
ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 553.31:553.078

ISSN 1609-0691

DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2025/1/4-24>

Поступила в редакцию: 10.02.2025

Принята к публикации: 20.02.2025

Опубликована онлайн: 31.03.2024

Металлогения железа в геологическом времени: сравнение суперконтинентальных циклов

©2025 А. В. Ткачев[✉], Н. А. Вишневская, Е. И. Чесалова

Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского

РАН (ГГМ РАН), ул. Моховая 11, стр. 11, 125009, Москва, Российская Федерация

Аннотация

Введение: исследователи исторической металлогении железорудных месторождений всегда особенное внимание уделяли осадочным месторождениям, в первую очередь – железистым кварцитам, которые составляют ядро мировой ресурсной базы железа. Однако они все же не являются единственным источником этого металла для промышленности. Более того, для некоторых стран важную, а нередко и ключевую, роль играют типы месторождений с иным генезисом. Предлагаемое исследование – первое, в котором осуществлен синтез количественных данных по исторической металлогении сразу всех типов железорудных месторождений, имеющих промышленное значение, на основе анализа распределения их разведанных ресурсов.

Данные и методика анализа: собраны и сопоставлены сведения о 398 железорудных объектах со всего мира с разведенными ресурсами ≥ 100 млн тонн Fe. Месторождения и их ресурсы были распределены на шкале геологического времени и сопоставлены на уровне суперконтинентальных циклов.

Результаты и обсуждение: железорудная металлогения претерпевала достаточно контрастные изменения при переходе от одного суперконтинентального цикла к другому. Эти изменения выражаются как в наборе типов месторождений, формировавшихся в каждом из циклов, так и интенсивности их генерации. Более половины всех ресурсов связано с древнейшим кенорским циклом. Почти все они сосредоточены в месторождениях тонкополосчатых железистых кварцитов типов алгома и сюпирор, с доминированием первого до середины цикла, а второго – в его конечной фазе, которая и была самой продуктивной. Мизерный остаток приходится на осадочные месторождения континентальных бассейнов и ортомагматические руды базит-ультрабазитовых интрузий. Колумбийский цикл – второй по продуктивности. Снова ведущим типом стали железистые кварциты, но только типа сюпирор с подавляющим доминированием не тонкополосчатых, более грубополосчатых зернистых руд. Слагающие эти месторождения рудные осадки были накоплены в относительно короткий отрезок времени в середине цикла в очень ограниченном количестве мест. Вторым по значению в этом цикле стал ортомагматический тип в базит-ультрабазитовых интрузиях. Также в крупных объемах начали формироваться поздне- и постмагматические месторождения, связанные с фельзитовым магматизмом. Возникло первое месторождение железных руд в карбонатитах. Масштабы осадочных руд континентальных бассейнов были снова очень ограниченными. Родинийский цикл – самый малопродуктивный в исторической металлогении железных руд с небольшим количеством крупных месторождений, но представляющих много типов. Впервые в геологической истории среди них появились представители экскалиационно-осадочного и эпигенетического в осадочных карбонатных породах типов. Также возникли месторождения карбонатитового, ортомагматического и континентального осадочного типов. Пангейский цикл сопоставим по общей продуктивности с колумбийским, и он единственный представлен всеми типами месторождений, вовлеченными



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

[✉] Ткачев Андрей Владимирович, e-mail: a.tkachev@sgm.ru

в анализ. Наиболее крупные ресурсы сосредоточены во вновь появившихся в начале цикла гигантских залежах железистых кварцитов, специфичного именно для этого цикла типа рапитан, связанного с постледниковыми диамиктитами морских бассейнов. В пангейском цикле самые значительные ресурсы для своих типов образовали экзагляционно-осадочные, карбонатитовые и постмагматические месторождения. Для остальных типов этот цикл был рядовым. Амазийский цикл вдвое уступает пангейскому по разведанной ресурсной базе. Среди рассмотренных типов в нем не представлены только железистые кварциты. Количественно абсолютно доминируют ресурсы континентальных осадочных месторождений. Значительные ресурсы, кроме того, связаны с поздне- и постмагматическими месторождениями. Остальные типы проявились в небольших масштабах.

Заключение: все суперконтинентальные циклы имеют ярко выраженные особенности в металлогении железорудных месторождений. Их учет, базирующийся на анализе геологического развития конкретных регионов, должен способствовать повышению качества прогнозных моделей при проведении прогнозно-поисковой оценки этих регионов.

Ключевые слова: месторождения железных руд, металлогенез, типы месторождений, суперконтинентальный цикл.

Источник финансирования: Тема FMMR-2025-0001 государственных НИР ГГМ РАН

Для цитирования: Ткачев А. В., Вишневская Н. А., Чесалова Е. . Металлогенез железа в геологическом времени: сравнение суперконтинентальных циклов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2025. № 1. С. 4–24. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2025/1/4-24>

Введение

Железо является главным конструкционным металлом человеческой цивилизации уже не один век. Объемы его потребления растут вместе с развитием мировой экономики. Поэтому, несмотря на постоянный очень масштабный рециклинг железного лома, промышленность основную часть стремительного роста своих потребностей удовлетворяет за счет пропорционально увеличивающейся добычи железных руд. Например, еще на рубеже XX и XXI веков количество железа, которое было получено из товарной руды и поставлено на металлургические заводы мира, составило почти 0.6 млрд т, а уже в 2022 г. оно достигло 1.54 млрд т [1, 2].

Для обеспечения такого огромного потребления на среднесрочную, а тем более на долгосрочную перспективу, особенно ввиду очень вероятного дальнейшего роста этого потребления, потребуется вовлечение в эксплуатацию все новых и новых месторождений, часть из которых еще даже не выявлена. Такой большой запрос на железорудное сырье также обуславливает огромное внимание к его месторождениям со стороны научного сообщества. Количество публикаций по месторождениям железных руд, в которых описаны самые различные аспекты их геологии, минералогии, условий образования и ряда других особенностей, очень большое. Определенное место среди них занимают исследования глобальных тенденций в металлогении железорудных месторождений на протяжении геологической истории Земли. Наиболее продвинуты эти исследования для осадочных месторождений с различными источниками рудного вещества [3–10]. Однако, осадочные месторождения, особенно железистые кварциты, хотя и являются важнейшими для мировой экономики, все же не являются единственными в этом аспекте. Более того, для некоторых стран важную, а

нередко и ключевую, роль играют типы месторождений с иным генезисом. При этом достаточно детальный (но не без пробелов) глобальный обзор исторической металлогении среди эндогенных железорудных месторождений сделан только для железо-оксидно-апатитового (кирунского) типа [11]. Предлагаемая статья – первое исследование, в котором осуществлен синтез количественных данных по исторической металлогении сразу всех типов железорудных месторождений, имеющих промышленное значение и играющих сколько-нибудь заметную роль в минерально-сырьевой базе мира.

Данные и методика анализа

Фактологической основой для анализа стали сведения, собранные авторами в базе данных ГГМ РАН [12], постоянно пополняемой и редактируемой. Каждый из объектов в проанализированной выборке в той или иной степени затронут геологоразведочными работами (горные выработки, скважины, детальная геофизика), во многих случаях отрабатывается или иногда уже отработан, и имеет суммарную количественную оценку (добыто+запасы+ресурсы) не менее 100 млн т металла (Fe) в руде. Под ресурсами в этой сумме принимались те части оценок месторождений, которые имели детальность не ниже P1 в российской системе учета запасов и ресурсов, inferred – в системах JORC и NI 43-101, (333) – в китайской системе. В таком подходе к анализируемой информации наша работа отличается от упомянутых выше обзоров, т.к. в них, если используются количественные данные, то это приблизительные оценки ресурсов железных руд во всем объеме формаций, вмещающих месторождения. Иными словами, они оперируют геологически возможными ресурсами, которые интегрируют в себе данные не только по рудам в пределах известных месторождений, но также и по тем частям рудоносных

формаций, для оценки которых щедро использованы методы экстраполяции. В результате в общую сумму попадали ресурсы, в значительной мере не пригодные для промышленного извлечения или из-за своего минерального состава, или аномально глубокого залегания, или иных причин. Поэтому подобные оценки для определения ресурсов, которые принципиально не могут быть промышленно использованы, являются заведомо завышенными и трудно коррелируемыми при сопоставлениях с данными по другим типам месторождений, где нет такой практики. Для краткости изложения ниже в тексте для обозначения суммарной ресурсной оценки месторождений (добыто+запасы+ресурсы) будет использован термин ресурсы. Кроме того, наш анализ показал, что в этих исследованиях были вовлечены в анализ далеко не все даже крупные аккумуляции железных руд. В нашем исследовании эти пробелы заполнены.

Для облегчения восприятия графической и числовой информации, полученной при проведении анализа, месторождения всех промышленно интересных типов были разделены на три генетически обусловленные группы. В первую из них вошли месторождения полосчатых железорудных формаций, которые генетически связаны (прямо или опосредовано) с гидротермами морского дна: железистые кварциты и экзогляционально-осадочные [8, 9, 13–17]. В зарубежной англоязычной литературе их обычно объединяют под термином *iron formation* (железистая формация – IF), выделяя в ней типы и подтипы в зависимости от условий залегания и структурно-текстурных особенностей руд (см. ниже). Во вторую анализируемую группу объединены типы месторождений, тесно связанные с эпиконтинентальными процессами амагматической природы: осадочные и осадочно-эпигенетические [3, 6–8, 13–16, 18]. В англоязычной литературе применительно к осадочным рудам этой группы обычно применяется термин *ironstones* (железняки). В третьей группе были объединены типы месторождений, генетически связанные с магматической кристаллизацией, позднемагматическими ликвационными процессами и постмагматическими гидротермами [11, 13–15, 19, 20].

Общее количество объектов в выборке – 398, их суммарные ресурсы – 443.5 млрд т Fe. В соответствии с данными об их возрасте все они распределены по суперконтинентальным циклам, возрастные рамки которых обоснованы ранее [21].

Многие месторождения выборки испытали (иногда неоднократно) эпигенетические изменения как эндогенной (региональный метаморфизм, взаимодействие с мигрирующими нагретыми растворами/рассолами), так и экзогенной (коры выветривания) природы, которые существенно изменяли, нередко – кардинально, минеральный состав и свойства руд, а также содержание Fe в них. Однако на оси геологического времени они единообразно размещены именно в тех кластерах времени, когда возникли первичные аккумуляции рудного вещества.

Распределение месторождений и их разведанных ресурсов по суперконтинентальным циклам

Полосчатые железорудные формации

Среди полосчатых железорудных формаций наиболее широко распространены классические железистые кварциты докембра [4, 5, 7–10, 13–17]. По геологическим условиям залегания среди них выделяют типы аллома – в ассоциации с вулканитами спрединговых и задуговых зон, сюпириор – в почти амагматичных толщах среднеглубинного и глубокого континентального шельфа, рапитан – в ассоциации с тиллитовыми диамикитами. Железистые кварциты могут иметь разный структурно-текстурный облик. Наиболее распространены руды с трехуровневой полосчатостью. Микроуровень (от 0.0n до 0.1 мм) и мезоуровень (n см) обусловлены чередованием слоев с контрастным соотношением Fe/Si из-за разного в них количества кварца и оксидов железа, а макроуровень (n дм – 10n м) – чередованием в разрезе железистых кварцитов с пластами пород иного состава (терригенными, вулканогенными, карбонатными). Этот тип железистых кварцитов называется собственно полосчатым (*banded iron formation sensu stricto* – BIF).

Кроме него, в типе сюпириор встречаются месторождения, в первичных рудах которых отсутствует микроуровень полосчатости, а мезоуровень представлен, главным образом, чередованием высокожелезистых прослоев, сложенных зернистыми или пеленоидно-зернистыми, вплоть до оолитоподобных агрегатов – кремнисто-железистого состава, и высококремнистых менее железистых прослоев, также нередко имеющих похожую текстурную неоднородность [22]. Этот структурно-текстурный тип руд называют зернистым (*granular iron formation* – GIF). Он имеет и ряд других отличий от руд типа BIF, в целом указывающих на более мелководные условия формирования [8, 22]. В последние годы появились исследования, доказывающие, что в формировании специфических структурно-текстурных особенностей GIF важную роль играла не только гидродинамика относительно мелководной части шельфа, но также и более интенсивная жизнедеятельность бактерий на стадии раннего диагенеза [23, 24]. При этом на формационном уровне в типе сюпириор никаких принципиальных различий BIF и GIF в минеральном и химическом составе, геохимии, включая изотопную, не выявлено [8, 9, 25, 26]. Это хорошо согласуется с тем фактом, что на некоторых месторождениях с абсолютным доминированием BIF локально присутствует GIF, а еще чаще имеет место обратная ситуация [22].

В месторождениях типа рапитан подобные структурно-текстурные разновидности руд также встречаются. Однако основную их массу, как правило, слагают слои неяснополосчатых до массивных и при этом тонкозернистых вплоть до пелитоморфных железооксидных руд с прослойками, сильно уплощенными линзовидными обособлениями и/или густо распределенными нодулями кремнистого состава, а также с эпизодически встречающимися гальками и валунами явно

ксеногенных пород самого разного состава [8]. Как в подстилающих, так и перекрывающих слоях пород, а иногда и в пластах, фациально замещающих железные руды, такие же валуны и гальки входят в состав несортированных диамикитовых отложений ледникового происхождения [8, 27]. Ввиду существенных отличий от BIF и GIF этот тип железистых кварцитов часто называют диамикитовым (diamictite iron formation – DIF). Этот термин используется как полный синоним для руд типа рапитан.

Эксгалакционно-осадочные месторождения железных руд очень часто рассматривают как месторождения BIF, коррелируя их, в зависимости от формационных особенностей вмещающих толщ, как представителей типов алгома или сюпириор [8, 28–31; и др.]. Однако такая атрибуция всегда сопровождается оговорками о наличии существенных отличий от стандартных моделей этих типов: 1) более компактное залегание с ярче выраженной минеральной зональностью распределения руд с нередким присутствием под ее центром гидротермально проработанной подводящей зоны питания с жильно-прожилковой сульфидной полиметаллической минерализацией; 2) частое присутствие в рудоносной толще (обычно стратиграфически ниже) эксгалакционно-осадочных сульфидных руд, наличие в рудах сульфатов (барит, ангидрит); 3) редкое и очень ограниченное присутствие силикатов железа (грюнерит, миннесотаит и т.п.), но широкое распространение алюмосиликатов железа (стильпномелан, шамозит, бертьерин); 4) наличие геохимических маркеров крайне слабого разбавления материнских гидротерм морской водой. Все это указывает на то, что, с одной стороны, в месторождениях данного типа, как и в случае BIF алгома и сюпириор, главным источником рудообразующего железа были гидротермы морского

дна. С другой стороны, рудоотложение явно происходило в иных условиях, а именно: не в железистом бессульфатном океане, материнском для всех BIF, а в окисгенированной среде, богатой сульфат-ионом. Поэтому существует необходимость выделения таких месторождений в отдельный тип, что и делается некоторыми авторами [14, 15, 32–36; и др.]. Однако в литературе для них до сих пор нет такой терминологической детерминированности, какая существует для железистых кварцитов типов алгома, сюпириор и рапитан, что, по-видимому, связано с относительной малочисленностью таких объектов в мире и очень небольшой их ролью в промышленной добыче. Поэтому в разных регионах их называют по-своему: типы ландиль, аравийский, красноморский и т.д. – для месторождений, имеющих общие черты с типом алгома, типы дзинтешань, шилу, атасуйский, Fe-Mn SEDEX и т.д. – для объектов похожих на тип сюпириор. В данном анализе они все объединены в эксгалакционно-осадочный тип.

Всего обработаны данные о 250 месторождениях полосчатых формаций (табл. 1). Из них 237 – месторождения железистых кварцитов, разведанных и в значительной мере эксплуатируемых на всех обитаемых континентах (рис. 1).

Наибольшее их количество принадлежит древнейшему кенорскому суперконтинентальному циклу (>2.25 млрд лет), на который приходится свыше 70% от всех оцененных ресурсов в железистых кварцитах и практически 99% от всей ресурсной базы цикла (табл. 1). Месторождения типа алгома почти безраздельно доминировали среди объектов в полосчатых железорудных формациях до рубежа ~2.65 млрд лет (рис. 2). Они локализованы в зеленокаменных поясах кратонов Норт-Атлантик (Исукасия), Рэй (Мэри-Ривер и др.), Сюпириор (Дункан-Лейк и др.), Вайоминг (Атлантик-Сити),

Табл. 1. Распределение месторождений полосчатых формаций (железистые кварциты и эксгалакционно-осадочные) и их ресурсов по суперконтинентальным циклам

[Table 1. Distribution of banded iron formation deposits (ferruginous quartzites and sedimentary-exhalative) and their resources by supercontinent cycles]

Цикл, млрд лет [Cycle, Ga]	Железистые кварциты [Ferruginous quartzites]					Эксгалакционно-осадочные [Sedimentary-exhalative]				
	N	R	X	Y	Z	N	R	X	Y	Z
Кенорский, >2.25 [Kenoran, >2.25]	179	241905.4	98.9	70.8	54.5	0	0	0	0	0
Колумбийский, 1.35–2.25 [Columbian, 1.35–2.25]	39	47987.0	60.4	14.0	10.8	0	0	0	0	0
Родинийский, 0.75–1.35 [Rodinian, 0.75–1.35]	0	0	0	0	0	4	848.0	18.1	26.4	0.2
Пангеийский, 0.19–0.75 [Pangean, 0.19–0.75]	19	51978.0	67.6	15.2	11.7	8	2232.0	2.9	69.3	0.5
Амазийский, <0.19 [Amasian, <0.19]	0	0	0	0	0	1	139.0	0.4	4.3	<0.1
Всего [Total]	237	341870.4	–	100.0	77.0	13	3219.0	–	100.0	0.7

Примечания: N – количество месторождений; R – сумма разведанных ресурсов Fe, млн т; X – доля ресурсов в цикле (%); в Y – доля в ресурсах своего типа (%); Z – доля в ресурсах всей выборки (%).

[Notes: N – number of deposits; R – estimated Fe resource sum, mln t; X – a share of resources in a cycle (%); Y – a share of resources in the type (%); Z – a share of resources in the whole selection (%).]

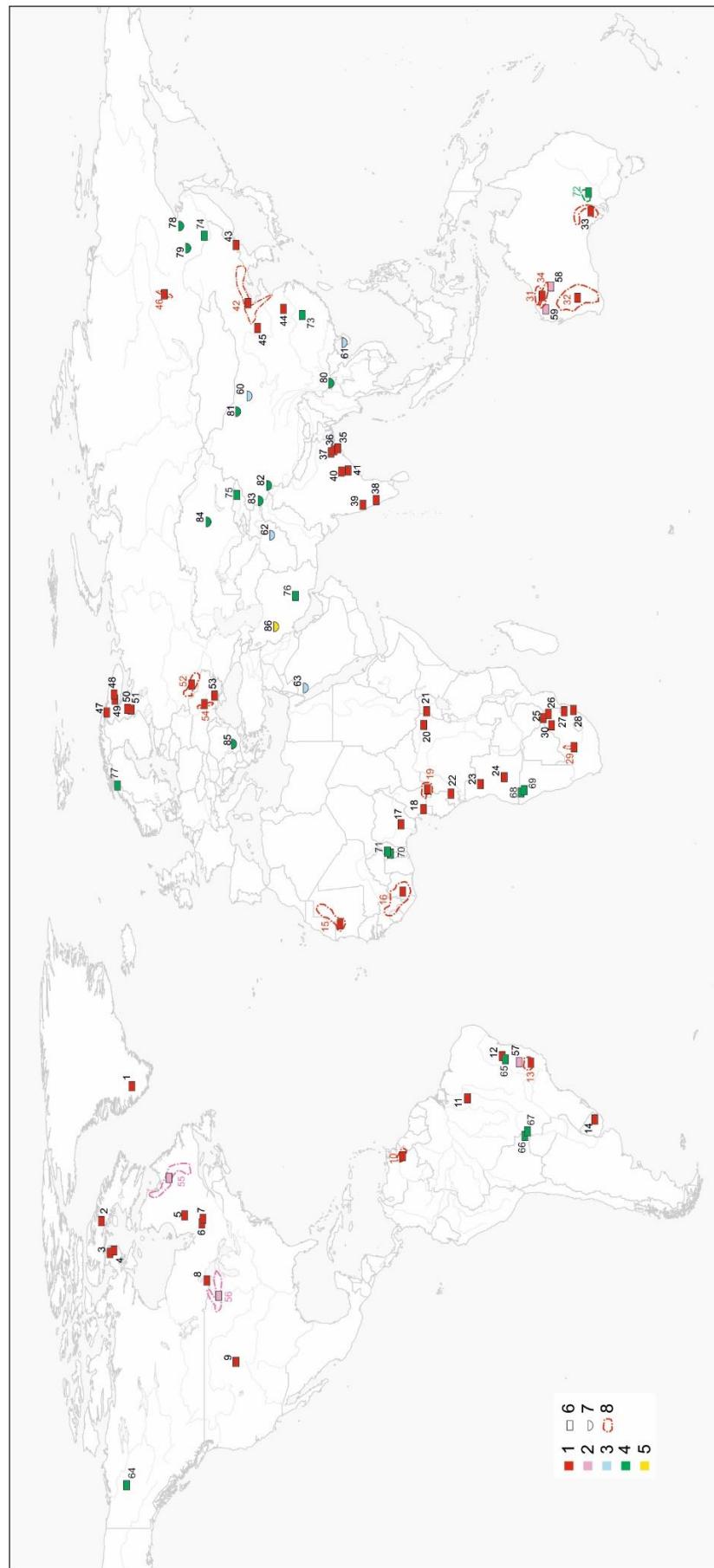
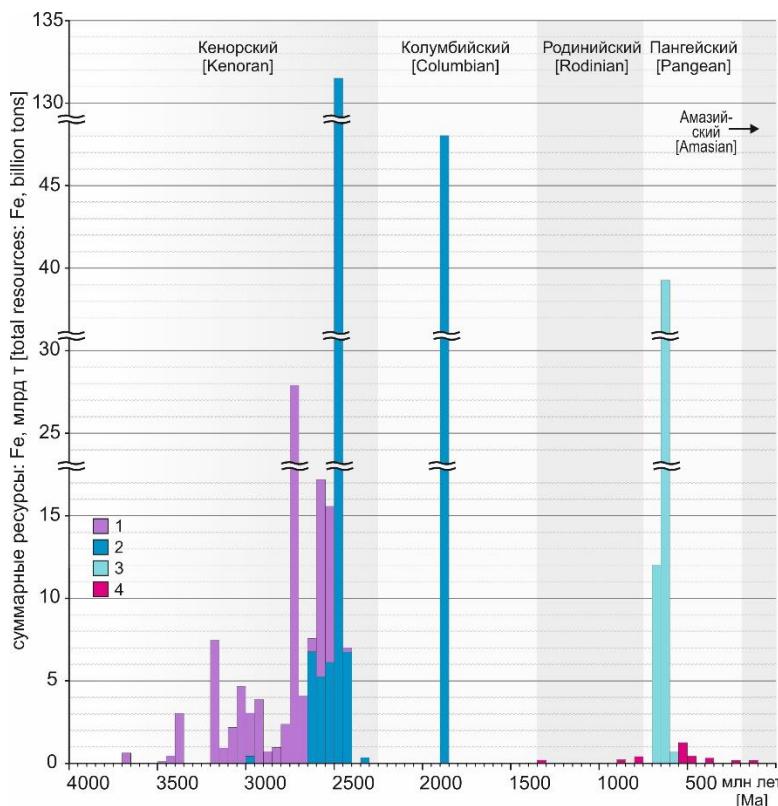


Рис. 1. Размещение железорудных месторождений полосчатых формаций из проанализированной выборки. Условные обозначения: 1–5 – суперконтинентальные циклы: 1 – кенор-ский, 2 – колумбийский, 3 – родинский, 4 – пантийский, 5 – амазийский; 6–7 – месторождения: 6 – железистые кварциты типов алгома (BIF) и сюпирор (GIF, GfF, рапитан (DIF), 7 – экзогенационно-осадочные; 8 – контуры провинций / бассейнов / рудных районов (>3 м-ний в проанализированной выборке) – цвет контура и номера соответствуют времени (циклу) формирования. Месторождения и провинции / бассейны / рудные районы: 1 – Исукасия, 2 – Мэри-Ривер, 3 – Тукту, 4 – Роп-Бэй, 5 – Дункан-Лейк, 6 – Айрон-Хиллз, 7 – Адам-Ривер, 8 – Стил-Рок, 9 – Атлантик-Сити, 10 – рудный район Боливар (Сан-Исидро и др. 7), 11 – Каракас, 12 – Педра-де-Ферру, 13 – бассейн Квадрилатер-Феррифору (Игабира и др. 3), 14 – Арагири, 15 – провинция Регибаг (Тирис и др. 7), 16 – провинция Кенема-Ман (Нимба и др. 11), 17 – Итакле, 18 – Мамель, 19 – рудный район Нтэм (Нкут и др. 4), 20 – Истир-Уэле, 22 – Занага, 23 – Кассала-Китунту, 24 – Кассинга, 25 – Мундайт, 26 – Зандриверспрут, 27 – Каскадес, 28 – Мелмот, 29 – бассейн Грикананд-Вест (Сайшен и др. 3), 30 – Табазимби, 31 – провинция Пилтбара (Айрон-Бридж и др. 4), 32 – провинции Иллгарн (Джек-Хиллз и др. 13), 33 – бассейн Голер-Хагисон (Миддлбрук Рейнджиз и др. 6), 34 – бассейн Хамерли (Брокэм и др. 14), 35 – Дайгатари, 36 – Гандхарлан, 37 – Чира-Йода, 38 – Кудремух 39 – Вегум-Бишолим, 40 – Роутат, 41 – Байтадиа, 42 – Востонокитайская провинция (Аньшань и др. 11), 43 – Мусан, 44 – Хочю, 45 – Юаньцзяньчунь, 46 – рудный район Чара-Токко (Чарское и др. 3), 47 – Бёрневатн, 48 – Оленегорск, 49 – Кировогорск-Бауман, 50 – Корлангское, 51 – Костомукша, 52 – бассейн Криворожско-Кременчугский (Интулекское и др. 10), 55 – бассейн Сокоман (Вабул и др. 30), 56 – бассейн Анимки (Месаби-Рейндж и др. 4), 57 – Серра-ду-Сапу, 58 – Мисс-Фэрбен-Хиллз, 59 – Маунт-Оингзадер, 60 – Цзиншаньчань, 61 – Шипу, 62 – Хаджигак, 63 – Вади-Сававин, 64 – Крест, 65 – Портейрины, 66 – Мутун, 67 – Урукум, 68 – Орумана, 69 – Онджу, 70 – Шиени, 71 – Бум, 72 – бассейн Брэмар (Грантс и др. 5), 73 – Синью, 74 – Сутарское, 75 – Жэтым, 76 – Гол-э-Гохар, 77 – Дундерланд, 78 – Мильканское, 79 – Гаринское, 80 – Хойминь, 81 – Цанькань, 82 – Дахуншюнтань, 83 – Тяньхинь, 84 – Западный Каракал, 85 – Кремиковиць, 86 – Шамсабад.

[Fig. 1. Allocation of banded iron formation deposits from the analized selection. Legend: (1–5) –supercontinent cycle: (1) – Kenoran, (2) – Columbian, (3) – Rodinian, (4) – Pangean, (5) – Amasian; (6–7) – deposits: (6) – ferruginous quartzites of the Algoma (BIF), Lake Superior (BIF, GIF), and Rapitan (DIF) types, (7) – sedimentary-exhalative; (8) – province / basin / ore district outline (>3 deposits in a selection); a color of an outline and its number corresponds to a cycle of generation. Mineral deposits and provinces / basins / ore districts: (1) – Isukasia, (2) – Mary River, (3) – Tuktu, (4) – Roche Bay, (5) – Duncan Lake, (6) – Iron Hills, (7) – Adam River, (8) – Steep Rock, (9) – Atlantic City, (10) – Bolivar ore district (San Isidro and 7 others), (11) – Carajas, (12) – Pedra de Ferro, (13) – Quadrilatero Ferrifero basin (Itabira and 3 others), (14) – Aratiri, (15) – Reguibat province (Tiris and 7 others), (16) – Kenema-Man province (Nimba and 11 others), (17) – Itakpe, (18) – Mamelles, (19) – Ntem ore district (Nkout and 4 others), (20) – Isiro, (21) – Ituri-Uele, (22) – Zanaga, (23) – Cassala-Quitungo, (24) – Cassinga, (25) – Moonlight, (26) – Zandriviersproot, (27) – Cascades, (28) – Melmoth, (29) – Griqualand West Basin (Sishen and 3 others), (30) – Thabazimbi, (31) – Pilbara province (Iron Bridge and 4 others), (32) – Yilgarn province (Jack Hills and 13 others), (33) – Gawler-Hutchison basin (Middleback Ranges and 6 others), (34) – Hamersley Basin (Brockman and 14 others), (35) – Daitari, (36) – Gandhmardan, (37) – Chiria-Joda, (38) – Kudremukh, (39) – Veuem-Bicholim, (40) – Rowghat, (41) – Bailadila, (42) – East China province (Anshan and 11 others), (43) – Musan, (44) – Huoqiu, (45) – Yuanjiacun, (46) – Chara-Tokko ore district (Charskoe and 3 others), (47) – Bjornevatn, (48) – Olenegorsk, (49) – Kirovogorsk-Bauman, (50) – Korpangskoe, (51) – Kostomuksha, (52) – Kursk Magnetic Anomaly basin (Mikhailovskoe and 29 others), (53) – Belozerskoe, (54) – Krivoy Rog-Kremenchug basin (Ingulets and 10 others), (55) – Sokoman basin (Wabush and 30 others), (56) – Animikie basin (Mesabi Range and 4 others), (57) – Serra do Sapo, (58) – Miss Fairbairn Hills, (59) – Mount Alexander, (60) – Jingtieshan, (61) – Shilu, (62) – Hajigak, (63) – Wadi Sawawin, (64) – Crest, (65) – Porteirinha, (66) – Mutun, (67) – Urucum, (68) – Orumana, (69) – Ondjou, (70) – Shieni, (71) – Buem, (72) – Braemar basin (Grants and 5 others), (73) – Xinyu, (74) – Sutarskoe, (75) – Jetym, (76) – Gol-E Gohar, (77) – Dunderland, (78) – Mil'kanskoe, (79) – Garinskoe, (80) – Huimin, (81) – Tianhu, (82) – Dahongliutan, (83) – Zankan, (84) – Zapadnyi Karazhal, (85) – Kremikovtsi, (86) – Shamsabad.]



Гвианский (Сан-Исидро и др.), Амазонас (Каражас), Регибат (Тирик и др.), Конго (Нкут и др.), Каапуль (Мунлайт и др.), Пилбара (Айрон-Бридж и др.), Йилгарн (Джек-Хиллз и др.), Сингхбум (Дайтари и др.), Бастар (Кудремух и др.), Дарвар (Роугат и др.), Алданском (Чарское и др.), Кольском (Оленегорское и др.), Карельском (Костомукша и др.), Сарматском (Белозерское) (рис. 1). В более поздней фазе цикла наиболее значительные ресурсы этого типа возникли в зеленокаменных поясах кратонов Кенема-Ман (Нимба и др.) и Северокитайский (Аньшань и др.), а в менее значительных масштабах в аналогичных структурах блоков Сан-Франсиску (Педра-де-Ферру) и Восточногабонский (Мамель). Самый мощный пик формирования

месторождений типа алгома имел место ~2.7 млрд лет назад (рис. 2), что отвечает самому мощному глобальному пику генерирования ювенильной земной коры, участвовавшей в формировании суперконтинента Кенорленд или, по другим воззрениям, суперкратонов Баальбара, Сюпирория, Зимгарн и Склавия [37, 38].

Месторождения железистых кварцитов типа сюпирор с возрастом >2.65 млрд лет встречаются намного реже, а единственное на данный момент крупное среди них (Каскадес) разведано в бассейне Понгола – одном из древнейших эпикратонных осадочных бассейнов (рис. 1). В конце кенорского цикла ситуация стала резко меняться, и таких месторождений стало возникать все больше и больше (рис. 2). По-видимому, это

Рис. 2. Распределение по суперконтинентальным циклам разведанных ресурсов железорудных месторождений полосчатых формаций на шкале геологическом времени. Условные обозначения: 1–4 – типы месторождений: 1 – алгома, 2 – сюпирор, 3 – рапитан, 4 – экзогенально-осадочный.

[Fig. 2. Distribution of explored resources of iron ore deposits of banded formations on the geological time scale by supercontinent cycles. Legend: (1–4) – deposit types: (1) – Algoma, (2) – Superior, (3) – Rapitan, (4) – sedimentary-exhalative.]

обусловлено появлением крупных континентальных масс (суперконтинента или ограниченного количества суперкратонов) с обширными шельфовыми зонами протяженностью ≥ 100 км – наиболее благоприятной обстановкой для месторождений данного типа [8, 9]. В таких условиях формировались не просто провинции с дискретным распределением ряда рудных залежей, а целые железорудные бассейны с непрерывными на больших расстояниях слабо варьирующими по мощности (при умеренных деформациях) рудными горизонтами. В пределах последних разведанные месторождения – лишь сегменты, определяемые не столько геологическими факторами, сколько границами выданной лицензии на геологоразведочные работы. Причем такое месторождение может включать несколько рудноносных свит, которые периодически формировались в данном бассейне на протяжении очень долгого периода. Например, в относительно слабо деформированном и метаморфизованном и при этом наиболее детально изученном железорудном бассейне Хамерсли (рис. 1) такие железорудные свиты формировались в интервале от 2.63 млрд лет (время начала накопления самой нижней рудноносной формации Марра-Мамба) до 2.43 млрд лет (максимальный оценочный возраст формации Булгига) [39]. Достаточно крупные, чтобы попасть в нашу выборку, месторождения пока разведаны только в формациях Марра-Мамба и Брокмэн – самых нижних в этом грандиозном по разведенным ресурсам бассейне. Того же порядка суммарные ресурсы месторождений Курской магнитной аномалии (рис. 1). Меньшего масштаба, но все же значительные ресурсы характеризуют бассейны Квадрилатеру-Ферриферу, Грикаланд-Вест, Криворожско-Кременчугский, Голер-Хатчисон. Отдельные крупные месторождения типа сюпирор оценены в аллохтонных фрагментах на периферии архейских блоков кратона Регибат (Кадиат-Иджил и др.), в бассейнах Трансвааль (Табазимби), Западнонигерийском (Итакпе), Луиза (Кассинга) (рис. 1).

В осадочных толщах кенорского цикла моложе 2.4 млрд лет железистые кварциты встречаются намного реже [8, 9]. Но еще реже в них выявляют промышленно интересные руды, особенно в крупном объеме. В рамках кенорского цикла известно только один такой объект – месторождение Юаньцзяцунь в Транс-Северокитайском поясе (рис. 1 и 3).

В колумбийском суперконтинентальном цикле (1.35–2.25) полосчатые железистые формации в проанализированной базе данных представлены месторождениями только типа сюпирор (рис. 2), и у них существенно менее широкое распространение, чем у более древних аналогов. Грандиозные ресурсы, сопоставимые с теми, что известны в крупнейших провинциях раннего палеопротерозоя, разведаны в бассейнах Сокоман (Вабуш и др.) и Аминики (Месаби-Рэндже и др.) по краям кратона Сюпирор (рис. 1). Однако если в раннем палеопротерозое среди первичных руд тип BIF встречался только на отдельных месторождениях и очень локально, то в этих двух провинциях среднего палеопротерозоя соотношение BIF и GfF абсолютно

обратное [5, 8, 16, 22]. Аналогичная картина наблюдается и в намного более скромном по размеру австралийском бассейне Фрэз (Мисс-Фэрбэн-Хиллз). Примечательно, что все эти бассейны также объединяют и достаточно точно определенный идентичный возраст накопления рудного осадка ок. 1.88 млрд лет [40]. В сумме разведанные ресурсы трех бассейнов достигают 95.4 % от всех ресурсов полосчатых железных руд колумбийского цикла. Остаток составили месторождения в поясе Эспиньясу (Серра-ду-Сапу) и комплексе Гаскойн (Маунт-Олигзадер), сложенные рудами BIF (рис. 1). Их возраст определен менее точно, но их отнесение к тому же рубежу 1.88 млрд лет не противоречит имеющимся геологическим данным.

Месторождения типа Алгома также известны в этом цикле [8, 41], но их тоже немного, и они все содержат в рудах <100 млн т Fe и поэтому в анализируемую выборку не вошли. Их экономическое значение ничтожно мало.

Полосчатые железистые формации на протяжении колумбийского цикла формировались реже, чем в кенорском цикле, и представлены в основном силикатными и карбонатными фациями, не содержащими промышленных руд из-за низких содержаний железа и ограниченного, вплоть до нулевого присутствия, оксидных залежей и обычно находящимися в частом переслаивании с железистыми сланцами (5–15% Fe) [42, 43]. Столь ограниченное распространение крупных акумуляций рудноносных железистых кварцитов свидетельствует об эпизодической встречаемости благоприятных условий для их накопления в колумбийском цикле. По мнению практически всех современных исследователей, это связано с оксигенацией и сульфатизацией верхних слоев мирового океана в результате Великого оксигенационного события (ВОС) в период 2.25–2.41 млрд лет, появления вместо однородного железистого трехслойного океана с редуцированным обедненным нижним железистым слоем, верхним оксигенированным слоем и прерывистым сульфидным слоем у границ первых двух [5, 8, 9, 16, 25; и ссылки там]. Причем благоприятные условия встречались редко не только по времени, но и в пространстве. Все наиболее крупные и хорошо изученные железорудные бассейны колумбийского цикла связаны с активными аккреционными областями с соответствующей интенсификацией гидротермальных процессов в задуговых рифтогенных бассейнах, имевших ограниченный водобмен с основным телом мирового океана [40]. Это способствовало редуцированию расслоенности этих относительно локальных бассейнов за счет временной деградации оксигенированного и сульфидного слоев с параллельным ростом мощности и насыщенности железистого слоя. Очевидно, что в условиях наличия свободного кислорода в атмосфере, хотя и в концентрации очень далекой от современной, и соответствующей окисленности приповерхностных вод, мощный высококонцентрированный железистый слой не мог образовываться повсеместно и существовать очень долго. Поэтому наличие такого пика в колумбийском цикле

только в период максимальной интенсивности формирования ювенильной коры и при этом только в отдельных регионах, где оптимально сложились и эндогенные, и экзогенные факторы, влияющие на рудоотложение, выглядит вполне объяснимым [37, 40].

Родинийский цикл (0.75–1.35 млрд лет) в металлогении месторождений полосчатых железных руд принципиально отличается от своих предшественников тем, что в нем нет промышленно интересных железистых кварцитов, но впервые проявились значительные объекты экскавационно-осадочного типа (табл. 1; рис. 1 и 2). В анализируемую выборку по лимиту ресурсов вошло только четыре из них, выявленные в Североцелианском (Цзиншань), Катазийском (Шилу), Гиндукушском (Хаджигак) и Аравийско-Нубийском (Вади-Сававин) поясах. Все они залегают в комплексах пород основания этих структур. При этом вмещающие толщи первых двух практически амагматичны, а последние два залегают в туфогенных породах. В глобальном балансе месторождений полосчатых формаций вклад родинийского цикла один из самых малозаметных (табл. 1).

В *пангейском* суперконтинентальном цикле (0.19–0.75 млрд лет) наиболее ранние по времени и наиболее значительные по величине ресурсы выявлены в железистых кварцитах типа рапитан (табл. 1; рис. 1 и 2). Это единственный цикл, в котором данный тип месторождений установлен. В неопротерозое известны три мощные гляциогенные эпохи: две низкоширотные (глобальные) – стертская (ок. 659–717 млн лет) и маринойская (ок. 635–657 млн лет), а также среднеширотная гаскьерская (ок. 580 млн лет) [44, 45]. Продолжительные периоды интенсивных обледенений, охватывавших не только континентальные, но обширные океанические пространства вплоть до низких широт, препятствовали обмену кислородом между атмосферой и океаном. Это приводило к падению содержания не только кислорода, но и сульфат-иона, а, следовательно, и снижению интенсивности процесса биогенной сульфат-редукции, продуцирующей сероводород, активно реагирующий с ионами железа любой валентности. Поэтому под ледяным покровом происходила значительная экспансия нижнего железистого слоя мирового океана. Он полностью не исчезал там даже после ВОС в раннем палеопротерозое, т.к. свободный кислород в атмосфере хотя и присутствовал, но его концентрация вряд ли превышала первые проценты от современного уровня (САУ) вплоть до неопротерозоя, когда она вновь начала расти перед гляциогенными эпохами, достигнув, вероятно, 10% САУ [46, 47]. В депрессионных структурах, преимущественно рифтогенных, циркуляция вод между ними и основным телом океана была особенно затруднена, поэтому здесь экспансия была особенно значительной, в т.ч. и в аспекте увеличения концентрации железа в нем. Таким образом в ограниченном пространстве восстанавливался архейский монослоистый железистый океан. Промежуточные (в стертской и маринойской эпохах) и финальные (во всех трех

периоды дегляциации приводили к быстрому окислению такого железистого водоема на его границе с тающими льдами и появлению отложений железистых кварцитов типа DIF.

Распространение тиллитовых толщ неопротерозоя достаточно широкое, но не все из них содержат железистые кварциты [48]. Еще реже встречаются районы с их большими аккумуляциями. Крупные ресурсы железных руд в отложениях стертской эпохи разведаны в нескольких осадочных бассейнах: североамериканском Снейк-Ривер (Крест), южноамериканском Макаубас (Портеирина), африканском Отави (Орумана, Онджу), австралийском Брэмор (Грантс и др.), китайском Наньхуа (Синью), а также в комплексах фундамента Тяньшаньского (Жетым) и Скандинавского (Дундерланд) поясов (рис. 1). Маринойская эпоха в рассматриваемой категории ресурсов представлена залежами в бассейнах: южноамериканском Чикитос-Тукавака (Мутун, Урукум), африканском Вольта (Шиени, Буэм) и дальневосточном Малохинганском (Сутарское). К гаскьерской эпохе принадлежит иранское месторождение Гол-э-Гохар. Самые крупные ресурсы оценены в рудном узле Мутун-Урукум, что и обусловило появление ярко выраженного пика маринойской эпохи на диаграмме распределения (рис. 2).

Нельзя также не отметить, что в этом же узле сосредоточены очень крупные ресурсы марганца (третье место в мире по [49]). Повышенное содержание этого элемента в железистых кварцитах всех типов (BIF, GIF, DIF), как, впрочем, и экскавационно-осадочных рудах, т.е. во всех полосчатых железистых формациях – явление не редкое, но не обязательное. Марганец может иметь повышенный фон как в железной руде (природно-легированная руда), так и в виде собственных относительно маложелезистых рудных прослоя. При этом в первичных рудах промышленные концентрации собственно марганца достигаются относительно редко: обычно они возникают или при гипергенезе, или в зонах гидротермальной проработки в зонах влияния тектонических нарушений. Рудный узел Мутун-Урукум представляет уникальный пример совмещения гигантских ресурсов переслаивающихся в разрезе первичных промышленных руд и железа, и марганца, в которых эпигенетические проявления как гидротермальных процессов, так и гипергенеза, по сравнению с другими Fe-Mn месторождениями в полосчатых формациях, относительно слабые [50; и ссылки там].

С пангейским циклом связаны основные ресурсы железных руд экскавационно-осадочного типа (табл. 1; рис. 2). Их крупные месторождения, имеющие возраст от кембрия до триаса, разведаны в Центральнокитайском (Дахунлютань, Цзанькань), Монголо-Охотском (Мильканское, Гаринское), Юговосточноазиатском (Хойминь), Тяньшаньском (Тяньху), Центральноказахстанском (Западный Каражал) и Балканском (Кремиковцы) орогенных поясах (рис. 1).

В *амазийском* цикле из месторождений полосчатых формаций известны только представители экскаваци-

онно-осадочного типа во все еще активно формирующихся Альпийско-Гималайском и Циркум-Тихоокеанском поясах [14, 34, 51, 52], но только в одном из них – иранском Шамсабад – выявлены крупные ресурсы (табл. 1; рис. 1 и 2). Также есть данные о современном рудообразовании такого типа на дне водных бассейнов в рифтогенных структурах Восточной Африки и Ближнего Востока [14; и ссылки там], но они геологоразведочными работами не оценивались.

Осадочные и эпигенетические месторождения в осадочных бассейнах континентов

Другим важным промышленным типом осадочных железных руд, особенно до второй половины XX в., являются месторождения, образовавшиеся в терригенных толщах, сформировавшихся на прибрежном мелком пологом шельфе, в эстуарно-дельтовых, периконтинентально-лагунных, озерно-болотных и даже русловых речных отложениях [6, 7, 34]. Начиная с девона, эти отложения обычно содержат много детритуса углifiedированных остатков высших растений. Для таких руд характерны массивная текстура, зернистая и оолит-пизолитовая структуры с разной степенью преобладания одной из них. Обычны также валунчато-конгломератовые горизонты, сложенные продуктами внутриформационного перемыва зернисто-оолитовых руд. Данный тип осадочных руд характеризуется полным отсутствием ритмичного переслаивания железистых и кремнистых прослоев, частым присутствием косослоистых текстур и исключительно обломочной природой кварца. От железистых кварцитов они также отличаются более низким содержанием кремнезема (<20 % SiO₂, редко до 25 %, в бедных железом разностях – до 30%), который в значительной части связан в алюмосиликатах, часто повышенным содержанием фосфора (до 5 % P₂O₅, подавляющая часть – 0.2–2.0 %), более высокой глиноземистостью (>3% Al₂O₃, обычно 4–8%), нередко – повышенным

содержанием V (0.n%), иногда – Ni (0.n%), Co (0.0n%), Cr (n%). Также принципиально иной является ассоциация рудообразующих минералов железа: гетит/гидрогетит или гематит, лептохлорит (бертьерит, шамозит) и сидерит. В зарубежной литературе месторождения данного типа с гематитом в качестве главного оксида железа относят к типу клинтон, а с гетитом/гидрогетитом – к типу минетта. При этом отмечается распространность последнего в мезозое-кайнозое, а первого – в более ранних периодах геологической истории, что определенно указывает только на разность в глубине диагенетических изменений [3, 6, 34]. Магнетит, если присутствует, то обычно в качестве акцессория, и имеет промышленное значение только в метаморфизованных рудах, как, например, в месторождении Монкорву [34].

Эпигенетические метасоматические месторождения в карбонатных породах возникли при глубокой миграции нагретых рассолов в осадочных толщах континентальной суши (типы бакальский, бильбао, эрцберг, сидеритовый подтип типа долины Миссисипи и т.п. в разных публикациях). Первичными минералами преимущественно массивных руд являются сидерит и анкерит с увеличением доли последнего в периферийных частях залежей. Жильная и прожилковая формы оруднения также обычны, особенно в переходных зонах с вмещающими карбонатными породами. Эксплуатируются как первичные руды, так и, с еще большим интересом, оксидно-гидроксидные железняки в зонах их окисления. Иногда в пределах месторождения, но чаще в рамках рудного поля или узла, для данного типа характерно соседство с залежами магнезитовых, баритовых и/или сульфидных руд полиметаллов, а также хлоридных эвапоритов или следов их прошлого присутствия [14, 18, 34, 53].

В рассматриваемой группе обработаны данные о 48 объектах (табл. 2). Из них 43 – осадочные месторождения (рис. 3).

Табл. 2. Распределение железорудных месторождений осадочных бассейнов континентов и их ресурсов по суперконтинентальным циклам

[Table 2. Distribution of iron ore deposits of continental sedimentary basins and their resources by supercontinent cycles]

Цикл, млрд лет [Cycle, Ga]	Осадочные [Ironstone]					Эпигенетические в карбонатных породах [Epigenetic in carbonate rocks]				
	N	R	X	Y	Z	N	R	X	Y	Z
Кенорский, >2.25 [Kenoran, >2.25]	1	2000.0	0.8	5.1	0.5	0	0	0	0	0
Колумбийский, 1.35–2.25 [Columbian, 1.35–2.25]	4	620.0	0.8	1.6	0.1	0	0	0	0	0
Родинийский, 0.75–1.35 [Rodinian, 0.75–1.35]	3	1045.0	22.3	2.6	0.2	1	500.0	10.7	41.0	0.1
Пангеинский, 0.19–0.75 [Pangean, 0.19–0.75]	11	6522.0	8.5	16.5	1.5	2	326.0	0.4	26.7	0.1
Амазийский, <0.19 [Amesian, <0.19]	24	29389.6	77.4	74.3	6.6	2	394.0	1.0	32.2	0.1
Всего [Total]	43	39576.6	–	100.0	8.9	5	1220.0	–	100.0	0.3

Примечания: N, R, X, Y, Z – идентично Таблице 1.

[Notes: N, R, X, Y, and Z are identical to the Table 1.]

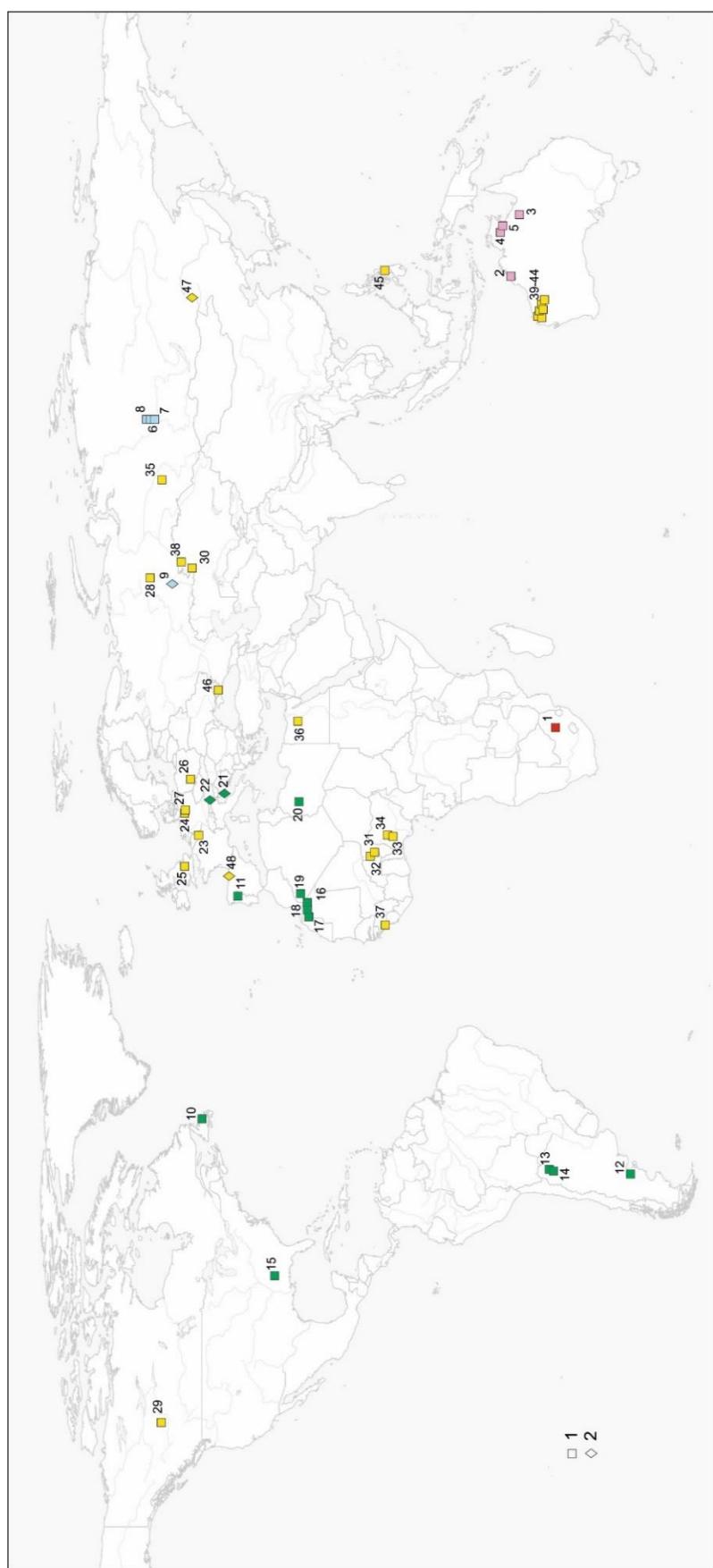


Рис. 3. Размещение железорудных месторождений осадочного и эпигенетического в карбонатных породах типов из проанализированной выборки. Условные обозначения: 1 – типы месторождений; 2 – осадочный, 2 – эпигенетический в карбонатных породах; цветовые обозначения суперконтинентальных циклов см. рис. 1. Месторождения: 1 – Таймболл-Хилл, 2 – Янди-Саунд, 3 – Констанс-Рейнд, 4 – Шервин-Крик, 5 – Роупер-Бар, 6 – Ишимбинское, 7 – Нижне-Ангарское, 8 – Удоронговское, 9 – Бакальское, 10 – Вайбана, 11 – Монкорву, 12 – Сьера-Гранде, 13 – Санта-Барбара, 14 – Унхиме, 15 – Бирмингем, 16 – Гара-Джебилет, 17 – Далат-Ассироуит, 18 – Атила, 19 – Мешери-Абдельазиз, 20 – Вадин-Шатти, 21 – Любия, 22 – Стайришер-Эриберг, 23 – Логаринская группа, 24 – Гифхорн, 25 – Нортхэмптон, 26 – Честохова, 27 – Зальцгиттер, 28 – Серовское, 29 – Клиар-Хиллз, 30 – Аятское, 31 – Лумбу-Лумбубу, 32 – Сай, 33 – Локожа, 34 – Агбажа, 35 – Бакчарское, 36 – Бахария, 37 – Канум, 38 – Лисаковское, 39 – Паннавоника, 40 – Кенс-Бор–Редхилл-Крик, 41 – Като-Уэлл-Тринити-Бор, 42 – Басленд-Хиллз, 43 – Каливндижна-Кингс, 44 – Янликуджана, 45 – Пунга-Тугас, 46 – Керченское, 47 – Берёзовское, 48 – Бильбао.

Fig. 3. Allocation of ironstone and epigenetic in carbonate rocks type deposits from the analyzed selection. *Legend: (1–2) – deposit type: (1) – ironstone, (2) – epigenetic in carbonate rocks; the color indications of supercontinent cycles see in the Fig. 1. Mineral deposits: (1) – Timeball Hill Ironstone, (2) – Yandi Sound, (3) – Constance Range "A", (4) – Sherwin Creek, (5) – Roper Bar, (6) – Ishimbinskoe, (7) – Nizhne-Angarskoe, (8) – Udonrongovskoe, (9) – Bakal, (10) – Wabana, (11) – Moncorvo, (12) – Sierra Grande, (13) – Santa Barbara, (14) – Unchime, (15) – Birmingham, (16) – Gara Djebilet, (17) – Dalat-Assirouit, (18) – Atuila, (19) – Mecheri Abdelaziz, (20) – Steirischer Erzberg, (21) – Lubija, (22) – Wady Shatti, (23) – Lorraine, (24) – Githorn, (25) – Northhampton, (26) – Czestochowa, (27) – Salzgitter, (28) – Serovskoe, (29) – Clear Hills, (30) – Ayat, (31) – Lounbou-Lounbou, (32) – Say, (33) – Lokoja, (34) – Agbaja, (35) – Bakcharskoe, (36) – Bahariya, (37) – Kaloun, (38) – Lisakovskoe, (39) – Pannawonica, (40) – Kens Bore–Red Hill Creek, (41) – Catho Well–Trinity Bore, (42) – Buckland Hills, (43) – Calvingina-Kings, (44) – Yandicoogina, (45) – Punta Tugas, (46) – Kerchensky, (47) – Beriozovskoe, (48) – Bilbao.]*

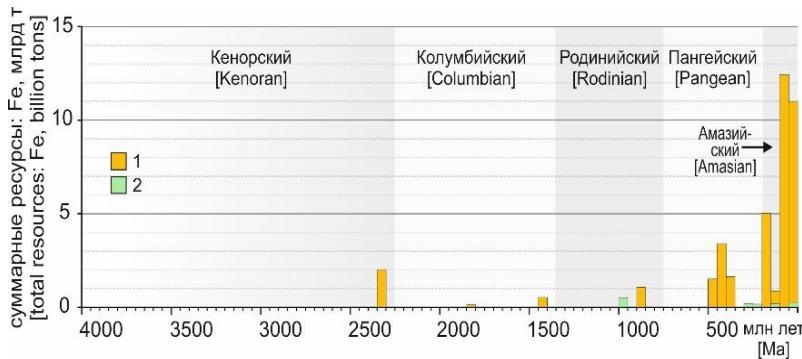


Рис. 4. Распределение по суперконтинентальным циклам разведанных ресурсов железорудных месторождений осадочных бассейнов континентов на шкале геологического времени. Условные обозначения: 1–2 – типы месторождений: 1 – осадочный, 2 – эпигенетический в карбонатных породах.

[Fig. 4. Distribution of explored resources of iron ore deposits of continental sedimentary basins on the geological time scale by supercontinent cycles. Legend: (1–2) – deposit types: (1) – ironstone, (2) – epigenetic in carbonate rocks.]

В кенорском цикле известно одно месторождение с крупными ресурсами – Таймболл-Хилл в бассейне Трансвааль (табл. 2; рис. 3 и 4). Оно эксплуатировалось в первой половине XX в., но добыча была прекращена из-за урбанизации территории в связи с ростом г. Претория (столица ЮАР). Примечательно, что это – древнейшие красноцветные отложения на Земле [54]. Фациальный анализ рудоносной свиты показал, что руды (оолитовые и песчаники интенсивным гематитовым цементом) накопились в дельтовой зоне палеореки при ее впадении в море [55]. Формирование этого месторождения у рубежа 2.3 млрд лет – явное доказательство первичной оксигенации атмосферы и поверхностной гидросферы к этому времени вследствие ВОС.

Крупные месторождения колумбийского цикла разведаны только в Австралии в осадочных бассейнах Кимберли (Янди-Саунд), Саут-Николсон (Констанс-Рэнд) и Макартур (Шервин-Крик, Роупер-Бар). Родинийский цикл представлен только рудными залежами на Енисейском кряже (Удоронговское и др.).

У крупных месторождений пангейского цикла география более широкая: они известны в Аппалачском (Вабана, Бирмингем) и Иберийском (Монкорву) поясах, в бассейнах Патагония (Сьерра-Гранде), Санта-Барбара (Унхиме, Санта-Барбара), Тиндуф (Гара-Джебилет и др.) и Музук (Вади-Шатти). Самые же крупные ресурсы в данном типе сосредоточены в месторождениях амазийского цикла (табл. 2; рис. 4). Они разведаны в осадочных чехлах Североамериканской (Клиар-Хиллз), Африканской (Бахария, Сай и др.) и Австралийской (Паннавоника и др.) платформ, Западноевропейской (Лотарингская группа, Нортхэмптон и др.), Западносибирской (Бакчарское) и Скифской (Керченское) плит, Заморайской (Серовское) и Тургайской (Аятское, Лисаковское) впадин (рис. 3). Кроме того, в сумму ресурсов этого типа включены два месторождения латеритных кор выветривания по изначально нерудному силикатному субстрату ультрабазитовых комплексов в Западной Африке (Калум) и на острове Минданао (Пунта-Тугас). Именно подобные им комплексы являются источниками эпиконтинентальных осадочных железных руд с повышенным содержанием Ni, Co, Cr как, например, Серовское месторождение.

Эпигенетический тип в карбонатных породах представлен в металлогении железа намного скромнее осадочного типа (табл. 2). Самым древним проявлением таких месторождений (родинийский цикл) и при этом

самым крупным по оцененным ресурсам является Бакальское в Башкирском антиклиниории. В конце пангейского цикла образовались месторождения Любия и Стайришер-Эрцберг, вмещающие палеозойские комплексы которых позже попали в Альпийско-Динаро-Балканский ороген. В амазийском цикле крупные ресурсы известны в посторогенных депрессиях Монголо-Охотского (Березовское) и Пиренейского (Бильбао) поясов.

Магматические и постмагматические месторождения

В двух рассмотренных выше генетических группах месторождений железо для формирования руд напрямую мобилизуется из малоглубинных или даже поверхностных (на момент этой мобилизации) источников, а рудообразование происходит при относительно низких температурах (<300 °C), вплоть до фоновых значений для окружающей среды. В данном разделе рассмотрены более высокотемпературные объекты эндогенного генезиса, тесно связанные с магматизмом (табл. 3).

Часть этих месторождений была образована в процессе кристаллизации глубинных магм мантийной природы, внедрившихся в верхние горизонты земной коры и создавших внутриинтрузивные рудные тела в базит-ультрабазитовых или карбонатитовых комплексах. Высокая железистость таких магм может быть как первичной, так и результатом дифференциации вплоть до ликвации [56]. Автометасоматические процессы также могут быть проявлены в магматогенных рудах и влиять на их качество.

Остальные месторождения этой эндогенной группы также связаны с магмами, но в целом более кремнекислыми, не только мантийными, но и мантийно-коровыми. Они могут быть нормального или субщелочного (от габброидов до гранитоидов), редко – щелочного ряда (сиениты, трахиты). Их рудогенез в основном проявляется на стадии высокотемпературной постмагматической флюидной активности, нередко в связи с процессами скарнообразования [20]. В кириунском типе генезис прожилково-вкрашенных руд аналогичен, также иногда присутствуют скарны. Однако массивные почти мономинеральные магнетитовые тела, в т.ч. и в виде лавовых потоков, относят к продуктам позднемагматической ликвации алюмосиликатных расплавов, обогатившихся «провокаторами»

Табл. 3. Распределение железорудных месторождений магматического и постмагматического генезиса и их ресурсов по суперконтинентальным циклам
[Table 3. Distribution of iron ore deposits of magmatic and postmagmatic origin and their resources by supercontinent cycles]

Цикл, млрд лет [Cycle, Ga]	Базит-ультрабазитовые интрузии [Basic-ultrabasic intrusions]	Карбонатитовые комплексы [Carbonatite complexes]										Типы киурунгий, скарновый, надинтрузивные брекчи и трубы взрыва [Kiruna, skarn, above-intrusion breccia, and explosion pipe types]				
		N	R	X	Y	Z	N	R	X	Y	Z	N	R	X	Y	Z
Кенорский, >2.25 [Kenorlan, >2.25]	4	681.9	0.3	2.1	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Колумбийский, 1.35–2.25 [Columbian, 1.35–2.25]	11	25127.0	31.6	78.1	5.7	1	200.0	0.3	4.9	<0.1	13	5538.0	7.0	25.9	1.2	
Родинийский, 0.75–1.35 [Rodinian, 0.75–1.35]	2	738.6	15.8	2.3	0.2	1	1550.0	33.1	38.2	0.4	0	0	0	0	0	
Пангеяский, 0.19–0.75 [Pangean, 0.19–0.75]	7	5475.0	7.1	17.0	1.2	5	2202.0	2.9	54.2	0.5	25	8102.7	10.5	37.8	1.8	
Амазийский, <0.19 [Amesian, <0.19]	1	150.0	0.4	0.5	<0.1	1	111.0	0.3	2.7	<<0.1	29	7782.1	20.5	36.3	1.8	
Всего [Total]		25	32172.5	–	100.0	7.3	8	4063.0	–	100.0	0.9	67	21422.8	–	100.0	4.8

Примечания: N, R, X, Y, Z – идентично Таблице 1.
[Notes: N, R, X, Y, and Z are identical to the Table 1.]

ликации (P, F, сульфат-ион) из внешней среды при продвижении в верхней коре [57].

Кенорский суперконтинентальный цикл в рассматриваемой группе представлен только ортомагматическими месторождениями в расслоенных базитовых и базит-ультрабазитовых интрузиях на кратонах Ийлгарн (Уиндимурра), Каапваль (Тивани) и Сюпирор (Монт-Сорсье, Лак-Дорэ). Два последних объекта находятся в одном расслоенном комплексе, но в разных его частях: Лак-Дорэ – в верхней габброидной, Монт-Сорсье – в нижней дунит-перидотитовой. Последний вариант мало распространен в данном типе. Магнетит при такой локализации отличается более низкими содержаниями Ti и V, чем у аналогов в габброидных горизонтах, что хорошо именно для железорудного объекта. Магнетиты в габброидных горизонтах, имея повышенные содержания этих примесей (т.е. это ярко выраженные ванадотитаномагнетиты, сопровождаемые ильменитом), обычно рассматриваются как сырье именно для их извлечения, и поэтому на таких месторождениях запасы железа нередко даже не подсчитываются.

Колумбийский цикл – самый продуктивный для расслоенных интрузий (табл. 3). Крупнейшие в мире ресурсы данного типа и самые ранние по возрасту в своем цикле (рис. 5 и 6) сосредоточены в грандиозном Бушвельдском комплексе (крайон Каапваль): на всем протяжении его восточного, западного и северного лимбов (т.е. ~400 км в сумме) внизу Верхней расслоенной серии комплекса прослежен Главный магнетитовый слой (ГМС), содержащий четыре магнетититовых горизонта мощностью 1–2.5 м, разделенные габбро и анортозитами [58]. Средний состав горизонтов: 85 % – ванадотитаномагнетит, 8 % – ильменит, остальное – алюмосиликаты и силикаты. ГМС принят за единый объект анализа.

Кроме того, в Верхней расслоенной серии есть еще от 20 до 30 горизонтов магнетититов и до 8 – нельсонитов (магнетит+ильменит+апатит). Однако только в северном лимбе некоторые из них имеют мощность более 1 м и представляют потенциальный промышленный интерес, но пока почти не затронуты геологоразведочными работами и в сумме ресурсов в этом анализе не учтены. Всего в полтора раза меньше, чем в Бушвельде, оцененные ресурсы железа в рудах Чинейского расслоенного комплекса (Алданский щит), который намного скромнее по размерам, но более полно разведен.

Остальные их аналоги по типу в данном цикле совокупно дали только 10% от разведанных ресурсов (рис. 6). Большинство из них древнее 1.7 млрд лет и размещены в габбро-анортозитовых массивах на краянах: Карельском (Пудожгорское), Кольском (Гремяха-Вырмес), Кимберли (Спива), Алданском (Богидэ и др.), Танзанийском (Лиганга). Месторождения Кржемянка и Медведевское возникли в данном цикле заметно позже: их материнские габбро-анортозитовые интрузии внедрились в кристаллические комплексы на противоположных краях фундамента Восточноевропейской платформы в раннем мезопротерозое.

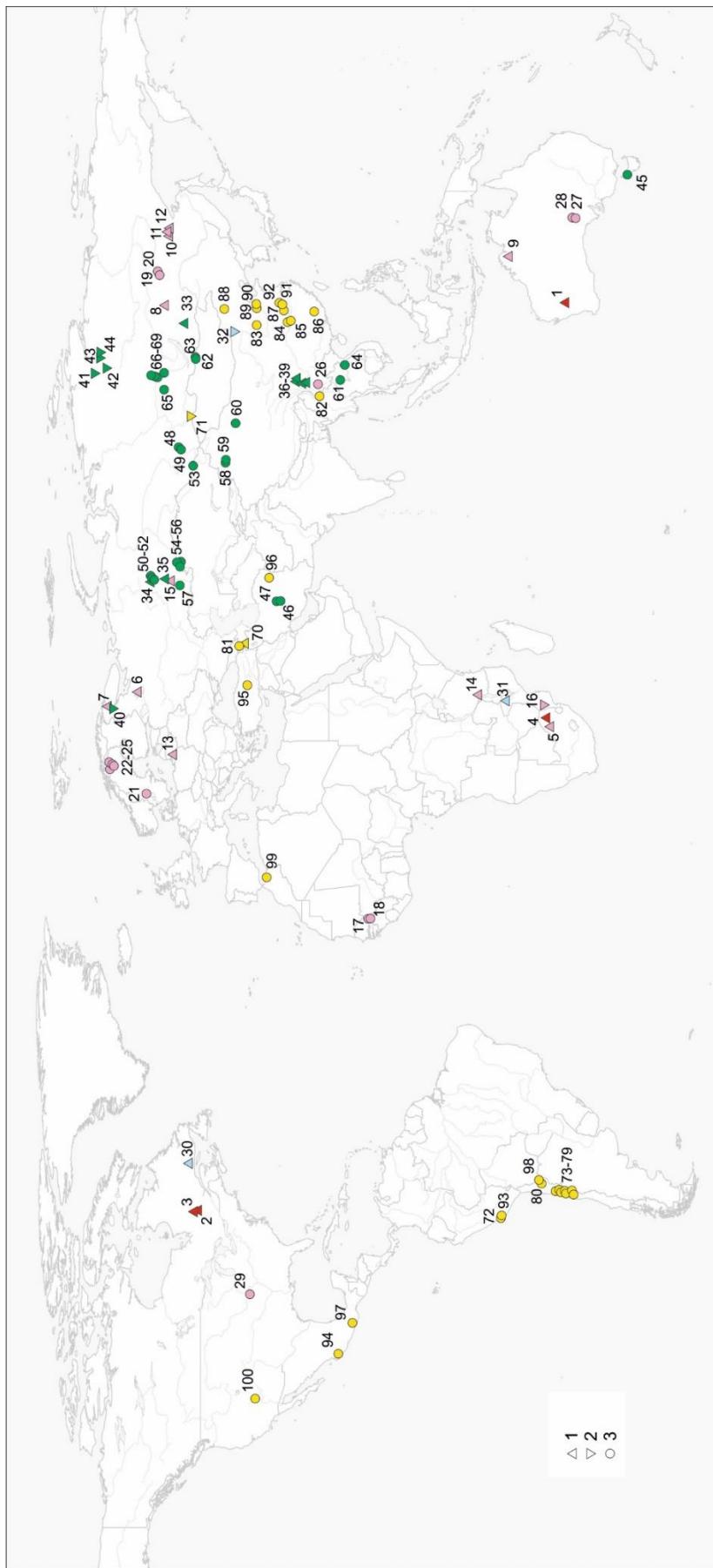
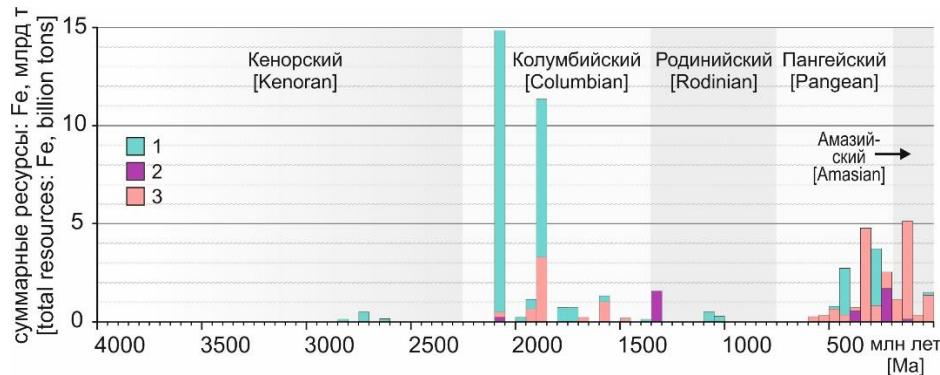


Рис. 5. Размещение железорудных месторождений магматического и постмагматического генезиса из проанализированной выборки. Условные обозначения: 1–3 – типы месторождений: 1 – в базит-ультрабазитовых интрузиях, 2 – в карбонатовых комплексах; 3 – кириунский, скарновый, надинтрузивные брекчии и трубы взрыва; цветовые обозначения суперконтинентальных циклов см. рис. 1. *Месторождения: 1 – Уиндимурра, 2 – Монт-Сорсье, 3 – Лак-Дорэ, 4 – Тивани, 5 – Бушвельд, 6 – Пудожское, 7 – Гремяха-Вирмес, 8 – Чинейское, 9 – Спива, 10 – Богильд, 11 – Галомское, 12 – Маймакансое, 13 – Кржемянка, 14 – Лиганта, 15 – Медведевское, 16 – Папабора, 17 – Гото-Фарангия, 18 – Кулекуру, 19 – Десовское, 20 – Тайжное, 21 – Грангесберг, 22 – Пер-Гейер, 23 – Кирупа, 24 – Мальмбергет, 25 – Ленениеми, 26 – Даухунань, 27 – Эхрополис, 28 – Олимпик-Дм, 29 – Пи-Ридж, 30 – Мэллай-Маунтин, 31 – Тете, 32 – Байянь-Обо, 33 – Кручининское, 34 – Качканар-Гусевогорское, 35 – Суриямское, 36 – Паньтихуа, 37 – Хонгэ, 38 – Байма, 39 – Тайхэ, 40 – Ковдор, 41 – Гулинское, 42 – Ессей, 43 – Маган, 44 – Ыраас, 45 – Сэвилл-Ривер, 46 – Чогарт, 47 – Чадор-Ману, 48 – Шерегешское, 49 – Таптагольское, 50 – Гороблагодатское, 51 – Естонинское, 52 – Высокогорское, 53 – Холзунское, 54 – Качарское, 55 – Солколовско-Сарбайское, 56 – Алешинское, 57 – Магнитогорское, 58 – Чжибо, 59 – Байчань, 60 – Цылхай, 61 – Фа-Лек, 62 – Баянтол, 63 – Гумуртэй, 64 – Тап-Кхе, 65 – Октябрьское, 66 – Рудногорское, 67 – Капасьевское, 68 – Нерюдинское, 69 – Коршуновское, 70 – Свараны, 71 – Карасутое, 72 – Маркона, 73 – Эйль-Ромераль, 74 – Эйль-Тофо, 75 – Доминта, 76 – Алькапара, 77 – Плайто, 78 – Альгарробо, 79 – Лос-Колорадо, 80 – Серро-Нетро-Норте, 81 – Дашкесан, 82 – Лицзыонь, 83 – Сипимэн, 84 – Чэнчао, 85 – Теншань, 86 – Макэн, 87 – Лох-Нихэ, 88 – Хуангтан, 89 – Куваншань, 90 – Цзиньлин, 91 – Чжунту, 92 – Ваншань-Таочунь, 93 – Пампа-дель-Понго, 94 – Пеня-Колорада, 94 – Хасанчанеби, 96 – Санган, 97 – Саниса, 98 – Эль-Лако, 99 – Уишан, 100 – Айрон-Спрингз.*

[Fig. 5. Allocation of iron ore deposits of magmatic and postmagmatic origin from the analized selection. Legend: (1–3) – deposit type: (1) – in basic-ultrabasic intrusions, (2) – in carbonatite complexes, (3) – Kiruna, skarn, above intrusion breccia, and explosion pipe types; the color indications of supercontinent cycles see in the Fig. 1. Mineral deposits: (1) – Windimurra, (2) – Mont Sorcier, (3) – Lac Dore, (4) – Tivani, (5) – Bushveld, (6) – Pudozhgorskoe, (7) – Gremyakha–Vyrmes, (8) – Chineiskoe, (9) – Speewah, (10) – Bogideh, (11) – Gayumskoe, (12) – Maimakanskoe, (13) – Krzemianka–Udryn, (14) – Liganga, (15) – Medvedevskoe, (16) – Palabora, (17) – Goto–Farangalia, (18) – Koudekovrou, (19) – Desovskoe, (20) – Tayozhnoe, (21) – Grangesberg, (22) – Per Geijer, (23) – Kiruna, (24) – Malmberget, (25) – Leveaniemi, (26) – Dahongshan, (27) – Acropolis, (28) – Olympic–Dam, (29) – Pea Ridge, (30) – Magpie Mountain, (31) – Tete, (32) – Bayan Obo, (33) – Kruchininskoe, (34) – Kachkanar–Gusevogorskoe, (35) – Suroyamskoe, (36) – Panzhihua, (37) – Hongge, (38) – Baima, (39) – Taihe, (40) – Kovdor, (41) – Gulinskoe, (42) – Yessei, (43) – Magan, (44) – Yraas, (45) – Savage River, (46) – Choghart, (47) – Chador Malu, (48) – Sheregesh, (49) – Tashtagol'skoe, (50) – Gorooblagotatskoe, (51) – Estyuninskoe, (52) – Vysokogorskoe, (53) – Holzunskoe, (54) – Kacharskoe, (55) – Sokolovsko–Sarbaiskoe, (56) – Aleshinskoe, (57) – Magnitogorskoe, (58) – Zhibo, (59) – Beizhan, (60) – Cihai, (61) – Pha Lek, (62) – Bayan Gol, (63) – Tumurtei, (64) – Thach Khe, (65) – Oktyab'eskoe, (66) – Rudnogorskoe, (67) – Kapaevskoe, (68) – Neryudinskoe, (69) – Korshunovskoe, (70) – Svaranz, (71) – Karasug, (72) – Marcona, (73) – El Romeral, (74) – El Tofo, (75) – Dominga, (76) – Alcaparra, (77) – Pleito, (78) – Algarrobo, (79) – Los Colorados, (80) – Cerro Negro Norte, (81) – Dashkesan, (82) – Luziyuan, (83) – Xishimen, (84) – Chengchao, (85) – Tieshan, (86) – Makeng, (87) – Luohe–Nihe, (88) – Huanggang, (89) – Kuangshan, (90) – Jinling, (91) – Zhonggu, (92) – Washan-Taocun, (93) – Pampa del Pongo, (94) – Pena Colorada, (95) – Hasancelebi, (96) – Sangan, (97) – Zaniza, (98) – El Laco, (99) – Ouichane, (100) – Iron Springs.]



[Fig. 6. Distribution of explored resources of iron ore deposits of magmatic and postmagmatic origin on the geological time scale by supercontinent cycles. Legend: (1–3) – deposit types: (1) – in basic-ultrabasic intrusions, (2) – in carbonatite complexes, (3) – Kiruna, skarn, above intrusion breccia, and explosion pipe.]

В родинийском цикле выявлено только два объекта рассматриваемой категории с очень небольшой долей в суммарных ресурсах своего типа (табл. 3). Они локализованы в габбро-анортозитовых интрузиях, внедрившихся в гранулиты на посторогенной стадии развития Гренвильского (Магпи-Маунтин) и Тете-Чипата (Тете) орогенов (рис. 5 и 6).

В пангеевском цикле большинство ортомагматических месторождений также разведаны в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузиях. Из них самое раннее, но и самое скромное по ресурсам – Кручининское в Забайкальском орогенном поясе (рис. 5 и 6). Намного более масштабны месторождения в среднепермских интрузиях в Паньчжихуа-Сичанском рифте на платформе Янцзы, рудные слои в которых локализованы как в габброидах (Байма и др.), так и пироксенитах (Хонгэ). Помимо Fe, из их руд также извлекают V и Ti, для которых это главный внутренний источник в Китае.

В пангеевском цикле среди ортомагматических месторождений появился новый их подтип, представленный Качканар-Гусевогорским и Суроямским месторождениями Уральского пояса. Материнскими для них являются интрузии урало-алеяскинского типа, которые не имеют расслоенности и представлены комплексами центрального типа, образованными полифазным внедрением основных, ультраосновных и, обычно, щелочных пород. Fe–V±P руды локализованы в пироксенитах. В амазийском цикле разведано еще одно место-

рождение такого же типа – Сваранц в поясе Малого Кавказа (рис. 5 и 6). Однако рудоносны в нем не пироксениты, а оливиниты и габбросиениты.

В карбонатитах месторождения чаще всего связаны с фоскоритовыми (магнетит+силикат+фосфат+карбонат) фазами внедрения. Этот тип пород достаточно редок: согласно [59] в мире известно только 21 их проявление, и только в 6 выявлены значительные ресурсы железных руд, вошедших в анализируемую выборку (табл. 3).

В колумбийском и родинийском циклах оценено только по одному месторождению данного типа: Палабора (кратон Каапваль) и Баянь-Обо (Северокитайский кратон), соответственно (рис. 5 и 6). Карбонатитовая природа Баянь-Обо дискутируется из-за многократных интенсивных регенерационных процессов, связанных со сложной полифазной тектонической историей региона, но признается большинством современных специалистов [60 и ссылки там].

В пангеевском цикле фоскоритовые месторождения образовались на Балтийском щите (Ковдорское) и Сибирской платформе (Маган и др.). В одном районе и одновременно с фоскоритовыми объектами Сибири, также сформировалось железорудное месторождение в Гулинском карбонатитовом комплексе, но оно локализовано в ультрабазитах. В амазийском цикле единственное оцененное месторождение в карбонатитовом комплексе – Карасугское (Тувино-Мон-

Рис. 6. Распределение по суперконтинентальным циклам разведанных ресурсов железорудных месторождений магматического и постмагматического генезиса на шкале геологическом времени. Условные обозначения: 1–3 – типы месторождений: 1 – в базит-ультрабазитовых интрузиях, 2 – в карбонатитовых комплексах, 3 – кирунский, скарновый, надинтрузивные брекции и трубы взрыва.

гольский блок), но оно тоже не связано с фоскоритами, а представлено сидеритовыми карбонатитами (первичные руды) с глубокой зоной окисления (гематит-гетитовые вторичные руды).

Первые поздне- и постмагматические месторождения железных руд, генетически связанные фельзитовыми алюмосиликатными магмами, появились только в колумбийском цикле (табл. 3, рис. 6). Самые древние из них выявлены в известковых скарнах вулканического пояса Фалеме Эбурнейского орогена (Гото-Франгалия, Кудекуру), а более молодые месторождения Амгинского пояса Алданского щита (Таежное, Десовское) (Таежное, Десовское) – в намного реже встречающихся магнезиальных скарнах. Однако основная доля ресурсов в этом цикле связана с месторождениями кириунского и родственного ему железо-оксидно-медь-золоторудного (ЖОМЗ) типов. Представители первого наиболее масштабно формировались в Свеко-фенном орогене (Кируна и др.) в середине цикла и менее интенсивно в самом его конце на краю палеоконтинента Лаврентия (Пи-Ридж). Тип ЖОМЗ проявился на рубеже палеопротерозоя и мезопротерозоя в зонах надсубдукционной активизации сиалического основания платформы Янцзы (Дахуншань) и кратона Голер (Олимпик-Дэм, Акрополис). В родинном цикле их аналоги пока не выявлены.

В пангейском же цикле месторождения рассматриваемой группы распространены очень широко – это самый продуктивный для нее цикл (табл. 3). Кириунский тип на рубеже неопротерозоя и палеозоя представлен месторождениями в Деламерийском орогене (Саваж-Ривер) и в блоке Лут (Чадор-Малу, Чогарт), а в среднем-позднем палеозое – объектами в Алтае-Саянском (Холзунское) и Тянь-Шаньском (Бэйчжань, Чжибо) поясах. На рубеже перми и триаса возникли месторождения в эксплозивных брекчиях Сибирской платформы (Коршуновское и др.). Разные исследователи находят у них черты сходства с фоскоритовым, кириунским и ЖОМЗ типами. Но это сходство фрагментарно. По совокупности признаков лучше их классифицировать как отдельный ангело-илимский тип. Самым же распространенным типом месторождений в пангейском цикле стали скарновые месторождения. Их представители в анализируемой выборке имеют возраст от среднекембрийского до позднепермского и разведаны в Алтае-Саянском (Таштагол, Шерегеш), Уральском (Гороблагодатское и др.), Тургайском (Качарское и др.), Тянь-Шаньском (Цыхай), Монголо-Охотском (Баянь-Гол, Тумуртей) и Индосинийском (Фа-Лек, Таш-Кхе) поясах (рис. 5).

В амазийском цикле рассматриваемая группа представлена месторождениями кириунского и скарнового типа, причем соотношение между ними обратное наблюдаемому в пангейский период: первый тип в ресурсах почти втрое преобладает. Наиболее крупные ресурсы сосредоточены в Андийском (Маркона, Эль-Ромераль и др.) поясах и на активизированной СЗ границе кратона Янцзы (Чжунгу и др.), а одиночные крупные объекты – в пояссе Тетис (Хасанчелеби) и в Провинции

Бассейнов и Хребтов (Айрон-Спрингс). Скарновые месторождения географически более рассредоточены: в поясах Тетис (Дашкесан, Санган), Южнокитайском пояссе (Макэн), Средиземноморском (Уишань), Мексиканском плутоническом (Саниса, Пенья-Колорада), а также в зонах активизации кратонов Северокитайского (Куаншань и др.) и Янцзы (Чэнчао, Тэшань).

Заключение

Изложенная выше информация наглядно демонстрирует, что железорудная металлогенетика имеет очень длительную геологическую историю, самую длительную из всех металлов, и претерпевала достаточно контрастные изменения при переходе от одного суперконтинентального цикла к другому. Эти изменения выражаются как в наборе типов месторождений, формировавшихся в каждом из циклов, так и интенсивности их генерации.

Больше всего ресурсов связано с древнейшим кенорским циклом: в течение его было накоплено более половины разведанных (+отработанных) на текущий момент ресурсов этого вида минерального сырья (табл. 1). Причем почти все эти ресурсы сосредоточены в месторождениях тонкополосчатых железистых кварцитов типов алгома и сюпирор, с доминированием первого до середины цикла, а второго – в его конечной фазе, которая была и самой продуктивной. Только 1% приходится в этом цикле на осадочные некварцитовые месторождения периконтинентальных бассейнов и ортомагматические руды базит-ультрабазитовых интрузий.

Колумбийский цикл второй по продуктивности в геологической истории, но втрое уступает в этом аспекте своему предшественнику. Снова ведущим типом стали железистые кварциты, но все они принадлежат только типу сюпирор с подавляющим доминированием зернистых грубополосчатых, а не тонкополосчатых руд. Еще одна их особенность – рудные осадки были накоплены в относительно короткий по геологическим меркам отрезок времени в середине цикла и только в ограниченном количестве мест. Это свидетельствует о том, что условия “железистого” океана, в которых только и возможно массивированное накопление таких руд, в колумбийском цикле, в отличие о кенорском, существовали лишь в немногих морских бассейнах в течение относительно короткого периода времени.

Вторым по значению в колумбийском цикле стал ортомагматический тип в базит-ультрабазитовых интрузиях, главным образом за счет гигантских ресурсов Бушвельдского и Чинейского комплексов. Также в крупных объемах в этом цикле начали формироваться поздне- и постмагматические месторождения, связанные с фельзитовым магматизмом (типы скарновый, кириунский, ЖОМЗ). Кроме того, появилось первое месторождение железных руд в карбонатитах. Объемы осадочных руд континентальных бассейнов были снова очень ограниченными.

Родинийский цикл – самый малопродуктивный в исторической металлогенезе железных руд – дал

только 1.1 % от суммы ресурсов всей проанализированной выборки. В нем не выявлено значимых месторождений железистых кварцитов, но появились их аналоги для условий не “железистого”, а хотя бы частично оксигенированного до относительно больших глубин океана – залежи экскагаляционно-осадочного типа. Также впервые именно в этом цикле сформировалось эпигенетическое месторождение в карбонатных породах в континентальной обстановке. Формирование обычных осадочных месторождений снова было не очень масштабным. Заметно снизилась относительно колумбийского цикла интенсивность формирования ортомагматических месторождений. Самые же значительные (но только в рамках цикла!) ресурсы связаны с единственным крупным карбонатитовым месторождением. Такая ситуация стала возможной только благодаря общей крайне низкой продуктивности родинийского цикла.

Пангейский цикл – единственный, в котором проявлены все группы типов, рассмотренных в нашем исследовании. После родинийской “паузы” вновь ведущим типом (около 2/3 в ресурсной базе цикла) стали железистые кварциты, но особенного типа рапитан, который в геологической летописи проявился только во второй половине неопротерозоя в связи с эпохой глобальных оледенений. Реставрация условий “железистого” океана в некоторых троговых структурах окраинных морей с ограниченной связью с мировым океаном возникала под массивным долговременным ледяным щитом. Периодическое таяние такого щита вело к оксигенации верхних слоев этих ограниченных бассейнов с массивным накоплением кремнисто-железистых осадков в ассоциации с тиллитовыми диамиктами. Общие масштабы накопления таких железных руд приблизительно равны тем, что установлены для железистых кварцитов типа сюприор колумбийского цикла. Примечательно, что и общие ресурсы двух этих циклов также сопоставимы (табл. 1). Относительно всех более древних циклов выросла в абсолютных значениях продуктивность почти всех остальных типов, кроме эпигенетического в карбонатных породах и ортомагматического. При этом последний уступает только колумбийскому циклу – самому продуктивному для этого типа.

Амазийский цикл – единственный, в ресурсной базе которого абсолютно доминируют прибрежно-морские и интраконтинентальные осадочные месторождения, причем с кратным увеличением продуктивности в своем типе относительно всех предшествующих циклов. Заметная роль у эндогенных месторождений скарнового и кирунского типов. Вклад остальных типов локален и на глобальном фоне малозаметен. Железистые кварциты как тип промышленно интересных месторождений в этом цикле совсем себя не проявили.

Таким образом, все суперконтинентальные циклы имеют ярко выраженные особенности в металлогенезе железорудных месторождений. Их учет, базирующийся на анализе геологического развития конкретных регионов, должен способствовать повышению

качества прогнозных моделей при проведении прогнозно-поисковой оценки этих регионов.

Конфликт интересов: Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kirk W.S. Iron Ore // 2002 Minerals Yearbook, Vol. I. Metals and Minerals. U.S. Geol. Surv., 2004. P. 41.1–41.21.
2. Tuck C.A. Iron Ore // Mineral Commodity Summaries. U.S. Geol. Surv., 2024. P. 100–101.
3. Petránek J., Van Houten F.B. Phanerozoic ooidal ironstones. Czech Geol. Surv. Special Paper 7. 1997. 71 p.
4. Huston D.L., Logan G.A. Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth’s early hydrosphere // *Earth Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 20. P. 41–55. DOI: 10.1016/S0012-821X(04)00034-2
5. Klein C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin // *American Mineralogist*. 2005. Vol. 90. P. 1473–1499. DOI: 10.2138/am.2005.1871
6. Mücke A., Farshad F. Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and subtypes // *Ore Geology Reviews*. 2005. Vol. 26. P. 227–262. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2004.08.001
7. Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Сидеритообразование и эволюция осадочного железорудного процесса в истории Земли // Геол. рудн. месторожд. 2008. № 4. С. 338–361.
8. Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J., Wing B.A. Iron formation: a sedimentary product of the complex interplay among mantle, tectonic, and biospheric processes // *Econ. Geology*. 2010. Vol. 105. P. 467–508. DOI: 10.2113/gscongeo.105.3.467
9. Konhauser K. O., Planavsky N. J., Hardisty D. S., Robbins L. J., Warchola T. J., Haugard R., Lalonde S. V., Partin C. A., Oonk P.B.H., Tsikos H., Lyons T. W., Bekker A., Johnson C. M. Iron formations: A global record of Neoarchaean to Palaeoproterozoic environmental history // *Earth Sci. Rev.* 2017. Vol. 172. P. 140–177. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.06.012
10. Савко А. Д. Эволюция накопления железа в истории Земли // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2023. № 3. С. 4–39. DOI: 10.17308/geology/1609-0691/2023/3/4–39
11. Reich M., Simon A. C., Barra F., Palma G., Hou T., Bilelker L.D. Formation of iron oxide-apatite deposits // *Nature Reviews: Earth and Environment*. 2022. Vol. 3. P. 758–775. DOI: 10.1038/s43017-022-00335-3
12. Рундквист Д. В., Ткачев А. В., Черкасов С. В. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т.1. Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН. 2006. 390 с.
13. Соколов Г. А., Григорьев В. М. Месторождения железа // Рудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 10–111.
14. Dill H. G. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: mineralogy and geology from aluminium to zirconium // *Earth Sci. Rev.* 2010. Vol. 100. P. 1–420. DOI: 10.1016/j.earscirev.2009.10.011
15. Li H., Li L., Yang X., Cheng Y. Types and geological characteristics of iron deposits in China // *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 103. P. 2–22. DOI: 10.1016/j.jseas.2014.11.003
16. Ramanaidou E. R., Wells M. A. Sedimentary hosted iron ores // *Treatise on Geochemistry* (2nd Edition). Elsevier. 2014. Vol. 13. P. 313–355. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01115-3
17. Yin J., Li H., Xiao K. Origin of banded iron formations: links

- with paleoclimate, paleoenvironment, and major geological processes // *Minerals*. 2023. Vol. 13. Paper 547. 25 p. DOI: 10.3390/min13040547
18. Prochaska W. Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria // *Geologia Croatica*. 2016. Vol. 69. P. 31–38. DOI: 10.4154/gc.2016.03
19. Williams P. J., Barton M. D., Johnson D. A., Fontboté L., de Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin // *Econ. Geology*. 100th Ann. Volume. 2005. P. 371–405. DOI: 10.5382/AV100.13.
20. Pirajno F. Hydrothermal processes, and mineral systems. Springer Science & Business Media: Berlin/Heidelberg, Germany, 2008. 1250 p.
21. Ткачев А. В., Рундквист Д. В. Глобальные тенденции в эволюции металлогенических процессов как отражение суперконтинентальной цикличности // *Геол. рудн. месторожд.* 2016. Т. 58. № 4. С. 295–318. DOI: 10.7868/S0016777016040079
22. Trendall A. F. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record // *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*. 2002. Vol. 33. P. 33–66.
23. Dodd M. S., Papineau D., She Z., Fogel M.L., Nederbragt S., Pirajno F. Organic remains in late Palaeoproterozoic granular iron formations and implications for the origin of granules // *Precambrian Res.* 2018. Vol. 310. P. 133–152. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.02.016
24. Smith A.J.B., Beukes N.J., Gutzmer J., Johnson C.M., Czaja A.D., Nhleko N., de Beer F., Hofman J.W., Awramik S.M. Life on a Mesoarchean marine shelf – insights from the world's oldest known granular iron formation // *Scientific Reports*. 2020. Vol. 10. Paper 10519. DOI: 10.1038/s41598-020-66805-0.
25. Planavsky N., Bekker A., Rouxel O. J., Kamber B., Hofmann A., Knudsen A., Lyons T. W. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. Vol. 74. P. 6387–6405. DOI: 10.1016/j.gca.2010.07.021.
26. Planavsky N., Rouxel O. J., Bekker A., Hofmann A., Little C.T., Lyons T.W. Iron isotope composition of some Archean and Proterozoic iron formations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. Vol. 80. P. 158–169. DOI: 10.1016/j.gca.2011.12.001.
27. Hoffman P. F., Macdonald F. A., Halverson G. P. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. *Geological Society, London, Memoirs* № 36. 2011. P. 67–80. DOI: 10.1144/M36.5
28. Sterna R. J., Mukherjee S. K., Miller N. R., Ali K., Johnson P. R. ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield – Implications for understanding Neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change // *Precambrian Res.* 2013. Vol. 239. P. 79–94. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.07.015
29. Xu D. R., Wang Z. L., Cai J. X., Wu C. J., Bakun-Czubarow N., Wang L., Chen H. Y., Baker M. J., Kusiak M. A. Geological characteristics and metallogenesis of the Shili Fe-ore deposit in Hainan Province, South China. *Ore Geol. Reviews*. 2013. Vol. 53. P. 318–342. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.01.015
30. Yang X.-Q., Zhang Z.-H., Duan S.-G., Zhao X.-M. Petrological and geochemical features of the Jingtieshan banded iron formation (BIF): A unique type of BIF from the Northern Qilian Orogenic Belt, NW China // *J. Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 113. Pt. 3. P. 1218–1234. DOI: 10.1016/j.jseas.2015.03.024
31. Sun J., Zhu X., Li Z. Confirmation and global significance of a large-scale early Neoproterozoic banded iron formation on Hainan Island, China // *Precambrian Res.* 2018. Vol. 307. P. 82–92. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.01.005
32. Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа // *Геол. рудн. месторожд.* 1967. № 5. С. 106–114.
33. Ткачев А.В. Структурно-петрофизические условия образования месторождений Жайремской группы // *Геол. рудн. месторожд.* 1982. №2. С. 29–38.
34. Laznicka P. Empirical metallogenesis: Depositional environments, lithological associations and local metallic ores. *Phanerozoic environments, associations and deposits. Parts A and B*. Elsevier, Amsterdam, 1985. 1758 p.
35. Laznicka P. Empirical metallogenesis. 2: Precambrian empirical metallogenesis. *Parts A and B*. Elsevier, Amsterdam, 1993. 1622 p.
36. Kimberley M. M. Exhalative origins of iron formations // *Ore Geology Reviews*. 1989. Vol. 5. P. 13–145.
37. Condie K. C., Aster R. C. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth // *Precambrian Res.* 2010. Vol. 180. P. 227–236. DOI: 10.1016/j.precamres.2010.03.008.
38. Pesonen L. J., Evans D. A. D., Veikkolainen T., Salminen J., Elming S.-A. Precambrian supercontinents and supercycles—an overview // *Ancient supercontinents and the paleogeography of Earth* (L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen – eds.). Elsevier, 2021. P. 1–50. DOI: 10.1016/B978-0-12-818533-9.00020-5
39. Rodrigues P.O.C., Hinnov L. A., Franco D. R. A new appraisal of depositional cyclicity in the Neorarchean-Paleoproterozoic Dales Gorge Member (Brockman Iron Formation, Hamersley Basin, Australia) // *Precambrian Res.* 2019. Vol. 328. P. 27–47. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.04.007
40. Rasmussen B., Fletcher I.R., Bekker A., Muhling J. R., Gregory C. J., Thorne A. M. Deposition of 1.88-billion-year-old iron formations as a consequence of rapid crustal growth // *Nature*. 2012. Vol. 484. P. 498–501. DOI: 10.1038/nature11021
41. Li H., Zhang Z., Li L., Zhang Z., Chen J., Yao T. Types and general characteristics of the BIF-related iron deposits in China // *Ore Geology Reviews*. 2014. Vol. 57. P. 264–287. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.09.014
42. Johnson J. E., Molnar P. H. Widespread and persistent deposition of iron formations for two billion years // *Geophysical Res. Letters*. 2019. Vol. 46. P. 3327–3339. DOI: 10.1029/2019GL081970
43. Canfield D. E., Zhang S., Wang H., Wang X., Zhao W., Su J., Bjerrum C. J., Haxen E. R., Hammarlund E. U. A Mesoproterozoic iron formation // *PNAS*. 2018. Vol. 115. P. E3895–E3904. DOI: 10.1073/pnas.1720529115.
44. Zhou C., Huyskens M.H., Lang X., Xiao S., Yin Q.-Z. Calibrating the terminations of Cryogenian global glaciations // *Geology*. 2019. Vol. 47(3). P. 251–254. DOI: 10.1130/G45719.1
45. Pu J. P., Bowring S. A., Ramezani J., Myrow P., Raub T. D., Landing E., Mills A., Hodgin E., Macdonald F. A. Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota // *Geology*. 2016. Vol. 44 (11). P. 955–958. DOI: 10.1130/G38284.1
46. Lyons T. W., Diamond C. W., Planavsky N. J., Reinhard C. T., Li C. Oxygenation, life, and the planetary system during Earth's middle history: An overview // *Astrobiology*. 2021. Vol. 21. P. 906–923. DOI: 10.1089/ast.2020.24
47. Krause A. J., Mills B.J.W., Merdith A. S., Lenton T. M., Poulton S. W. Extreme variability in atmospheric oxygen levels in the late Precambrian // *Science Advances*. 2022. Vol. 8(41). Paper eabm8191. 10 p. DOI: 10.1126/sciadv.abm8191
48. Hoffman P. F., Macdonald F. A., Halverson G. P. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite // *Geol. Soc. London Memoirs*. 2011. Vol. 36. P. 67–80. DOI: 10.1144/M36.5
49. Laznicka P. Giant Metallic Deposits. Future Sources of

- Industrial Metals. 2nd ed. Springer Berlin, Heidelberg. 2010. 949 p. DOI: 10.1007/978-3-642-12405-1
50. Angerer T., Hagemann S. G., Walde H. G., Halverson G. P., Boyce A. J. Multiple metal sources in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposit”, Corumbá, Brazil // *Precambrian Res.* 2016. Vol. 275. P. 369–393. DOI: 10.1016/j.precamres.2016.01.002
51. Nabatian Gh., Rastad E., Neubauer F., Honarmand M., Ghaderi M. Iron and Fe–Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny // *Australian J. Earth Sciences.* 2015. Vol. 62(2). P. 211–241. DOI: 10.1080/08120099.2015.1002001
52. Chi Fru E., Kiliias S., Ivarsson M., Ratray J. E., Gkika K., McDonald I., He Q., Broman C. Sedimentary mechanisms of a modern banded iron formation on Milos Island, Greece // *Solid Earth.* 2018. Vol. 9. P. 573–598. DOI: 10.5194/se-9-573-2018
53. Prochaska W., Krupenin M. Formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals – evidence of inclusion fluid chemistry // *Mineral. Petrol.* 2013. Vol. 107(1). P. 53–65. DOI 10.1007/s00710-012-0251-5
54. Gumsley A. P., Chamberlain K. R., Bleeker W., Soderlund U., de Kock M.O., Larsson E. R., Bekker A. Timing and tempo of the great oxidation event // *PNAS.* 2017. Vol. 114. P. 1811–1816. DOI: 10.1073/pnas.1608824114
55. Coetzee L. L., Beukes N. J., Gutzmer J., Kakegawa T. Links of organic carbon cycling and burial to depositional depth gradients and establishment of a snowball Earth at 2.3 Ga. Evidence from the Timeball Hill Formation, Transvaal Supergroup, South Africa // *South African J. Geology.* 2006. Vol. 109. P. 109–122. DOI: 10.2113/gssajg.109.1-2.109
56. Smith W. D., Jenkins M. C., Augustin C. T., Virtanen V. J., Vukmanovic Z., O’Driscoll B. Layered intrusions in the Precambrian: Observations and perspectives // *Precambrian Res.* 2024. Vol. 415. Paper 107615. 31 p. DOI: 10.1016/j.precamres.2024.107615
57. Tornos F., Hanchar J.M., Steele-MacInnis M., Crespo E., Kamenetsky V.S., Casquet C. Formation of magnetite-(apatite) systems by crystallizing ultrabasic iron-rich melts and slag separation // *Mineralium Deposita.* 2024. Vol. 59. P. 189–225. DOI: 10.1007/s00126-023-01203-w
58. Fischer L. A., Yuan Q. Fe-Ti-V-(P) resources in the Upper Zone of the Bushveld Complex, South Africa // *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania.* 2016. Vol. 150(1). P. 15–22. DOI: 10.26749/rstpp.150.1.15
59. Krasnova N. I., Petrov T. G., Balaganskaya E. G., Garcia D., Moutte J., Zaitsev A. N., Wall F. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis // *Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Mineralogical Society Series.* Mineralogical Society, London. 2004. Vol. 10. P. 43–72.
60. Tian P., Yang X., Xiao Y., Yuan W., He Z. In situ monazite U–Pb ages in thin sections from the giant Bayan Obo Fe–REE–Nb Deposit, Inner Mongolia: Implications for formation sequences // *Minerals.* 2022. Vol. 12. Paper 1237. 32 p. DOI: 10.3390/min12101237

GENERAL AND REGIONAL GEOLOGY

UDC 553.31:553.078

ISSN 1609-0691

DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2025/1/4-24>

Received: 10.02.2025

Accepted: 20.02.2025

Published online: 31.03.2025

Metallogeny of the iron in geological time: comparison of supercontinent cycles

©2025 A. V. Tkachev[✉], N. A. Vishnevskaya, E. I. Chsalova
*Vernadsky State Geological Museum RAS (SGM RAS),
11 bld. 11 Mokhovaya Str., 125009, Moscow, Russian Federation*

Introduction: researchers of the iron ore metallogeny through geological time have always paid special attention to sedimentary deposits, primarily ferruginous quartzites, forming the core of the world's iron resource base. However, they are not the only source of this metal for the industry. Moreover, for some countries, the types of deposits with a different genesis play an important, and often key, role. The proposed study is the first to synthesize quantitative data on the through geological time metallogeny of all types of iron ore deposits of economic significance together, based on an analysis of the distribution of their explored resources.



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

[✉] Andrey V. Tkachev, e-mail: a.tkachev@sgm.ru

Data and methodology: data on 398 iron ore deposits from around the world with explored resources of ≥ 100 million tonnes of Fe were collected and compared. The deposits and their resources were distributed over a geological time scale and compared at the level of supercontinent cycles.

Results and discussion: iron ore metallogeny underwent quite contrasting changes during the transition from one supercontinent cycle to another. These changes are expressed both in the set of deposit types formed in each of the cycles and in the intensity of their generation. More than half of all resources are associated with the most ancient Kenoran cycle. Almost all of them are concentrated in deposits of fine-banded ferruginous quartzites of the Algoma and Superior types, with the former dominating until the middle of the cycle, and the latter in its final phase, which was the most productive. The insignificant remainder falls on sedimentary deposits of continental basins and ortho-magmatic ores of basic-ultrabasic intrusions. The Columbian cycle is the second in productivity. Again, ferruginous quartzites became the leading type, but only of the Superior type with an overwhelming dominance of not fine-banded, but more coarse-banded granular ores. The ore sediments that make up these deposits were accumulated in a relatively short period of time in the middle of the cycle in a very limited number of places. The orthomagmatic type in basic-ultrabasic intrusions became the second most important in this cycle. Late- and post-magmatic deposits associated with felsic magmatism also began to form in large volumes. The first iron ore deposit in carbonatites also arose. The scale of sedimentary ores of continental basins was again very limited. The Rodinian cycle is the least productive in the historical metallogeny of iron ores with a small number of large deposits, but representing many types. For the first time in geological history, representatives of the exhalation-sedimentary and epigenetic types in sedimentary carbonate rocks appeared among them. Deposits of carbonatite, orthomagmatic and continental sedimentary types also appeared. The Pangean cycle is comparable in overall productivity with the Columbian cycle, and it is the only one represented by all types of deposits included in the analysis. The largest resources are concentrated in the giant deposits of ferruginous quartzites that appeared at the beginning of the cycle, the Rapitan type specific to this cycle, associated with post-glacial diamictites of marine basins. In the Pangean cycle, the most significant resources for their types were formed by exhalation-sedimentary, carbonatite and post-magmatic deposits. For the rest types, this cycle was ordinary. The Amasian cycle is twice as small as the Pangean cycle in terms of explored resource base. Among the types considered, only ferruginous quartzites are not represented in it. Quantitatively, the resources of continental sedimentary deposits absolutely dominate. Significant resources are also associated with late- and post-magmatic deposits. The other types appeared on a small scale.

Conclusion: all supercontinent cycles have clearly expressed features in the metallogeny of iron ore deposits. Their consideration, based on the analysis of the geological development of specific regions, should contribute to improving the quality of forecast models when conducting a forecast and exploration assessment of these regions.

Keywords: iron ore deposits, metallogeny, deposit types, supercontinent cycle.

Funding: FMMR-2025-0001 project of the Russian government funded scientific program in SGM RAS.

For citation: Tkachev A. V., Vishnevskaya N. A., Chesalova E. I. Metallogeny of the iron in geological time: comparison of supercontinent cycles // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Serija: Geologija – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2025, no. 1, pp. 4–24. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2025/1/4-24>

Conflict of interest: The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.

REFERENCES

1. Kirk W. S. Iron Ore. 2002 *Minerals Yearbook, Vol. I. Metals and Minerals*, U.S. Geol. Surv., 2004, pp. 41.1–41.21.
2. Tuck C. A. Iron Ore. *Mineral Commodity Summaries*. U. S. Geol. Surv., 2024, pp. 100–101.
3. Petránek J., Van Houten F. B. Phanerozoic ooidal ironstones. *Czech Geol. Surv. Special Paper* 7, 1997. 71 p.
4. Huston D. L., Logan G. A. Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth Planetary Science Letters*, 2004, vol. 20, pp. 41–55. DOI: 10.1016/S0012-821X(04)00034-2
5. Klein C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 2005, vol. 90, pp. 1473–1499. DOI: 10.2138/am.2005.1871
6. Mücke A., Farshad F. Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and subtypes. *Ore Geology Reviews*, 2005, vol. 26, pp. 227–262. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2004.08.001
7. Kholodov V. N., Butuzova G. Y. Siderite formation and evolution of sedimentary iron ore deposition in the Earth's history. *Geol. Ore Deposits*, 2008, vol. 50, pp. 299–319. DOI: 10.1134/S107570150804003X
8. Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J., Wing B.A. Iron formation: a sedimentary product of the complex interplay among mantle, tectonic, and biospheric processes. *Econ. Geology*, 2010, vol. 105, pp. 467–508. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.3.467
9. Konhauser K.O., Planavsky N.J., Hardisty D.S., Robbins L.J., Warchola T.J., Haugaard R., Lalonde S.Vol., Partin C.A., Oonk P.B.H., Tsikos H., Lyons T.W., Bekker A., Johnson C.M. Iron

- formations: A global record of Neoarchaean to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth Sci. Rev.*, 2017, vol. 172, pp. 140–177. DOI:10.1016/j.earscirev.2017.06.012
10. Savko A. D. Evolution of iron accumulation in the history of the Earth. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2023, no. 3, pp. 4–39. DOI: 10.17308/geology/1609-0691/2023/3/4–39
11. Reich M., Simon A. C., Barra F., Palma G., Hou T., Bilenker L.D. Formation of iron oxide-apatite deposits. *Nature Reviews: Earth and Environment*, 2022, vol. 3, pp. 758–775. DOI:10.1038/s43017-022-00335-3
12. Rundqvist D. V., Tkachev A. V., Cherkasov S. V. *Krupnye i superkrupnye mestorozhdeniya rudnyh poleznyh iskopaemyh, tom 1: Global'nye zakonomernosti razmeshcheniya* [Large and super-large ore deposits, vol. 1. Global regularities]. Moscow, IGEM RAN publ., 2006. 390 p. (In Russ.)
13. Sokolov G. A., Grigor'ev V. M. *Mestorozhdeniya zheleza* [Iron ore deposits]. Rudnye mestorozhdeniya SSSR [Ore deposits of the USSR], Moscow, Nedra publ., 1978, vol. 1, pp. 10–111 (In Russ.).
14. Dill H. G. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: mineralogy and geology from aluminium to zirconium. *Earth Sci. Rev.*, 2010, vol. 100, pp. 1–420. DOI: 10.1016/j.earscirev.2009.10.011
15. Li H., Li L., Yang X., Cheng Y. Types and geological characteristics of iron deposits in China. *J. Asian Earth Sci.*, 2015, vol. 103, pp. 2–22. DOI:10.1016/j.jseaes.2014.11.003
16. Ramanaidou E.R., Wells M.A. Sedimentary hosted iron ores. *Treatise on Geochemistry (2nd Edition)*. Elsevier, 2014, vol. 13, pp. 313–355. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01115-3
17. Yin J., Li H., Xiao K. Origin of banded iron formations: links with paleoclimate, paleoenvironment, and major geological processes. *Minerals*, 2023, vol. 13, paper 547. 25 p. DOI: 10.3390/min13040547
18. Prochaska W. Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria. *Geologica Croatica*, 2016, vol. 69, pp. 31–38. DOI: 10.4154/gc.2016.03
19. Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., de Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Econ. Geology*, 100th ann. vol., 2005, pp. 371–405. DOI: 10.5382/AV100.13.
20. Pirajno F. Hydrothermal processes, and mineral systems. Springer Science & Business Media: Berlin/Heidelberg, Germany, 2008. 1250 p.
21. Tkachev A. V., Rundqvist D. V. Global trends in the evolution of metallogenic processes as a reflection of supercontinent cyclicity. *Geol. Ore Deposits*, 2016, vol. 58, pp. 263–283. DOI: 10.1134/S1075701516040061
22. Trendall A.F. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 2002, vol. 33, pp. 33–66.
23. Dodd M.S., Papineau D., She Z., Fogel M.L., Nederbragt S., Pirajno F. Organic remains in late Palaeoproterozoic granular iron formations and implications for the origin of granules. *Precambrian Res.*, 2018, vol. 310, pp. 133–152. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.02.016
24. Smith A.J.B., Beukes N.J., Gutzmer J., Johnson C.M., Czaja A.D., Nhleko N., de Beer F., Hofman J.W., Awramik S.M. Life on a Mesoarchaean marine shelf – insights from the world's oldest known granular iron formation. *Scientific Reports*, 2020, vol. 10, paper 10519. DOI: 10.1038/s41598-020-66805-0.
25. Planavsky N., Bekker A., Rouxel O.J., Kamber B., Hofmann A., Knudsen A., Lyons T. W. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, vol. 74, pp. 6387–6405. DOI: 10.1016/j.gca.2010.07.021.
26. Planavsky N., Rouxel O.J., Bekker A., Hofmann A., Little C.T., Lyons T.W. Iron isotope composition of some Archean and Proterozoic iron formations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, vol. 80, pp. 158–169. DOI: 10.1016/j.gca.2011.12.001.
27. Hoffman P.F., Macdonald F.A., Halverson G.P. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite. The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. *Geological Society, London, Memoirs*, no. 36, 2011, pp. 67–80. DOI: 10.1144/M36.5
28. Stern R.J., Mukherjee S.K., Miller N.R., Ali K., Johnson P.R. ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield – Implications for understanding Neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change. *Precambrian Res.*, 2013, vol. 239, pp. 79–94. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.07.015
29. Xu D.R., Wang Z.L., Cai J.X., Wu C.J., Bakun-Czubarow N., Wang L., Chen H.Y., Baker M.J., Kusiak M.A. 2013. Geological characteristics and metallogenesis of the Shilu Fe-ore deposit in Hainan Province, South China. *Ore Geol. Reviews*, 2013, vol. 53, pp. 318–342. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.01.015
30. Yang X.-Q., Zhang Z.-H., Duan S.-G., Zhao X.-M. Petrological and geochemical features of the Jingtieshan banded iron formation (BIF): A unique type of BIF from the Northern Qilian Orogenic Belt, NW China. *J. Asian Earth Sciences*, 2015, vol. 113, pt. 3, pp. 1218–1234. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.03.024
31. Sun J., Zhu X., Li Z. Confirmation and global significance of a large-scale early Neoproterozoic banded iron formation on Hainan Island, China. *Precambrian Res.*, 2018, vol. 307, pp. 82–92. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.01.005
32. Shcherba G. N. *Mestorozhdeniya atasuiskogo tipa* [Atasu type mineral deposits]. *Geologiya rudnyh mestorozhdeniy – Geology of Ore Deposits*, 1967, no. 5, pp. 106–114 (In Russ.).
33. Tkachev A. V. *Strukturno-petrofizicheskie usloviya obrazovaniya mestorozhdeniy Zhairemskoi gruppy* [Structure-petrophysic conditions for the formation of the Zhairem mineral deposit group]. *Geologiya rudnyh mestorozhdeniy – Geology of Ore Deposits*, 1982, no. 2, pp. 29–38 (In Russ.).
34. Laznicka P. *Empirical metallogeny: Depositional environments, lithological associations and local metallic ores. Phanerozoic environments, associations and deposits*. Parts A and B. Elsevier, Amsterdam, 1985. 1758 p.
35. Laznicka P. Empirical metallogeny. 2: Precambrian empirical metallogeny. Parts A and B. Elsevier, Amsterdam, 1993. 1622 p.
36. Kimberley M.M. Exhalative origins of iron formations. *Ore Geology Reviews*, 1989, vol. 5, pp. 13–145.
37. Condie K.C., Aster R.C. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Res.*, 2010, vol. 180, pp. 227–236. DOI: 10.1016/j.precamres.2010.03.008.
38. Pesonen L.J., Evans D.A.D., Veikkolainen T., Salminen J., Elming S.-A. Precambrian supercontinents and supercycles—an overview. *Ancient supercontinents and the paleogeography of Earth* (L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen – eds.), Elsevier, 2021, pp. 1–50. DOI:10.1016/B978-0-12-818533-9.00020-5
39. Rodrigues P.O.C., Hinnov L.A., Franco D.R. A new appraisal of depositional cyclicity in the Neoarchean-Paleoproterozoic Dales Gorge Member (Brockman Iron Formation, Hamersley Basin, Australia). *Precambrian Res.*, 2019, vol. 328, pp. 27–47. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.04.007
40. Rasmussen B., Fletcher I.R., Bekker A., Muhling J.R., Gregory C.J., Thorne A.M. Deposition of 1.88-billion-year-old iron formations as a consequence of rapid crustal growth. *Nature*, 2012, vol. 484, pp. 498–501. DOI: 10.1038/nature11021

41. Li H., Zhang Z., Li L., Zhang Z., Chen J., Yao T. Types and general characteristics of the BIF-related iron deposits in China. *Ore Geology Reviews*, 2014, vol. 57, pp. 264–287. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.09.014
42. Johnson J. E., Molnar P. H. Widespread and persistent deposition of iron formations for two billion years. *Geophysical Res. Letters*, 2019, vol. 46, pp. 3327–3339. DOI: 10.1029/2019GL081970
43. Canfield D.E., Zhang S., Wang H., Wang X., Zhao W., Su J., Bjerrum C.J., Haxen E.R., Hammarlund E.U. A Mesoproterozoic iron formation. *PNAS*, 2018, vol. 115, pp. E3895–E3904. DOI: 10.1073/pnas.1720529115
44. Zhou C., Huyskens M.H., Lang X., Xiao S., Yin Q.-Z. Calibrating the terminations of Cryogenian global glaciations. *Geology*, 2019, vol. 47(3), pp. 251–254. DOI: 10.1130/G45719.1
45. Pu J.P., Bowring S.A., Ramezani J., Myrow P., Raub T.D., Landing E., Mills A., Hodgin E., Macdonald F.A. Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. *Geology*, 2016, vol. 44, pp. 955–958. DOI: 10.1130/G38284.1
46. Lyons T.W., Diamond C.W., Planavsky N.J., Reinhard C.T., Li C. Oxygenation, life, and the planetary system during Earth's middle history: An overview. *Astrobiology*, 2021, vol. 21, pp. 906–923. DOI: 10.1089/ast.2020.24
47. Krause A.J., Mills B.J.W., Meredith A.S., Lenton T.M., Poulton S.W. Extreme variability in atmospheric oxygen levels in the late Precambrian. *Science Advances*, 2022, vol. 8(41), paper eabm8191. 10 p. DOI: 10.1126/sciadv.abm8191
48. Hoffman P.F., Macdonald F.A., Halverson G.P. Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite. *Geol. Soc. London Memoirs*, 2011, vol. 36, pp. 67–80. DOI: 10.1144/M36.5
49. Laznicka P. Giant Metallic Deposits. Future Sources of Industrial Metals. 2nd ed. Springer Berlin, Heidelberg, 2010. 949 p. DOI: 10.1007/978-3-642-12405-1
50. Angerer T., Hagemann S.G., Walde H.G., Halverson G.P., Boyce A.J. Multiple metal sources in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposit”, Corumbá, Brazil. *Precambrian Res.*, 2016, vol. 275, pp. 369–393. DOI: 10.1016/j.precamres.2016.01.002
51. Nabatian Gh., Rastad E., Neubauer F., Honarmand M., Ghaderi M. Iron and Fe–Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian J. Earth Sciences*, 2015, vol. 62(2), pp. 211–241. DOI: 10.1080/08120099.2015.1002001
52. Chi Fru E., Kilias S., Ivarsson M., Rattray J. E., Gkika K., McDonald I., He Q., Broman C. Sedimentary mechanisms of a modern banded iron formation on Milos Island, Greece. *Solid Earth*, 2018, vol. 9, pp. 573–598. DOI: 10.5194/se-9-573-2018
53. Prochaska W., Krupenin M. Formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals - evidence of inclusion fluid chemistry. *Mineral. Petrol.*, 2013, vol. 107(1), pp. 53–65. DOI: 10.1007/s00710-012-0251-5
54. Gumsley A.P., Chamberlain K.R., Bleeker W., Soderlund U., de Kock M.O., Larsson E.R., Bekker A. Timing and tempo of the great oxidation event. *PNAS*, 2017, vol. 114, pp. 1811–1816. DOI: 10.1073/pnas.1608824114
55. Coetzee L.L., Beukes N.J., Gutzmer J., Kakegawa T. Links of organic carbon cycling and burial to depositional depth gradients and establishment of a snowball Earth at 2.3 Ga. Evidence from the Timeball Hill Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *South African J. Geology*, 2006, vol. 109, pp. 109–122. DOI: 10.2113/gssajg.109.1-2.109
56. Smith W.D., Jenkins M. C., Augustin C.T., Virtanen V.J., Vukmanovic Z., O'Driscoll B. Layered intrusions in the Precambrian: Observations and perspectives. *Precambrian Res.*, 2024, vol. 415, paper 107615. 31 p. DOI: 10.1016/j.precamres.2024.107615
57. Tornos F., Hanchar J.M., Steele-MacInnis M., Crespo E., Kamenetsky V.S., Casquet C. Formation of magnetite-(apatite) systems by crystallizing ultrabasic iron-rich melts and slag separation. *Mineralium Deposita*, 2024, vol. 59, pp. 189–225. DOI: 10.1007/s00126-023-01203-w
58. Fischer L.A., Yuan Q. Fe-Ti-V-(P) resources in the Upper Zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 2016, vol. 150(1), pp. 15–22. DOI: 10.26749/rstpp.150.1.15
59. Krasnova N.I., Petrov T.G., Balaganskaya E.G., Garcia D., Moutte J., Zaitsev A.N., Wall F. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. *Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Mineralogical Society Series*. Mineralogical Society, London, 2004, vol. 10, pp. 43–72.
60. Tian P., Yang X., Xiao Y., Yuan W., He Z. In situ monazite U–Pb ages in thin sections from the giant Bayan Obo Fe–REE–Nb Deposit, Inner Mongolia: Implications for formation sequences. *Minerals*, 2022, vol. 12, paper 1237. 32 p. DOI: 10.3390/min12101237

Ткачев Андрей Владимирович, д.г.-м.н., главный научный сотрудник, Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, РФ; e-mail: a.tkachev@sgm.ru; ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9714-8404>

Вишневская Наталья Анатольевна, н.с., Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Российская Федерация; e-mail: 200962@mail.ru; ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1314-2545>

Чесалова Елена Игоревна, н.с., Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Российская Федерация; e-mail: chesalova_ei@mail.ru; ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3479-7241>

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.

Andrey V. Tkachev, Dr. habil. in Geol.-Min., Chief researcher, Vernadsky State Geological Museum, Moscow, Russian Federation; e-mail: a.tkachev@sgm.ru; ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9714-8404>

Natalia A. Vishnevskaya, Researcher, Vernadsky State Geological Museum, Moscow, Russian Federation; e-mail: 200962@mail.ru; ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1314-2545>

Elena I. Chesalova, Researcher, Vernadsky State Geological Museum, Moscow, Russian Federation; e-mail: chesalova_ei@mail.ru; ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3479-7241>

All authors have read and approved the final manuscript.