

К проблеме закономерностей формирования протерозойских железоокисно-редкоземельных (с медью, ураном, золотом) месторождений типа Олимпик-Дэм – Баян-Обо

Рассматривается особый тип уникальных рудных месторождений, которые часто описываются с эпитетом «необычный», аналоги которых на территории России отсутствуют. По литературным данным приводится характеристика двух месторождений – морфологических антиподов – секущего Олимпик-Дэм и стратиформного Баян-Обо, объединяемых в один тип протерозойских железоокисно-редкоземельных с медью, ураном, золотом месторождений. Подчеркивается возможная связь рудообразования с мантийными и флюидно-эксплозивными процессами.

Ключевые слова: *Олимпик-Дэм, Баян-Обо, ранний протерозой, ранний рифей, железоокисно-редкоземельные (с медью, ураном, золотом) месторождения.*

A. K. JOHANSON (VSEGEI)

On the problem of regularities of formation of Proterozoic iron-oxide-rare earth (with copper, uranium and gold) deposits such type as Olympic Dam – Bayan Obo

The article considers a unique type of ore deposits, which are often described with the epithet “unusual” and analogues of which are absent in Russia. According to the literature, it describes two deposits related to morphological antipodes – the discordant Olympic Dam and the concordant (stratiform) Bayan Obo. Both deposits belong to the same type of Proterozoic iron-oxide-rare earth deposits (with copper, uranium and gold). It is emphasized that this type of ore mineralization has a possible relationship with mantle sources and fluid-explosive processes.

Keywords: *Olympic Dam, Bayan Obo, Proterozoic iron-oxide-rare earth (with copper, uranium and gold) deposits.*

Введение. Открытие в конце 70-х – начале 80-х годов XX в. гигантского месторождения Олимпик-Дэм в Южной Австралии несомненно относится к числу крупнейших событий в рудной геологии второй половины XX в. (2 млрд т руды, содержащей 35 % Fe, 1,6 % Cu, 0,06 % U₃O₈, 0,6 г/т Au, 3,5 г/т Ag и около 0,5 % окислов РЗЭ, по данным на 1983 г. [14, 17]). С экономической точки зрения оно может быть сопоставлено с открытием месторождений тонкодисперсного золота (Карлин, Мурронтау, Сухой Лог).

С точки зрения металлогенической теории открытие Олимпик-Дэм, вероятно, имеет еще большую значимость, поскольку так или иначе затрагивает ряд ключевых и малоработанных проблем эволюции рудных месторождений, соотношений стратиформного и секущего типов оруденения, источников рудного вещества, минеральных и геохимических парагенезисов рудных месторождений и пр.

Не случайно эпитет «необычный» так часто употребляется (и до сих пор) во всех характеристиках этого объекта, начиная с самых первых описаний, а выделение «типа Олимпик-Дэм» как особого класса рудных месторождений признается практически всеми исследователями, несмотря на большое количество разработанных к началу 80-х годов классификаций. На специальной международной конференции, посвященной типу Олимпик-Дэм, организованной Геологической службой США

в феврале 1988 г. в г. Денвер, Колорадо [18], была представлена и обсуждена широкая программа прогноза и поисков месторождений такого типа в пределах Мидконтинента США. Факт этот знаменательный, учитывая общий фон свёртывания поисковых программ и работ практически на все типы минерального сырья в пределах США под давлением суровых государственных экологических запретов и ограничений. В работах исследователей США, Канады и Северной Европы оформился классификационный подход, объединяющий Олимпик-Дэм со знаменитыми магнетитовыми залежами Кирунавара, уникальными стратиформными ниобиево-редкоземельно-магнетитовыми скоплениями Баян-Обо (Внутренняя Монголия, Китай) и многочисленными мелкими и средними по масштабам трубообразными гематитовыми и магнетитовыми телами (с сопутствующей медной, урановой, редкоземельной и иной минерализацией) в комплексах конца раннего протерозоя – начала рифея разных районов мира в единый класс протерозойских железоокисных (с медью, ураном, золотом, редкими землями) месторождений [10, 11].

В нынешней мировой экономической ситуации интерес к данному классу месторождений определяется, естественно, не самими железоокисными скоплениями, а сопутствующей им в промышленных (часто крупных) масштабах минерализацией – медной, урановой, редкоземельной. Такого рода месторождения пока не установлены в России.

Олимпик-Дэм. Месторождение Олимпик-Дэм и несколько однотипных, но меньших по масштабам объектов находятся в пределах провинции Стюарт-Шельф — платформенной структуры на окраине кратона Голер, отделенной от соседней к востоку складчатой зоны Аделаида (геосинклинали по [10, 17]) меридиональной шовной зоной Торренс (рис. 1). Фундамент Стюарт-Шельф сложен метаморфическими и гранитизированными образованиями архея и нижнего протерозоя, обнаженными западнее, в ядре блока Голер. Метаосадочные с телами амфиболитов комплексы нижнего протерозоя включают залежи железистых кварцитов. Архейско-раннепротерозойский фундамент интенсивно деформирован и гранитизирован в период орогении Кимбан между 1800 и 1600 млн лет [17].

Древнее ядро кратона Голер перекрыто субэвральными кислыми вулканитами Голер-Рендж, образующими крупную бассейноподобную структуру в предполагаемом центре кратона (рис. 1), окруженную разновозрастными с вулканитами посторогеничными гранитами. Последние относят к А типу [10], среди них преобладают крупнозернистые разновидности и типичные рапакиви; эти граниты резко отличаются от деформированных гранитов орогении Кимбан. Вулканиты слабо деформированы, имеют относительно пологое залегание и представлены главным образом кислыми игнимбритами с подчиненными лавами и агломератовыми туфами. С ними ассоциируют спорадически распространенные вулканические осадки, красноцветные конгломераты и песчаники. Возраст вулканно-плутонического комплекса Голер-Рендж 1,59–1,45 млрд лет [10, 17]. В. Е. Хаин [5] рассматривает этот комплекс как образование краевого вулканно-плутонического пояса

на границе Австралийской платформы и зарождающегося Восточно-Австралийского геосинклинального пояса. К финальным событиям этого цикла, завершившим формирование кратона Голер, видимо, относится накопление континентальных красноцветов Пандурра, датированных 1425 + 50 млн лет, несогласно перекрывающих кислые вулканиты и граниты и слагающих предположительно грабены север-северо-западного направления [10, 11].

После длительного периода стабилизации и эрозии (1400–1100 млн лет) к востоку от кратона Голер в течение позднего рифея — венда (аделаидий австралийской стратиграфической шкалы) формировалась типичная структура пассивной континентальной окраины — складчатой зоны Аделаида. Этот бассейн, в котором накопилось около 11 км осадков, прошел стадии от окраинно-континентального рифта с основными вулканитами Беда (1078 млн лет) в основании, пострифтового погружения до глубоководных осадков континентального склона, заполнения и затем коллизии с деформацией и внедрением гранитов в эпоху Деламарской орогении (500 млн лет). Стюарт-Шельф, отделенный от Аделаидской складчатой зоны (геосинклинали) зоной Торренс, в аделаидскую эпоху испытал относительно слабое погружение (около 350 м морских шельфовых осадков) и не подвергся действию Деламарской коллизии.

Олимпик-Дэм и однотипные с ним месторождения провинции Стюарт-Шельф приурочены к породам фундамента и перекрыты пологозалегающим чехлом осадков аделаидия.

Примечательна история открытия Олимпик-Дэм. В начале 1970-х годов компания Вестерн Майнинг Корпорейшн приступила к переоценке перспектив

Южной Австралии на медь на основе представлений о возможном нахождении стратиформных залежей в подошве платформенного чехла вблизи предполагавшихся пород-источников (базальтоидных) в фундаменте [17]. По анализу фотоматериалов, гравиметрических и магнитных данных было выделено несколько площадей, в том числе на Стюарт-Шельф. Первая скважина на площади Олимпик-Дэм (пастбище Роксби-Даунс)

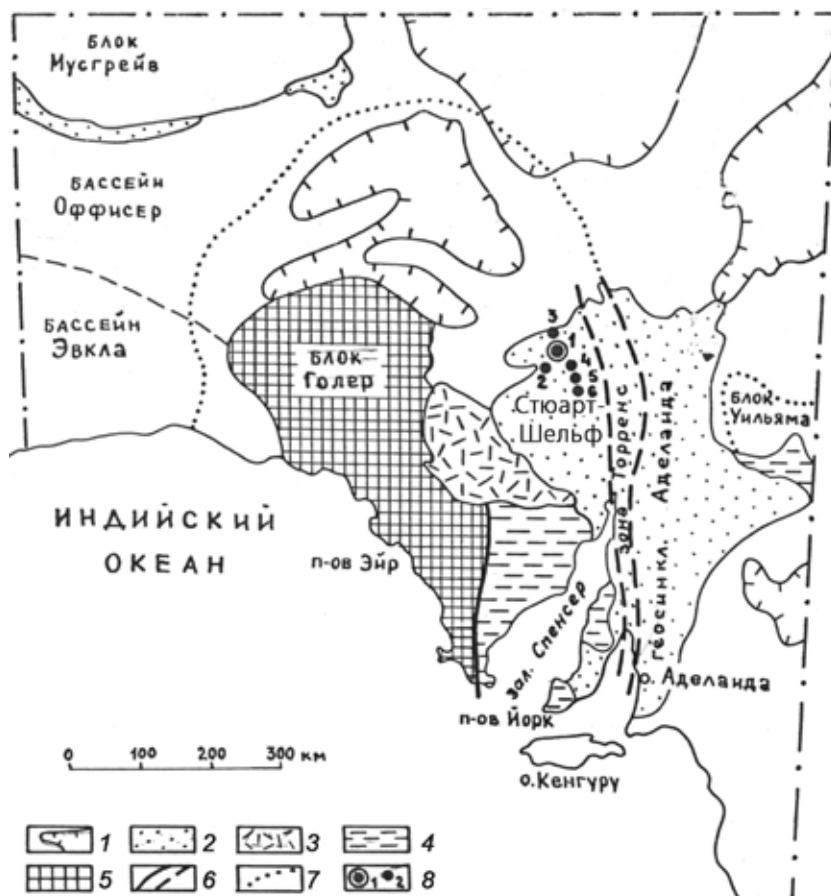


Рис. 1. Тектоническая схема кратона Голер (штат Южная Австралия) и положение Олимпик-Дэм и других среднепротерозойских ураново-медно-железоокисных месторождений на Стюарт-Шельфе. По Д. Робертсу и Дж. Хадсону [17] и С. Хоку [10] с некоторыми изменениями

1 — контуры пермо-триасовых бассейнов; 2 — отложения аделаидия (верхний рифей — венд); 3 — вулканиты Голер-Рендж (1,4–1,6 млрд лет); 4 — нижний протерозой (с гранитоидами раннего-среднего протерозоя); 5 — архейские выступы; 6 — разломы фундамента, в том числе под чехлом аделаидия — палеозоя; 7 — границы кратонов; 8 — ураново-медно-железоокисные месторождения и проявления под чехлом аделаидия: Олимпик-Дэм (1), Акрополис (2), Боупичи (3), Уирда-Велл (4), Дромдери-Дэм (5), Оук-Дэм (6)

в июле 1975 г. в породах фундамента на глубине 350–390 м пересекла интервал с близкими к промышленным содержаниями меди и урана. После серии относительно пустых и слабоминерализованных скважин примерно через год на глубине 350–520 м был вскрыт интервал 170 (!) м со средними содержаниями меди более 2 % и окиси урана около 0,06 % [2]. Эта удача определила дальнейшую программу разведки и поисков. В 1978–1980 гг. были проведены интенсивные буровые работы на площади 25 км², 80 % скважин оказались продуктивными, а в конце 1982 г. заложена разведочная шахта Венан. По данным буровой разведки, первое подробное описание месторождения представлялось как «очень необычный пример рудной минерализации (ассоциация сульфидной меди с окисным железом и концентрациями урана, редких земель и золота) в обломочных осадочных породах» [17, с. 800]. Однако результаты подземной разведки 1982–1988 гг. и более глубокого бурения, дополненные открытием площади Акрополис и других однотипных объектов на расстоянии в десятки километров от Олимпик-Дэм, внесли существенные коррективы в это представление [11, 14].

Площадь месторождения, полностью перекрытая чехлом пологозалегающего аделаидия мощностью 250–350 м, на аэрофотоснимках выражена зоной пересечения линеаментов северо-западного и менее определенного северо-восточного направления, а в геофизических полях – совмещенными относительно контрастными гравитационной и магнитной аномалиями ([17], рис. 2). Вмещающей месторождение средой является крупный гранитный массив Роксби-Даунс, датированный 1,6 млрд лет (по цирконам, уран-свинцовый метод) и относящийся к плутоническому комплексу Хилтаби, комагматичному нижней части вулканитов Голер-Рендж. Массив рассекается тектонической зоной (грабеном) северо-западного направления шириной 3–5 км, выполненной брекчированным гранитом и сложным по составу и генезису комплексом брекчий (рис. 2). **Морфологически** месторождение может быть охарактеризовано как серия крутопадающих дайкоподобных и линзовидных тел гематитовых брекчий шириной десятки-первые

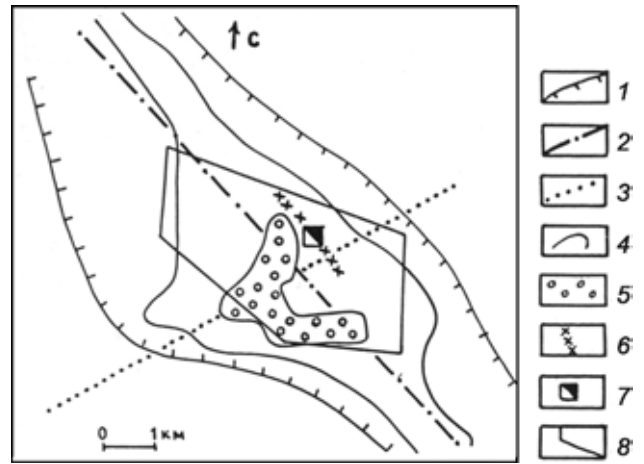


Рис. 2. Обобщенная структурная схема площади Олимпик-Дэм под поверхностью пределаидского несогласия (на глубине 200–250 м от земной поверхности). По Д. Робертсу и Дж. Хадсону [17]

1 – примерные границы грабена в гранитах Роксби-Даунс; 2 – ось грабена; 3 – ось поперечного свода; 4 – контуры распространения гетеролитических и гематитовых брекчий, примерно соответствующие контуру медного оруденения; 5 – вулканокластические породы (вулканическая пачка «формации» Гринфилд); 6 – тела долеритов; 7 – шахта Венан; 8 – контуры участка подземного картирования (рис. 3)

сотни метров, вытянутых в северо-западном направлении и сливающихся в центральной части месторождения в сложный кварц-гематитовый брекчиевый комплекс размером в плане 1,5 × 2,5 км (рис. 3). Комплекс гематитовых и гематитизированных брекчий вместе с сопутствующим ему медно-урановым оруденением распространяется на 7 км в северо-западном направлении при ширине в центральной части до 3 км и глубине более 1 км.

Сложные пространственно-временные соотношения брекчиевых тел разного состава на первом этапе изучения месторождения представлялись как литолого-стратиграфическая последовательность грубообломочных осадочных отложений в грабене на гранитном фундаменте [17]. Н. Орескес и М. Эйнауи [14] на материалах подземного кар-

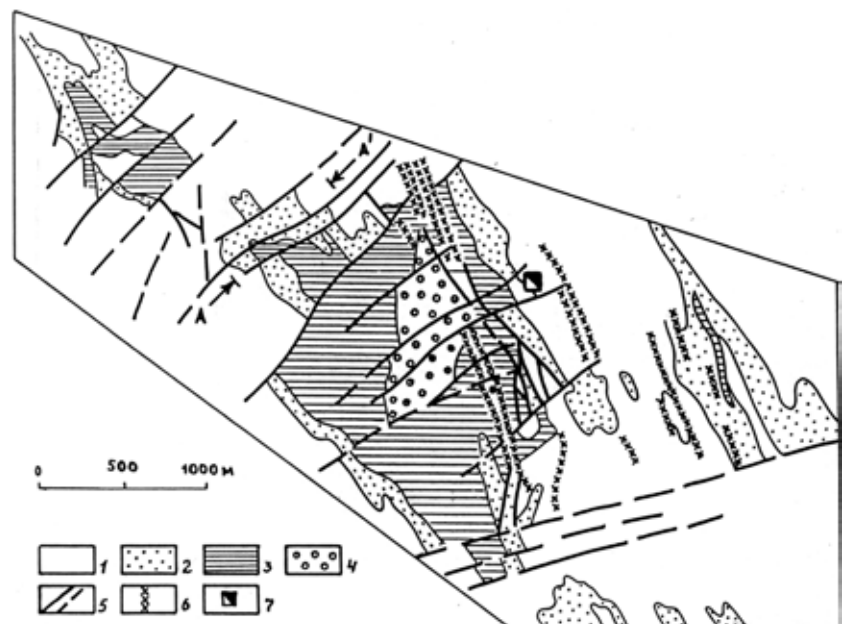


Рис. 3. Геолого-структурный план центральной части месторождения Олимпик-Дэм на уровне –350 м (по данным подземного картирования и бурения). По Н. Орескесу [14] с упрощениями

1 – брекчированные и трещиноватые граниты; 2 – гетеролитические брекчии; 3 – гематитовые брекчии; 4 – туфоконгломераты и туфогенные осадки; 5 – разломы, в том числе предполагаемые; 6 – дайки долеритов; 7 – шахта Венан. А–А' – положение разреза через участок детальных наблюдений (рис. 4, 5)

тирования и детальных наблюдений показали, что более оправданно рассматривать основную массу брекчий Олимпик-Дэм как последовательные стадии механического дробления и гидротермального изменения вмещающего гранита, соответствующие зональности как месторождения в целом, так и отдельных брекчиевых тел.

На периферии месторождения слаботрещиноватые граниты, частично гематитизированные и серицитизированные, постепенно переходят в брекчии, сложенные обломками измененного гранита в серицитовом и гематитовом матриксе. В свою очередь они сменяются гетеролитическими брекчиями, сложенными преимущественно обломками измененного гранита и гематита. Отношение гематит/серицит и количество матрикса в этих брекчиях нарастают по направлению к центру месторождения, где преобладают гематит-кварцевые микробрекчии и массивный гематит (рис. 3).

Вмещающие граниты крупнозернистые (0,5–2 см), в первичном их составе 50 % К-На полевого шпата, 20–25 % плагиоклаза, 20–25 % кварца, менее 5 % биотита и амфибола, акцессорные циркон и магнетит. Многие полевые шпаты обнаруживают структуру рапакиви: ядро калишпата окружено каймой плагиоклаза. Даже в наименее измененных блоках и на участках в пределах площади Олимпик-Дэм граниты интенсивно изменены: биотит и амфибол хлоритизированы, полевые шпаты серицитизированы (обычно полностью) и пропитаны гематитом.

В гранитных брекчиях угловатые и полуугловатые обломки измененного гранита погружены в кварц-серицитовый матрикс с переменным коли-

чеством гематита и хлорита, а также с флюоритом, сульфидами, минералами РЗЭ и уранинитом.

Брекчии, содержащие обильный гематит, составляют наиболее яркую геологическую особенность месторождения. Они являются вмещающей породой для большей части промышленного ураново-медного оруденения и могут быть подразделены на два типа: гетеролитические и собственно гематитовые (рис. 3, 4). Оба типа характеризуются прерывисто-полосчатой текстурой, определяемой чередованием слоев черного и красного гематита, преимущественной ориентировкой обломков изверженных пород и линз разрушенного гранита и ориентировкой, согласной с залеганием тел брекчий: северо-западное простирание и крутое падение. Полосчатые (слоистые) текстуры неустойчивы в масштабе месторождения и выдерживаются непрерывно от первых десятков сантиметров до первых десятков метров.

Гетеролитические брекчии состоят из слабосортированных обломков гранита и гематита, резе афанитовых и порфировых изверженных пород размером 0,1–10 см, редко больше, в кварцсодержащем серицит-гематитовом матриксе. Эти брекчии включают также обломки более ранних брекчий, жил кварц-гематитового, баритового, флюоритового состава и в свою очередь сами пересекаются такого же состава жилами и прожилками.

Многие гетеролитические брекчии постепенно переходят в кварц-гематитовые микробрекчии и тонкозернистые массивные гематит-кварцевые породы (рис. 3, 4). Контакты между этими литологическими типами постепенные, от первых сантиметров до метров; от гетеролитических брекчий они отличаются лишь обилием гематита. Типич-

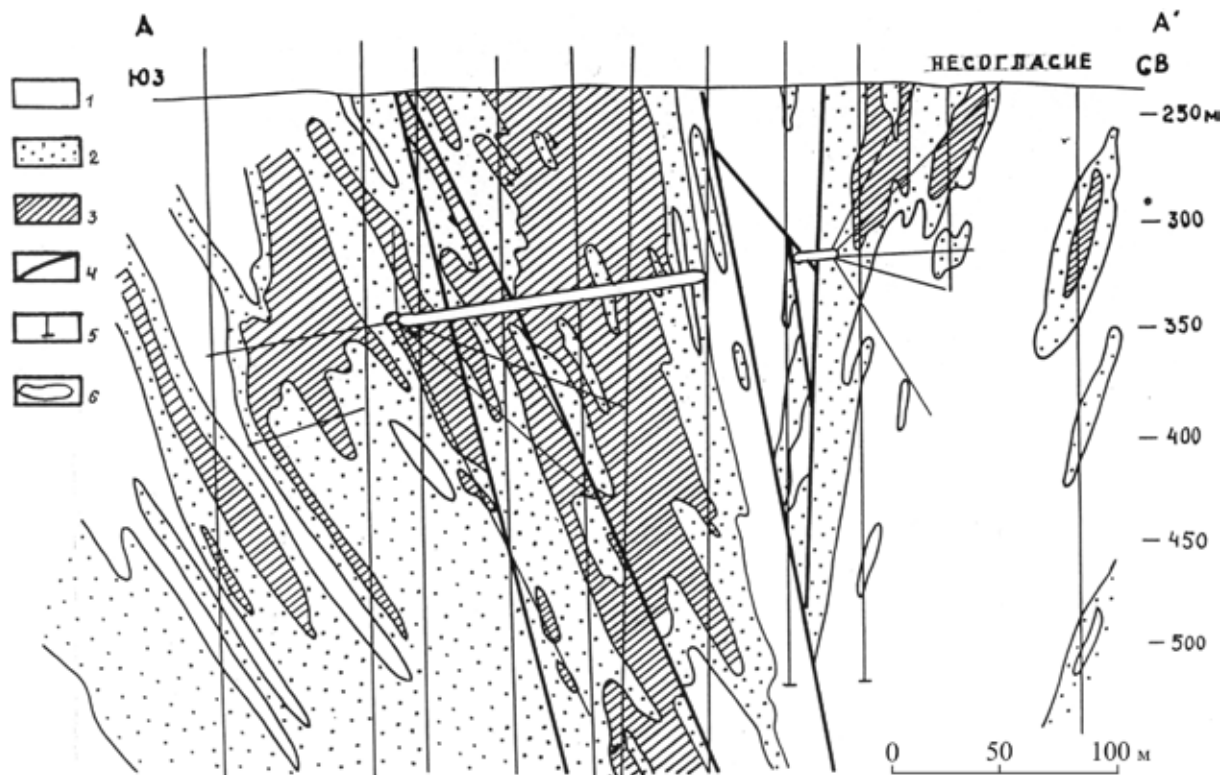


Рис. 4. Распределение основных типов брекчий в разрезе через площадь детальных работ. Месторождение Олимпик-Дэм. По Н. Орескесу [14]. Положение разреза на рис. 3

1 – брекчированный гранит; 2 – гетеролитическая брекчия; 3 – гематитовые брекчии; 4 – разломы; 5 – скважины; 6 – подземные выработки

ный состав гематитовых брекчий: 40–70 % гематит, 20–40 % кварц, 5–15 % серицит, до 10 % флюорит и небольшое количество барита, сидерита, минералов РЗЭ и сульфидов.

Одна из особенностей гетеролитических и гематитовых брекчий – присутствие в них фрагментов и блоков (длиной до нескольких метров и даже десятков метров) слоистого гематита и тонкослойчатого барита с несомненными осадочными текстурами [14]. Эти фрагменты сосредоточены, по-видимому, только в верхней части месторождения до глубины 350–400 м от поверхности. Слоистый гематит – тонкозернистая тонкослойчатая порода, состоящая на 50–90 % из гематита с переменными количествами кварца, барита, серицита и подчиненными флюоритом и минералами РЗЭ. Местами гематитовые слои чередуются со слоями кварцевого песка также со слойчатостью миллиметрового масштаба. Тонкослойчатый барит наблюдался в подземных выработках в виде нарушенных слоев мощностью до 10 см и протяженностью от первых метров до первых десятков метров. Составляющие породу ламины образованы ультра-тонкозернистыми сростками барита и бастнезита с подчиненными количествами мусковита, гематита, флюорита и халькозина-борнита, тонкозернистым кварц-серицитовым песком, тонкослойчатым гематитом.

Наконец, в ограниченном разломами блоке в ядре месторождения распространены вулканокластические породы – переслаивающиеся туфоконгломераты и тонкозернистые туфогенные гематитизированные алевролиты. Эта совокупность пород на ранней стадии разведки месторождения выделена как вулканическая пачка формации Гринфилд мощностью до 250 м (рис. 3). Туфоконгломераты состоят из округленных валунов и галек порфировых изверженных пород в песчаноподобном матриксе из вулканических лапиллей или пепла, замещенного серицитом. Эти образования рассматриваются как сохранившийся от преаделаидского размыва реликт вулкаников Голер-Рендж, которые перекрыли граниты до начала основной гидротермальной деятельности [14].

Среди тектонических нарушений различаются разломы, предшествовавшие или синхронные брекчированию, и заведомо пострудные разломы. Первые, северо-западного направления, устанавливаются только при детальном наблюдении в подземных выработках и обычно залечены гематитом [14]. Пострудные нарушения группируются в две системы: северо-восточную, иногда с отчетливым правосторонним сдвигово-сбросовым смещением, и северо-западную, проявленную преимущественно на восточном фланге месторождения и нередко залеченную пострудными дайками долеритов (рис. 3).

Медносульфидное оруденение совпадает с общим контуром развития гематитовых, гетеролитических и окружающих их гранитных брекчий (рис. 2), но распределение промышленных (более 1 % Cu) руд и сульфидов меди достаточно сложное. Общая картина сульфидной зональности описывается следующим образом [14]. Центральное гематитовое ядро почти лишено сульфидов и содержит лишь незначительные количества халькозина-борнита. Затем следует наиболее богатая медью воронкообразная борнит-халькозиновая зона (рис. 5). Далее по направлению от центра месторождения можно наблюдать смену существенно борнитовых (с халькозином) ассоциаций борнит-халькопиритовой, халькопирит-пиритовой и, наконец, дистальной чисто пиритовой. На восточном фланге месторождения существенно пиритовые брекчи ассоциируют с обильными жилами сидерита. Аналогичная зональность часто выражена и в отдельных телах брекчий. Интегральная картина зональности оказывается достаточно сложной (рис. 5). По представлению Н. Орескеса и М. Эйнаути [14], подкрепленному минераграфическими наблюдениями, верхняя, наиболее богатая халькозиновая зона может выглядеть как зона вторичного сульфидного обогащения (аналогичная развитым, например, на многих меднопорфировых месторождениях), которая наложена на первичную картину зональности сульфидов железа и меди.

Минералы урана с преобладающей урановой смолкой и подчиненными ей коффинитом и бранеритом в матриксе гематитовых брекчий ассоции-

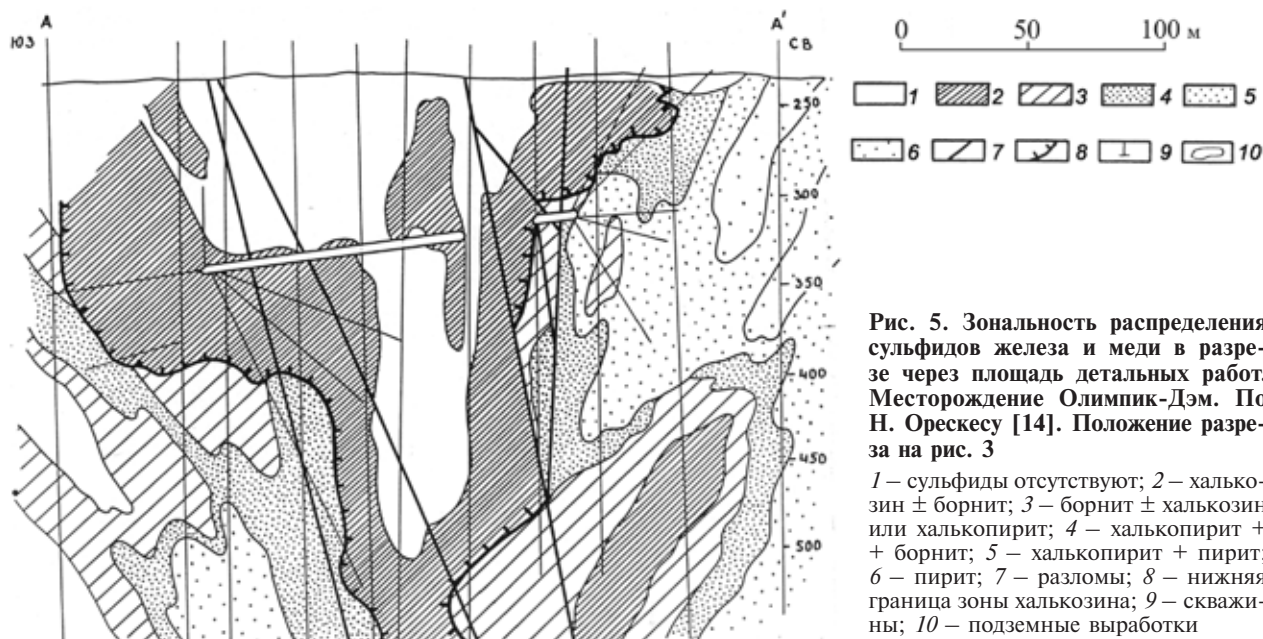


Рис. 5. Зональность распределения сульфидов железа и меди в разрезе через площадь детальных работ. Месторождение Олимпик-Дэм. По Н. Орескесу [14]. Положение разреза на рис. 3

1 – сульфиды отсутствуют; 2 – халькозин ± борнит; 3 – борнит ± халькозин или халькопирит; 4 – халькопирит + борнит; 5 – халькопирит + пирит; 6 – пирит; 7 – разломы; 8 – нижняя граница зоны халькозина; 9 – скважины; 10 – подземные выработки

руют с сульфидами, серицитом и флюоритом [17], а также минералами редких земель. Обычно это тонкозернистые агрегаты, иногда оторочки вокруг обломков и микропрожилки. Как правило, кондиционные медные руды содержат и относительно высокие концентрации урана; ураново-редкоземельная минерализация (вместе с флюоритом) свойственна и почти безсульфидным гематитовым брекчиям в центре месторождения.

Из минералов редких земель достоверно установлены четыре главные фазы: бастнезит, флоренсит, монацит и ксенотим [14]. Бастнезит – фторкарбонат церия и лантана – наиболее распространен. Запасы РЗЭ по месторождению не подсчитывались, но имеются указания, что «гематитовые брекчии обычно содержат около 5000 г/т РЗЭ» [14, с. 2], а состав редких земель сильно смещен в сторону легкой группы. Содержания РЗЭ прямо коррелируют с количеством гематита, а максимальные их концентрации связаны с гематит-кварцевыми микробрекчиями в географическом центре месторождения [14]. В большой степени обогащены РЗЭ также кварц-серицитовые жилы и участки тонкослойчатого барита. В последнем случае эти высокие концентрации РЗЭ ассоциируют с повышенными содержаниями стронция, тория, иттрия, олова и вольфрама.

Наиболее высокие содержания серебра связаны с существенно борнитовыми рудами.

Что касается золота, то оно установлено в виде включений размером 10–20 мкм и менее в сульфидах борнит-халькозиновых зон и в гематите. Микропрожилки золота наблюдались также в жилах барита и в сильно силицифицированных брекчиях гранита в верхней части месторождения [17].

Имеется много наблюдений, касающихся минеральных парагенезисов и последовательности событий минерализации на месторождении, но наблюдения эти пока не систематизированы. Одни и те же минералы и даже их однотипные парагенетические сочетания встречаются как в обломках брекчий, так и в матриксе и поздних жилах и прожилках, пересекающих тела брекчий. Обобщая данные детальных наблюдений, Н. Орескес и М. Эйнаути [14] выделили главные парагенезы, характеризующие раннюю, среднюю и позднюю стадии брекчие- и рудообразования. К минералам ранней стадии отнесены серицит, кварц и гематит. В средней ста-

дии к этим основным жильным минералам добавляются фиолетовый флюорит, барит, халькопирит, пирит, борнит, монацит, бастнезит и, возможно, урановая смола. В парагенезисах поздней стадии находим те же минералы плюс халькозин, сидерит и зеленый флюорит. Совокупность наблюдений над минеральными парагенезисами свидетельствует об относительно непрерывном протекании процессов минералообразования параллельно с многоактным брекчированием и обрушением в центральной части месторождения. Важно подчеркнуть, что неизменные вмещающие граниты массива Роксби-Даунс не обнаруживают первичной обогащенности ни одним из компонентов, составляющих месторождение, – содержания железа, меди, урана, редких земель в гранитах не выходят за пределы мировых кларков, свойственных этим породам [14].

Н. Орескес и М. Эйнаути [11, 14] предложили модель формирования месторождения Олимпик-Дэм, наиболее обоснованную, как нам представляется, на современной стадии изученности объекта (рис. 6).

Массив гранитов Роксби-Даунс, становление которого на умеренных глубинах завершилось около 1600–1590 млн лет назад, был поднят и эродирован, а затем разбит системой расколов растяжения северо-западного направления. В неглубоком грабене, ограниченном этими расколами, накапливались вулканические конгломераты и туфогенные осадки, вероятно, синхронные поздним проявлениям вулканического комплекса Голер-Рендж.

Образование месторождения происходило предположительно в 1450–1350 млн лет под действием мощного воздымавшегося потока гидротермальных растворов, использовавших наиболее глубокие расколы в осевой части грабена. Рудная минерализация достигала палеоповерхности и распространялась до глубины более 1 км. Намечается следующая цепь событий.

Ранняя гидротермальная деятельность образовала большой объем серицитизированного и начально гематитизированного гранита, что сопровождалось гематитовыми жилами и начальным брекчированием. Не исключено, однако, что интенсивной серицитизации предшествовало хлорит-карбонатное изменение с образованием магнетит-сидерит-пиритовых жил, установленных в последние годы на восточном фланге месторождения [11].

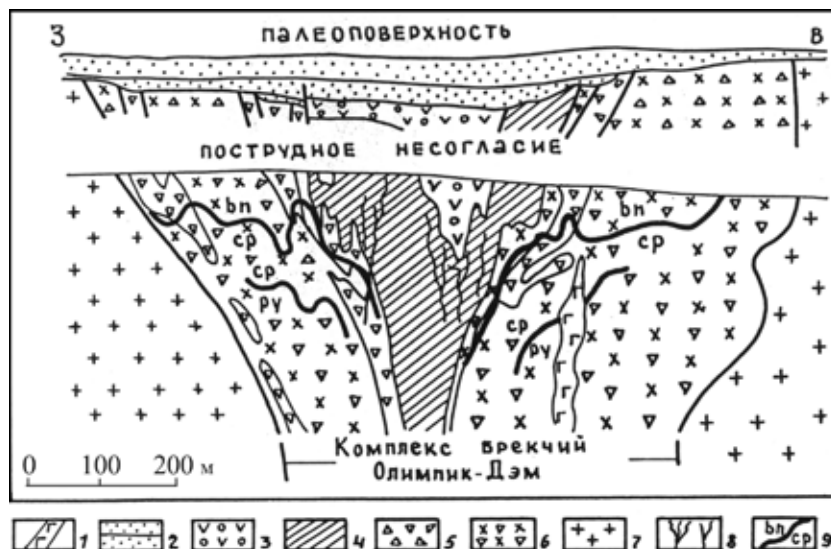


Рис. 6. Модельный геологический разрез через месторождение Олимпик-Дэм. По М. Хитцману и др. [11]

1 – дайки долеритов, возможно, синхронные вулканикам Беда (1,05–1,1 млрд лет); 2 – красочетные континентальные осадки Пандурра (1,425 ± 0,05 млрд лет); 3 – вулканы Голер-Рендж (1,45–1,55 млрд лет); 4–6 – комплекс брекчий Олимпик-Дэм: гематит-кварцевые брекчии (4), гетеролитические брекчии (5), гранитные брекчии и брекчированные граниты (6); 7 – граниты Роксби-Даунс (1,59–1,6 млрд лет); 8 – минерализованные жилы; 9 – границы основных сульфидных зон: bn – борнитовой (± халькозин, халькопирит), ср – халькопиритовой (± борнит, пирит), ру – пиритовой

За ранней стадией следовали интенсивное брекчирование и перемалывание гранита, сплошная его серицитизация и локальное замещение гематитом, отложение гематита в матриксе близповерхностных брекчий, сопровождавшееся отложением флюорита, барита, уранинита и минералов РЗЭ. По мере того как в подповерхностных условиях продолжалось образование гематитовых брекчий, гидротермальная деятельность достигала палеоповерхности, отлагая продукты жерловых эксгалаций: тонкослойчатые гематитовые и барит-бастнезитовые осадки в мелководье, возможно, синхронные нижней части красноцветов Пандурра (рис. 6). На глубине продолжались брекчирование и отложение гематита, барита и флюорита, сконцентрированные в центральной части брекчиевой колонны и сопровождавшиеся отложением минералов РЗЭ и начальным отложением пирита.

Структурное обрушение в верхней части брекчиевого комплекса под действием продолжавшегося растяжения в центре грабена привело к дезагрегации полуконсолидированных поверхностных осадков и включению их в брекчии в виде небольших блоков и обломков. Проседание могло достигать 100 м и более.

Вслед за стадией обрушения и завершением формирования брекчиевого комплекса произошел наиболее значительный привнос железо-медных сульфидов, обусловивших вкрапленную и прожилковую медную минерализацию в обломках и матриксе брекчий и создав зональное ее распределение, параллельное крупным контактам брекчий с центром в гематитовом брекчиевом ядре системы (рис. 6). На заключительных стадиях гидротермальной деятельности образовались жилы барита, флюорита и кварца с сульфидами меди.

Дальнейшая история месторождения относится, видимо, к периоду воздымания и эрозии после накопления осадков Пандурра, но задолго до стадии рифтогенеза, связанной с началом формирования соседней пассивной окраины Аделаида (около 1100 млн лет назад). В эту первую эпоху пострудной эрозии произошло поверхностное окисление и выщелачивание сульфидов в верхних частях гематитовых брекчий с локальным развитием высокосортовых халькозиновых супергенных руд (зона вторичного обогащения) в подстилающих гетеролитических и гранитных брекчиях (рис. 5).

Последующая эрозия привела к уничтожению перекрывающих осадков Пандурра и почти полному размыву выполнявших грабен вулканитов, а также нескольких сот метров (?) верхней части брекчиевого комплекса (рис. 6). Сбросово-сдвиговое смещение частей месторождения (в том числе и зон супергенного халькозинового обогащения) по разрывам северо-западного направления, а также внедрение основных даек по северо-восточным расколам, видимо, произошли около 1100 млн лет назад, синхронно со становлением вулканитов Беда в основании аделаидского комплекса.

Баян-Обо. Железоокисно-ниобиево-редкоземельное месторождение (рудное поле) Баян-Обо находится в горах Иншань, в западной части автономного района Внутренней Монголии (Китай), в 150 км к северу от г. Баоту. Месторождение – две сближенные магнетитовые горы – открыто в 1927 г. китайским геологом Динь Дао-хенгом. В начале 1930-х годов минералог Хе Зу-линь

обнаружил в магнетитовых с флюоритом рудах минералы редких земель [16]. Месторождение разведывалось, изучалось и разрабатывалось в небольших объемах вплоть до 1980-х годов, когда (во времени это совпало с открытием месторождения Олимпик-Дэм) интерес к Баян-Обо стал воистину всемирным, а масштабы его промышленной разработки резко возросли. По оценкам последних лет, Баян-Обо – уникальный рудный район, содержащий около 80 % мировых запасов промышленных руд редких земель [16]. Здесь установлено свыше 170 минералов, в том числе 15 новых.

Рассматриваемый рудный район находится в пределах краевого поднятия Внутренней Монголии – активизированной периферической широтной структуры Северо-Китайской плиты (Сино-Корейского кратона) на границе ее с располагающимся севернее Центральное-Азиатским складчатым (геосинклинальным) поясом [5]. С плитотектонических позиций район этот находится на стыке Северо-Китайской континентальной плиты и герцинской океанической плиты Внутренней Монголии [16].

Составляющие древнее ядро поднятия Внутренней Монголии архейские серии Цзинин и Улашань представлены сложным комплексом метаморфитов гранулитовой фации – гнейсами и кристаллическими сланцами, интенсивно гранитизированными и мигматизированными [9]. Они образуют гнейсовые купола, обрамленные входящими в серию Утай раннепротерозойскими гнейсами, метавулканитами и метаосадками амфиболитовой фации, включающими пласты железистых кварцитов. Верхняя часть нижнего протерозоя представлена серией Хуто – метаморфизованными в зеленосланцевой фации разными по составу флишоидными осадками (песчано-сланцевыми, вулканогенно-терригенно-карбонатными). Комплексы архея – нижнего протерозоя интродуцированы телами гранитов и пегматитов, в том числе редкоземельными [12], с возрастными датировками 1950 ± 50 млн лет. В этот период (орогенция Сээртаньшань), как полагают, завершилось формирование фундамента Сино-Корейского кратона, по крайней мере северной его части, включающей поднятие Внутренней Монголии.

На метаморфическом гранитизированном фундаменте с резким угловым несогласием залегают слабометаморфизованные карбонатно-терригенные осадки серии Баян-Обо, относимые к системе Чанчен раннего рифея (среднего протерозоя [9]). Серия характеризуется значительной изменчивостью мощностей и состава в разных локальных структурах. Карбонатные породы серии содержат строматолиты *Sonophyton*, изотопные датировки средней и верхней частей серии 1520 млн лет [3]. Л. Дрю и соавторы [8] указывают на возраст серии Баян-Обо 1650–1350 млн лет. Мощность осадков серии на площади рудного района 1200–2000 м, серия разделена на девять пачек, состав и строение которых приведены в табл. 1.

Кровля серии Баян-Обо в районе размыта, сама серия собрана в узкие складки субширотного направления, пронизана многочисленными интрузиями герцинских гранитоидов, а к северу от площади рудного поля рассечена зоной чешуйчатых надвигов (рис. 7). Интрузии представлены щелочными гранитами и гранодиоритами с возрастом 250–260 млн лет (пермь) и, вероятно, слагают крупный батолит, содержащий в провисах кровли

Состав и строение (сверху вниз) серии Баян-Обо в одноименном рудном районе
(к югу от надвига Куанг-Гоу, рис. 7). По Менг Квинруну, 1982, из работы Е. Чао и др. [7]

Номер пачки	Мощность, м	Состав
H9	340–360	Сланцы серые и темно-серые: глинистые, углеродистые, биотитовые, калишпатизированные
H8	240–250	Рудовмещающая пачка. Доломитовый мергель с подчиненным известковым мергелем и прослоями кварцита в верхней части. На восточном фланге – альбитизированные порфириды и метатифы
H7	30–200	Аркозовые песчаники, доломиты, известковые сланцы
H6	70–230	Известковые аркозовые кварциты, чистые кварциты, темные сланцы, линзы доломита
H5	Более 130	Темные сланцы с прослоями алевритовых песчаников и кварцитов
H4	Около 145	Кварцитовидные аркозовые песчаники, тонко-среднезернистые, с прослоями углеродистых сланцев
H3	Более 38	Темные углеродистые сланцы с прослоями алевритовых песчаников, слюдяных сланцев и кварцитов
H2	50–75	Кварциты тонко-среднезернистые
H1	40–150	Грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты

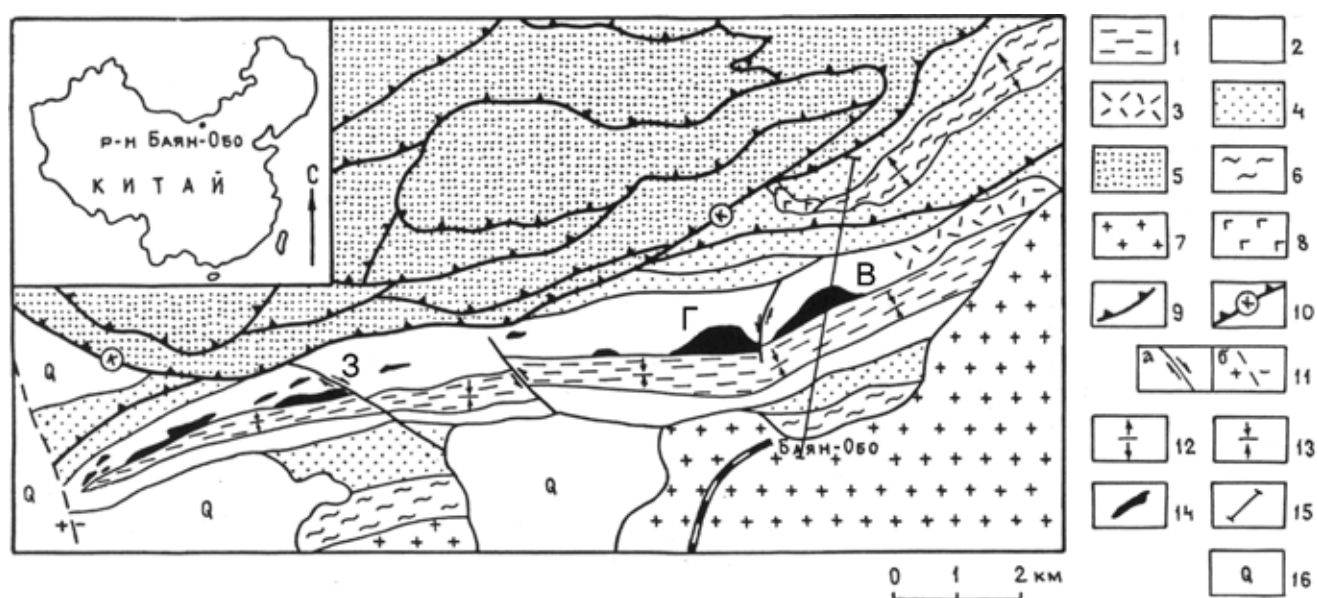


Рис. 7. Структурно-геологическая схема рудного района Баян-Обо. Масштаб 1 : 130 000. По Е. Чао и др. [7]. Упрощено с добавлениями по другим источникам

1–5 – стратифицированная серия Баян-Обо (табл. 1): 1 – пачка H9, углеродистые сланцы, 2, 3 – пачка H8, рудовмещающая: доломитовый мергель (2), альбитизированные порфириды, метатифы (3), 4 – пачки H1–H7 нерасчлененные, преимущественно терригенные породы, 5 – серия Баян-Обо, нерасчлененная (к северу от надвига Куанг-Гоу); 6 – серия Утай (нижний протерозой): гнейсы, метапесчаники, кристаллические сланцы; 7, 8 – герцинские интрузии: 7 – граниты, 8 – диориты; 9 – надвиги, 10 – надвиг Куанг-Гоу, 11 – сдвиги (а) и сбросы (б); 12, 13 – оси складчатых структур: антиклиналей (12), синклиналей (13); 14 – магнетит-редкоземельные рудные тела: Г – Главное, В – Восточное, З – Западная группа (16 рудных тел); 15 – линия геологического разреза (рис. 8); 16 – четвертичные наносы

осадки серии Баян-Обо [8]. В экзоконтактах развиты зоны кальцит-силикатных роговиков шириной до 100 м. Пространственная связь пластовых железо-редкоземельных руд Баян-Обо с ареалом герцинских гранитов до середины 1980-х годов не оставляла сомнения в том, что оруденение генетически связано с постгранитной гидротермальной деятельностью в конце позднего палеозоя [12, 13].

Рудное поле Баян-Обо охватывает площадь 18 × 3 км, вытянутую в широтном направлении и выраженную в геофизических полях сильными магнитными, гравитационными и умеренными радиоактивными аномалиями [8, 13] (рис. 7, 8).

Рудное поле включает две крупные компактные магнетит-редкоземельные залежи – рудные тела Главное (1500 × 250 м) и Восточное, а также 16 более мелких магнетитовых тел на участке Западный (рис. 7, 8). Л. Дрю с соавторами [8] называют суммарные запасы месторождения 1,5 млрд т железа и 37 млн т окислов редких земель. Последняя величина, вероятно, меньше в 2–3 раза, поскольку, по последним данным, вся доломитовая пачка H8 в пределах рудного поля может рассматриваться как кондиционная руда редких земель со средним содержанием суммы их окислов около 2,5 % [16, 20]. Количественные оценки запасов ниобиевых

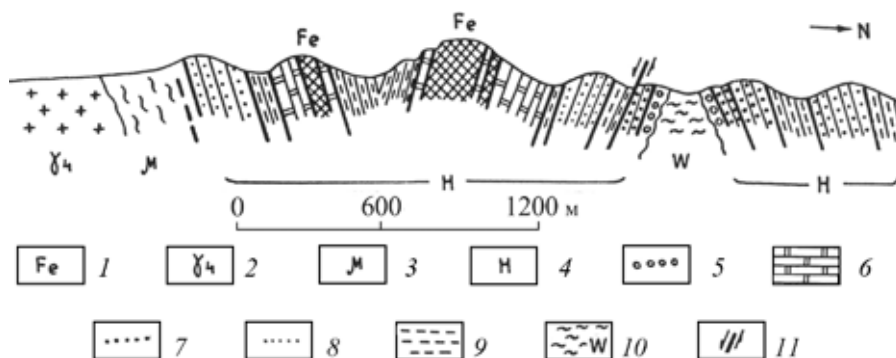


Рис. 8. Геологический разрез через восточный фланг месторождения Баян-Обо. Масштаб 1 : 30 000. По Ту Гуан-чжи и др. [19]

1 – магнетит-редкоземельные рудные тела; 2 – герцинские граниты, 3 – мигматиты, 4 – группа пород Баян-Обо; 5 – конгломераты, кварциты; 6 – доломиты, известняки, кварциты; 7 – белые кварциты; 8 – темные кварциты; 9 – черные сланцы; 10 – группа Утай-гнейсы, кристаллические сланцы; 11 – сбросо-сдвиги

руд в литературе не приводятся, но они рассматриваются как очень крупные [8].

Д. О. Онтоев [3], ссылаясь на данные академика Чен Го-да, приводит цифры запасов и содержаний по основным рудным телам месторождения Баян-Обо (табл. 2).

Пластовые и линзовидные рудные залежи (тип стратабаунд) локализованы в доломитах пачки Н8 и перекрывающей пачке черных сланцев Н9 [7]. Рудовмещающая пачка сложена слоистым тонко- и грубозернистым мраморизованным железистым доломитом с редкими остатками онколитов, примесью кварцевого песка и маломощными прослойками кварцитов. На восточном фланге рудного поля [9], за пределами месторождения, на стратиграфическом уровне рудовмещающих доломитов содержатся кислые вулканические породы – субаквальные лавы и туфы (рис. 7).

Рудные тела имеют массивную или полосчатую текстуру и сложены в основном магнетитом и гематитом с переменными количествами флюорита, монацита, бастнезита, эшинита, колумбита, апатита, альбита, барита, калишпата, эгирина, карбонатов, биотита и целого ряда менее распространенных минералов. Рудные тела обладают внутренней зональностью: ядро массивного магнетита по латерали постепенно сменяется полосчатой магнетит-гематит-монацит-бастнезит-флюоритовой рудой, на периферии переходящей в слоистый доломит, содержащий рассеянно-вкрапленные магнетит, монацит, бастнезит и флюорит [11, 20]. В лежачем боку рудных тел проявлено натриевое изменение и слабая железистоокисно-редкоземельная минерализация,

представленная жилами альбита-натриевого амфибола (\pm натриевый пироксен) с подчиненными магнетитом и монацитом. В всячем боку рудных залежей перекрывающие черные сланцы брекчированы, а их обломки превращены в микрокристаллический микроклин (калиевое изменение). Матрикс брекчии представлен минералогически сложной смесью калишпата, биотита, флюорита, альбита, гематита, магнетита, кальцита, бастнезита, монацита, апатита, барита, ниобатов, пирохлора, пирита, карбонатов железа [10, 19].

Ту Гуан-чжи с соавторами [19] приводят данные о содержании РЗЭ в нескольких разновидностях ниобиево-редкоземельно-железных руд Баян-Обо: массивной, полосчатой, эгириновой, доломитовой, рибекитовой. В приведенных анализах содержания суммы окислов РЗЭ от 1,5 до 9,0 % при отношении суммы легких РЗЭ к сумме тяжелых РЗЭ (включая иттрий) от 41 до 62, т. е. обогащенность легкими РЗЭ выражена чрезвычайно резко, как и на месторождении Олимпик-Дэм (см. выше). Те же авторы отмечают, что во многих случаях «нет свидетельств того, что карбонатные минералы были замещены минералами РЗЭ; более вероятно, что они отлагались совместно» [19, с. 34]. Тонкозернистые структуры как минералов железа, так и РЗЭ (с размером зерен менее 50 мкм) преобладают в рудах, как преобладают и тонкослойчатые, полосчатые, прерывисто-полосчатые текстуры руд [7]. Иногда наблюдаются микроскладки, структуры смятия.

Из опубликованных данных по минеральным парагенезисам можно заключить, что наиболее ранней является вкрапленная монацитовая минерализация, возможно, синхронная с вмещающими доломитами, что подтверждается изотопными датировками 1,4–1,8 млрд лет [7, 19, 20]. Далее – фаза вкрапленной и полосчатой магнетитовой минерализации и несколько более поздней гематитовой. За отложением основных окислов железа – стадия формирования наиболее богатых тонкозернистых и тонкослойчатых монацит-бастнезитовых руд с широко проявленными структурами метасоматического замещения [7]. Более поздняя редкоземельная минерализация – относительно крупнозернистый монацит, бастнезит, эшинит, хуанхэит (фторкарбонат бария и редких земель) и ассоциирующий с ними эгирин. Этот эпизод оруденения датирован по U-Pb и Sm-Nd изохронным методам

Таблица 2

Содержания и запасы ΣTR_2O_3 , Nb_2O_5 , Fe в основных рудных телах (участках) месторождения Баян-Обо (по Чен Го-да, 1982, из статьи Д. О. Онтоева [3])

Рудное тело	Запасы руды, млн т	Содержание, %		
		ΣTR_2O_3	Nb_2O_5	Fe
Главное	20	6,10	0,141	35,83
Восточное	15	5,71	0,126	33,51
Участок Западный	10?	1,1–1,4	0,07–0,09	31,34

цифрой 430 млн лет, т. е. относится к каледонской минерагении [7]. Еще более позднее постскладчатое (постколлиззионное) оруденение включает окислы железа и РЗЭ и ассоциирует с сульфидами (пирит, пирротин, галенит, сфалерит), калишпатом, кремнеземом, микроклиновыми пегматитами и кальцитовыми жилами [6]. Многочисленные датировки этой стадии 280–230 млн лет [13].

Таким образом, месторождение Баян-Обо имеет сложную и длительную историю, но почти все исследователи в последние годы сходятся на том, что основной объем железо-редкоземельной минерализации был отложен до герцинской коллизии и даже ранее менее выраженного акта каледонской орогении и целиком относится к раннему рифею – протерозою, претерпев лишь некоторую трансформацию в палеозое.

Обсуждая вопросы генезиса рудных залежей Баян-Обо, Ян Цон-син и другие китайские исследователи отмечают, что доломит (главная рудовмещающая порода) «имеет отчетливо слоистую текстуру и удивительно сходна с редкоземельными и ниобиевыми карбонатитами (выделено мною. – А. И.) в других частях мира с точки зрения минерального, петрохимического состава и состава РЗЭ» [20, с. 440]. Общие генетические особенности Баян-Обо с редкоземельными карбонатитами Маунтин-Пасс, Калифорния, также относящимися к раннему рифею (среднему протерозою), подчеркивают Дж. Филпотс и соавторы [15]. Они же по изотопным и петрохимическим характеристикам руд Баян-Обо приходят к однозначному заключению о мантийном (а не коровом) источнике редких земель, «возможно, извлеченных из мантийного резервуара близхондритового состава примерно 1,4 млрд лет назад» [15, с. 54]. Изотопные исследования С. Накаи и др. также указывают на мантийный источник РЗЭ в залежах Баян-Обо [13]. В то же время, не отрицая вероятного мантийного источника РЗЭ, Е. Чао и др. считают [7], что рудовмещающий доломит не имеет отношения к карбонатитам, а представляет собой типичную осадочную породу, метаморфизованную впоследствии, на которую в позднем протерозое накладывались последовательные и не связанные между собой генетические стадии гидротермально-метасоматического железоокисного и редкоземельного оруденения. Отметим, что точку зрения о разных источниках железа и РЗЭ в рудах Баян-Обо не разделяют другие исследователи.

Ян Цон-син и др. [20] полагают, что рудообразующие процессы на Баян-Обо были полифазными, но основное оруденение относится к раннему рифею (среднему протерозою). Рудообразующий материал привносился вверх в форме вулканических эксгаляций и затем посредством седиментации образовывал рудные тела, которые генетически можно отнести к щелочно-карбонатитовому типу. С. Хок [10] также разделяет представление о вулканическом щелочно-карбонатитовом источнике оруденения при широком диапазоне условий его отложения – от эксгаляционно-осадочного в подводной обстановке до гидротермально-метасоматического, наложенного на литифицированные осадки. Ряд исследователей [8, 11] особо подчеркивают широкое развитие околорудных гидротермальных изменений в связи с залежами Баян-Обо натриевого типа (альбит + натриевые амфиболы и пироксены) в лежачем боку и кали-

евого типа (калишпат + биотит) в сланцах висячего бока. Интенсивное проявление калишпатизированных оруденелых брекчий в сланцах над основными рудными залежами сближает Баян-Обо с «брекчиевой воронкой» Олимпик-Дэм.

Тектоническая позиция и общие особенности железоокисно-редкоземельного типа месторождений. Из характеристик двух месторождений видно, что они имеют достаточно серьезные различия в минеральном составе, морфологии рудных залежей, составе вмещающих толщ и, наконец, в наборе пригодных для промышленного извлечения компонентов, чтобы быть однозначно отнесенными к единому типу промышленных месторождений. Тем не менее металлогенисты и геологи-рудники, скорее интуитивно ощущающие глубокое родство между этими уникальными объектами, настойчиво пытаются найти тому геологические обоснования. Как указывалось выше, помимо Олимпик-Дэм и Баян-Обо, в этот класс месторождений включают также крупные железорудные залежи Кируна (Швеция) и более мелкие железоокисные месторождения и проявления трубообразной или пластовой формы (Редбанк и др., Северная Территория Австралии; проявления магматической зоны Большого Медвежьего озера, Северо-Западные Территории Канады; брекчиевые тела гор Вернеке и Ричардсон, Юкон, Канада; Айртон-Маунтин, Пайлот-Ноб, Пи-Ридж и др. в ЮВ Миссури, США и др.), локализованные в вулканических и осадочных толщах раннего рифея (среднего протерозоя [9, 10]). Во всех этих объектах часто (но не постоянно) содержатся в повышенных, редко промышленных, количествах минералы редких земель и/или урана, сульфиды меди, иногда золото. При выделении данного класса месторождений особо подчеркивается его отличие от слоистых железистых формаций (железистых кварцитов) архея – раннего протерозоя с одной стороны и от высокотитанистых магнетит-апатитовых залежей, связанных с основными изверженными породами, с другой [10, 18].

Все месторождения рассматриваемого класса приурочены к вмещающим породам раннего протерозоя – раннего рифея (1,9–1,3 млрд лет) и имеют сходную тектоническую позицию [11]. Они локализованы в областях континентальной коры, которые несут признаки начального, неразвившегося рифтинга до или в период начального рудообразования. Рудные районы и отдельные месторождения располагаются вдоль крупных ослабленных зон в континентальной коре в виде региональных разломов и зон дробления. Рудообразование может быть растянуто во времени, но начало его обычно синхронно накоплению вмещающих толщ или непосредственно следует за ним. Многие месторождения залегают внутри или непосредственно выше кислых вулканических толщ (Шельф-Стюарт, Кируна, ЮВ Миссури, магматическая зона Большого Медвежьего озера). Другие приурочены к осадочным призмам, которые, как полагают, накапливались в авлакогенах или вдоль рифтинговых континентальных окраин (Вернеке-Маунтинс, Баян-Обо, Редбанк). Такая позиция указывает на то, что оруденение рассматриваемого типа, вероятно, в общем плане связано с растяжением коры (рис. 9), последовавшим за начальной стабилизацией земной коры в конце раннего протерозоя, и, в частности, с глобальным событием

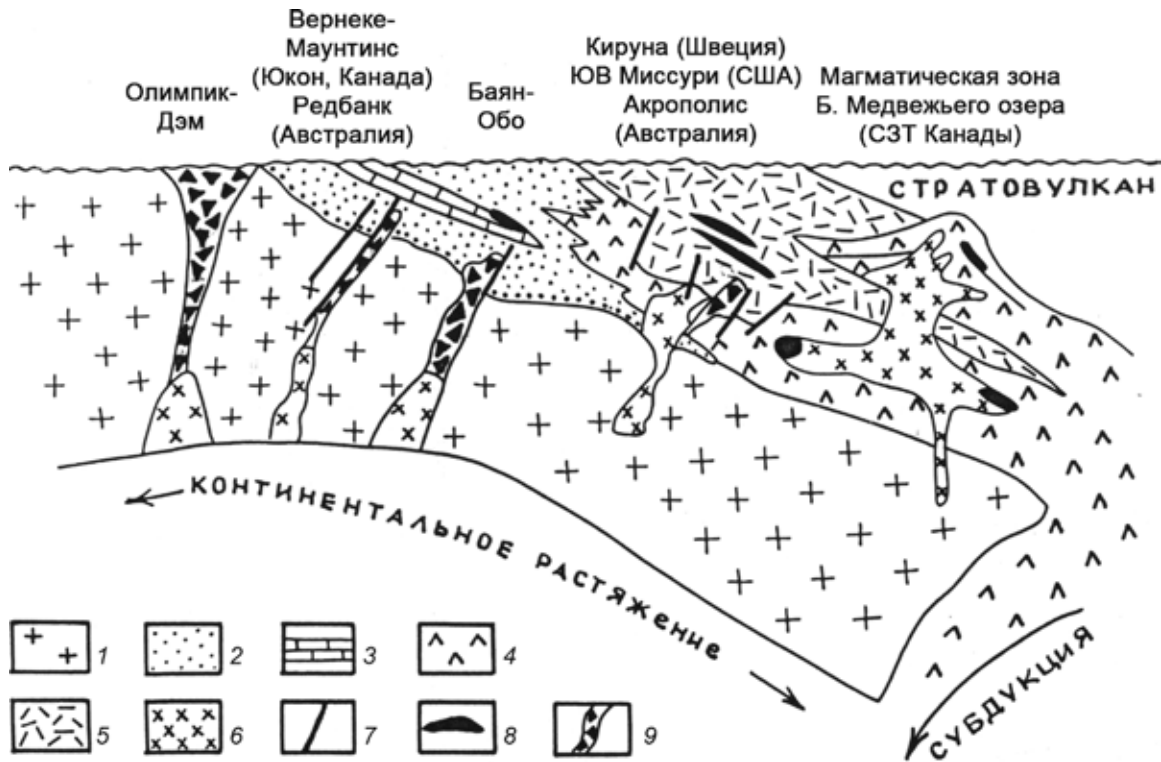


Рис. 9. Схематическое отображение тектонической позиции и обстановок формирования среднепротерозойских железисто-медных (с медью, ураном, редкими землями, золотом) месторождений. По М. Хитцману и др. [11]

1 – гранитный фундамент; 2 – терригенные осадки; 3 – карбонатные породы; 4 – вулканиты среднего состава; 5 – кислые вулканиты; 6 – интрузии среднего состава; 7 – разломы; 8, 9 – морфологические типы железисто-медного (с медью, редкими землями, ураном, золотом) оруденения: пластовое (линзовидное) типа стратабаунд (8), в брекчиях, трубообразное (9)

растяжения, проявившимся около 1,4 млрд лет назад, т. е. с расколом протерозойского суперконтинента [10, 11].

Возникновение единого суперконтинента Пангея I в конце раннего протерозоя завершило крупнейший мегаэтап в истории Земли (протогея Г. Штилле) и составляло, по мнению современных исследователей, главное содержание этой уникальной переходной эпохи [6]. Она соответствует среднему протерозою прежней стратиграфической шкалы, или раннему неопротозою (акитканию) в понимании Л. И. Салопа [4], т. е. интервалу геологического времени между 1,9 и 1,6 млрд лет. Именно к этой эпохе относится становление известных на разных континентах вулcano-плутонических поясов и полей, в которых преобладают мощные толщи кислых вулканитов и крупные массивы гранитов рапакиви. Представления о природе этих поясов расходятся. Одни исследователи склонны рассматривать их как коллизионные по активным окраинам Пангеи I на границах с Панталассой (например, [6], рис. 9), другие считают эти кислые вулcano-плутонические комплексы анорогенными образованиями, обусловленными особым характером подплитной мантийной конвекции (например, [10]).

Эти спорные глобальные проблемы затрагиваем лишь затем, чтобы подчеркнуть, что даже общие положения тектоники плит могут быть применены к рассматриваемой эпохе сугубо предположительно. Видимо, правы те исследователи, которые считают возможным характеризовать тектоническое развитие литосферы в соответствии с циклом Уилсона лишь начиная с неогей Штилле, т. е. с позднего протерозоя современной шкалы, или с рифея (сред-

него неопротозоя Л. И. Салопа), иными словами, начиная с распада Пангеи ([10, фиг. 1, с. 5]).

Весьма вероятно, и на этом сходятся многие исследователи, что железисто-медные (с медью, ураном, редкими землями) месторождения обсуждаемого типа свойственны именно этой переходной тектонической эпохе, распространяясь и на наследующий ее ранний рифей, и особый стиль мантийно-корового взаимодействия обусловил своеобразие как магматических, так и рудоносных гидротермальных систем.

Рассмотренные выше примеры месторождений Олимпик-Дэм и Баян-Обо могут отражать разные обстановки реализации этих рудоносных систем в поверхностных и подповерхностных условиях [10, 11] (рис. 9). Судя по всему, верхняя (вероятно, пластовая, эксгальационно-осадочная) составляющая месторождения Олимпик-Дэм была почти полностью уничтожена последующей эрозией (рис. 6), и мы наблюдаем лишь подводящую трубообразную часть рудно-гидротермальной системы. Напротив, в месторождении Баян-Обо подводящая система не проявлена (не сохранилась, смещена или пока не обнаружена), а проявлена пластовая эксгальационно-осадочная или эксгальационно-метасоматическая часть рудно-гидротермальной системы. Последняя, несомненно, должна влиять на распределение мощностей и фаций участка эпиконтинентального шельфа, где она реализовалась, но сведений об этом в опубликованной литературе нет.

Выводы. Касаясь возможности обнаружения месторождений типа Олимпик-Дэм – Баян-Обо на территории России, необходимо обратить внимание

в первую очередь на районы развития образований конца раннего протерозоя – начала рифея в основании чехлов древних платформ и в обрамляющих складчатых поясах. Это, в частности, толща вулканитов акитканской серии Прибайкалья [4], а также вулcano-плутонический комплекс Улканского прогиба в юго-восточной части Сибирской платформы. Выявленные в 1980-е годы в измененных кислых вулканитах Улканского прогиба проявления урана, тория и тантала, сопровождаемые гематитизацией, флюорит- и сидеритсодержащими жилами [1], могут служить благоприятными признаками возможной локализации объектов типа Олимпик-Дэм – Байн-Обо на более высоких стратиграфических уровнях осадочно-вулканогенной толщи или в основании перекрывающей учурской серии нижнего рифея.

Остается открытым главный вопрос, с чем связано единство рудно-гидротермальных систем, приводящих в различных геологических обстановках к образованию близких по типу рудоносности и минералогическим новообразованиям месторождений типа Олимпик-Дэм взрывного характера и Байн-Обо стратиформного типа с брекчиями в «апикальной» части. Минералого-геохимические, изотопные данные косвенно свидетельствуют о связи этих типов рудообразования и рудовмещающих пород с процессами карбонатитообразования и мантийными источниками редких земель. Поражают масштабы месторождений и процессов их породивших, нельзя исключить, что мы видим реликты коровых промежуточных флюидных камер, рожденных ювенильными процессами, взорвавшихся на определенном этапе.

1. Кириллов В.Е., Горошко М.В., Соломатин Г.Б. Тантал, ниобий и бериллий в аргиллизированных вулканитах Улканского прогиба // Тр. ассоциации «Дальнедра». Вып. 2. – Хабаровск, 1992. – С. 86–92.
2. Кубанцев И.А. К истории открытия месторождения Олимпик-Дэм // Руды и металлы. 2007. № 4. – С. 58–61.
3. Онтюев Д.О. К проблеме генезиса комплексного железо-редкоземельного месторождения Байн-Обо (МНР) // Геология рудных м-ний. 1990. № 4. – С. 27–36.
4. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л.: Недра, 1982. – 343 с.
5. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. – М.: Недра, 1979. – 356 с.
6. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. – М.: Недра, 1988. – 382 с.
7. Chao E.C.T., Back J.M., Minkin J.A., Ren Yinchen. Host-rook controlled epigenetic, hydrothermal metasomatic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, PRC // Applied Geochem. 1992. Vol. 7. – P. 443–456.
8. Drew L.J., Meng Qingrun and Weijun. Geologic setting of iron-niobium-rare earth ore bodies at Bayan Obo, Inner Mongolia, China and a proposed regional model // US Geol. Survey Circular 1035. 1988. – P. 14–15.
9. Geological map of China: 1 : 5,000,000 / Chief editor Cheng Yugi // Explan. notes, Beijing, 1990 (кит., рез. – англ.).
10. Hauck S.A. Petrogenesis and tectonic setting of Middle Proterozoic iron oxide-rich ore deposit // An ore deposit model for Olympic Dam type mineralization – US Geol. Survey Bull. 1932. 1990. – P. 4–39.
11. Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu-U-Au-REE) deposits // Precamb. Res. 58. 1992. – P. 241–287.
12. Lee K.Y. Some rare-element mineral deposits in Mainland China / Contributions to economic geology // US Geol. Survey Bull. 1312 N. 1970. – P. 1–34.

13. Nakai S., Masuda A., Shimizu H. and Qi Lu. La-Ba dating and Nd and Sr isotope studies on the Baiyan Obo rare earth element ore deposits, Inner Mongolia, China // Econ. Geol. 1989. Vol. 84. No 8. – P. 2296–2299.
14. Oreskes N., Einaudi M. Origin of rare-earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Ag-Au deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol. 1990. Vol. 85. No 1. – P. 1–28.
15. Phillipots J.A., Tacumoto M., Wang K., Fan P.F. Petrography, chemistry, age and origin of the rare earth element iron deposit at Bayan Obo, China, and implication of Proterozoic iron ores in Earth evolution // US Geol. Survey Circular, 1035. 1988. – P. 53–55.
16. Chen S., Xu X., Wang Y., Zhang P. REE-iron deposit, skarn minerals and gold deposit in Bayan-Obo, Inner Mongolia Autonomic Region, China // Field Trip Guidebook TOO2. – Beijing, 1990. 18 p.
17. Roberts D.E. and Hudson G.R.T. The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol. 1983. Vol. 78. No 5. – P. 799–822.
18. The Midcontinent of the United States – Permissive terrane for an Olympic Dam-Type deposit? / Eds. W.P. Pratt and P.K. Sims. – US Geol. Survey Bull. 1932. 1990. – 81 p.
19. Tu Guangzhi, Zhao Zhenhua and Qiu Yuzhuo. Evolution of Precambrian REE mineralization // Precamb. Res. 27. 1985. – P. 131–151.
20. Yuan Zhongxin, Bai Ge, Wu Chenyu, Zhang Zhongxin and Ye Xianjiang. Geological features and genesis of the Bayan Obo REE deposit, Inner Mongolia, China // Applied Geochem. 1992. Vol. 7. – P. 429–442.

1. Kirillov V.E., Goroshko M.V., Solomatin G.B. Tantalum, niobium, and beryllium in argillaceous volcanics of the Ulkan trough. "Dalnedra" Association Proceedings. Khabarovsk. 1992. Iss. 2, pp. 86–92. (In Russian).
2. Kubantsev I.A. On the history of Olympic Dam discovery. *Rudy i metally*. 2007. No 4, pp. 58–61. (In Russian).
3. Ontoev D.O. Towards the genesis issue of complex iron-rare earth deposit Bayan-Obo (MPR). *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*. 1990. No 4, pp. 27–36. (In Russian).
4. Salop L.I. *Geologicheskoye razvitiye Zemli v dokembrii* [Geological evolution of the Earth during the Precambrian]. Leningrad: Nedra. 1982. 343 p.
5. Khain V.E. *Regionalnaya geotektonika. Vnealpiyskaya Aziya i Avstraliya* [Regional Geotectonics. Extra-Alpine Asia and Australia]. Moscow: Nedra. 1979. 356 p.
6. Khain V.E., Bozhko N.A. *Istoricheskaya geotektonika* [Historical Geotectonics]. Moscow: Nedra. 1988. 382 p.
7. Chao, E.C.T., Back, J.M., Minkin, J.A., Ren Yinchen. 1992: Host-rook controlled epigenetic, hydrothermal metasomatic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, PRC. *Applied Geochemistry*, vol. 7, 443–456.
8. Drew, L.J., Meng Qingrun and Weijun. 1988: Geologic setting of iron-niobium-rare earth ore bodies at Bayan Obo, Inner Mongolia, China and a proposed regional model. *US Geological Survey Circular 1035*, 14–15.
9. Cheng Yugi, Chief editor. 1990: Geological map of China: 1: 5,000,000. *Explanatory notes*. Beijing (Chinese, abstr. – Eng.).
10. Hauck, S.A. 1990: Petrogenesis and tectonic setting of Middle Proterozoic iron oxide-rich ore deposit. An ore deposit model for Olympic Dam type mineralization. *US Geological Survey Bulletin 1932*, 4–39.
11. Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T. 1992: Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* 58, 241–287.
12. Lee, K.Y. 1970: Some rare-element mineral deposits in Mainland China. Contributions to economic geology. *US Geological Survey Bulletin 1312 N*, 1–34.
13. Nakai, S., Masuda, A., Shimizu, H. and Qi Lu. 1989: La-Ba dating and Nd and Sr isotope studies on the Baiyan Obo rare earth element ore deposits, Inner Mongolia, China. *Economic Geology*, vol. 84, 8, 2296–2299.

14. Oreskes, N., Einaudi, M. 1990: Origin of rare-earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Ag-Au deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, vol. 85, 1, 1–28.
15. Phillpots, J.A., Tacumoto, M., Wang, K., Fan, P.F. 1988: Petrography, chemistry, age and origin of the rare earth element iron deposit at Bayan Obo, China, and implication of Proterozoic iron ores in Earth evolution. *US Geology Survey Circular*, 1035, 53–55.
16. Chen, S., Xu, X., Wang, Y., Zhang, P. 1990: REE-iron deposit, skarn minerals and gold deposit in Bayan-Obo, Inner Mongolia Autonomic Region, China. *Field Trip Guidebook TOO2*, Beijing, 18.
17. Roberts, D.E., Hudson, G.R.T. 1983: The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, vol. 78, 5, 799–822.
18. Pratt, W.P., Sims, P.K. 1990: The Midcontinent of the United States – Permissive terrane for an Olympic Dam-Type deposit? U.S. *Geological Survey Bulletin* 1932. 81.
19. Tu Guangzhi, Zhao Zhenhua and Qiu Yuzhuo. 1985: Evolution of Precambrian REE mineralization. *Precambrian Research* 27. 131–151.
20. Yuan Zhongxin, Bai Ge, Wu Chenyu, Zhang Zhongxin and Ye Xianjiang. 1992: Geological features and genesis of the Bayan Obo REE deposit, Inner Mongolia, China. *Applied Geochemistry*, vol. 7, 429–442.

Иогансон Александр Карлович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, член Бюро НРС Роснедра, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <nrs@vsegei.ru>

Johanson Aleksander Karlovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Bureau member of the NRS Rosnedra, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <nrs@vsegei.ru>