

УДК 551.72:549

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАГЕНЕЗА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

А.Д. Савко, Л.Т. Шевырёв

Аннотация

На основе анализа авторской базы данных по месторождениям мира показано пространственное распространение на континентах Земли экзогенных месторождений железа, марганца, меди, высокоглиноземистого сырья, золота и других полезных ископаемых в раннем докембрии. Охарактеризованы основные тенденции в изменении их качественных характеристик и масштабов в интервале 4.0–1.6 млрд. лет.

Ключевые слова: архей; ранний протерозой; месторождения железа, марганца, глинозема, золота, урана; медистые песчаники; минерагения.

Введение

Раннедокембрийский этап, включающий архей и ранний протерозой, продолжался 2.4 млрд. лет, и за это время накопились масштабные аккумуляции многих экзогенных полезных ископаемых. Экзогенный минерагenez в раннем докембрии эволюционировал в связи с изменениями химического состава атмосферы и гидросферы, термических и тектонических режимов поверхностной оболочки, объемов поставляемого из недр вулканического материала, сменой вещественного состава пород в источниках сноса. Физико-географические обстановки на Земле в течение раннего докембрия кардинально изменялись. Современные представления об этом систематизированы в работе [1, с. 123–132, 142–147]. В архее гидросфера и азотно-углекислая атмосфера были высоко агрессивными в отсутствие свободного кислорода и при наличии парникового эффекта при высоком давлении, что приводило к мобилизации и выносу громадных масс осадочного материала в бассейны седиментации. Большие объемы вещества поставлялись из эндогенных источников. При осадконакоплении происходила его дифференциация, и создавались условия для формирования концентраций многих полезных ископаемых. В протерозое в связи с охлаждением поверхности Земли из-за потери парникового эффекта (уменьшение количеств CO_2 в атмосфере) появилась климатическая зональность и осадконакопление стало более разнообразным, что привело к расширению спектра экзогенных полезных ископаемых. Этому также способствовало появление и постепенное увеличение количеств свободного кислорода, а также развитие органической жизни.

1. Постановка проблемы

В результате собранных нами материалов по месторождениям мира [2] выяснилось, что свидетельства только архейского гипергенного минерагenezа

масштабны, хотя в учебниках утверждается обратное. В разрезах огромны скопления джеспилитов, марганцевых руд – гондитов, высокоглиноземистых пород, золота, известны первично россыпные аккумуляции минералов титана и циркония. Е.М. Камерон [3] связал главную золотоносность архея с гранулитами, аргументировав это тем, что более половины добываемого Au происходит именно из архейских толщ.

Положение крупнейших месторождений приведено на рис. 1. Среди архейских толщ обнаружены первично осадочные рудные аккумуляции, характерные для раннего протерозоя и даже неогена. Это относится к джеспилитам, марганцевым рудам – гондитам Индостана и Африки, высокоглиноземистым породам (Южная Африка, Алданский щит, Индостан), титан-циркониевым россыпям (Кусинско-Златоустовский блок, Средний Урал) и т. д. Существуют и такие типы экзогенных рудных скоплений, аналогов которых в разрезах архея не встречено, – алмазные россыпи, фосфориты, эвапориты.

Экзогенные скопления раннего протерозоя представлены гигантскими месторождениями джеспилитов, медистыми песчаниками, золото-урановыми, золотоносными, редкоземельно-редкометалльными аккумуляциями, скоплениями фосфатов и марганцевых руд (рис. 2). Климатическая зональность, появившаяся после исчезновения парникового эффекта, во многом определяла типы и минерагению осадконакопления, а роль вулканогенного фактора заметно снизилась по сравнению с таковым в архее.

2. Обсуждение результатов

Полученные нами материалы по Курской магнитной аномалии (КМА), корреляция железорудных и других формаций КМА с подобными в других регионах мира, имеющаяся информация по экзогенным месторождениям раннего докембрия планеты позволили создать определенную фактологическую базу для расширения наших представлений об эволюции экзогенного минерагения в протерозое. Ниже обсуждаются данные по основным рудным компонентам.

2.1. Глинозем. Высокоглиноземистые породы широко распространены в разрезах архея. В пределах Воронежского кристаллического массива на КМА в верхах обоянской серии палеоархея в ассоциации с двупироксен-магнетитовыми и гранат-магнетит-двупироксеновыми гнейсами находятся высокоглиноземистые силлиманитовые и силлиманит-кордиеритовые разности этих пород. Их силлиманит представлен бесцветными длиннопризматическими кристаллами и фибролитами (образованиями волокнистой текстуры). Мощность пластов железных руд и богатых глиноземом гнейсов достигает 30 м. Выше лежащие глубоко метаморфизованные породы содержат значительное количество обломочных циркона, монацита, иногда апатита, что служит весомым аргументом в пользу их терригенного происхождения. Отсутствие же в минеральном составе глиноземистых пород кластогенных аксессуариев позволило предположить, что алюминий и некоторые другие элементы поступили из источников сноса хемогенным путем. Они выпадали в осадок вместе с глинистыми минералами из взвесей на участках, удаленных от берега. Причину того, что аксессуариев очень немного, видят в существенной отмученности осадка, выпадении из него тяжелых

минералов по пути миграции облаков взвешенного вещества. Источником Al_2O_3 высокоглиноземистых гнейсов предполагают каолиновые глины, возникшие при разрушении кор выветривания древних образований.

На Балтийском щите в Кейвском рудном районе Мурманской области (Ловозерский район) на востоке Кольского полуострова (см. рис. 1, Восточно-Европейская историко-минерагеническая провинция) верхняя подсвета червуртской свиты кейвской серии архея (верхнелопийский стратифицированный комплекс) сложена кианитовыми, старолит-кианитовыми углеродистыми, силлиманитовыми сланцами. Эта подсвета состоит из трех продуктивных с кианитом горизонтов общей мощностью до 500 м. Выше этих высокоглиноземистых образований залегают стратифицированные магматиты вычхуртской свиты, также входящей в кейвскую серию. Верхневичхуртская подсвета вновь образована плагиоклаз-кианит-ставролитовыми углеродистыми сланцами мощностью до 580 м. Исследователи региона И.В. Бельков [7], В.К. Головенко [8] считают, что между кейвской серией и нижней лебяжинской существует несогласие с выраженными корами выветривания. Они рассматривали кианитовые образования Кейв как породы платформенного осадочного чехла либо продукты перемыва коры выветривания архея.

В центральной части архейского Приазовского массива Украинского щита силлиманит-корундовые гнейсы содержат 5–40% корунда. Они находятся в согласном залегании с темными магнетит-пироксеновыми и белыми кварцитами, кальцифирами, мраморами, графитовыми гнейсами [9, с. 354]. Графитосодержащие высокоглиноземистые гнейсы нижнего архея на Татарском своде ассоциируют с магнетит-гранат-двупироксеновыми железорудными образованиями. В тараташском комплексе нижнего архея Южного Урала амфибол-магнетитовые железные руды встречены в высокоглиноземистых гнейсах.

Силлиманито-корундовые месторождения Намакваленда в Южной Африке (Трансваальско-Зимбабвийская ИМП), находятся в районах Пелла (Pella) и Сварткоппис (Swartkoppies). В последнем районе залежи пород силлиманито-корундового состава образовали пять холмов высотой до 20 м, общей длиной до 400 м и наибольшей шириной до 150 м. В шлифах руда сложена массивным фибролитовым силлиманитом, который прорастает корундом и его замещает. Кристаллы корунда бывают до 1 см. Минеральный состав руд Сварткоппис: силлиманит – 53%, корунд – 41%, ильменит – 2.77%, рутил – 1.19%. Чисто силлиманитовые руды содержат 60% Al_2O_3 , корундо-силлиманитовые – 61–80% Al_2O_3 . Силлиманита из месторождений Коенабиб (Koenabib) 58–62% Al_2O_3 и 0.65–5.78% H_2O . Большое количество общей воды объяснено присутствием бемита $Al_2O_3 \cdot H_2O$.

Графитосодержащие высокоглиноземистые они находятся в согласном залегании с темными магнетит-пироксеновыми и белыми кварцитами, кальцифирами, мраморами, графитовыми гнейсами. Считается, что силлиманито-корундовые породы месторождения района Пелла являются перекристаллизованными алюминиевыми осадочными породами – архейскими бокситами. Нынешние метабокситы в свое время образовали горизонт, первоначально залегавший между песчанистыми и известняково-доломитовыми слоями. Даже после интенсивного метаморфизма метабокситы-корундиты оказались залегающими *in situ*.

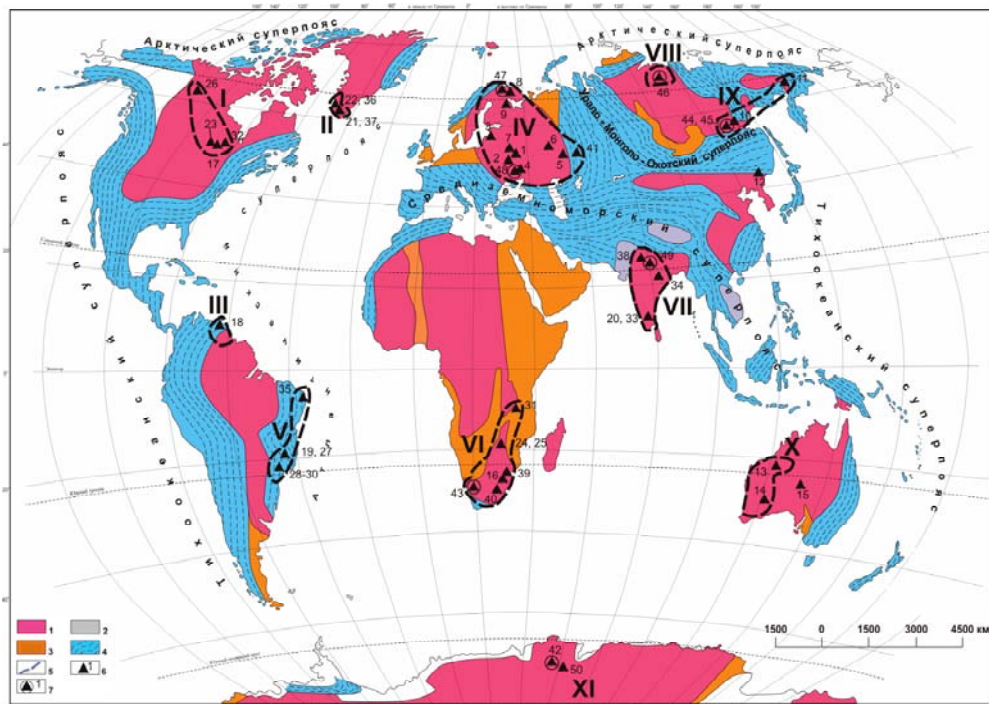


Рис. 1. Экзогенные месторождения, сформировавшиеся на континентах Земли в архее (ранее 2.5 млрд. лет назад). С использованием в качестве основы схемы В.Е. Хаина и М.В. Муратова [4], модифицировано. 1–4 минерагенические суперполюса неогей: 1 – древние платформы и крупные срединные массивы с раннедокембрийским фундаментом; 2 – срединные массивы с ранне- или позднедокембрийским фундаментом; 3 – части подвижных поясов неогей, испытавшие складчатость и консолидацию в конце протерозоя – начале палеозоя; 4 – подвижные пояса, продолжавшие развитие в неогее; 5 – границы историко-минерагенических провинций; 6, 7 – экзогенные месторождения, в т. ч. 6 – железные, марганцевые руды, медистые песчаники, каолины, титан-циркониевые россыпи. 7 – бокситы и высокоглиноземистые породы. Римскими цифрами обозначены историко-минерагенические провинции (ИМП): I – Центрально-Лаврентийская, II – Западно-Гренландская, III – Гвианская, IV – Восточно-Европейская, V – Восточно-Бразильская, VI – Трансваальско-Зимбабвийская, VII – Индостанская, VIII – Анабарская, IX – Алданско-Омолонская, X – Западно-Австралийская, XI – Антарктическая. Архейские экзогенные месторождения и проявления, с использованием [5, с. 50, 51; 6, с. 78]:

I – джеспилиты и прочие стратифицированные основных железорудные регионов: 1 – Курская магнитная аномалия. Обоянская серия; 2 – Кривбасс. Конско-верховцевская серия; 3 – Балтия. Прибалтийский комплекс Северной Латвии; 4 – Побужье, Приазовье. Бугская, центрально-приазовская серии; 5 – Южный Урал. Тараташский комплекс; 6 – Татарский свод. Гнейсовая серия [6, с. 79]; 7 – Белорусский массив. Околовская серия; 8 – Оленегорский рудный район. Оленегорское, Кировогорское, Комсомольское, Бауманское, имени XV-летия Октября; 9 – Костомукшское; 10 – Алданская железорудная провинция. Субпровинции Алдано-Тимптонская, Чаро-Олекминская. Железорудные районы Холодниканский, Гонамский, Сунамский, с месторождениями Гематитовое, Таежное и др.; 11 – Коаргычан. Омолонский массив; 12 – Лаоелин, антиклинорий. Залежи в ультраметаморфитах; 13 – щит Пилбара. Гранитогнейсовый комплекс Кулгарди-Калгурли; 14 – щит Йилгарн, то же; 15 – щит Масгрейв, то же; 16 – Зимбабвийско-Трансваальский щит. Досвазилендский комплекс и т. д.; 17 – Канадский щит. Железорудная серия Мишипикотен [6]; 18 – Гвианский щит. Гнейсовый комплекс Иматака, 19 – Восточно-Бразильский щит. Комплекс Риу-дас-Вельяс; 20 – Индостан. Гнейсы Полуострова, 21 – Юго-западная Гренландия. Джеспилиты, содержащие манганохромит; 22 – Готхоб. Магнетит-грюнерит-сидеритовое;

II – первично осадочные золоторудные, связанные с железистыми кварцитами и прочими первично осадочными толщами (реювенированы в поздние этапы): 23 – Джералтон; 24 – Вубачикве,

Мегуна, Микс, Себайва, Сусанна; 25 – Коннемара; 26 – Лупин; 27 – Морру Велью (Morro Velho); 28 – Криксон; 29 – Пассажем, Рапазас; 30 – Фария. В карбонатно-углистых филлитах; 31 – Ньяса;

III – первично осадочные марганцевые (гондиты): 32 – Тимминс, зеленокаменный пояс. Железорудные, никелевые и марганцевые; 33 – Саргур; 34 – Балагхат; 35 – Каражас (Karajas), рудный район. Железные и марганцевые руды в латеритах по архейским сланцам (оксидное медно-золотое Салобу (Salobo), оксидное марганцевое Азул (Azul));

IV – первично осадочные (эксгалационно-осадочные) медные, вольфрамовые, серебряные: 36 – Имарссук. Медное; 37 – Малене. Вольфрамовое; 38 – Бхарак. Серебряное;

V – золотосные, ураносные, редкометалльные россыпи: 39 – Маунт-Роберт. Золотоурановые конгломераты, ассоциирующие с коматитами и толейтами; 40 – Витватерсранд, ЮАР. Золотоурановый осадочный бассейн; 41 – Кусинско-Златоустовский блок. Метаморфизованная (гнейсы, кварциты) гематит-циркон-рутиловая россыпь;

VI – глиноземное сырье: 42 – Земля Мак-Робертсона. Высокоглиноземистые силлиманитовые, кордиеритовые плагиогнейсы; 43 – Джемсленд. Залежи барита, корунда, высокоглиноземистых пород, гематитовых руд; 44 – юго-запад Алданского щита, Якутия. Силлиманит-кордиеритовые гнейсы (алюминиевое сырье); 45 – Алданский щит. Корундиты холодниканской свиты иенгринской серии A₁; 46 – Анабарский щит. Высокоглиноземистые гнейсы– гранат-графит-силлиманитовые с кордиеритом и др. (алюминиевое сырье); 47 – Кейвский рудный район. Кианитовое; 48 – Приазовский массив. Силлиманит-корундовые гнейсы, алюминиевое сырье; 49 – Сапса Буру. Кианитовые породы;

VII – прочие проявления осадочного происхождения: 50 – Земля Королевы Мод (центральная часть – Земля Мак-Робертсон). Скопления графита в мраморах

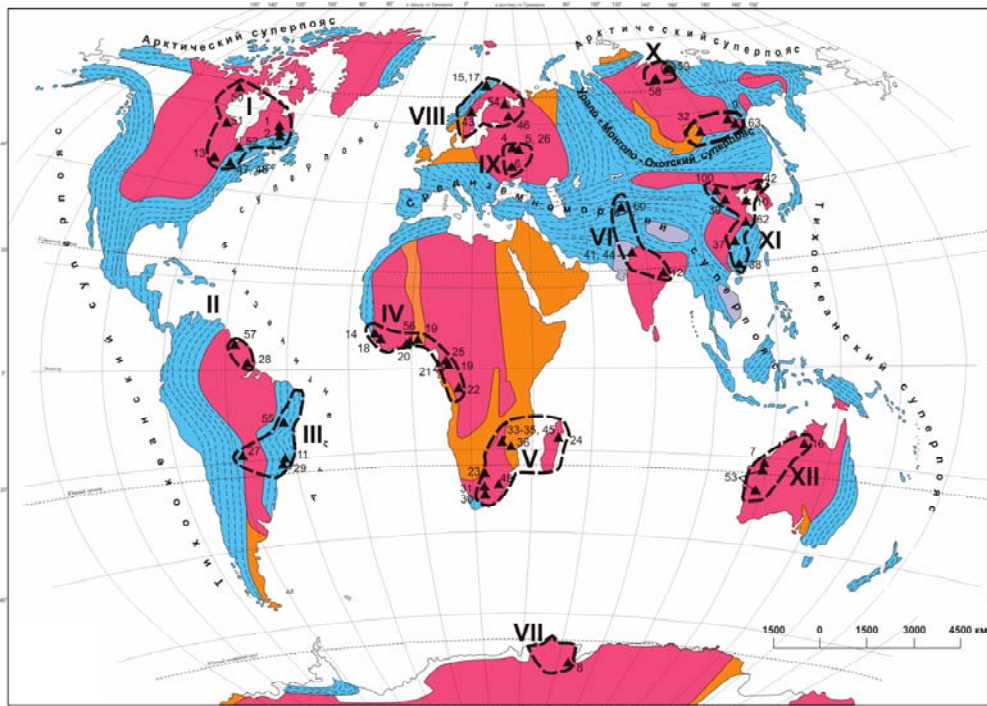


Рис. 2. Экзогенные месторождения и историко-минерогенические провинции раннепротерозойского этапа. Условные обозначения см. рис. 1. Римскими цифрами обозначены историко-минерогенические провинции: I – Восточно-Лаврентийская, II – Гвианская, III – Восточно-Бразильская, IV – Западно-Африканская, V – Южноафриканско-Мадагаскарская, VI – Памиро-Североиндийская, VII – Антарктическая, VIII – Скандинавско-Карельская, IX – Курско-Криворожская, X – Анабаро-Оленекская, XI – Восточно-Китайская, XII – Западно-Австралийская; XIII – Южно-Алданская.

Раннепротерозойские экзогенные месторождения и проявления: I – джеспилиты и прочие железорудные стратифицированные, основные рудные пояса, провинции, районы: 1–3 – Лабрадор, железорудный пояс. Группы месторождений: 1 – Шеффервилл, Квебек, 2 – Уабуш, Ньюфаундленд,

3 – Маунт-Райт, Ньюфаундленд; 4–5 – Курская магнитная аномалия, в т. ч.: 4 – Михайловское месторождение, 5 – месторождения Оскольской группы; 6 – Криворожский железорудный бассейн; 7 – Хаммерсли, Западная Австралия. Раннепротерозойский железо- и марганцеворудный бассейн; 8 – Принс-Чарльз (горы), Антактида; 9 – Алданский щит, Якутия. Осадочные гематитовые руды на южном склоне и в Нуямском районе (Атугей-Сутамские проявления); 10 – Шаньдунский антиклинорий, Китай; 11 – «Железный четырехугольник» (Quadrilátero Ferrífero), Бразилия; 12 – Сингбхум (Singbhum), железорудный и марганцевый бассейн на северо-востоке Индии; 13 – Сьюпериор (Superior, оз. Верхнего); 14 – Марампа, Либерия; 15 – Бьерневанн (Bjornevann), север Норвегии.

II – первично осадочные золоторудные, связанные с железистыми кварцитами и прочими первично осадочными толщами (реовенированы в поздние этапы): 16 – Космо-Хоули (Cosmo Howley), Северные Территории, Австралия. Кварц-сульфидные прожилки с золотом в горизонте джеспилитов;

III – первично осадочные марганцевые: 17 – Вестполлтинд (Vestpolltind), Норвегия; 18 – Маунт-Детроу, Либерия; 19 – Нсула, Бенин; 20 – Корхого (рудная зона), Кот-д'Ивуар; 21 – Моанда, плато Бангомбе, Габон; 22 – Кизенга, Заир; 23 – Блэк-Рок, пустыня Калахари, ЮАР; 24 – Мадагаскар. «Нижняя графитовая свита» с марганцем в сильно углеродистых породах; 25 – Мунана (Moupana), Габон. Марганцевые и богатые U–V-руды; 26 – Тим-Ястребовская грабен-синклиналь, Курская магнитная аномалия; 27 – Морро ду Урукум, штат Мату-Гросу, Бразилия. Залежи Mn и Fe раздельные; 28 – Серра ду Навиу, федеральная территория Амапа, Бразилия; 29 – Морру ду Мина, штат Минас-Жераис, Бразилия; 30 – Постмасбург (Postmasburg), осадочный бассейн Западного Грикваленда, ЮАР; 31 – Калахари, или Куруман, бассейн Маматван-Весселс (Mamatwan-Wessels), ЮАР;

IV – первично осадочные (экзгальционно-осадочные) медные: 32 – Удоканский рудный район. Промышленное значение имеют Cu, Ag, Au, возможно, магнетит, платиноиды; 33 – Аляска, север Зимбабве; 34 – Мангула, север Зимбабве. Медно-урановое; 35 – Соньяти, север Зимбабве; 36 – Умкондо, юго-восток Зимбабве; 37 – Шимен, запад пров. Хунань, Китай; 38 – Куйсен-Тинтимань, Гуанси-Чжуанский автономный район, Китай; 39 – Шаньси, одноименная пров. Китай; 40 – Воронов Бор, Карелия;

V – первично-осадочные (экзгальционно-осадочные) полиметаллические, серебряные, вольфрамовые: 41 – Рампура Агуча (Rampura Agucha), Раджпура Дариба (Rajpura Dariba), Индия. Свинцово-цинковые; 42 – Камдок (Komdok), Северная Корея. Свинцово-цинковое; 43 – Цинкгруван (Zinkgruvan), Швеция. Свинцово-цинковое; 44 – Бхарак, Раджастхан, Индия. Серебряное; 45 – Пиривири, Зимбабве. Вольфрамовое;

VI – ураноносные, редкометалльные, золотоносные метаморфизованные россыпи: 46 – Птицефабрика, Прионежская впадина. Урановое; 47 – Блайнд-Ривер (бассейн Blind-River), Онтарио, Канада. Урановое; 48 – Эллиот-Лейк (Elliot Lake, рудное поле), бассейн Blind-River, Онтарио, Канада. Урановые месторождения Стэнли (Stanleigh), Денисон (Denison); 49 – Витватерсранд (Witwatersrand), ЮАР. Золото-урановый и алмазоносный осадочный бассейн; 50 – Энандой-Ранкин, пров. Нунавут, Канада. Осадочный бассейн. Золотоносные конгломераты (Фат-Лейк и др.); 51 – Харвиц, у г. Черчил, Манитоба, Канада. Золотоносные конгломераты; 52 – Маттагами-Лейк, юго-запад пров. Квебек, Канада. Золотоносные конгломераты, аркозы, алевролиты; 53 – Наллагайн (нижнепротерозойская серия), кратон Пилбара и север кратона Йилгарн, Западная Австралия. Золотоносные конгломераты; 54 – Центрально-Карельский блок. Два уровня золотоносных конгломератов; 55 – Жакобина, штат Баия, Бразилия. Золотоносные конгломераты, с ураном и алмазами; 56 – Тарква (серия и рудное поле), на юге Ганы. Золотоносные конгломераты; 57 – Орапу (бассейн реки), Суринам. Золотоносные конгломераты;

VII – метаморфизованные коры выветривания: 58 – Анабарский щит, северная, западная, юго-восточная части. Кора выветривания на породах фундамента (мусковит-кварцевая порода) мощностью до 30 м; 59 – Оленекское поднятие, СВ Якутии. Предмукунская кора выветривания мощностью 1–80 м с минералами глинозема; 60 – Снежное, Трика, Надежда, Центральный Памир. Месторождения рубина в мраморах PR₁.

VIII – фосфаты, тальк, графит, сидерит: 61 – Фуню-Дабэ (платформенный антиклинорий), пров. Цзянсу, Китай. Фосфориты; 62 – Ляодунский полуостров, Китай. Залежи сидрита, талька, графита; 63 – Союзное, Амурская область. Месторождение графита

Архейские кианитовые породы выявлены на месторождении Сапса Буру, Северная Индия [10] (Памиро-Североиндийская ИМП). Их состав (%): SiO₂ – 32.65, TiO₂ – 0.19, Al₂O₃ – 63.60, Fe₂O₃ – 2.18, MgO – 0.62, CaO – 0.94, H₂O – 0.45.

В холодниканской свите нижнеархейского иенгрского комплекса железистые кварциты сопровождаются корундовыми породами, которые рассматривают в качестве архейских метаморфизованных бокситов [11]. Д.П. Сердюченко с соавторами [10] описали эти проявления в толщах федоровской свиты иенгрской серии. По их данным, продуктивный горизонт железорудного месторождения Гематитового (пластовые гематитовые кварциты, кварцито-гнейсы, гнездовидные гематито-барито-кварцевые, гематито-кварцевые крупнозернистые тела) перекрыли образования «надрудного» горизонта. Силлиманитовые и силлиманито-биотитовые гнейсы в нем ассоциируют с гнейсо-кварцитами и кварцитами, содержащими кордиерит. Само рудное тело продуктивного горизонта средней мощности около 100 м при длине 600 м образовано чередующимися тонко- или среднезернистыми силлиманитовыми, силлиманито-гематитовыми и гематитовыми кварцитами и кварцито-гнейсами с гнездами крупнозернистых богатых гематито-барито-кварцевых руд.

Ранее К.Н. Озеров и Н.А. Быховер [12] уже наблюдали в составе нижнеархейской иенгрской серии Верхне-Тимптонского района Якутии мощные и протяженные тела корундовых и кианито-корундовых пород (Оленекско-Анабарская ИМП). В обнажениях по р. Иенгре наблюдается антиклинальная складка, сложенная осадочно-метаморфическими образованиями, в которых силлиманитовые сланцы образуют маломощные прослои в графитовых и плагиоклазовых и переходят в гранатовые сланцы. Корундово-кианитовые образования Чайнытского и Джилиндинского месторождений имеют форму пластовых линз. Они приурочены к единому стратиграфическому уровню, содержат примесь маргарита, рутила, диаспора, турмалина и по составу очень схожи с подобными архейскими образованиями Намакваленда, ЮАР и Индостана. Все они имеют пластовое залегание, их возраст около 3 млрд. лет. Химический состав их приведен в табл. 1.

В отличие от архея, где высокоглиноземистые гнейсы залегают среди пластов других образований, в раннем протерозое повышенные количества глинозема отмечаются в метаморфизованных корах выветривания, развитых на архейском субстрате. Так, в разрезе фундамента Воронежской антеклизы выявлено восемь уровней древних кор [13]. Докурская метакора в ряде разрезов на территории Курской магнитной аномалии (см. рис. 2) наблюдается под породами нижнекурской свиты. Докурский уровень отвечает крупнейшей тектонической перестройке на рубеже архея и протерозоя.

Несмотря на то что в каждом разрезе докурских метакор последние подстилаются каждый раз иным по петрографическому составу субстратом, поведение основных петрогенных элементов идентично. Более того, эта тенденция характерна и для докриворожских кор, описанных А.Д. Додатко в Кривбассе [13]. Там наблюдаются также тренды, отмеченные выше для примеров Чернянки и Александровки, в том числе возрастание кремнеземистого модуля при постоянстве титанового, признаки пассивного поведения Al и Ti.

Несколько повышенные содержания алюминия отмечаются в межрудных сланцах (до 12%) в полосах развития железистых кварцитов. В раннекаменноугольное время при их выветривании на таких сланцах сформировались бокситы и железо-алюминиевые руды ряда месторождений (Висловское, Гостищевское).

Табл. 1

Химический состав нижнеархейских корундово-кианитовых пород иенгурской серии Алданского щита в сопоставлении с такими же породами Индостана и Намакваленда, ЮАР, по [10, с. 427, табл. 5]

Компоненты	Корундо-кианитовая порода р. Иенгры, Алданский щит	Синяя корундо-кианитовая порода р. Иенгры, Алданский щит, корунда 11%	Кианитовые с корундом породы Чай-нытского месторождения, Алданский щит	Кианитовые породы Сапса Бур-у, Северная Индия	Силлиманит-корундовые породы района Пелла, Намакваленд, ЮАР
SiO ₂	25.24	32.53	30.32	32.65	26.01
TiO ₂	0.70	2.55	1.37	0.19	5.55
Al ₂ O ₃	72.05	59.68	65.23	63.60	63.30
Fe ₂ O ₃	0.16	0.97	0.67	2.18	0.41
Cr ₂ O ₃	Не опр.	0.70	0.23	–	–
FeO	0.22	Не опр.	0.13	–	0.54
MgO	0.10	0.30	0.20	0.62	–
CaO	0.11	0.66	0.30	0.94	–
Na ₂ O	0.15	0.75	0.32	–	0.09
K ₂ O	0.38	0.92	0.45	–	MnO – 0.01
+H ₂ O	0.69	1.34	0.88	0.45	+0.01
–H ₂ O	0.14	Не опр.	0.06	–	0.08
Сумма	99.94	100.40	100.17	100.63	99.99

На участках Коробковском, Игнатьевском, Чернянском, Стойленском докурские метакоры перекрыты метаконгломератами, кварцевыми олигомиктовыми и полимиктовыми, с прослоями метагравелитов и метапесчаников. Состав обломков, стратиграфическая принадлежность которых вполне диагностируется, характеризует геологическое строение поверхности докурского пенеппена: гнейсы обоянской серии (встречаются редко), выветрелые амфиболиты михайловской серии, плагиограниты салтыковского комплекса. Галька сцементирована грубо- и среднезернистым метапесчаным материалом. Эти продукты ближнего сноса, возникшие при разрушении докурской коры, образовались в частных платформенных водных бассейнах. Возраст урансодержащих пиритов, встречающихся в конгломератах (U–Pb) – 2650 млн. лет [14].

Насколько высоко по разрезу стойленской свиты заходит участие материала докурской метакоры, видно из такого примера: основание даже верхней подсвиты сложено мусковитовыми и двуслюдяными сланцами с высоким содержанием Al₂O₃, а это явный признак связи с продуктами выветривания.

Таким образом, формирование высокоглиноземистых пород началось в мезоархее, а возможно и ранее, и связано с осадочным процессом (рис. 3). Учитывая высокую подвижность глинозема в водах с низким pH, который массово поставлялся из эндогенных и экзогенных источников (напомним, что гипергенные процессы в палео- и мезоархее в силу высоких температур и давлений соответствовали низкотемпературным гидротермальным), выпадение из растворов Al происходило при повышении щелочности среды. Максимум формирования высокоглиноземистых пород приходится на рубеж около 3 млрд. лет.

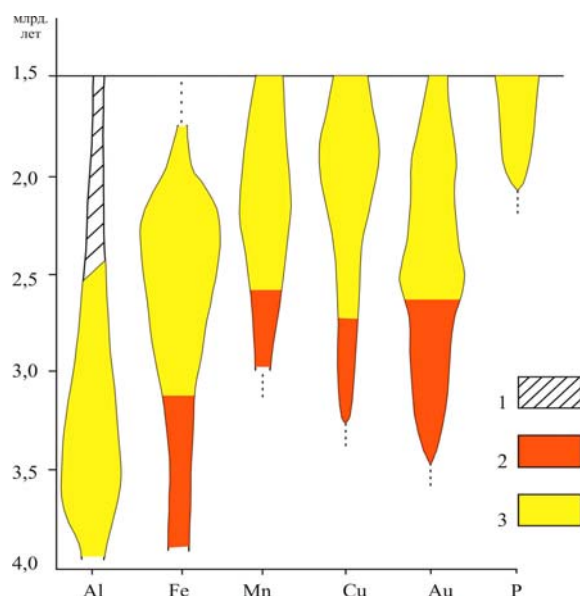


Рис. 3. Эволюция экзогенного минерагенеза в раннем докембрии: 1 – кора выветривания и продукты ее переотложения, 2 – вулканогенно-осадочные, 3 – осадочные породы

К началу раннего протерозоя, когда рН приблизился к 7 и подвижность глинозема резко упала, основным источником глинозема стали коры выветривания и продукты их размыва и ближайшего переотложения. Это привело к резкому уменьшению масштабов накопления высокоглиноземистых пород.

2.2. Железо. Одной из интереснейших особенностей минерагенеза в раннем докембрии было накопление полосчатых железистых формаций. В.Н. Холодов [15] по литературным данным приводит два типа джеспилитовых формаций – Алгома и озера Верхнего. Первый из них развит в зеленокаменных поясах и рифтогенных впадинах, ассоциирует с вулканогенными толщами, встречается в интервале архей – поздний карбон, а Fe и Si поставлялись из эндогенных источников. Второй тип отмечается в интервале 2.5–2.0 млрд. лет, тяготеет к перикратонным бассейнам, а количество рудного материала, поступившего в осадок из гидротерм и коры выветривания на примере бассейна Хаммерсли, почти равное [15, с. 263]. Предполагается, что первичными рудными минералами джеспилитов были сидерит, «первичный силикат», а также аморфный кремнезем, содержащий гидроксиды железа.

Глубоко метаморфизованные тонкополосчатые кварц- или силикат-магнетитовые (гематитовые) горные породы формировались на Земле в архее и преимущественно раннем протерозое, хотя на севере Африки и западе Аравийского полуострова известны рифейские джеспилиты, а со склона современного подводного гавайского вулкана Лоихи подняли породу, которую считают по вещественному составу полным аналогом архейских полосчатых железистых образований (53% Fe₂O₃, глинистые минералы, пироксен, оливин, амфибол, полевые шпаты [16, с. 28]. Подобные находки известны и из некоторых других толщ кайнозоя и мезозоя. Они могут служить геологам основанием размышлений геоло-

гов. Необходимость таких размышлений очевидна: из выявленных на Земле ресурсов железа в 3 трлн. т большая часть (до 70%) оказалась сконцентрированной в полосчатых железисто-кремнистых породах-джеспилитах [16, с. 7–14].

Наиболее древними образованиями Северо-Американского континента являются гнейсы формации Готхоб из обрамления купола Амитсок Западной Гренландии – 3.87–3.80 млрд. лет [17]. В основании разреза формации присутствуют коматииты, сменяемые сверху амфиболитами, кварцитами, ультраосновными образованиями, углеродсодержащими породами и стратиформными магнетит-грюнерит-сидеритовыми рудами с вкрапленностью сульфидов. В железных рудах присутствуют W, Zn, Cu, Mo, Sn. Архейские джеспилиты содержат манганохромит. Содержание Mn порядка 0.4%. В рудах пояса Исуа содержание Fe доходит до 35%; мощности рудных залежей, образованных переслаиванием различных по составу кварцитов, составляют несколько десятков метров. Имеются примеси Cr, Ni, Ge, Cu, Mn, которые типичны для архейских джеспилитов.

Магнетит-грюнерит-сидеритовые залежи вулканогенно-осадочного происхождения пояса Исуа Западной Гренландии – самые древние представители полосчатой железистой формации, или BIF [18]. В архейской части разреза щита Карнатака на юго-востоке Индии скопления железа ассоциируют с глубинными чарнокитами, имеющими возраст 3.8 млрд. лет. В зернах магнитного железняка присутствуют признаки первичной зональности: согласные с полосчатостью руды нитевидные зонки, обогащенные железом или кремнеземом. Полагают [19], что они образовались в результате субмаринной седиментации из вещества кор выветривания по базитам примыкавшей суши.

В Алданской провинции месторождения нижнего архея железорудных районов Холодниканского, Гонамского, Сунамского, частично Леглиерского также относят к вулканогенно-осадочному метабазитовому типу. Несколько более поздними оказываются кварц-магнетитовые гранулиты Зимбабвийско-Трансваальского щита (3.3–3.4 млрд. лет), кварц-амфибол-магнетитовые руды Канадского щита (доквиватинские, 3.0–3.75 млрд. лет), магнетитовые, магнетит-пироксеновые залежи в гнейсах полуострова Индостан, 3.0–3.45 млрд. лет и т. д. Все они отнесены к железисто-кремнисто-гнейсовой формации [6].

В гнейсовом комплексе Иматака (2.9–3.2 млрд. лет) в Гвинее полосчатые силикатно-кварц-магнетитовые руды встречены в линзах мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров. Они сопровождаются телами гондитов, состоящих из кварца и марганцевистого граната-спессартина. Вулканические лавы от основных до кислых (преобладают андезиты), гнейсы, кварциты, сланцы, итабириты накапливались в субмаринных обстановках. Прорваны «гвианскими» гранитами, датируемыми 2.7–2.5 млрд. лет назад.

Основные архейские метаморфогенные железорудные месторождения Алданской железорудной провинции принадлежат типам: осадочному метаморфизованному; осадочному метаморфизованному гидротермальным метасоматозом; метаморфическому магнезиально-скарновому. Наиболее древние железистые кварциты распространены на разных стратиграфических уровнях раннеархейского иенгрского структурно-вещественного комплекса. Нижние уровни относятся к холодниканской свите. Скопления джеспилитов рассматриваются

как месторождения, образующие протяженные железорудные районы. Особенно они характерны для Зверевской структурно-формационной зоны на юге щита.

В Алдано-Гимптонской субпровинции (центральная часть Алданского щита) основная вмещающая неархейская леглиерская серия мощностью 2300–3100 м включает метавулканиды различного состава, интрузивные и первично осадочные породы, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Четыре продуктивные горизонта образованы пластами доломитов, мраморов, кальцифиров, магнезиальными скарнами, железными рудами. Их мощности от 100–200 до 320–560 м. Обычно железные руды находятся среди доломитовых мраморов и кальцифиров, отделяясь от них зонами метасоматитов мощностью до 1.5 м. Изредка они обнаруживаются и в магнезиальных скарнах.

В позднем архее преимущественно накапливалось вулканогенное железо. Среди метаморфитов верхнеархейской конкско-верховцевской серии (2.6 ± 0.1 млрд. лет) на юге Белозерского железорудного района Кривбасса В.Н. Гусельниковым [20] обнаружены магнетит-карбонатные руды вулканогенного генезиса с мощностью пластов 7–13 м, прослеженных на 1.2 км. В формировании магнетитовых руд архея Украинского щита участвовали не только магматические-постмагматические эманации, хотя их вклад и считают основным. Вероятно, был и другой источник железа. Присутствие графита со средними значениями $\delta^{13}\text{C}$ около 25% свидетельствует о биогенной (вулканогенно-биогенной) его природе. Изотопия серы сульфидов, в свою очередь, напоминает о влиянии вулканогенно-эксталяционного фактора [20, с. 10–14].

В Оленегорском железорудном районе (центральная часть Мурманской области) железистые кварциты распространены среди гнейсов (лептитов) оленегорской свиты неархея, имеющих возраст 2760 ± 7 млн. лет, U–Pb. Запасы руд – около 2 млрд. т, содержание железа – 32%. Основные месторождения – Оленегорское, Кировогорское, Комсомольское, Бауманское, имени XV-летия Октября [21].

На значительных площадях Карельского кратона (Гимолы, Костомукша, Хехус) распространены образования железисто-кремнистой формации вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса. Железные руды Костомукшского месторождения локализованы среди верхнеархейских пород гимольской серии. Залежи биотит-магнетитовых, рибекит-магнетитовых, грюнерит-магнетитовых джеспилитов имеют мощность 40–350 м. Содержание металла в рудах в среднем 32.2%. Запасы превышают 1 млрд. т [22]. По соотношению изотопов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ руды Костомукши датированы 2.7 млрд. лет. Е.В. Бибиковой с соавторами [23] проведено радиологическое датирование гранитоидов, прорывающих рудоносную гимольскую серию. По соотношению изотопов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ все три определения оказались относящимися к около 2.7 млрд. лет. Расцвет BIF пришелся на пограничный интервал между археем и ранним протерозоем, когда на всех континентах появились залежи руд железисто-кремнистой формации курско-криворожского типа.

На территории Восточно-Европейской платформы находятся два крупнейших раннепротерозойских железорудных бассейна – Курская магнитная аномалия и Криворожский. Их джеспилиты И.Н. Щеголев [6] относил к формациям железисто-кремнисто-сланцевой (курская серия КМА, криворожская Кривбасса)

и железисто-кремнисто-класогенной (оскольская серия КМА, фрунзенская Украинского щита).

В гудзонский этап возникли гигантские скопления таконитов и полутако-нитов пояса Лабрадор Канады (см. рис. 2). Железорудные тела мощностью 60–165 м прослежены здесь иногда на расстояния в сотни километров, а вся протяженность пояса оценена в 1300 км. Такониты и полутако-ниты принадлежат серии Анимики, возраст которой оценен И.Н. Щеголевым [6, с. 107] в 1.9 ± 0.1 млрд. лет (грубообломочные породы, песчаники, вверху такониты и сланцы свит Чоколей и Миномини) и 1.6 ± 0.1 млрд. лет (сланцы и граувакки с несколькими железистыми горизонтами свиты Барага). Этот исследователь сопоставил ранние железорудные образования серии Анимики с джеспилитами курской серии КМА, поздние – с обломочными железистыми кварцитами железисто-кремнисто-класогенной формации оскольской. Напомним, что таконитами (железистые микрокварциты, по Таконскому хребту на востоке США) называют первичные железистые породы гранулярной слоистой текстуры, обычно небогатые железом – 25–35% [16, с. 17]. Это один из общих терминов для обозначения пород метаморфизованных полосчатых железорудных образований.

На севере Лабрадора (залив Унгава) и юге полуострова магнетитовые и гематитовые кварциты весьма метаморфизованы и трудны для обогащения. В этом отношении от них выгодно отличаются месторождения центральной части пояса. Здесь известны ресурсы руд со средним содержанием 30–35% железа около 25 млрд. т. Богатые руды (51–66% Fe) вторичные. Их залежи возникли в мезозое в результате воздействия грунтовых вод на железистые кварциты. Руд этого типа подсчитано более 0.7 млрд. т, и эта величина в ходе дальнейших работ может возрасти еще на 0.5 млрд. т.

Еще один важнейший железорудный регион Северной Америки – Сьюпериор (Superior, оз. Верхнего). Эта раннепротерозойская (2.7–1.9 млрд. лет) железорудная провинция занимает площади северных штатов США и пров. Онтарио, Канада. Железистые кварциты-такониты групп Меномини и Анимика образуют площади, именуемые по названию кряжей: Вермилион, Гогибик, Маркетт, Меномини, Месаби. Такониты содержат 20–33% Fe, гипергенные образования по таконитам – 51–64% Fe. Пласты таконитов имеют мощность 15–300 м [24]. Запасы 50–70 млрд. т [18, с. 63].

В штате Минас-Жераис (Бразилия) образования палеопротерозойской группы Итабира вмещают железорудные месторождения мирового уровня. Основные залежи находятся в пределах «Железного четырехугольника», где известны 125 месторождений железа, связанных с итабиритами супергруппы Минас палеопротерозоя (2.5.–2.0 млрд. лет). Ресурсы этого района оценены в 30 млрд. т. Богатые руды содержат 63–69% металла [22, с. 50]. Итабириты – оксидные железистые кварциты, в которых кремнистые или яшмовые прослои перекристаллизованы в агрегат кварца. Магнетит, гематит образуют слои при низком содержании мусковита. Они отличаются от таконитов почти полным отсутствием силикатов, от кварцитов – содержанием более 10% минералов железа, от «железняков» – присутствием более 10% кремнезема. Итабириты метаморфизованы на западе «Железного четырехугольника» в зеленосланцевой фации, на востоке – в алмадин-амфиболитовой. Одной выдающейся тектонического

происхождения особенностью итабиритов является планарное (плоскостное) расположение плитчатого спекулярита-гематита, что определяет милонитоподобную расслоенность этих пород в центре и на востоке «Железного четырехугольника». Бразильские геологи полагают, что эта спекуляритовая расслоенность образовалась в бразильский орогенез около 0.6 млрд. лет назад, то есть на рубеже позднего рифея и венда.

На севере Индии гематит-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые и другие руды распространены среди первично осадочных пород среднего дхарвара, возраст всей системы которого 2600–1900 млн. лет. Полосы железистых кварцитов тянутся на сотни километров, мощности рудной толщи до 1000 м. И.Н. Щеголев [6] считал их возрастным и генетическим аналогом курской серии КМА. В основании среднего дхарвара находятся конгломераты, пестроцветные метапесчаники, выше – филлиты, карбонатные породы, кремнистые известняки. Джеспилиты локализованы между уровнями нижних и верхних сланцев.

Главная железорудная эпоха на Китайской платформе относится к палеопротерозою. Тогда на большей части ее территории накопились отложения серии Верхний Утай, сопоставленной [6, с. 106–107, 129, 130] с курской серией КМА. В основании ее разреза залегают конгломераты, гравелиты, кварциты, кремнистые мраморы, филлиты. Пластовые залежи гематитовых, магнетит-гематитовых, магнетитовых джеспилитов тяготеют к горизонтам слюдистых сланцев. Мощность отдельных рудных пластов доходит до 150 м, при этом они обнаруживаются на обширных территориях, что обуславливает большое экономическое значение железорудных месторождений Верхнего Утая. Есть залежи железных руд и среди пород свиты Хуто Внутренней Монголии, вероятного аналога оскольской серии КМА [6, с. 140–143]. На юге Китая в пров. Юньнань близкой ей по возрасту полагают свиту Куньян. Возраст пород свиты Хуто – моложе 1860 млн. лет (оскольской серии – 1850–1700 млн. лет). Уже в базальных горизонтах Хуто обнаруживается галька джеспилитов до 2 см в поперечнике. Выше залегают аркозовые метапесчаники с телами «магнетитовых метапесчаников», безрудные сланцы с прослоями доломитов, перекрытые кремнистыми доломитами, доломитовыми известняками с прослоями сланцев. Железистые уровни имеют мощность от десятков до сотен метров и широкое площадное распространение. Руды свиты Хуто отнесены И.Н. Щеголевым к железисто-кремнисто-кластогенной формации. Значение их для экономики Китая невелико.

Выдающиеся аккумуляции железных и марганцевых руд выявлены в бассейне Хамерсли (Hamersley), занимающем площадь 600 × 350 км. Продуктивные залежи приурочены к свите Хамерсли, представленной чередованием железистых и сланцевых горизонтов, из которых пять железистых имеют общую мощность 1145 м [6, с. 128]). Марганцевые руды в разрезах группы Фортеस्कью (2.35 млрд. лет, отдельные датировки – 2.75 млрд. лет) ассоциируют с толщами доломитов. В породах серии Маунт-Брюс (основные залежи джеспилитов, возраст 2.0–2.7 млрд. лет), цементом выступают выделения метапсилломелана, браунита, манганита, пиролюзита [18, с. 45, 46]. В работе [5, с. 104] опровергается корреляция основных железорудных аккумуляций бассейна Хамерсли (Hamersley) с джеспилитами курской серии КМА. Со ссылкой на определения SHRIMP-разновидностью U–Pb-метода возрастов цирконов бассейна Хамерсли, выполненные

А.Ф. Трендаллом и др. [25], началом формирования бассейна определяют неоархей (2.63 млрд. лет), а завершение относят к палеопротерозою (2.45 млрд. лет).

Проблема происхождения железистых кварцитов – одна из важнейших, волнующих исследователей. КМА оказалась одним из опорных регионов Земли, данные о которой позволили представить раннедокембрийское железнакопление единым прерывисто-непрерывным процессом. Отечественными исследователями, в том числе Воронежского университета (А.Н. Плаксенко, М.С. Точилин, И.Н. Щеголев), в нем обнаружены стадии, характерные и для других регионов: раннеархейская (обоянская) начальная, позднеархейская (михайловская) прогрессирующего развития, раннепротерозойская (курская) максимума рудообразования, раннепротерозойская (оскольская) угасания и деградации. И.Н. Щеголев [6, с. 163–168] раскрыл масштабы и качественную сторону этого явления. Им подтверждено мнение Н.А. Плаксенко [26] об отсутствии вулканогенного материала в породах всех трех свит (ныне признано четырехчленное деление) курской железорудной серии PR_1k . В бассейнах Хамерсли, (Западная Австралия), на щитах Зимбабвийско-Трансваальском (Южная Африка, свита Гхаап), Канадском (свита Миномини), Восточно-Бразильском (свита Итабира) железисто-кремнисто-сланцевые формации нижнего протерозоя не только дистанцированы от вулканитов, но не содержат их и в разрезах продуктивных уровней (табл. 2).

Признаками того, что в раннем протерозое накопление железисто-кремнистых пород происходило в рамках терригенно-осадочного процесса, является постепенная смена снизу вверх по разрезам всех железорудных бассейнов конгломератов и гравелитов мелко- и тонкозернистыми терригенными отложениями (низы), затем хемогенными (середина) и вновь тонкозернистыми (в кровле). Н.А. Плаксенко [26] увидел здесь нормальный полный цикл седиментации мелководного морского бассейна. Так как субмаринного вулканизма на прилегающих акваториях в раннем протерозое не было, источники вещества приходится искать на суше. А она неизменно оказывалась сложенной образованиями архейских зеленокаменных поясов – метапродуктами вулканизма различной основности, ранними железорудными аккумуляциями – огромных мощностей: в Зимбабвийско-Трансваальском, Канадском бассейнах более 20 км, на КМА – 10–12 км. При этом речь в каждом случае идет только о сохранившихся частях разрезов офиолитов. В кровле эти прибрежные для раннепротерозойских бассейнов породы оказались непременно выветрелыми. Расчеты баланса рудного и нерудного вещества, выполненные П.М. Каниболоцким (Кривбасс) и Н.А. Плаксенко (КМА), показали, что из кор выветривания по зеленокаменным породам верхнего архея конкско-верховцевской (Кривбасс) и михайловской (КМА) серий его вынесено вполне достаточно для формирования джеспилитов, единого, возможно, в раннем протерозое Курско-Криворожского бассейна. В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская [27] пришли к подобному выводу и при рассмотрении генезиса всех нижнепротерозойских железных руд Западной Карелии. Источники железа они также увидели в архейских корах, интенсивный и длительный размыв которых происходил в начальной стадии инверсии протогеосинклинали, генерировав в соседних бассейнах столь же длительное накопление железистых осадков. В начале раннепротерозойского эона в атмосфере Земли уже появился

Табл. 2
 Нижнепротерозойские железисто-кремнисто-сланцевые формации криворожско-курского типа в основных железорудных бассейнах, по [6, табл. 12, с. 128], с добавлениями

		Регионы, площадь, мощности продуктивных горизонтов						
Серия, комплекс	Курская серия	Маунт-Брюс	Трансвааль	Признаки	Канадский щит. Продуктивная свита прослежена на 320 км от дельт до многих сотен м	Восточно-Бразильский щит, 400 × 200 км, 300–1000 м, на продуктивные уровни – две трети	Индийский щит. Полосы железистых кварцитов тянутся на сотни км, мощности – до 1000 м	Китайско-Корейский щит. Мощности оглеельных пластов до 150 м и более
Возраст, млрд. лет	2.6–2.3	2.63–2.45	2.3–1.95	2.3–1.95	1.9 ± 0.2, 1.6 ± 0.1	2.5–2.0	2.6–1.9	> 1.9–1.8
Породы, слагающие формацию	Внизу стойленская свита PR_1^{st} – ритмичная толща с базальным горизонтом конгломератов. В средней части присутствуют доломиты, в кровле сланцы, в т. ч. углистые, на контакте с коробковской железорудной свитой PR_1^{kr} пиритизированные. Сама PR_1^{kr} состоит из первой и третьей продуктивных под-свит и второй и четвертой сланцевых	Внизу свита Фор-тескью (песчаники, сланцы, в основании про-слои вулканитов). В базальном горизонте конгломераты, в кровле – сланцы, кварциты, доломиты. Продуктивная свита Хамерсли – чередование железистых и сланцевых горизонтов	В основании свита Блек-Риф (песчаники, аргиллиты, карбонатные сланцы, кварциты, в основании – конгломераты, в кровле – углистые известняки, железистокремнистые сланцы, углистые сланцы с пиритом). Свита Гаап – переслаивание железных руд и углисто-глинистых сланцев	В основании свита Чоколей (в по-дошве конгломераты, сланцы, кварциты, в середине массивные кварциты, вверху – доломиты). Основание продуктивной свиты Минони – сланцы, выше железистые и сланцевые горизонты чередуются	Внизу – свита Караса (конгломераты, гра-велиты, песчаники, сланцы с графитом). Последние – на контакте с продуктивной свитой Итабра – железистых кварцитов в ней больше чем доломитов, филлитов, мраморов	В основании конгломераты, пестроцветные метапесчаники, выше – филлиты, карбонатные породо-ды, кремнистые известняки. Дожес-пилитов – среди сланцев	В основании – конгломераты, кварциты. Кремнистые мраморы, филлиты. Мощные пласти дожес-пилитов – среди сланцев	

свободный кислород, результат возрастающей активности водной флоры. С этим связаны рост окислительно-восстановительного потенциала, рН гидросферы. Сократилась подвижность многих поливалентных элементов. Железо могло теперь садиться преимущественно в виде $\text{Fe}[\text{OH}]_3$. Н.А. Плаксенко [26] восстановил палеогеографические условия такой садки: теплый и влажный климат, интенсивное выветривание пород суши, ее равнинный ландшафт, плоский рельеф морского дна, длительный вялый тектонический режим.

Таким образом, железнакопление возникло 3.8 млрд. лет назад в синформах, унаследованных с гадейского этапа. Железо в морские бассейны поставлялось при выветривании основных и ультраосновных пород в источниках сноса, гальмеролизе и в результате вулканической деятельности. В мезоархее оно сместилось в подвижные пояса, где пласты железных руд ассоциируют с вулканитами (см. рис. 3). В раннем карелии накопление джеспилитов происходило в основном в перикратонных мелководных обширных бассейнах протоплатформенного типа за счет поставляемого из кор выветривания хемогенного двухвалентного железа, осаждавшегося в отдаленных частях морских бассейнов бактериальным способом или на водорослевых матах, выделяющих кислород. В позднем карелии в связи с повышением O_2 в атмосфере железо переводилось в устойчивое трехвалентное состояние и могло концентрироваться в корах выветривания и продуктах их ближайшего переноса механогенным способом.

2.3. Марганец. В позднем архее имеются немногочисленные месторождения марганца, как правило, в тех же местах, где развиты джеспилиты. Горнорудный район Каражас (Бразилия) известен позднеархейскими марганцевыми рудами. Ритмичные прослои пелитоморфного родохрозита (1–2 мм) распространены в позднеархейских известковистых черных сланцах. Средние содержания марганца – 26%. А.С. Джанардхан и др. [28] отметили среди позднеархейских джеспилитов дхарварской системы (3.4–2.8 млрд. лет) на юге щита Карнатака существенно марганцевые гранат-пироксен-железистые горизонты (месторождение Саргур (Sargur)). Эти марганцевые образования (Mn – до 19%, Fe – 8–53%, экономически значимые содержания селена) имеют мощность до 20 м и прослеживаются до 5 км. Марганец содержится в клинопироксене (до 10%) и гранате (до 30%). В штатах Мадхья-Прадеш и Махараштра Центральной Индии пласты марганценосных образований архея имеют мощность до 10–15 м в месторождениях Балагхат, Барода, Донгри Базург, Ситалар, Панч-Махал. Завершая этот краткий обзор, отметим также марганцевые аккумуляции «нижней графитовой свиты» Мадагаскара, относимой к сильно углеродистым породам верхнеархейской-протерозойской части разреза. Залежи марганца здесь наблюдаются в углеродистых сланцах [16, с. 47].

Fe и Mn – элементы близкие, но не идентичные по поведению. Соединения Fe более растворимы, для появления их оксидов достаточно меньшая плотность кислорода, возникшего при фотосинтезе, легче и фотохимическая оксидация Fe^{+2} , которая может иметь место при воздействии ультрафиолетового солнечного излучения, если озоновый экран отсутствует. Поэтому первые промышленные осадочные аккумуляции Mn появились на 0.8 млрд. лет позже ВIF в немногих

местах на Земле, где на участках массового развития биоса возникли «окислительные оазисы» среди повсеместно восстановительной гидросферы [29–31].

Когда кислорода стало достаточно (от рубежа 2.7–2.8 млрд. лет, сланцевый пояс Саргур Индостана), марганценакопление стало демонстрировать непрерывную стабильно высокую продуктивность. В штате Минас-Жераис известны многочисленные аккумуляции Mn. Среди них выделяется по масштабу Морру ду Мина (2.6–2.0 млрд. лет). В его первичных рудах наблюдается обилие родохрозита $MnCO_3$ первично осадочного происхождения, накопившегося совместно с Fe и Si. Коры выветривания в верхней части содержат 50% марганца и более [16, с. 47, 48]. Еще один важный рудный район находится на западе Бразилии в штате Мату-Гросу. Это Морро ду Урукум, залежи первично осадочных марганцевых руд которого также ассоциируют с толщами итабиритов (2.6.–2.0 млрд. лет). В отличие от месторождений Минас-Жераис, горизонты, обогащенные Mn и Fe, здесь раздельные [16, с. 47, 48].

Очень значительны первично осадочные аккумуляции марганца ЮАР. Среди них большое значение имеет осадочный бассейн Западного Грикваленда (Постмасбург), находящийся на площади Каапваальского кратона. Литифицированные отложения с марганцем наблюдаются на закарстованной поверхности пород позднего неогархея – раннего палеопротерозоя. Они относятся к свите Претория системы Трансвааль (сопоставляется с оскольской серией КМА, 2.0–1.6 млрд. лет) [5, с. 107, 108; 6, с. 140, 141]. В бассейне Наматван-Вессельс находятся важные месторождения (Куруман). Запасы руд, содержащих более 20% марганца, здесь оценены в 13.6 млрд. т. Руды бассейна осадочно-диагенетические с браунитом $Mn^{2+}Mn_6^{4+}[O_8SiO_4]$ и якобитом $MnFe_2O_4$ и гидротермальные с браунитом и гаусманитом $Mn^{4+}Mn_2^{2+}O_4$. Пласт самого значительного месторождения (400 млн. т) имеет мощность более 20 м. Марганцевые руды раннепротерозойские, что подтверждается перемежаемостью их в разрезах с пластами джеспилитов соразмерной мощности 1–45 м. Месторождение Блэк-Рок (Калахари) представлено залежами в основании разреза полосчатых железистых образований серии Грикватаун. Общая мощность трех продуктивных пластов – 20–50 м, их протяженность – до нескольких километров. Содержание Mn в коре выветривания по гондитам – 36–48%, Fe – 4–20%. В зоне окисления развиты окисленные марганцевые руды, активно разрабатываемые. Содержание Mn – 36–48%, Fe – 4–20% [32, с. 130].

На западе континента аккумуляции марганцевых руд довольно распространены. В Бенине известны метаморфизованные кварц-спессартитовые породы-гондиты месторождения Нсута, Бенин Западно-Африканской ИМП (см. рис. 2). Они локализованы среди вулканогенных углеродистых сланцев бирримия (2.7–2.2 млрд. лет). Большое экономическое значение имеет марганцевое гондитовое месторождение Маунт-Детроу в Либерии. В Кот-д’Ивуар раннепротерозойские залежи гондитов в зоне Корхого, прослежены на 150 км. Марганцевоносная кора выветривания месторождения Моанда, плато Бангомбе, Габон, входит в серию Франсвиль (1.75 млрд. лет). Главный продуктивный горизонт мощностью в коре выветривания до 10 м (манганит, псиломелан, пиролюзит) прослежен на площади около 30 км². Еще одно важное месторождения в Габоне – Мунана. Марганцево-урано-ванадиевые залежи здесь локализованы среди отложений

формации Франсвиль, 1.75 млрд. лет, богатые U–V-руды – в приразломной зоне. В Заире нижнепротерозойские залежи месторождения Кизенга относят к типу «марганцевого плато» [18, с. 44–50]. В Австралии, в бассейне Хаммерсли, марганцевые руды в разрезах группы Фортеस्कью (2.35 млрд. лет, отдельные датировки – 2.75 млрд. лет) ассоциируют с толщами доломитов.

Таким образом, аккумуляции марганца появились в позднем архее, а массовое распространение получили в раннем протерозое (см. рис. 3). Они обычно ассоциируют с железистыми кварцитами и породами с повышенным количеством углеродистого вещества, от которого во многом зависит поведение рассматриваемого элемента с его поливалентными свойствами. Миграция и концентрация марганца на геохимических барьерах определялись сменой окислительно-восстановительного потенциала как в осадочных, так и осадочно-вулканогенных толщах. Месторождения Mn тяготеют к элювию на гондитах.

2.4. Медистые песчаники. Значимые меднорудные залежи в первично осадочных толщах архея известны в Родезийской (Зимбабве, Ботсвана) и Танганьикской (Уганда) меденосных зонах Трансваальско-Зимбабвийской ИМП (см. рис. 1). В Матситамма, 96 км западней Франсисауна, Ботсвана, среди пород «комплекса основания» распространены медные минералы в количествах, позволяющих относить их скопления к рангу месторождений. Вкрапленники малахита и халькозина в Мамакубо, северо-западной г. Тулии, обнаружены в слюдисто-гранатовых парагнейсах и гранатовых кварцитах. Они обеспечивают содержание меди в рудах 1.1%. Скопления халькозина, борнита, халькопирита месторождений Каканга и Эдмандиен локализованы в тальковых и хлоритовых сланцах, кремнистых известняках нижнего протерозоя зеленокаменных поясов Лимпопо и Ломагунди (восточная периферия Родезийского массива).

В Уганде среди гранулитов и альбититов с прослоями известковистых пород серии Килембе неоархея (2.66 млрд. лет) известно одноименное медно-кобальтовое месторождение. Рудная пластовая залежь мощностью 5–6 м и протяженностью около 1 км находится среди доломитов и амфиболитов, внизу также меденосных. Пустоты и микротрещины выполняют вкрапленные руды с магнетитом, ильменитом, пиритом, молибденитом, борнитом, халькозином, халькопиритом. Запасы руды с содержанием меди около 2% и кобальта 0.2–0.8% определены в 15 млн. т. Весьма сходно с описанным и другое угандийское месторождение Китака.

В нижнепротерозойских известняках, аргиллитах, аркозах, вулканитах серии Ломагунди медное оруденение встречено на севере Зимбабве (месторождения Аляска, Мангула, Соньяти). Залежи с халькозином, борнитом, халькопиритом Аляски у г. Чезуи (1.8–2.2% меди) вмещают сланцы и известковистые песчаники серии Ломагунди нижнего протерозоя. Прослои, прожилки, вкрапленники этих минералов нередко располагаются вдоль трещин кливажа. Зона окисления с малахитом, азуритом, фосфатами и силикатами меди имеет мощность до 25 м. Медно-урановое месторождение Мангула у одноименного зимбабвийского города также локализовано среди метаморфитов нижнего протерозоя Ломагунди в различных их петрографических типах. На руднике Сильверсайд два рудных тела (меди 1.36%) встречены в хлоритовых сланцах, конгломератах, песчаниках. Борнит-халькопиритовые руды вкрапленного прожилкового типов рудника

Молли находятся среди аркозовых песчаников, залежь борнитовых руд прожилкового типа рудника Нора – среди хлоритовых сланцев и кварцитов. Подсчитанные запасы руд – 35 млн. т. Среднее содержание Cu – 1.2–2.3%, U (в виде уранинита, уранофана) – 0.2% [33, с. 250–253].

На юго-востоке Зимбабве кварциты и сланцы с борнитом, халькозином (меньше с халькопиритом) залегают среди красноцветов системы Умкондо протерозоя. Здесь же встречены залежи с пиритом, сфалеритом и галенитом в доломитах серии Пиривири; [33, с. 250–253].

На западе пров. Хунань (Китай) халькозин-борнит-халькопиритовая минерализация выявлена на площади Шимен. Оруденение развито в базальном горизонте досинийских кварцитовидных песчаников. Оно прослежено на 50 км в полосе шириной 2–3 км. Предполагают, что руды с содержанием меди 0.5–5% являются образованиями предгорий и межгорных долин. В Гуанси-Чжуанском автономном районе (месторождения Куйсен-Тинтимань) меденосные песчаники досинийских свит образуют полосы шириной 30–50 м протяженностью до 3 км (Куйсен) и 1.5 км (Тинтимань) Самое древнее медное оруденение выявлено в «серицито-кварцевом сланце» и особенно в «нижнем сланце» нижнепротерозойской свиты Утай – вкрапленность халькопирита, борнита, пирита, меньше пирротина и сфалерита (пров. Шанси). Проявления борнита и пирита в аркозовых кварцитах этой свиты отнесены к типу красноцветных медистых песчаников. Среди метагранодиоритов, амфиболитов нижней части свиты Утай присутствуют более значимые по содержанию меди прожилковые руды с теми же минералами. Основные промышленные залежи сконцентрированы на более высоком стратиграфическом уровне – в верхнемраморной формации свиты Хуто. В верхней части разреза окремнелых мраморов, образований замкнутых лагун, находятся линзы халькопиритовых руд с борнитом, пиритом, пирротинном, реже халькозином, молибденитом, магнетитом [33, с. 202–204].

В Кодаро-Удоканской зоне Алданского щита (север Забайкальского края, хребты Кодар, Удоканский, Каларский) расположен крупнейший Удоканский рудный район. Меденосны метапесчаники, метасланцы и т. д. удоканской серии нижнего протерозоя, все метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Пласты и линзы борнит-халькозиновых, пирит-халькопиритовых и других руд в пределах рудного района прослежены на расстояние до 3 км. Промышленное значение имеют медь (запасы только на месторождении Удокан 20 млн. т, содержание от долей процента до 36%), а также серебро (12.9 г/т), золото (до 1 г/т), возможно, магнетит, платиноиды.

Помимо меди (20 млн. т – это 21.6% всех запасов металла России [34, с. 206–211]) здесь имеют промышленное значение и не должны быть упущены: серебро (12.9 г/т), золото (до 1 г/т), платиноиды (преимущественно, палладий, в самом верхнем саксуканском горизонте его 1 г/т). Удокан в Кодаро-Удоканской меденосной зоне не одинок. Его спутники – месторождения Бурпалинское, Клюквенное, Красное, Правоингаматинское, Ункурское – это еще 12 млн. т меди. Для залежей Контактного, Рудного, Солнечного подсчитано дополнительно 8 млн. т металла.

Таким образом, крупные промышленные первично осадочные месторождения меди появились через 0.6–0.8 млрд лет после марганцевых на рубеже

2.1–2.0 млрд. лет, отметив резко выросший потенциал локальных окислительных оазисов в районе с богатыми эндогенными источниками (удоканская серия и рудоносный Чинейский плутон). Их ранними предвестниками были малые архейские объекты Ботсваны (Матситамма, Мамакубо), Уганды (Китака), Зимбабве [33], расположенные в подвижных поясах. Месторождения палеопротерозоя обычно тяготеют к предгорьям и межгорным впадинам зон аридного климата, особенно в позднем карелии.

2.5. Золото и уран. Золотоносные аккумуляции в архейских железистых кварцитах распространены на всех континентах Земли. Огромно количество (тысячи) промышленных месторождений золота, ассоциирующих с железистыми кварцитами архея. Наиболее богатыми золотоносными считаются архейские джеспилиты Зимбабве, переслаивающиеся с древнейшими ультрамафитами. Широко известны Вубачикве в зеленокаменном поясе Гуанда (Гвело), эксгальационно-осадочные месторождения в архейских кремнисто-железистых отложениях Кампердаун, Эмпресс, Бихайв, Коннемара. В пределах рудного поля имеется 5 выдержанных и 6 фациально невыдержанных горизонтов золотоносных джеспилитов мощностью 7–75 м. Они прослежены на расстояние до 10 км, находятся в 50–300 м друг от друга по разрезу. Породы вмещающей андезито-базальтовой формации группы Булавайо мезоархея наклонены на ЮЗ под углом 65–80°. Особенно золотоносны согласные пластовые зоны сульфидов протяженностью 100–200 м, мощностью до 5 м (площади 0.01–0.1 км²). Разрабатывались руды с содержанием золота 4–9 г/т (по [35, с. 70–74], среднее содержание Au – 7.6, максимальное – до 124 г/т). Присутствуют золото-сульфидно-кварцевые прожилки и жилы (месторождения Мегуна, Микс, Себайва, Сусанна). В пластовых и секущих залежах единая минеральная ассоциация – пирит, арсенопирит, марказит, пирротин, антимонит. 80% золотин – в арсенопирите. Нерудные – кварц, меньше, анкерит, доломит [36, с. 96–98]. В поясе Ньяса (Танзанийский щит в пределах Кении и Танзании) золотоносны полосчатые железистые формации, метатифы с возрастом 2.7 млрд. лет, а также зоны гранитизации и рассланцевания [35, с. 70–74].

Из древнейших экономически значимых залежей первично осадочного происхождения наиболее важны кварц-золоторудные. Наиболее известным их примером является архейское месторождение Морру-Велью, штат Минас-Жераис. Его стратифицированные кварц-золоторудные тела локализованы среди джеспилитов формации Лапа-Сека и Рапосос группы Нова-Лима (породы нижней части группы датированы 2.8–2.7 млрд. лет, Rb–Sr). Лентообразное рудное тело Главное (прослежено до глубины 2.5 км по вертикали, на 5 км по простиранию, мощность – 0.5–28 м) – в горизонте слюдисто-кварц-анкеритовых сланцев. Месторождение дало в 1833–1984 гг. 313 т золота. Остаточные запасы – 130 т при среднем содержании 9.17 г/т. Руды на 40–60% состоят из метасоматического кварца, присутствуют альбит, анкерит, гранат, кианит, серицит, турмалин. Среди сульфидов больше пирротина, встречены арсенопирит, пирит, халькопирит, вольфрамит, шеелит. Кварц-золото-сульфидные залежи сменяются по латерали кварцевыми, потом кварц-серицитовыми и кварц-альбитовыми метасоматитами [36, с. 132–135]. Богатое золото связано с карбонатной фацией полосчатой железорудной формации [35, с. 60, 84, 85].

Архейский возраст прочих месторождений не вполне обоснован. Некоторые их характеристики таковы [35, с. 85]: 1) Криксон, штаты Минас-Жераис, Сан-Паулу. Позднеархейский зеленокаменный пояс Нова Лима. Стратифицированные кварц-золоторудные залежи в джеспилитовой формации нижнего докембрия. Запасы руды 0.4 млн. т, содержание золота – 3.6 г/т; 2) Пассажем, Рапазас, Минас-Жераис. Золотоносные кварцевые жилы и метасоматиты среди железистых кварцитов-итабиритов нижнего докембрия. Извлечено 30–50 т золота. Богатые рудные залежи с пиритом и арсенопиритом содержат до 150 г/т Au; 3) Фария, Минас-Жераис. Золотоносные кварцевые жилы и метасоматиты, среди карбонатно-углистых филлитов нижнего докембрия. Большая часть золота в эксгальационно-осадочных сульфидах (пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит).

Золоторудный объект Энестон (Энсон) находится в лене Евлесборг (Центральная Швеция). Там золотая минерализация присутствует в кварцитовых слоистых обособлениях среди верхнеархейских гнейсов и мигматитов с гранатом, кордиеритом, биотитом, калишпатом, кварцем. Золото сопровождают арсенопирит, сфалерит, теллуриды [38, с. 78]. В.М. Чайка, Г.Е. Нежданова обнаружили повышенные содержания золота в базальных конгломератах серии Кейв Кольского полуострова [37].

Гигантские золото-урановые скопления имеются в осадочном бассейне Витватерсранд, к масштабам которых не приближается ни одна подобная аккумуляция в мире: здесь добыто 40.5 тыс. т золота (несколько десятков тысяч тонн в запасах) и 136.7 тыс. т U_3O_8 [35, с. 79–82]. Бассейн, подстилаемый породами с возрастом 3.0–3.1 млрд. лет (350 км × 25–100 км), занимает 50 тыс. км². Но основные рудные богатства приурочены к намного меньшей площади (1500 км²), находящейся на севере. Уранинит считают поступившим с основной массой золотин. Другие урановые минералы бассейна – браннерит и урансодержащий лейкоксен, рассматриваемые как продукты изменения первичного уранинита под влиянием подземных вод преимущественно в раннем протерозое [35, с. 134].

Как отметили В.Н. Голубев с соавторами [38, с. 150–152], собственно урановые залежи бассейна тяготеют преимущественно к нижней серии метатерригенных пород группы Доминион с возрастом не менее 3 млрд. лет. Основная золотая минерализация, как и комплексная золото-урановая, локализована выше в отложениях верхней «системы» группы Витватерсранд, возраст которой может быть до 2.7 млрд. лет, судя по датам для андезитобазальтов верхов разреза группы.

В Канаде на юго-западе пров. Квебек выявлены золотоносные кварцевые конгломераты, аркозы, алевролиты нижнего протерозоя Маттагами-Лейк. Они содержат 0.5–2.0 г/т золота. Еще одно подобное золотопроявление Харвиц, связанное с конгломератами PR₁, известно у г. Черчил, пров. Манитоба. В раннепротерозойском Энандой-Ранкин, пров. Нунавут, северо-западное побережье Гудзонова залива, обнаружены конгломераты проявления Фат-Лейк с содержанием 9 г/т Au [35, с. 88]. Золотоносные конгломераты нижнего протерозоя имеются в Западной Австралии, в бассейне реки Орапу, Сурина. Золотоносные конгломераты с ураном и алмазами известны для месторождения Жакобина, штат Баия, Бразилия. Во второй половине раннего протерозоя сформировались месторождения рудного поля Тарква на юге Ганы.

Таким образом, золоторудные месторождения формировались с мезоархея в зеленокаменных поясах при участии вулканитов и тяготеют к полосчатым железистым кварцитам. В самом конце архея появились россыпные месторождения золота, в том числе с алмазами и ураном. Повышенные концентрации Au наиболее распространены в базальных конгломератах палеопротерозоя и обнаружены на протоплатформах всех континентов. Этот тип месторождений встречается до конца палеопротерозоя, тяготеет к обломочным формациям, но количество месторождений и их масштабы к концу раннего докембрия резко сократились. В джеспилитах палеопротерозоя, образовавшихся за счет размыва кор выветривания, нередко отмечаются повышенные содержания драгоценного металла.

2.6. Фосфориты. Фосфориты оскольской серии в пределах КМА обнаружены на двух изолированных площадях, в районе г. Рыльска и в Тим-Ястребовской зоне (рис. 4). Фосфориты Рыльской структуры наблюдались на десяти уровнях вскрытого разреза мощностью 300 м. Мощность их отдельных слоев составляет миллиметры, а собственно пачки фосфатоносных пород с такими слоями – около 1 м. Содержание P_2O_5 в горизонтах составляет 5–19%, $C_{орг}$ – 1–6%. В Тим-Ястребовской структуре (100 км западней вулканического центра) сланцы намного более углеродистые ($C_{своб}$ – 7–13%), фосфориты более разнообразные. Они представлены стяжениями, зернами, обломками, прослоями до 2 см мощностью. Значительней и фосфатоносный интервал – 200–250 м. Собственно фосфориты содержат P_2O_5 19–26%, $C_{своб}$ – 12–38%, CO_2 – 1–2%, SiO_2 – до 50% [39]. Еще больше фосфатов в районе, непосредственно примыкающем к центру тимского вулканизма (рис. 4, В). Если в разрезах типа «Б» мощности бесфосфатных интервалов составляют сотни метров, то на востоке Тим-Ястребовской структуры этот параметр не превышает 10–40 м. Горизонты фосфоритов прослеживаются по всему вскрытому разрезу мощностью 0.4 км. Мощности слоев фосфоритов и в целом фосфатоносных пластов возросли от десятков сантиметров до 5 м. В разрезе появились окремненные углеродистые сланцы с содержанием P_2O_5 1.5% (подобные сланцы в разрезах типов «А» и «Б» содержат лишь десятые доли процента P_2O_5). В самих сланцах много больше $C_{своб}$ – 20–38%. Здесь появились «свилы» фосфоритов, слойки и линзовидные стяжения, вытянутые вдоль слоистости вмещающих толщ. В осветленных кремнистых и карбонатных сланцев обнаружены седиментационные брекчиевые фосфориты.

Большая часть вещества фосфоритов тимской свиты КМА представлена хорошо окристаллизованным апатитом. Это отличает тимские образования от фосфоритов фанерозоя. Однако вместе с апатитом в породах нижнего протерозоя КМА присутствует и слабо раскристаллизованное фосфатное вещество, тесно прорастающее с органическим материалом. Это позволило рассматривать такие фосфаты в качестве «переходных», или «промежуточных», образований между апатитами и фосфоритами [39, с. 92].

Фосфатонакопление в раннем протерозое было особенно заметным на Кольском полуострове. Конкреционные фосфориты нижнего докембрия Печенги выявлены в разрезе осадочно-вулканогенного комплекса и описаны Н.Б. Бекасовой и О.Б. Дудкиным [40]. Имеются сведения о наличии фосфатоносности в породах

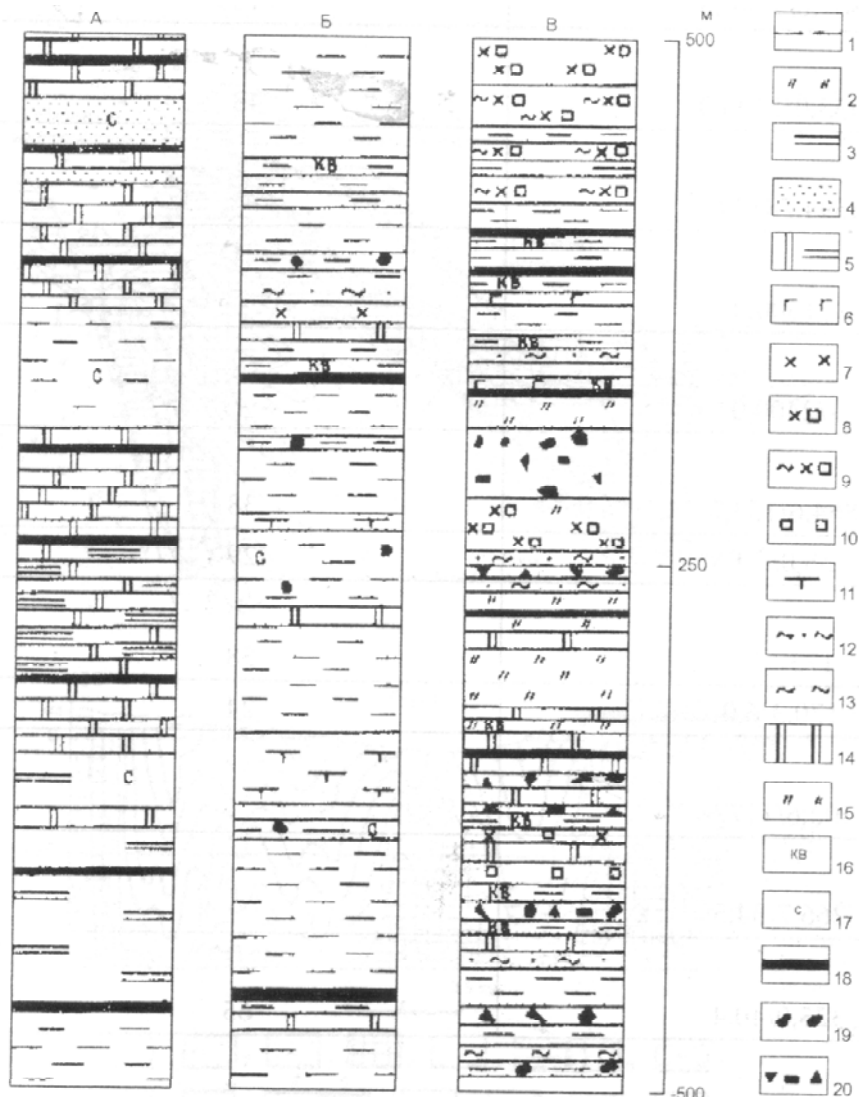


Рис. 4. Фосфатоносные отложения тимской свиты оскольской серии КМА, удаленные от области активного вулканизма на востоке КМА на: 200 км – Рыльская структура (А); 120 км и 10–15 км – Тим-Ястребовская структуры (Б и В). Из [39, рис. 1, с. 84]. Типы пород и минералов: 1–13 – сланцы (1 – углеродисто-кремнистые, углеродисто-кварцевые, 2 – кремнистые окварцованные, 3 – кремнистые, 4 – углеродисто-кремнистые аргиллитовидные, 5 – кремнисто-доломитовые, 6 – гидрослюдистые, 7 – хлоритовые, 8 – хлорит-гранатовые, 9 – биотит-хлоритовые, 10 – гранатовые, 11 – амфиболовые, 12 – биотит-кварцевые, 13 – биотитовые); 14 – доломиты, кальцит-доломитовые мраморы; 15 – интенсивное окремнение, окварцевание; 16 – сливной кварц; 17 – сульфиды; 18–20 – фосфориты (18 – тонкослоистые, 19 – конкреционные, галечные, 20 – брекчиевые)

палеопротерозоя Индии, но месторождений этого вида сырья в раннем докембрии пока не обнаружено. Таким образом, заметные концентрации фосфоритов появились во второй половине палеопротерозоя, что обусловлено прогрессирующим развитием органической жизни. Как правило, фосфаты ассоциируют

с черносланцевыми и карбонатными породами, что подтверждает влияние биоса на фосфатонакопление.

Заключение

Эталонные примеры древних аккумуляций – железа, марганца, золото-урановых, меди, высокоглиноземистых пород – позволяют судить об огромных масштабах экзогенного рудогенеза в раннем докембрии. Помимо рассмотренных в статье полезных ископаемых этого этапа, для него известны месторождения эксгалационно-осадочных колчеданных руд меди, свинца и цинка, этих металлов, а также никеля и кобальта в черносланцевых формациях, первично-осадочных графита и барита. Самые древние цирконий-титановые россыпи архея выявлены в Урал-Тау, занимающем приграничные районы Башкирии и Челябинской области. Кусинско-Златоустовский кварцито-гнейсовый блок основания каледонид Урала содержит пачку мощностью около 100 м с частыми тонкими (миллиметры) слоями гематит-циркон-рутиловых минералов.

Уже древнейшая экзогенная рудная минерализация не выглядит инициальной, начальной. Ее описание наводит на мысль о том, что сама она является следствием длительной предшествующей эволюции, не оставившей вещественных свидетельств в облике Земли. Ее некоторые типы, появившиеся в раннем архее, имеют своих промышленного ранга представителей, формировавшихся и в наши дни. Таковы первично осадочные раннеархейские вольфрамовые проявления Малене (шеелит в турмалинитах, > 2% W, 0.16 г/т Au), занимающие на юго-западе Гренландии площадь 320 км × 120 км [41]. Их аналоги – турмалиниты архейской серии Каайен в Южной Африке [42], архея – раннего протерозоя группы Саколи, Мадхья Прадеш, Индия [43], современные W-носные рассолы озера Серлс в Калифорнии.

Раннепротерозойскими (последняя четверть палеопротерозоя) считаются осадочно-эксгалационные (SEDEX) Pb-Zn залежи месторождений Рампура Агуча, Раджпура Дариба [34, с. 110]. Еще один интересный рудный объект находится в индийском штате Раджастхан – Бхарак, позднеархейское-раннепротерозойское серебряное месторождение, в окремнелых доломитизированных мраморах AR₃-PR₁. Залежи первично осадочные, стратиформные. Содержание Ag – 0.58–0.78% (5.8–7.8 кг/т) [35, с. 162]. Очень интересны древние месторождения рубинов Центрального Памира. Среди них Снежное, Трика, Надежда. Все они локализованы среди средне- и крупозернистых мраморов сарыджилгинской свиты мускольской серии PR₁. Предполагается, что рубины являются метаморфизованными бокситами и строго подчиняются единой поверхности протяженностью в километры [44, с. 428–430]. Все это свидетельствует о чрезвычайно насыщенной минерагении рассматриваемого этапа и необходимости дальнейшего ее изучения, в результате которого будут получены новые теоретически и практически значимые результаты.

Работа выполнена при финансовой поддержке лота № 2011-1.5-515-025.

Summary

A.D. Savko, L.T. Shevyrev. Features of Evolution of Exogenous Minerageny in the Early Precambrian.

In the present article, we show the spatial distribution of the exogenous deposits of iron, manganese, copper, high-alumina raw materials, gold, and other minerals on the Earth's continents in the early Precambrian based on the analysis of our own newly created database of the world's deposits. We describe the main trends in the change of their qualitative characteristics and scales in the range of 4.0–1.6 billion years.

Key words: Archaean; Early Proterozoic; deposits of iron, manganese, bauxite, gold, uranium; cuprous sandstones; minerageny.

Литература

1. *Савко А.Д.* Историческая геология. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2008. – 450 с.
2. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историческая минерагения: в 3 т. – Воронеж: Воронеж. гос. ун-т, 2005–2008.
3. *Cameron E.M.* Archean gold: Relation to granulite formation and redox zoning in the crust // *Geology*. – 1988. – V. 16, No 2. – P. 109–112.
4. *В.Е. Хаин, М.В. Муратов.* Геосинклинальный пояс // БСЭ: в 31 т. – 3-е изд. – М., 1971. – Т. 6. – С. 322.
5. *Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др.* Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: в 3 т. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. – Т. 1: Глобальные закономерности размещения. – 390 с.
6. *Щеголев И.Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. – М.: Недра, 1985. – 196 с.
7. *Бельков И.В.* Кианитовые сланцы Кейв. – М.-Л., 1963. – 321 с
8. *Головенко В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. – Л.: Наука, 1977. – 168 с.
9. *Бушинский Г.И.* Геология бокситов. – М.: Недра, 1975. – 416 с.
10. *Сердюченко Д.П.* Барито-гематитовые и силлиманито-корундовые месторождения из архейских осадочно-метаморфических формаций Якутии и Южной Африки // *Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований*. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 410–430.
11. *Геология СССР. Т. XVIII: Якутская АССР. Полезные ископаемые*. – М.: Недра, 1979. – 412 с.
12. *Озеров К.Н., Быховер Н.А.* Месторождения корунда и кианита в Верхне-Тимптонском районе Якутской АССР // *Труды ЦНИГРИ*. – 1986. – Вып. 82. – С. 32–44.
13. *Савко А.Д., Додатко А.Д.* Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1991. – 232 с.
14. *Ножкин А.Д., Крестин Е.М.* Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия. – М.: Наука, 1984. – 126 с.
15. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.
16. *Дымкин А.М.* Эволюция накопления природных соединений семейства железа. – М.: Наука, 1992. – 256 с.
17. *Хаин В.Е.* Проблемы тектоники раннего докембрия // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология*. – 2000. – № 4. – С. 13–24.

18. *Старостин В.П.* Металлогения. Краткий курс лекций (избранные лекции): в 2 ч. – М.: Моск. гос. ун-т, 2004. – Ч. 1: Fe, Ni, V, Cr, МПГ, Au. – 157 с.
19. *Nadagouda D.B., Hanagodanath R.S., Devoraju T.C.* Banded iron formation from Hulijar-Kuduricanve area, Tumkur district, Karnataka state // *J. Geol. Soc. India.* – 1988. – V. 31, No 4. – P. 417–425.
20. *Гусельников В.Н.* Генетические проблемы железорудных формаций КМА. – М.: Наука, 1972. – 228 с.
21. *Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области. – Апатиты, 2002. – 360 с.
22. *Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.В., Солодов Н.А., Старостин В.И.* Месторождения металлических полезных ископаемых. – М.: Трикта, Акад. проект, 2005. – 718 с.
23. *Бибикова Е.В., Бергман П.А., Грачева Т.В., Макаров В.А.* Архейский возраст железорудных формаций Карелии // *Геохронология и проблемы рудообразования.* – М.: Наука, 1977. – С. 25–32.
24. *Вартанян С.С., Волчков А.Г., Кочнев-Первухов В.И., Новиков В.П.* ЦНИГРИ на Аляске // *Руды и металлы.* – 2010. – № 1. – С. 118–124.
25. *Trendall A.F., Compston W., Nelson D.R., De Laeter J.R., Bennett V.C.* SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* – 2004. – V. 51, No 5. – P. 621–644.
26. *Плаксенко Н.А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере КМА). – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1966. – 264 с.
27. *Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений Западной Карелии // *Геол. рудн. месторожд.* – 1986. – Т. 28, № 2. – С. 101–109.
28. *Janardhan A.S., Swamy N., Capdevila R.* Banded iron formations and associated manganese horizons of the Sargur Supracrustals, Southern Karnataka // *J. Geol. Soc. India.* – 1986. – V. 28, No 2–3. – P. 179–183.
29. *Anbar A.D., Holland H.D.* The photochemistry of Manganese and the origin of Banded Iron Formation // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1992. – V. 56. – P. 2595–2603.
30. *Roy S.* Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* – 1997. – V. 119, No 1. – P. 5–27.
31. *Manikyamba C., Naqvi S.M.* Mineralogy and geochemistry of Archaean greenstone belt-hosted Mn formations and deposits of Dharwar Craton: Redox potential of proto-oceans // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* – 1997. – V. 119, No 1. – P. 91–103.
32. *Романович И.Ф., Филиппова И.А., Дорофеева И.И. и др.* Полезные ископаемые – М.: Недра. – 1992. – 544 с.
33. *Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубочов А.И.* Медистые песчаники и сланцы Мира. – М.: Недра, 1983. – 414 с.
34. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Науч. ред. Д.В. Рундквист. – М.: ИГЕМ РАН, 2004. – 430 с.
35. *Беневольский Б.И., Ганеев И.Г., Скрипченко В.В. и др.* Рудные ресурсы и их размещение по геозпохам. благородные металлы (МПГ, золото, серебро). – М.: Недра, 1995. – 223 с.
36. *Некрасов А.И.* Золоторудные месторождения северо-востока Якутии // *Руды и металлы.* – 2007. – № 5. – С. 26–48.
37. *Чайка В.М.* Рифеиды Центральной Сахары. – М.: Наука, 1979. – 176 с.

38. Голубев В.Н. Возрастные соотношения золоторудной и урановой минерализации в бассейне Витватерсранд // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Материалы Всерос. конф., посв. столетию Н.В. Петровской. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – Т. 1. – С. 150–152.
39. Боровская И.С., Казанцев В.А., Скулков В.А. Литофациальный контроль фосфатонности черносланцевой толщи нижнего протерозоя КМА // Литол. и полезн. ископ. – 1984. – № 2. – С. 82–94.
40. Бекасова Н.Б., Дудкин О.Б. Состав и природа конкреционных фосфоритов раннего докембрия Печенги (Кольский полуостров) // Литол. и полезн. ископ. – 1981. – № 6. – С. 107–113.
41. Appel P.W.U. On an Sn–W-bearing iron-formation in the Archaean Malene supracrustals, West Greenland // Precambrian Res. – 1988. – V. 39, No 1–2: Papers from the International Symposium on Mettalogeny of the Early Precambian. – P 131–137.
42. Soenge P.G. The Nababeep Near West tungsten mine, South Africa. – URL: www.minsocam.org/ammin/AM35/AM35_931.pdf, свободный.
43. Bandyopadhyay B.K., Slack J.F., Palmer M.R., Roy A. Tourmalinites associated with stratabound massive sulphide deposits in the Proterozoic Sakoli Group, Nagpur district, central India // 8-th IAGOD Symposium. Ottawa, Aug. 12–18, 1990. Program with abstracts. – 1990. – P. 43, 44.
44. Литвиненко А.К. Реконструкция бокситоподобных осадков в раннепротерозойских метаморфитах Центрального Памира // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Материалы 5-го Всерос. литолог. совещ. – Екатеринбург, 2008. – Т. 1. – С. 428–430.

Поступила в редакцию
15.11.11

Савко Аркадий Дмитриевич – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой исторической геологии и палеонтологии Воронежского государственного университета.

E-mail: asavko@geol.vsu.ru

Шевырёв Леонид Тихонович – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник НИИ геологии Воронежского государственного университета.

E-mail: shevpp@yandex.ru