млн лет (Савко и др., 2015б). По данным Sm-Nd изотопии ( $\epsilon_{Nd}(2610) = -6.4$ ;  $T_{Nd}(DM) = 3436$  млн лет) они сформировались за счет плавления древней континентальной коры. Стратиграфическое положение кислых вулканитов установлено точно, так как на их коре выветривания с размывом и угловым несогласием залегают песчаники и конгломераты базальных горизонтов курской железорудной серии (рис. 3, 4).

#### *Геологическое строение палеопротерозойских структур Восточной Сарматии*

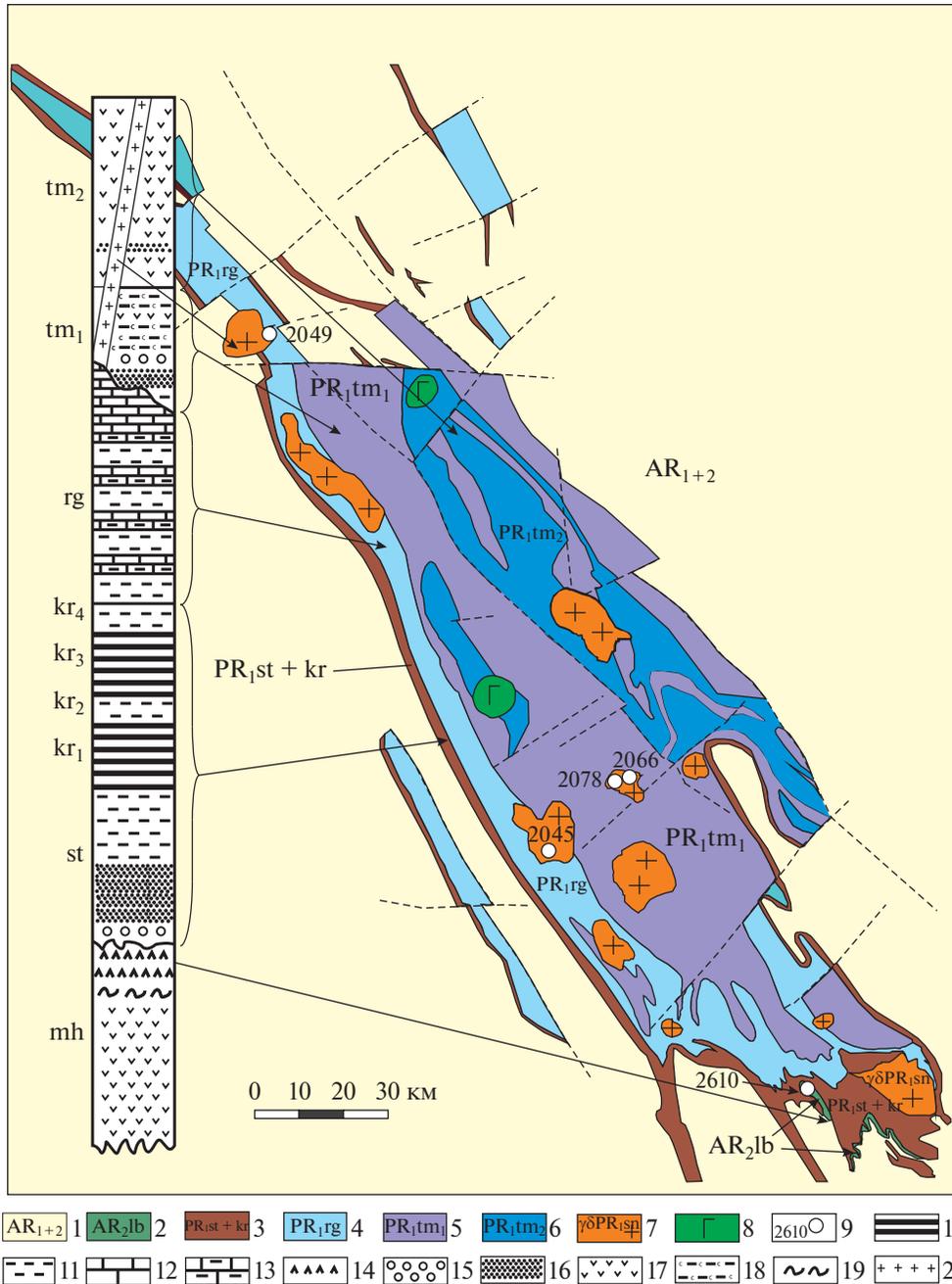
Отложения курской серии, включающие карбонатные, терригенные породы и ЖКФ, формировались на архейской платформе и имели площадное распространение, но сохранились от размыва только в узких линейных зонах юго-восточно-северо-западного простирания. Эти структуры представляют собой внутриконтинентальные рифты, заложившиеся в середине палеопротерозоя около 2.2 млрд лет назад на архейской платформе. Наиболее крупные из них: на Украинском щите – Кременчугско-Криворожская структура шириной до 10 км и протяженностью до 300 км, в пределах Курского блока – западная Белгородско-Михайловская структура, состоящая из Белгородской и Михайловской синформ (рис. 1, 2, 4), и восточная Щигровско-Оскольская структура, включающая Тим-Ястребовскую и Вологовскую синформы; эти структуры протягиваются более чем на 550 км при ширине 8–40 км (рис. 1–3). Отложения палеопротерозоя Курского блока включают терригенно-хемогенные отложения курской серии и вулканогенно-терригенные породы оскольской серии (рис. 3, 4).

Палеопротерозойские осадочные толщи залегают в тех же протяженных структурах, где ранее сформировались зеленокаменные пояса (рис. 2). Учитывая продолжительную эволюцию коры Восточной Сарматии, неоднократные эпизоды коллизии и складчатости, разделяющие эпохи осадконакопления, и перерывы, сопровождаемые эрозией, присутствие разновозрастных супраконтинентальных пород в одних и тех же структурах не является свидетельством их накопления в этих структурах, а отражает их сохранность от эрозии между поднятых гнейсовых куполов (блоков) в синформах, возможно неоднократно просевших и деформированных.

Курская серия Курского блока (соответствует криворожской серии Украинского щита). В основании разрезов залегают грубообломочные поро-



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Воронежского кристаллического массива.  
 1 – обоянский комплекс; 2 – михайловская серия; 3 – лосевская серия; 4 – воронежская серия; 5 – воронцовская свита; 6 – курская серия; 7 – роговская свита; 8 – тимская свита; 9 – атаманский комплекс; 10 – стойло-николаевский комплекс; 11 – бобровский комплекс; 12 – павловский комплекс; 13 – усманский комплекс; 14 – шебекинский комплекс; 15 – лискинский комплекс; 16 – ольховский комплекс; 17 – золотухинский комплекс; 18 – смородинский комплекс; 19 – мамонский комплекс; 20 – новотольский комплекс; 21 – еланский комплекс; 22 – возраст магматических образований и метаморфических событий.

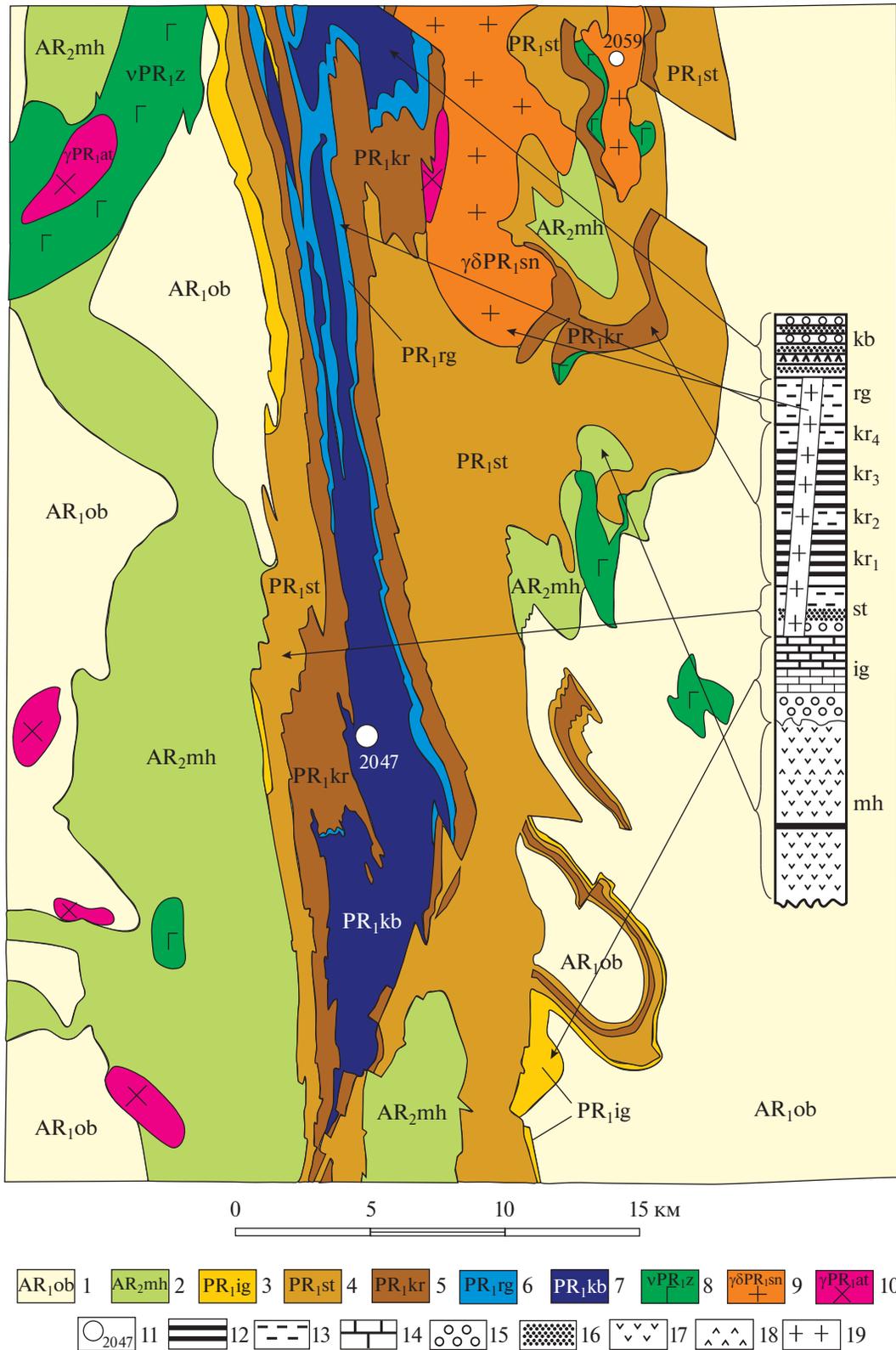


**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской структуры.

1 – ТТГ-ассоциация и метабазиты ( $AR_{1+2}$ ); 2 – калиевые риолиты лебединской свиты неорехя ( $AR_{2lb}$ ); 3 – стойленская и коробовская свиты курской серии ( $PR_{1st+kr}$ ); 4 – роговская свита оскольской серии ( $PR_{1rg}$ ); 5 – нижняя подсвита тимской свиты оскольской серии ( $PR_{1tm_1}$ ); 6 – верхняя подсвита тимской свиты оскольской серии ( $PR_{1tm_2}$ ); 7 – стойло-николаевский комплекс ( $\gamma\delta PR_{1sn}$ ); 8 – габброиды; 9 – возраст магматических образований; 10 – железистые кварциты; 11 – сланцы; 12 – доломиты; 13 – карбонатсодержащие сланцы; 14 – метариолиты; 15 – метаконгломераты; 16 – метапесчаники; 17 – метабазиты; 18 – углеродистые сланцы; 19 – кора выветривания; 20 – гранитоиды.

ды: метаконгломераты, метагравелиты и метапесчаники стойленской и игнаевской свит (соответствуют скелеватской свите Украинского щита) (рис. 4). Разрез повсеместно распространенной стойленской свиты общей мощностью до 1 км состоит из двух частей: нижняя сложена кварцевыми конгломератами (в основании) и метапесчаниками

с прослоями сланцев, кварцитов и доломитов, верхняя представлена углеродистыми и кварцелюдистыми сланцами с прослоями метапесчаников и редко карбонатных пород (рис. 3, 4). В скелеватской свите Украинского щита выделено два горизонта мощностью около 10 м хлоритальковых сланцев (Стратиграфические..., 1985),



**Рис. 4.** Схематическая геологическая карта Михайловской структуры.

1 – обоянский комплекс (AR<sub>1</sub>ob); 2 – михайловская серия (AR<sub>2</sub>mh); 3 – игнагеевская свита (PR<sub>1</sub>ig); 4 – стойленская свита (PR<sub>1</sub>st); 5 – коробковская свита (PR<sub>1</sub>kr); 6 – роговская свита (PR<sub>1</sub>rg); 7 – курбакинская свита (PR<sub>1</sub>kb); 8 – золотухинский комплекс (vPR<sub>1</sub>z); 9 – стойло-николаевский комплекс (γδPR<sub>1</sub>sn); 10 – атаманский комплекс (γPR<sub>1</sub>at); 11 – возраст магматических образований и метаморфических событий; 12 – железистые кварциты; 13 – сланцы; 14 – доломиты; 15 – метаконгломераты; 16 – метапесчаники; 17 – метабазиты; 18 – метариолиты; 19 – гранитоиды.

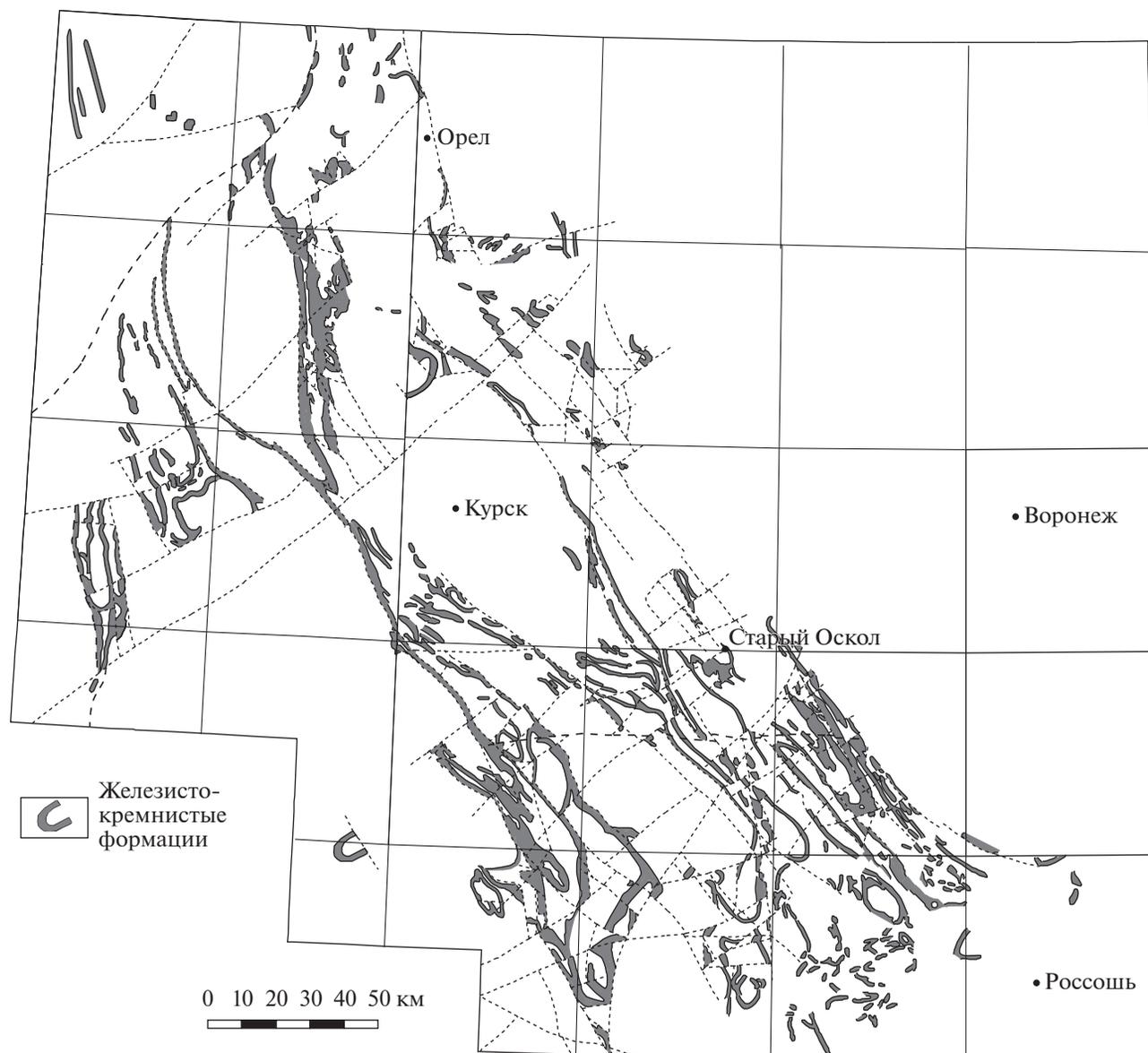


Рис. 5. Схема расположения палеопротерозойских ЖКФ Курского блока.

представляющих собой специфические недосыщенные калием магнезиальные умеренно-глиноземистые породы. Эквивалентами этих пород являются более высокометаморфизованные жедрит-антофиллитовые сланцы в составе стойленской свиты Курского блока (Савко, Кальмуцкая, 2002).

В Михайловской синформе в основании разреза курской серии выделена игнатьевская свита, сложенная метаконгломератами, метагравелитами и метапесчаниками мощностью до 450 м, которые перекрываются толщей доломитов мощностью до 160 м (рис. 4).

Отличительной особенностью строения нижнего палеопротерозоя Восточной Сарматии является присутствие мощных толщ ЖКФ коробковской свиты Курского блока и саксаганской свиты

Украинского щита, слагающих крылья крупных палеопротерозойских синформ – Кременчугско-Криворожской на Украинском щите, Белгородской, Михайловской, Тим-Ястребовской, Волоотовской и других в Курском блоке (рис. 2–5).

Палеопротерозойские ЖКФ Сарматии состоят исключительно из хемогенных и терригенно-осадочных пород. Железисто-кремнистая формация Курского блока мощностью от первых метров до 1200 м согласно залегает на стойленской свите и перекрывается терригенно-карбонатными породами роговской свиты (рис. 4). В наиболее полных разрезах она сложена чередующимися толщами железистых кварцитов и сланцев. Хотя и отмечается латеральная изменчивость разрезов, в целом принимается схема четырехчленного деле-

ния ЖКФ: первая и третья подсвиты состоят из полосчатых железистых кварцитов, которые разделяются и перекрываются сланцевыми (второй и четвертой) подсвитами (рис. 4).

Нижняя подсвита железистых кварцитов имеет мощность до 750 м и сложена в основном магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми, рибекит-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми железистыми кварцитами. В основании, кровле и внутри подсвиты возле сланцевых прослоев встречаются прослои кварцитов с низким содержанием магнетита или без него мощностью до 5–10 м.

Нижняя подсвита сланцев разделяет между собой подсвиты железистых кварцитов. Она имеет мощность от нескольких метров до 120 м, реже больше и сложена в основном сланцами, нередко филлитовидными углеродисто-кварц-слюдяными, кварц-биотитовыми и кварц-мусковитовыми с пиритом и пирротинном, иногда с гранатом и андалузитом.

Верхняя подсвита железистых кварцитов имеет мощность от первых десятков метров до 500–870 м. В составе подсвиты преобладают гематит-магнетитовые кварциты с подчиненными прослоями магнетит-гематитовых, гематитовых, грюнерит-магнетитовых, рибекит-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых кварцитов.

Верхняя подсвита сланцев завершает разрез ЖКФ. Она встречается только в пределах крупных синформ. Подсвита имеет мощность от нескольких метров до 400 м и сложена углеродисто-слюдистыми, кварц-мусковитовыми, кварц-хлорит-мусковитовыми, кварц-мусковит-карбонатными сланцами.

Разрезы ЖКФ Кременчугского района Украинского щита схожи с разрезами ЖКФ Курского блока и имеют четырехчленное строение (чередующиеся горизонты железистых кварцитов и сланцев), а в Криворожском районе выделяют до семи железорудных и сланцевых горизонтов (Стратиграфические..., 1985).

Палеопротерозойские ЖКФ отличаются большим минералогическим разнообразием. Помимо гематитовых, гематит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов встречаются разности с тетраферрибиотитом, селадонитом, ферришамозитом, рибекитом, стильпномеланом, грюнеритом, ферривинцитом, актинолитом, эгирином, Na-диопсидом, карбонатами (кальцит, ряд анкерит-доломит, сидерит) (Савко, Поскрякова, 2003а, 2003б; Савко, 2006). В зонах повышенного метаморфизма может появляться гиперстен. Отметим, что в палеопротерозойской ЖКФ, за исключением биотита, отсутствуют глиноземсодержащие минералы (гранаты, плагиоклазы, роговые обманки, хлориты). Палеопротерозойские ЖКФ отличаются очень низкими содержаниями  $TiO_2$  (<0.1 мас. %) и  $Al_2O_3$  (<1 мас. %) и других петро-

генных оксидов, редкоземельных элементов (содержание REE не превышает 21 ppm) (Савко и др., 2015в). Они сформировались в самом начале палеопротерозоя до Великого окислительного события (GOE  $\approx$  2.43 млрд лет) и представляют собой морские хемогенные породы без примесей детритового материала и существенного гидротермального привноса компонентов.

**Роговская свита.** На ЖКФ в Курском блоке согласно залегают отложения роговской свиты (соответствует гданцевской свите Украинского щита) мощностью свыше 300 м, представленной нижней карбонатно-сланцевой (сланцы с прослоями доломитов) и верхней карбонатной (доломиты) толщами (рис. 3, 4). Во всех без исключения случаях наблюдаются постепенные переходы от филлитовидных сланцев верхней сланцевой подсвиты ЖКФ к доломитам и сланцам роговской свиты.

Роговская свита развита в пределах Тим-Ястребовской, Волотовской, Михайловской и других структур и имеет мощность до 750 м (рис. 3, 4). В ее составе присутствуют две толщи. Нижняя мощностью от 40–80 до 300 м и более сложена филлитовидными, кварц-биотитовыми, двуслюдяными сланцами, нередко углеродистыми, иногда с гранатом, ставролитом и андалузитом, в подошве редко встречаются линзы брекчий, конгломераты, песчаники. Верхняя, сланцево-карбонатная, толща имеет мощность до 450 м и состоит из различных карбонатно-слюдяных, амфибол-биотит-карбонатных сланцев, в которых содержатся прослои (до 65 м) кальцитовых и доломитовых мраморов и кварц-слюдистых углеродистых сланцев. После их отложения фиксируется перерыв в осадконакоплении.

Так же как и роговская свита, гданцевская свита в Криворожском бассейне Украинского щита делится на нижнюю существенно кластогенную и верхнюю существенно карбонатную толщи (Стратиграфические..., 1985). В отличие от роговской свиты Курского блока, сланцево-доломитовая гданцевская свита в Кременчугском районе Украинского щита включает два горизонта ЖКФ, фациально сменяющихся железистыми сланцами. В Криворожском районе в составе гданцевской свиты ЖКФ отсутствуют.

**Тимская свита.** Породы тимской свиты с перерывом и небольшим угловым несогласием ( $\sim 15^\circ$ ) могут залежать на отложениях различных стратиграфических уровней в Тим-Ястребовской структуре (рис. 3). Свита состоит из широко распространенных углеродистых сланцев с сульфидами с подчиненными прослоями метапесчаников, кварцитов, силикатно-карбонатных пород, а также вулкаников. Выделяются две толщи: нижняя (углеродисто-терригенная с небольшой примесью туфогенного материала) мощностью до 170 м и верхняя (существенно вулканогенная) (рис. 3).

Характерной особенностью нижней толщи является очень широкое распространение высокоуглеродистых сланцев (кварц-биотит-углеродистых, кварц-серицит-углеродистых, иногда карбонатсодержащих), в различной степени обогащенных сульфидами (пирит, пирротин), в нижних частях разреза с повышенными концентрациями марганца. Среди резко преобладающих углеродистых и высокоуглеродистых сланцев постоянно присутствуют прослои (до первых метров) безуглеродистых сланцев, метапесчаников, гравелитов, кварцитопесчаников, тонкополосчатых доломитов и известняков и амфиболитов. Завершают разрез кварц-биотитовые, кварц-мусковитовые сланцы с редкими прослоями кварцитопесчаников, доломитов, амфиболитов и известково-силикатных пород.

Разрез терригенно-вулканогенной верхней толщи включает в себя две латерально сменяющиеся пачки: (1) углеродистых и безуглеродистых полевошпат-кварц-биотитовых и двуслюдяных сланцев и (2) метабазальтов с редкими прослоями сланцев (рис. 3). Вулканыты приурочены к бортам и поднятиям внутри Тим-Ястребовской и Волотовской рифтовых структур (рис. 2, 3), представлены толеитовыми и щелочными базальтами и андезитобазальтами мощностью свыше 1.2 км и характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(2200) = -6.4$  (Савко и др., 2016). Мощность потоков составляет от 6 до 140 м. Базальты чередуются в основном с углеродистыми сланцами.

В стратиграфическом разрезе Украинского щита тимской свите Курского блока должна соответствовать глееватская свита (рис. 4), однако она отличается отсутствием в разрезе вулканитов и мощных слоев сульфидно-углеродистых сланцев. Отложения глееватской свиты установлены только в Криворожском районе (Стратиграфические..., 1985).

Палеопротерозойский интрузивный магматизм Восточной Сарматии представлен многочисленными массивами разнообразного состава (магматические породы от ультраосновных до кислых, щелочные породы и карбонатиты), прорывающими супракрустальные отложения и внедрившимися в постколлизийную стадию в интервале 2.07–2.05 млрд лет (Альбеков и др., 2012; Савко и др., 2014а). Независимо от состава, все они характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(2070-2050) = -4.0...-9.0$  (Бойко и др., 2014; Савко и др., 2014а).

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В НЕОАРХЕЕ–ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

Основные геологические события в истории Курского блока отражены на рис. 6. Важным событием в неоархее Сарматии является метамор-

физм верхней амфиболитовой и гранулитовой фаций на рубеже 2.8 млрд лет. Он установлен на Украинском щите в пределах Орехово-Павлоградской зоны, разделяющей Приазовский и Среднеприднепровский блоки (Bibikova, Williams, 1990), в Днестрово-Бугском блоке (Claesson et al., 2006) по датированию метаморфогенных цирконов из тоналитовых гнейсов, а также в Курском блоке по датированию монацитов из метapelитовых гранулитов (Савко и др., 2010). Высокотемпературный метаморфизм завершил цикл формирования древнего мезоархейского фундамента Сарматии (рис. 6). После стабилизации платформы в интервале 2.8–2.6 млрд лет произошло заложение рифтовых структур и излияние лав преимущественно базальтового состава, что нашло свое отражение в формировании неоархейских метабазитов Восточной Сарматии (рис. 6).

#### *Платформенная стадия*

В основании разреза терригенно-хемогенных толщ Сарматии в Тим-Ястребовской структуре залегают калиевые риолиты с возрастом 2610 млн лет (Савко и др., 2015б) (рис. 3). На них развита кора выветривания, которая перекрывается конгломератами базального горизонта стойленской свиты палеопротерозоя (рис. 3). Эти отложения являются геохронологическим репером, маркирующим перерыв и начало образования морского бассейна, где впоследствии формировались палеопротерозойские ЖКФ (рис. 6).

После перерыва, фиксируемого высоким стоянием континента и развитием кор выветривания на калиевых риолитах, началось опускание территории и формирование обширного морского бассейна в результате трансгрессии с запада на восток. Накопление грубообломочных отложений игнатеевской свиты в Михайловской синформе и резкая смена их через гравелиты и песчаники карбонатными породами (рис. 4) свидетельствуют о быстрой трансгрессии, начавшейся в западной части Восточной Сарматии.

Весь разрез осадочных пород курской серии представляет единый цикл осадконакопления: песчано-глинистые отложения—хемогенные железисто-кремнистые породы—глинисто-песчаные отложения. Характерными являются небольшие (200–500 м) мощности отложений (вне зон интенсивной складчатости), постоянство их состава, постепенные переходы между фациями, значительные площади седиментации — фрагменты пород курской серии встречаются на всей территории Курского блока (рис. 5), отсутствие вулканической деятельности. Формирование осадочных толщ проходило в обширном морском бассейне с нормальным распределением осадков (снизу вверх: псаммиты, алевролиты, пелиты, железисто-кремнистые отложения) и накоплением

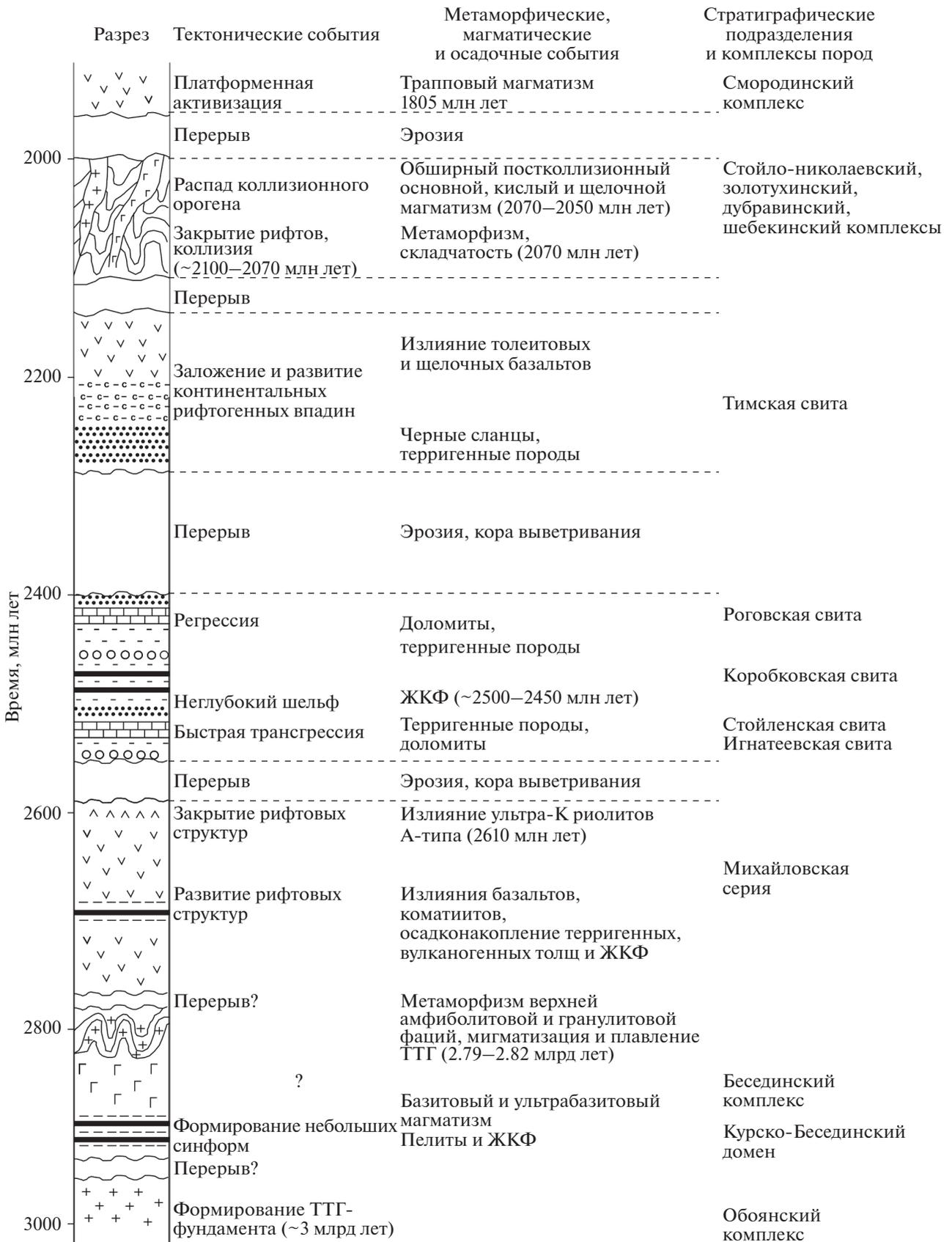


Рис. 6. Последовательность геологических событий в истории Курского блока Сарматии.

карбонатов на регрессивной стадии (роговская свита) (рис. 6, 7а, 7б). Завершение накопления мощных ЖКФ Восточной Сарматии совпадает с GOE (Савко и др., 2015в) и произошло приблизительно 2.45 млрд лет назад (рис. 6).

После накопления ЖКФ началась регрессия моря с образованием пологого сводового поднятия, что выразилось в захоронении ЖКФ под более мелководными фациями сланцев и далее карбонатными фациями и песчаниками (рис. 7в). Особенности литологического состава пород, отсутствие продуктов вулканической деятельности предполагают пассивный тектонический режим. Такой последовательности развития морского бассейна соответствует постепенная смена фаций: 1) фации песчаного пляжа; 2) терригенные прибрежно-морские фации; 3) углеродисто-терригенные фации; 4) хемогенно-терригенные фации, удаленные от прибрежной зоны; 5) хемогенные фации, наиболее мелководные.

Фации песчаного пляжа представлены мономинеральными кластогенными кварцитами мощностью 20–30 м. В основании кварцитов залегает горизонт кварцевых метаконгломератов мощностью до 3 м. Выше залегают метагравелиты и грубозернистые метапесчаники. Они бывают обогащены рутилом и цирконом. Верхняя часть толщи сложена сливными кварцитами, которые в кровле образуют переходную зону, обогащенную прослоями слюдистых сланцев.

Терригенные прибрежно-морские фации представлены в основном двуслюдяными сланцами мощностью до 100 м. В кровле метапесчаниковой пачки появляются многочисленные сланцевые прослои, количество которых постепенно возрастает, пока они полностью не замещают метапесчаники. Непосредственно с железистыми кварцитами контактируют биотитовые филлитовидные сланцы, нередко углеродистые, с сульфидами. В приконтактной зоне с железистыми кварцитами в сланцах присутствуют тонкие прослои безрудных кварцитов.

Углеродисто-терригенные фации представлены углеродистыми, слюдистыми сланцами мощностью до 100 м. Среди сланцев встречаются прослои доломитов мощностью до 2.5 м. В приконтактной зоне с железорудными фациями среди сланцев встречаются прослои слабрудных и безрудных кварцитов мощностью от 5–10 см до 2 м. Углеродистые сланцы формировались на больших глубинах, куда попал тонкий терригенный и органический материал в ассоциации с кремнистым и алевритовым веществом.

Хемогенно-терригенные фации – это полосчатые магнетит-грюнеритовые (биотитовые) и карбонатно-магнетитовые кварциты мощностью 70–100 м. Переход от сланцев к безрудным грубо-слоистым карбонатным и силикатным кварцитам

сопровождается преобладанием тонких кремнистых илов, уменьшением количества глинистого материала, повышением содержаний магнетита (Плаксенко, 1966). В пластах этих кварцитов часто встречаются прослои грюнеритовых и биотитовых сланцев.

Хемогенные фации представлены гематит-магнетитовыми обычно тонкополосчатыми кварцитами мощностью более 140 м – самыми мелководными членами фациального ряда. Это хемогенные породы, образованные из коллоидов железа и кремнезема почти без примеси пелитового материала. Прослои сланцев в них встречаются крайне редко.

Постепенные переходы от кварц-серицитовых, кварц-биотитовых сланцев верхней сланцевой толщи ЖКФ к перекрывающим ее карбонат-содержащим сланцам и псаммитовым доломитам свидетельствуют о регрессивном характере разреза. Наличие косой слоистости, прерывистый характер строения ритмов в верхних частях разреза, следы размывов, фиксируемые грубообломочными отложениями, указывают на формирование карбонатных отложений в условиях морских отмелей с частичным выведением в зону размыва ранее образованных пород. Нижняя часть разреза роговской свиты соответствует обстановкам мелководного моря и в этом отношении не отличается от отложений курской серии, верхняя часть роговской свиты соответствует обстановкам морских отмелей.

Таким образом, в интервале ~2.50–2.45 млрд лет в Восточной Сарматии господствовал режим пассивной континентальной окраины, предполагающий наличие к западу от нее океанических структур, на месте которых, возможно, образовался Кировоградский ороген. Формирование пород проходило в обширном морском бассейне с закономерным распределением осадков от береговой линии вглубь бассейна от псаммитов к алевритам, пелитам и ЖКФ с усиленным накоплением карбонатов на регрессивной стадии. Смена первичных фаций от мелководных к более мелководным с востока на запад указывает на отложение ЖКФ на фоне общего опускания и трансгрессии моря с запада на восток. Береговая линия располагалась восточнее Тим-Ястребовской структуры, а наиболее погруженная часть бассейна – западнее Белгородской и Михайловской синформ.

#### *Рифтовая стадия*

После накопления мощных отложений ЖКФ в интервале ~2.50–2.45 млрд лет, отмечается регрессия моря и образование пологого сводового поднятия, что обусловило длительный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся эрозией

(рис. 6). В период ~2.4–2.2 млрд лет происходило заложение континентальных грабенообразных рифтогенных впадин в центральной части сводового поднятия (рис. 6, 7г). Часто в основании разреза тимской свиты залегает горизонт метаконгломератов, представляющий собой переотложенные продукты коры выветривания ЖКФ, сланцев, метабазитов, а присутствие в обломках ТТГ-гнейсов указывает на частичный размыв архейского фундамента (Холин и др., 1998).

Заполнение рифтов начинается с тонкообломочных молассоидных отложений, которые вверх по разрезу сменяются все более грубообломочными породами, и заканчивается разрез континентальными молассами. Это свидетельствует о первоначальном заложении впадины и лишь затем росте краевых поднятий. Зарождение впадин сопровождалось мощными ареальными излияниями базальтов (рис. 7г). Появление среди покровных вулканитов прослоев осадочных пород и увеличение вверх по разрезу их мощности указывает на начало образования впадин. Потоки базальтов среди метапесчаников присутствуют и в центральной части Тим-Ястребовской и Волотовской структур, а отдельные лавовые потоки мощностью от 3 до 30 м встречаются среди углеродистых сланцев. Вулканиты отмечаются и за пределами этих структур, в других небольших синформах, где залегают непосредственно на ЖКФ. Вулканическая деятельность проявлялась на плечах рифта, и лавовые потоки достигали рифтовой впадины. Прослой углеродистых сланцев среди базальтов фиксируют прерывистый характер вулканизма. По составу вулканиты отвечают типичным континентальным базальтам (Савко и др., 2016; Холин, 2001).

Верхние толщи базальтов формировались уже в условиях морского бассейна. Они залегают на углеродистых сланцах. В разрезе вместе с базальтами преобладают метаалевролиты, метаалевропесчаники, а карбонатные сланцы и доломиты имеют подчиненное значение.

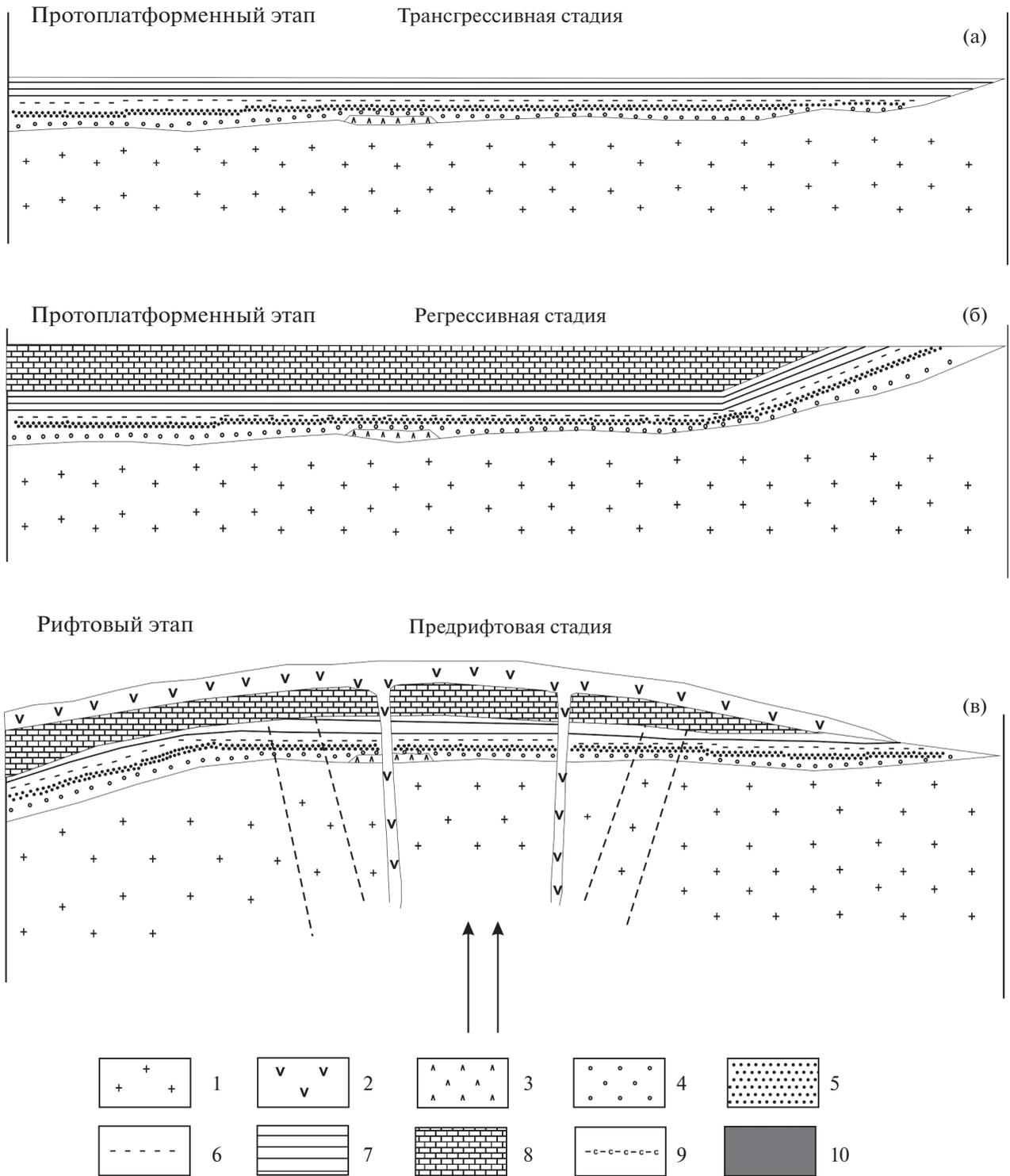
Таким образом, на ранних этапах развития рифтов излияния базальтов происходили в субаэральных условиях, одновременно с отложением типичных молассоидных континентальных осадочных формаций типа косослоистых красноцветных песчаников, а также конгломератов и гравелитов. По мере развития рифтовых впадин базальтовые толщи формировались в условиях морского бассейна вместе с алевролитами, карбонатными сланцами и доломитами.

#### *Коллизия и распад коллизионного орогена*

После закрытия рифтогенных структур слагающие их породы претерпели метаморфизм и складкообразование в результате коллизионных

процессов (рис. 6, 7д). Метаморфизм с возрастом около 2070 млн лет зафиксирован в Восточной Сарматии, начиная с восточной окраины (Воронцовский террейн) ( $2067 \pm 9$  млн лет, ID TIMS, монациты; Савко и др., 2015а); восточнее Тим-Ястребовской структуры ( $2072 \pm 7$  млн лет, ID TIMS, монациты; наши неопубликованные данные); в Орехово-Павлоградской зоне на сочленении Приазовского и Среднеприднепровского блоков ( $2078 \pm 8$  млн лет, SHRIMP, каймы цирконов; Lobach-Zhuchenko et al., 2014). Причиной метаморфизма на восточной границе Сарматии, по-видимому, стала коллизия с Волго-Уралией на рубеже около 2100 млн лет (Щипанский и др., 2007). Это подтверждается уменьшением степени метаморфизма палеопротерозойских пород с востока на запад. В небольших палеопротерозойских синформах у восточной границы Сарматии температуры при региональном метаморфизме пород достигали  $700^\circ\text{C}$  при давлениях 5–6 кбар. Далее на запад, в Тим-Ястребовской структуре,  $P$ - $T$  параметры уже не превышали  $550^\circ\text{C}$  и 3 кбар (Савко, Полякова, 2001; Polyakova et al., 2005), а в западной Михайловской синформе составляли не более  $450^\circ\text{C}$  и 2–3 кбар (Савко, Поскрываева, 2003а). Причиной метаморфизма, скорее всего, послужило увеличение теплового потока при вязких деформациях и складчатости (Савко и др., 2015а). Таким образом, в результате бокового стресса на месте рифтогенных впадин, заполненных вулканогенно-осадочными породами, образовались горноскладчатые сооружения.

После коллизионного события отмечается широкомасштабный магматизм в интервале 2070–2050 млн лет (рис. 6, 7е). В это время произошло внедрение многочисленных интрузий от основного до кислого и щелочного состава, связанное с распадом коллизионного орогена и уменьшением мощности коры, что сопровождалось магматическим андерплейтингом. Резкое увеличение теплового потока привело к плавлению древней архейской коры и контаминации ею мантийных расплавов. Такая модель подтверждается отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  во всех магматических породах Восточной Сарматии. В это же время отмечается метаморфическое событие на рубеже 2069 млн лет (Савко и др., 2015а) и вспышка магматизма в интервале 2070–2050 млн лет в Воронцовском (Савко и др., 2014а) и Лосевском (Терентьев, 2014) террейнах (рис. 2), примыкающих к Сарматии с востока. Следовательно, к рубежу 2070 млн лет на востоке Сарматии сформировался коллизионный ороген, распад которого спровоцировал магматический андерплейтинг, резкое увеличение теплового потока, коровое плавление, контаминацию мантийных расплавов коровыми и внедрение огромного количества магм разнообразного состава.



**Рис. 7.** Схема образования палеопротерозойских рифтогенных структур Восточной Сарматии.  
 1 – архейское кристаллическое основание; 2 – базальты; 3 – калиевые риолиты; 4 – конгломераты; 5 – песчаники;  
 6 – сланцы; 7 – железисто-кремнистые формации; 8 – карбонатные породы; 9 – углеродистые сланцы; 10 – гранитоиды стойло-николаевского комплекса.

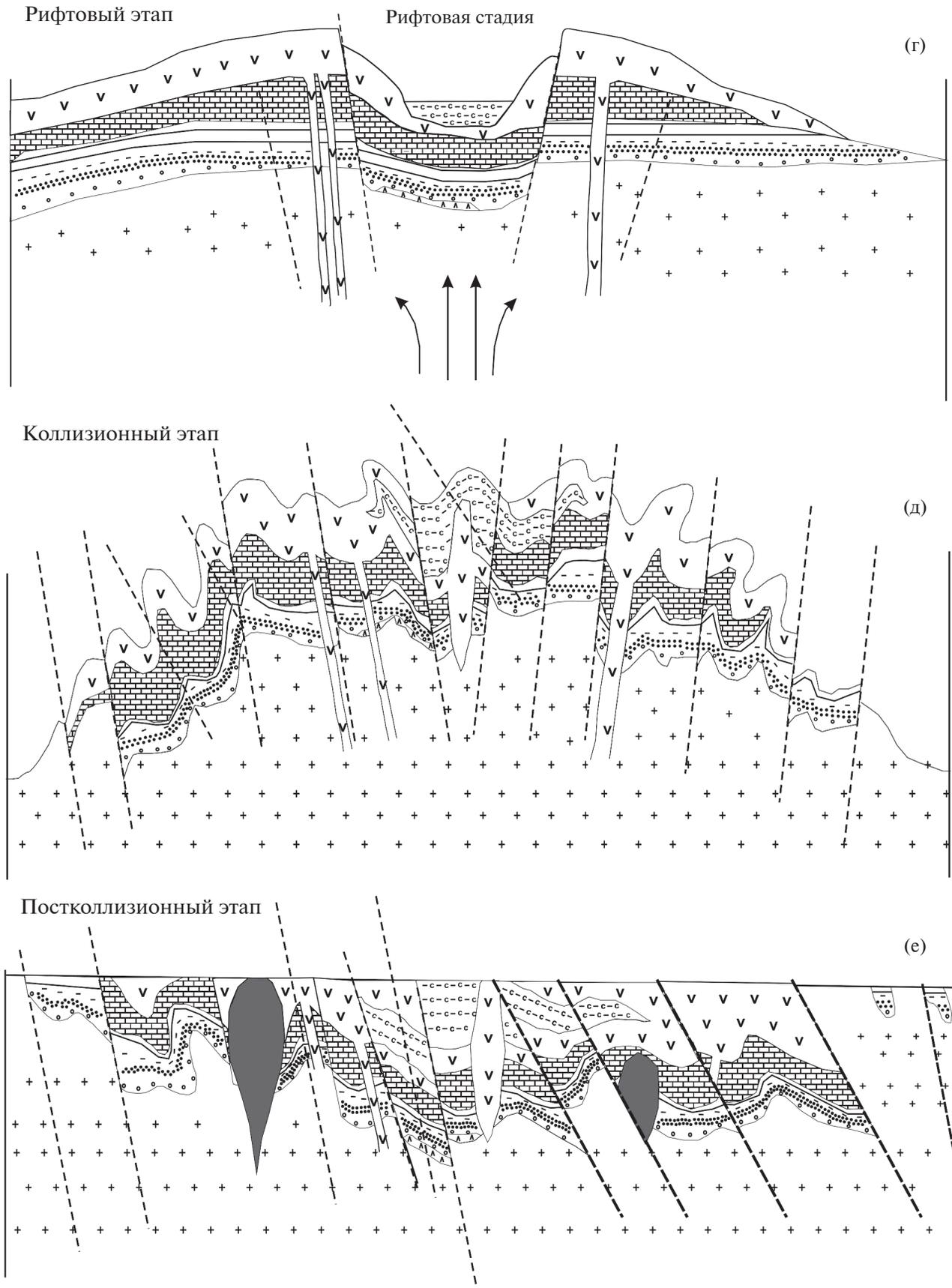


Рис. 7. (Окончание.)

## КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ВААЛБАРЫ И ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

Существующие корреляции мегаблоков Каапвааль и Пилбара начинаются с 2.77 млрд лет на основании палеомагнитных данных и сходства вулканогенных разрезов групп Фортескью и Вентерсдорп (de Kock et al., 2009). Рифтообразование на континенте Ваалбара началось около 2775 млн лет назад и сопровождалось накоплением большого объема основных лав (Wingate, 1998, 1999). Группы Вентерсдорп (Каапвааль) и Фортескью (Пилбара) имеют близкий возраст (2.78–2.64 млрд лет), строение и состав (de Kock et al., 2009).

Признаком кратонизации Сарматии в неоархее может служить возраст гранулитового метаморфизма около 2.8 млрд лет (Савко и др., 2010; Bibikova, Williams, 1990). Поэтому можно полагать, что образование рифтогенных структур, мафитовый вулканизм и осадконакопление в них имели место в интервале 2.8–2.6 млрд лет (рис. 6). Накопление неоархейских осадочно-вулканогенных толщ завершилось излиянием ультракалийевых риолитов, на которых залегают палеопротерозойские ЖКФ в Курском блоке.

Неоархейские осадочно-вулканогенные разрезы под ЖКФ Ваалбары и Сарматии имеют определенное сходство (рис. 8). Метабазитовые толщи новокириворожской свиты Украинского щита и михайловской серии Курского блока близки по времени образования к аналогичным толщам Ваалбары (2.8–2.6 млрд лет), в их основании отмечаются потоки перидотитовых и базальтовых метакоматиитов.

Позже 2.6 млрд лет разрезы метаосадочных и вулканогенных толщ Восточной Сарматии и Ваалбары обнаруживают удивительное сходство (рис. 8). На кратонах Каапвааль и Пилбара мощные толщи ЖКФ залегают на неоархейских карбонатных платформенных отложениях Кэмпбелл-рэнд-Мэлмени в железорудном бассейне Трансвааль (Beukes et al., 1990; Klein, Beukes, 1989) и на доломитах Уиттенум в бассейне Хамерсли (Jahn, Simonson, 1995), сформировавшихся в интервале 2.6–2.5 млрд лет (Sumner, Beukes, 2006) (рис. 8). Роль такого карбонатного основания для ЖКФ Сарматии выполняет доломитовая толща игнатевской свиты мощностью до 160 м (рис. 8) в Михайловской синформе.

На неоархейских доломитах в Курском блоке согласно залегает терригенная толща стойленской свиты (рис. 8), состоящая из двух частей: нижняя сложена кварцевыми конгломератами (в основании) и метапесчаниками с прослоями сланцев, кварцитов и доломитов, верхняя представлена углеродистыми и кварц-сланцевыми сланцами с прослоями метапесчаников и карбонатных пород. Мощность толщи в наиболее полных разрезах превышает 500 м. По стратиграфии

ческому положению и набору пород нижнюю терригенную толщу можно сопоставить с толщей Би Гордж ( $2565 \pm 9$  млн лет) (Trendall et al., 2004), а верхнюю терригенную толщу с широким развитием углеродистых сланцев можно коррелировать с углеродистыми сланцами формации Маунт Макрэй ( $2501 \pm 8$  млн лет, блок Пилбара) и сланцами Клейн Хот (Каапвааль) (Beukes, Gutzmer, 2008), залегающими на карбонатной платформе и перекрытыми ЖКФ (рис. 8). Причем кремнистые слои в верхних частях разреза сланцевых толщ Колониал Черт в бассейне Хамерсли и Клифуис в бассейне Трансвааль, непосредственно подстилающие железисто-кремнистые формации Брокман и Курумман, отвечают “безрудным” кварцитам в основании разреза ЖКФ Сарматии.

Железисто-кремнистые формации Сарматии включают четыре толщи: нижнюю железорудную, нижнюю сланцевую, верхнюю железорудную и верхнюю сланцевую. Точно на такие же четыре толщи делятся ЖКФ Брокман в бассейне Хамерсли (нижняя железорудная Дэйлс Гордж, нижняя сланцевая Уэйлбэк, верхняя железорудная Джоффр и верхняя сланцевая Яндикугина) и Курумман в бассейне Трансвааль (нижняя железорудная Стофбэккис, нижняя сланцевая Буисвлей, верхняя железорудная Орэнж Вью и верхняя сланцевая Уэстерберг) (рис. 8).

В отличие от кратонов Каапвааль и Пилбара, супракрустальные толщи Сарматии подверглись более высокотемпературному метаморфизму и интенсивной складчатости 2070 млн лет назад. Железисто-кремнистые формации Сарматии были метаморфизованы при  $450\text{--}550^\circ\text{C}$  и давлениях 2–3 кбар (Савко, Поскрякова, 2003а, 2003б; Савко, 2006). При таких условиях стильпномелан разлагается с образованием грюнерита и биотита в железистых кварцитах, граната и биотита в сланцах (Miyano, Klein, 1989). Поэтому эквивалентом железистых кварцитов и сланцев Ваалбары со стильпномеланом являются грюнеритовые и биотитовые железистые кварциты и биотит-гранатовые сланцы Сарматии, в которых стильпномелан сохраняется очень редко (Савко, Поскрякова, 2003а, 2003б; Савко и др., 2003). В результате рифтогенеза, коллизии и складчатости ЖКФ и перекрывающие их отложения Сарматии оказались зажатыми и смятыми в складки преимущественно в двух протяженных поясах шириной 8–30 км и длиной свыше 150 км (рис. 1, 2). Тем не менее некоторые очевидные сходства разрезов палеопротерозоя Сарматии с таковыми Ваалбары сохранились.

После формирования перекрывающих ЖКФ терригенно-карбонатных отложений Сарматии фиксируется длительный перерыв в осадконакоплении, которое возобновляется на начальной стадии континентального рифтогенеза, когда на-

чинают отлагаться вулканогенно-осадочные породы (рис. 6). В случае эрозии карбонатных толщ во время перерыва, вулканиды могут перекрывать непосредственно ЖКФ. Такой же длительный перерыв отмечается в кратоне Пилбара в интервале 2.45–2.20 млрд лет (Eriksson, Condie, 2014). В отличие от кратона Пилбара, в кратоне Каапвааль присутствуют гляциальные отложения (формация Макганьен) с возрастом 2430–2316 млн лет (Eriksson, Condie, 2014), но позже вплоть до рубежа 2.2 млрд лет здесь также не фиксируется геологических событий. К сожалению, продолжительность перерыва для Сарматии неизвестна, но, судя по сходству разрезов тимской свиты Сарматии и групп Тури Крик и Лоуэр Уайлу в блоке Пилбара (рис. 8), длительность этого перерыва была такой же: 2.45–2.20 млрд лет.

После перерыва в осадконакоплении на Курском блоке в основании осадочно-вулканогенного разреза залегает горизонт сланцев и метаконгломератов, представляющий собой переотложенные продукты коры выветривания ЖКФ. Признаки такой коры выветривания фиксируются как под конгломератами, так и непосредственно под углеродистыми сланцами. Сланцы в низах толщ иногда содержат железистый кластогенный материал. Точно такой же тип разреза отмечается в основании группы Тури Крик в кратоне Пилбара (Cheneu, 1996). Все это свидетельствует о наличии пологого сводового поднятия в пределах Восточной Сарматии и Ваалбары, сформированного до накопления вулканогенно-осадочных толщ тимской свиты (Курский блок), группы Тури Крик (Пилбара) и формации Дуйчлэнд (Каапвааль).

Метавулканиды тимской свиты Курского блока, по-видимому, являются эквивалентами базальтов и андезитобазальтов Онгелук группы Постмасбург и Хекпоорт (~2220 млн лет) группы Претория в кратоне Каапвааль, а также базальтов Чела Спрингс ( $2208 \pm 15$  млн лет) группы Лоуэр Уайлу в блоке Пилбара (рис. 8). Метавулканиды Курского блока, как и базальты Ваалбары, изливались на начальной стадии образования рифтов (Lenhardt et al., 2012). Таким образом, нижняя терригенная толща тимской свиты соответствует группе Тури Крик, а верхняя вулканогенная толща – группе Лоуэр Уайлу в кратоне Пилбара и группам Постмасбург и Претория в кратоне Каапвааль. Излияние базальтов было связано с синхронным развитием континентальных рифтов на континенте Ваалбара и кратоне Сарматия.

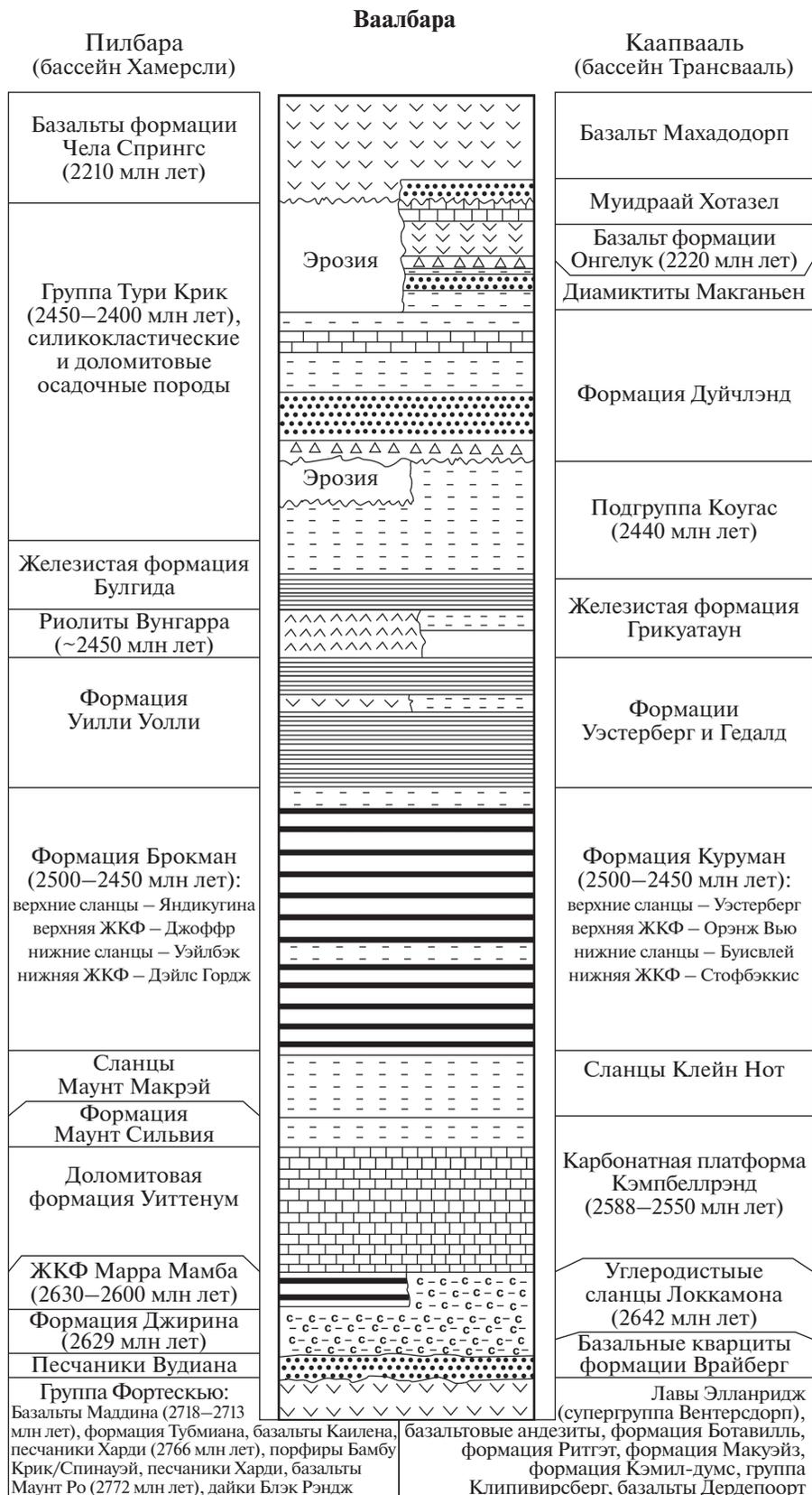
После формирования мощных терригенно-вулканогенных толщ в рифтогенных обстановках позже 2.2 млрд лет в пределах Сарматии фиксируется длительный перерыв в осадконакоплении, во время которого происходило образование кор выветривания.

Резкий всплеск эндогенной активности отмечался в кратоне Каапвааль и Восточной Сарматии в интервале 2070–2040 млн лет. В кратоне Каапвааль он выражался в образовании огромного Бушвельдского комплекса с возрастом  $2054 \pm 1.3$  млн лет (Scoates, Friedman, 2008) вместе с бимодальной базальт-риолитовой формацией Руйберг ( $2057 \pm 4$  млн лет; Lenhardt, Eriksson, 2012) мощностью 4–6 км, гранофирами Рэшуп (2060–2050 млн лет) и гранитами Лебова ( $2054 \pm 2$  млн лет; Lenhardt, Eriksson, 2012). По данным изотопии неодима и кислорода, гранитоиды Бушвельда образовались при плавлении архейских кварц-полевошпатовых коровых пород (Hill et al., 1996). Все граниты характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}$  (от –6.4 до –3.0, среднее –5.2; Fourie, Harris, 2011), кислые вулканиды формации Руйберг имеют значение  $\epsilon_{Nd} = -5.9$  и –4.1. Также отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  получены для нижнего, критического и главного горизонтов расслоенного Бушвельдского плутона: от –7.3 до –5.4 (Maier et al., 2000), в том числе значение –6.8 для норитов и пироксенитов главной зоны около Плэтрифа (Pronost et al., 2008). Бушвельдский расслоенный комплекс слагает самую крупную расслоенную интрузию в мире: ее площадь 65000 км<sup>2</sup> и мощность 7–9 км. Гранофиры Рэшуп и вулканиды формации Руйберг выплавлялись из того же источника, что и Бушвельдский плутон (Schweitzer et al., 1997). Плавление этого источника было связано с мантийным плюмом, вызвавшим кратковременный, но очень объемный вулканизм, сразу после которого последовало внедрение гранитных интрузий формации Лебова.

В пределах Восточной Сарматии также отмечался всплеск магматической активности в это время. Габбро-норитовые массивы золотухинского комплекса имеют возраст 2069–2066 млн лет (Альбеков и др., 2012) и характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(2066) = -5.0...-7.0$ . Многочисленные диорит-гранодиоритовые массивы стойло-николаевского комплекса с возрастом 2060–2040 млн лет также имеют низкорadioгенный состав:  $\epsilon_{Nd}(2050) = -6.0...-9.3$  (Савко и др., 2014б). Близким возрастом и изотопным составом неодима характеризуются сиениты шебекинского комплекса в Белгородской синформе (2046 млн лет,  $\epsilon_{Nd}(T) = -6.1$ ) и вулканиды бимодальной серии в Михайловской синформе (2047 млн лет;  $\epsilon_{Nd}(2050) = -6.5$  и –5.3 для риолитов и базальтов соответственно).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше геолого-структурные, геохронологические и изотопно-геохимические данные позволяют сопоставить историю развития



**Рис. 8.** Схема корреляции неоархейских и раннепалеопротерозойских образований в бассейнах Ваалбары (по Beukes, Gutzmer, 2008) и Сарматии.

1 – базальты; 2 – конгломераты; 3 – сланцы; 4 – карбонатные породы; 5 – песчаники; 6 – железисто-кремнистые формации; 7 – углеродистые сланцы; 8 – риолиты; 9 – гляциальные отложения; 10 – железистые микриты.

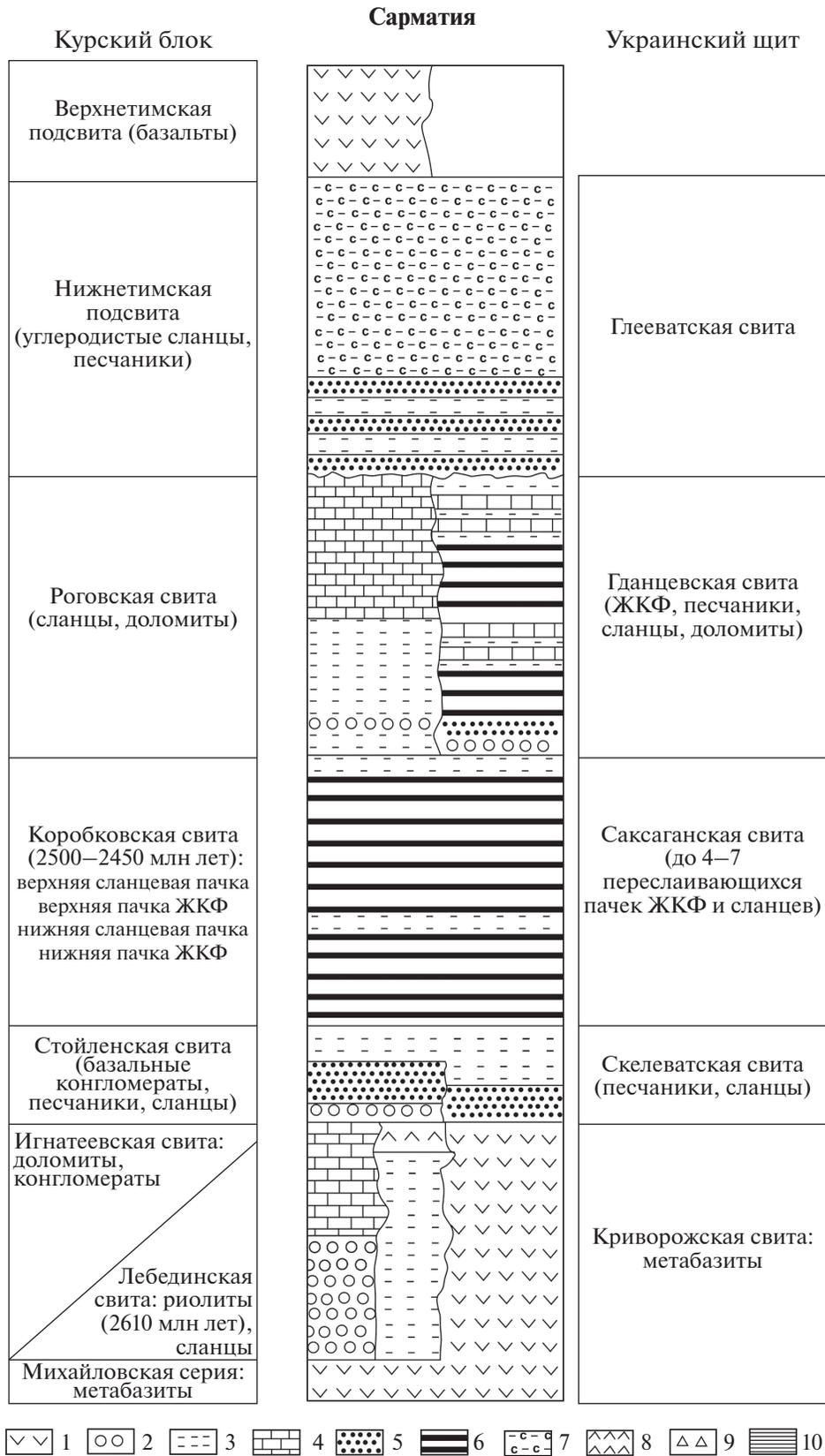


Рис. 8. (Окончание.)

кратонов Каапвааль, Пилбара и Восточная Сарматия на протяжении неоархея и палеопротерозоя.

**2.80–2.60 млрд лет.** В этом временном интервале 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 (Barley et al., 2005; de Kock et al., 2009, 2012; Nelson et al., 1999). 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 толеитовых и умеренно-щелочных базальтов, реже коматиитовых базальтов группы Фортезкью с возрастом 2730–2715 млн лет (Blake et al., 2004). 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 неоархея в кратоне Каапвааль (Crow, Condie, 1988; de Kock et al., 2009, 2012; Nelson et al., 1999). Таким образом, общая история вулканизма в период 2.78–2.60 млрд лет в кратонах Пилбара и Каапвааль предполагает, что его причиной был мантийный плюмовый магматизм (Barley et al., 2005). 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 ЖКФ. Именно ЖКФ крупнейших железорудных бассейнов Трансвааль и Хамерсли, сформировавшиеся в едином океаническом бассейне около 2.50–2.45 млрд лет назад, лежат в основе успешных палеотектонических реконструкций суперконтинента Ваалбара (Beukes, Gutzmer, 2008; Cheney, 1996). Палеопротерозойские ЖКФ Сарматии также сформировались в самом начале палеопротерозоя до Великого окислительного события и представляют собой морские хемогенные породы без примесей детритового материала и существенного гидротермального привноса компонентов. Их накопление ограничено интервалом 2.50–2.43 млрд лет (Савко и др., 2015в). Удивительное сходство строения ЖКФ в железорудных бассейнах Сарматии, Трансвааль 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. 8), если “снять” метаморфические изменения в мегаблоке Сарматия. Палеопротерозойские ЖКФ Трансвааль, Хамерсли и Сарматии отличаются широким развитием рибекитовых и эгириновых (асбестовых) разновидностей железистых кварцитов (Савко, Поскрякова, 2003а, 2003б; Савко, 2006; Miyano, Beukes, 1997; Miyano, Klein, 1983).

**2.45–2.20 млрд лет.** В этом интервале времени 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 (Eriksson, Condie, 2014). 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), связанным с субдукцией под кратон Пилбара в условиях активной континентальной окраины (Eriksson, Condie, 2014), сочленением его с провинцией Гаскойн (Martin, Morris, 2010) и коллизионным коллапсом. Осадконакопление возобновилось отложением доломитов Уилли Уолли 2031 ± 6 млн лет назад (Müller et al., 2005). После их накопления отмечается еще одно орогенное событие ~2000–1960 млн лет назад (гленбургский орогенез), вызванное столкновением кратонов Пилбара и Йилгарн (Eriksson, Condie, 2014), в результате чего в интервале 1.95–1.80 млрд лет сформировался Западно-Австралийский кратон (Johnson et al., 2011; Smirnov et al., 2013).

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). Кратоны Зимбабве и Каапвааль объединились вдоль метаморфического пояса Лимпопо только 1.8 млрд лет назад (Smirnov et al., 2013).

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 (Терентьев и др., 2014) и возник Волго-Донской (или Восточно-Сарматский) ороген (Щипанский и др., 2007). Таким об-

разом, 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 с близкими изотопно-геохимическими характеристиками коровых источников, начавшимся сразу после метаморфического события в Сарматии (Савко и др., 2015а) и эпизода деформаций в Каапвааль (Eriksson, Condie, 2014). 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 Бушвельд, “задел” и Восточную Сарматия.

Из вышесказанного следует, что распад Ваалбары начался позже 2.2 млрд лет назад. Интересно, что кратоны Зимбабве и Йилгарн, к которым в итоге присоединились части Ваалбары (Каапвааль и Пилбара), также составляли суперкратон Зимгарн, распавшийся 2.2 млрд лет назад (Smirnov et al., 2013). Таким образом, представляется, что распад Ваалбары был сложным многоактным процессом: в интервале 2.2–2.0 млрд лет составлявшие его части то расходились, то снова сближались, пока кратоны Каапвааль и Зимбабве, Пилбара и Йилгарн, Сарматия и Волго-Уралия, соответственно, окончательно не объединились.

## ВЫВОДЫ

Корреляция геологических разрезов и событий в интервале 2.6–2.0 млрд лет в кратонах Восточная Сарматия, Пилбара и Каапвааль дает основание полагать, что кратон Сарматия являлся частью суперконтинента Ваалбара. Об этом свидетельствуют следующие общие геологические события в истории Ваалбары и Сарматии:

1. Консолидация архейского фундамента на рубеже около 2.8 млрд лет и последующий континентальный рифтогенез в интервале 2.8–2.6 млрд лет, сопровождаемый излиянием мощных толщ основных эффузивов.

2. Накопление мощных толщ хемогенных осадков ЖКФ в обширном мелководном морском бассейне в интервале 2.6–2.45 млрд лет на карбонатной платформе в условиях пассивной континентальной окраины без активного магматизма.

3. Регрессия морского бассейна, высокое стояние континента и длительный перерыв 2.45–2.20 млрд лет в осадконакоплении, за исключением оледенения и гляциальных осадков в кратоне Каапвааль.

4. Континентальный рифтогенез на рубеже 2.2 млрд лет с накоплением терригенных осадков во впадинах и последующим базитовым вулканизмом.

Распад суперконтинента Ваалбара произошел в интервале 2.2–2.0 млрд лет.

*Благодарности.* Авторы благодарны Г.В. Артеменко за консультации по геологии Украинского щита.

Настоящая работа поддержана госзаданием РФ (проект № 5.1997.2017 ПЧ), РНФ (проект № 17-17-01032), программой базовых исследований ИГЕМ РАН и отчасти проектом РФФИ № 14-05-00933.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., Бойко П.С. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2012. № 2. С. 84–94.
- Артеменко Г.В., Швайка И.А., Татарина Е.А. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) // Геол. журн. 2006. № 1. С. 84–87.
- Артеменко Г.В., Самборская И.А., Мартынюк А.В. Геохимическая характеристика и геодинамические условия формирования метабазитов и метакоматитов Кривбасса (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) // Минералогічний журнал. 2015. Т. 37. № 2. С. 76–89.
- Бибикина 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.
- Бибикина Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия. 2013. № 2. С. 99–121.
- Бибикина Е.В., Федотова А.А., Клаэссон С., Степанюк Л.М. Ранняя кора Подольского домена Украинского щита: изотопный возраст терригенных цирконов из кварцитов бугской серии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 3–15.
- 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 Воронежского ун-та. Сер. геол. 2014. № 1. С. 47–53.
- Крестин Е.М., Юдина В.В. Ультраосновные вулканы верхнеархейских и нижнепротерозойских поясов КМА // Бюлл. МОИП. 1988. Т. 63. Вып. 3. С. 89–102.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В. и др. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // Докл. АН. 2010. Т. 433. № 2. С. 212–218.

- Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1966.
- Савко К.А. Реакционные структуры и эволюция метаморфизма шпинелевых гранулитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 2000. № 2. С. 165–181.
- Савко К.А. Фазовые равновесия в породах палеопротерозойской железистой формации Лебединского месторождения Курской магнитной аномалии и петрогенезис щелочно-амфиболовых железистых кварцитов // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 621–642.
- Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю. Петрология недосыщенных калием метapelитов Воронежского кристаллического массива с рассмотрением парагенезиса оливин-жедрит-ортопироксен-гранат-магнетит // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 283–311.
- Савко К.А., Полякова Т.Н. Зональный метаморфизм и петрология метapelитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 593–611.
- Савко К.А., Поскрякова М.В. Рибекит-эгирин-селадонитовые железистые кварциты Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. 2003а. Т. 11. № 5. С. 471–490.
- Савко К.А., Поскрякова М.В. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород Новоялтинского железорудного месторождения КМА // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2003б. № 2. С. 113–130.
- Савко К.А., Поскрякова М.В., Лебедев И.П. Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Панковского месторождения Курской магнитной аномалии // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2003. № 1. С. 58–73.
- Савко К.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты U-Pb геохронологических исследований монацита // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 647–652.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2011. № 1. С. 70–94.
- 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. 2014а. Т. 22. № 3. С. 235–264.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С., Козлова Е.Н. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2014б. № 2. С. 56–78.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. НТ/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015а. Т. 23. № 6. С. 559–575.
- Савко К.А., Холина Н.В., Холин В.М., Ларионов А.М. Возраст неархейских ультракалийевых риолитов – важный геохронологический репер эволюции раннедокембрийской коры Воронежского кристаллического массива // Материалы VI Росс. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: Sprinter, 2015б. С. 247–249.
- 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. 2015в. Т. 23. № 5. С. 3–21.
- Савко К.А., Цыбуляев С.В., Кориш Е.Х. Метабазиты Тим-Ястребовской и Авильской рифтогенных структур на восточной окраине Сарматии: геохимия, источники расплавов и геологические корреляции // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2016. № 2. С. 51–65.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. Дайки долеритов 2405 млн лет – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции на Карельском кратоне // Докл. АН. 2016. В печати.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1985.
- Терентьев Р.А. Раннепротерозойские толщи и магматические комплексы лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива: геологическая позиция, вещественный состав, геохимия, палеогеодинамика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 123–146.
- Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 5. С. 575–578.
- Холин В.М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2001.
- Холин В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. О геодинамике формирования и развития Тим-Ястребовской структуры КМА // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 1998. № 5. С. 51–59.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- Aspler L.B., Chiarenzelli J.R. Protracted breakup of Kenorland, a Neoproterozoic supercontinent? Geochronologic, tectonostratigraphic and sedimentologic evidence from the Paleoproterozoic // Sediment. Geol. 1998. V. 120. P. 75–104.
- Barley M.E., Bekker A., Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 238. P. 156–171.
- 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.
- Beukes N.J., Klein C., Kaufman A.J., Hayes J.M. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an Early Proterozoic Transition from limestone to iron-formation deposition, Transvaal supergroup, South Africa // Econ. Geol. 1990. V. 85. № 4. P. 663–690.

- Bibikova E.V., Williams I.S.* Ion microprobe U-Th-Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR // *Precambrian Res.* 1990. V. 48. P. 203–221.
- Blake T.S., Buick R., Brown S.J.A., Barley M.E.* Geochronology of a late Archaean 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
- Bleeker W.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // *Lithos.* 2003. V. 71. P. 99–134.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M. et al.* EURO-BRIDGE: 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.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. P. 23–45.
- 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.
- Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R.* Isotopic evidence of Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics.* 2001. V. 339. № 1–2. P. 1–18.
- Claesson S., Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Skobelev V.* Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton // *European Lithosphere Dynamics*. Eds. Gee D.G., Stephenson R.A. *Geol. Soc. London. Mem.* 2006. № 32. P. 645–654.
- Condie K.C., Rosen O.M.* Laurentia–Siberia connection revisited // *Geology.* 1994. V. 22. P. 168–170.
- Crow C., Condie K.C.* Geochemistry and origin of late Archean volcanics from the Ventersdorp Supergroup, South Africa // *Precambrian Res.* 1988. V. 42. P. 19–37.
- 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.
- de Kock M.O., Beukes N.J., Armstrong R.A.* New SHRIMP U-Pb zircon ages from the Hartswater Group, South Africa: implications for correlations of the Neoproterozoic Ventersdorp Supergroup on the Kaapvaal craton and with the Fortescue Group on the Pilbara craton // *Precambrian Res.* 2012. V. 204–205. P. 66–74.
- 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.
- Fonarev V.I., Pilugin S.M., Savko K.A., Novikova M.A.* Exsolution textures of orthopyroxene and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: evidence of ultrahigh-temperature metamorphism // *J. Metam. Geol.* 2006. V. 24. P. 135–151.
- Fourie D.S., Harris C.* O-isotope study of the Bushveld Complex granites and granophyres: constraints on source composition, and assimilation // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 11. P. 2221–2242.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. P. 3–21.
- Hill M., Barker F., Hunter D.R., Knight R.* Geochemical characteristics and origin of the Lebowa Granite Suite, Bushveld Complex // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 195–227.
- Högltä P., Balagansky V., Garde A.A. et al.* Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes.* 2008. V. 31. № 1. P. 13–19.
- Jahn B., Simonson B.M.* Carbonate Pb-Pb ages of the Wittenoom Formation and Carawine Dolomite, Hamersley Basin, Western Australia (with implications for their correlation with the Transvaal Dolomite of South Africa) // *Precambrian Res.* 1995. V. 72. № 3–4. P. 247–261.
- Johnson S.P., Sheppard S., Rasmussen B. et al.* Two collisions, two sutures: punctuated pre-1950 Ma assembly of the West Australian Craton during the Ophthalmanian and Glenburgh orogenies // *Precambrian Res.* 2011. V. 189. P. 239–262.
- Klein C., Beukes N.J.* Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 1733–1774.
- Lenhardt N., Eriksson P.G.* Volcanism of the Palaeoproterozoic Bushveld Large Igneous Province: the Rooiberg Group, Kaapvaal Craton, South Africa // *Precambrian Res.* 2012. V. 214–215. P. 82–94.
- Lenhardt N., Eriksson P.G., Catuneanu O., Bumby A.J.* Nature of and controls on volcanism in the ca. 2.32–2.06 Ga Pretoria Group, Transvaal Supergroup, Kaapvaal Craton, South Africa // *Precambrian Res.* 2012. V. 214–215. P. 106–123.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Baltybaev Sh.K. et al.* The Orekhov–Pavlograd zone, Ukrainian Shield: milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models // *Precambrian Res.* 2014. V. 252. P. 71–87.
- Maier W.D., Arndt N.T., Curl E.A.* Progressive crustal contamination of the Bushveld Complex: evidence from Nd isotopic analyses of the cumulate rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 316–327.
- Martin D.McB., Morris P.A.* Tectonic setting and regional implications of ca 2.2 Ga mafic magmatism in the southern Hamersley Province, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 2010. V. 57. P. 911–931.
- Miyano T., Beukes N.J.* Mineralogy and petrology of the contact metamorphosed amphibole asbestos-bearing Penge Iron Formation, Eastern Transvaal, South Africa // *J. Petrol.* 1997. V. 38. № 5. P. 651–676.
- Miyano T., Klein C.* Conditions of riebeckite formation in the iron formation of the Dales Gorge Member, Hamersley group, Western Australia // *Am. Miner.* 1983. V. 68. P. 517–529.
- Miyano T., Klein C.* Phase equilibria in the system  $K_2O$ – $FeO$ – $MgO$ – $Al_2O_3$ – $SiO_2$ – $CO_2$ – $H_2O$  and the stability limit of stilpnomelane in metamorphosed Precambrian iron formations // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 102. P. 478–491.
- Müller S.G., Krapez B., Barley M.E., Fletcher I.R.* Giant iron-ore deposits of the Hamersley province related to the breakup of Paleoproterozoic Australia: new insights from in situ SHRIMP dating of baddeleyite from mafic intrusions // *Geology.* 2005. V. 33. P. 577–580.
- Nelson D.R., Trendall A.F., Altermann W.* Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // *Precambrian Res.* 1999. V. 97. P. 165–189.

- Polyakova T.N., Savko K.A., Skryabin V.Yu.* Evolutions of Early Proterozoic metamorphism within Tim-Yastrebovskaya Paleorift, Voronezh Crystalline Massif, East-European Platform: metapelite systematic, phase equilibrium and P-T conditions // *Metamorphism and Crustal Evolution*. Ed. *Thomas H.* New Delhi: Atlantic Publishers and Distributors, 2005. P. 26–72.
- Pronost J., Harris C., Pin C.* Relationship between foot wall composition, crustal contamination, and fluid rock interaction in the Platreef, Bushveld Complex, South Africa // *Miner. Deposita*. 2008. V. 43. P. 825–848.
- Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 130. P. 134–153.
- Samsonov A.V., Zhuravlev D.Z., Bibikova E.V.* Geochronology and petrogenesis of an Archaean acid volcano-plutonic suite of the Verchovtsevo greenstone belt, Ukrainian Shield // *Int. Geol. Rev.* 1993. V. 35. P. 1166–1181.
- Samsonov A.V., Chernyshev I.V., Nutman A.P., Compston W.* Evolution of the Archaean Aulian Gneiss Complex, Ukraine: SHRIMP U-Pb zircon evidence // *Precambrian Res.* 1996. V. 78. P. 65–78.
- Shchipansky A.A., Bogdanova S.V.* The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 109–125.
- Schweitzer J.K., Hatton C.J., De Waal S.A.* Link between the granitic and volcanic rocks of the Bushveld Complex, South Africa // *J. African Earth Sci.* 1997. V. 24. P. 95–104.
- Scoates J.S., Friedman R.M.* Precise age of the platiniferous Merensky reef, Bushveld Complex, South Africa, by the U-Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique // *Econ. Geol.* 2008. V. 103. P. 465–471.
- 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.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al.* Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 9. P. 1719–1751.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V. et al.* The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian craton, eastern Fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implication to the breakup processes // *Precambrian Res.* 2015. V. 259. P. 43–57.
- Sumner D.Y., Beukes N.J.* Sequence stratigraphic development of the Neoproterozoic Transvaal carbonate platform, Kaapvaal Craton, South Africa // *S. Afr. J. Geol.* 2006. V. 09. P. 11–22.
- Terentiev R.A., Savko K.A., 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*. 2016. V. 246–247. P. 61–80.
- Trendall A.F., Compston W., Nelson D.R. et al.* SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 2004. V. 51. P. 621–644.
- Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Eds. Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 195–236.
- Wingate M.T.D.* A palaeomagnetic test of the Kaapvaal–Pilbara (Vaalbara) connection at 2.78 Ga // *S. Afr. J. Geol.* 1998. V. 101. № 4. P. 257–274.
- Wingate M.T.D.* Ion microprobe baddeleyite and zircon ages for Late Archaean mafic dykes of the Pilbara craton, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 1999. V. 46. № 4. P. 493–500.

Рецензенты А.А. Щипанский, М.А. Семихатов