

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПбГУ)
Институт наук о Земле

Роль биоты в эпоху формирования джеспилитов

Выполнила:
Казанцева Мария Ивановна,
магистр, 1 курс,
профиль «Геммология и экспертиза камня»

Санкт Петербург
2016

Введение	3
Глава 1. Общие сведения о джеспилитах:	3
1.1. Основные понятия и термины	3
1.2. Месторождения джеспилитов	4
Глава 2. Формирование джеспилитов:	5
2.1. Этапы формирования джеспилитов	5
2.2. Условия образования джеспилитов и их связь с основными событиями в истории развития Земли	5
2.3. Основные этапы эволюции органического мира	7
Глава 3. Процессы выноса Fe в настоящее время	11
4. Заключение	12
5. Список литературы	13

Введение

Основные этапы формирования железистых кварцитов (джеспилитов) происходили в докембрийскую эпоху, с максимумом образования в раннем протерозое и формированием грандиозных по масштабам месторождений железных руд.

Для начала накопления джеспилитов должна была произойти крупная перестройка в условиях окружающей среды. Эта перестройка главным образом знаменуется развитием жизни на Земле и появлением фотосинтезирующих бактерий.

В данной работе будет рассмотрено влияние эволюции органического мира на формирование железистых кварцитов. Также будут рассмотрены процессы выноса железа на поверхность Земли, которые происходят в настоящее время.

Глава 1. Общие сведения о джеспилитах

1.1. Основные понятия и термины

Железистые кварциты (джеспилиты) - осадочные, вулканогенно-осадочные горные породы, апосилицитовые кварциты, прошедшие метаморфизм начальных и средних стадий. С позиции структурно-вещественной классификации осадочных горных пород **джеспилит** – существенно железистый (свыше 30-40% магнетита и гематита) силицит (кварцит постепенно переходит в железную породу, или ферритолит) (Фролов, Литология том 1, 1992) (Рис.1).



Рис.1. Гематит и магнетит в железистом кварците (полосчатый агрегат). Михайловский р-к, КМА, Россия. Образец: Геол. музей им. В.В. Ершова, МГГУ (Рябов В.И., 1990). Фото: © А.А. Евсеев.
(<http://geo.web.ru>)

Силицитами, или **кремнистыми породами**, называют осадочные образования, более чем наполовину состоящие из минералов группы кремнезема - опала, кристобалита, тридимита, халцедона и развивающегося по ним кварца (Фролов, Литология, том 1, 1992).

Ферритолиты – осадочные породы, более чем на половину сложенные минералами железа, главным образом гидроокисными, а также безводноокисными, хотя часто в месте с ними, но уже в аспекте железной руды, рассматриваются карбонатные и силикатные минералы железа (Фролов, Литология. Кн.2, 1993).

Формации железистых кварцитов по составу кварц-магнетитовые, кварц-гематитовые, сидерит-магнетит (гематит)- кварцевые тонкослоистые и сидерит-кварцевые, мощностью рудных платов до сотен метров, а вместе с вмещающими отложениями до километров. Содержание железа 20-40% (сидерита до 50-80% или гематита до 50-60%). Помимо кварца окисные ферритолиты ассоциируют с сидеритами, известняками, основными эффузивами, туфами. Хотя генетически эти формации различны, но, несомненно, присутствие среди них открыто морских, пелагических, глубоководных и, вероятно, гидротермных по питанию рудным компонентом (Фролов, Литология. Кн.2, 1993).

1.2. Месторождения джеспилитов

С железистыми кварцитами связаны крупнейшие пластовые месторождения богатых малофосфористых железных (магнетитовых, мартитовых, гематитовых) руд с содержанием Fe свыше 50% (Геологический сл., 1978).

Месторождения джеспилитов известны на щитах, а также на платформах, сложенных докембрийскими образованиями. Большие месторождения железистых кварцитов в России находятся в районах Курской магнитной аномалии (Стойленское, Лебединское, Михайловское м-я), в Карелии (Костомукшское м-е) и на Кольском полуострове (Оленегорское м-е), на Украине - в районах Кривого Рога (Криворожский железорудный бассейн) (Рис.2). За рубежом - в США (район Верхнего Озера), Канаде (Лабрадор), Бразилии (м-е Каражас), Индии (Сингбхумское м-е), Китае (Аньшаньское м-е), Южной Африке, Западной Австралии (железорудные районы Пилсбери и Хамерсли) (Геологический сл., 1978).

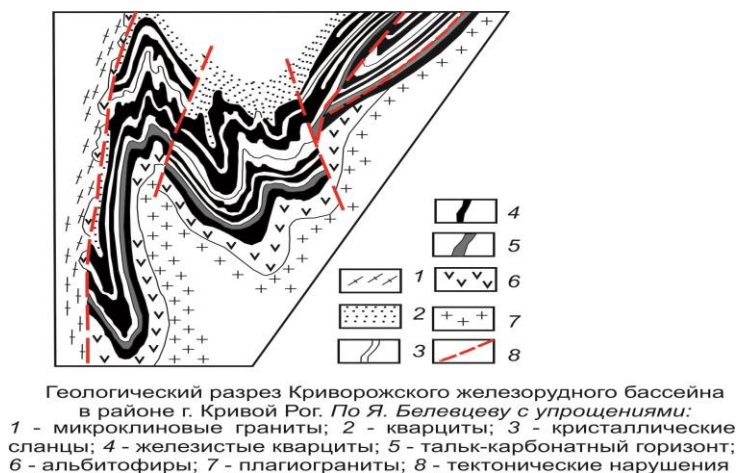


Рис.2. Геологический разрез Криворожского железорудного бассейна

Глава 2. Формирование джеспилитов

2.1. Этапы формирования джеспилитов

Наиболее древние джеспилиты обнаружены в формации Исуа (юго-запад Гренландии) с возрастом около 3,7-3,8 млрд. лет (<http://medbiol.ru>). Установлено три основных этапа образования железистых кварцитов по (Кузнецов, 2011) (Рис.3):

1. В среднем архее (3.5–3.0 млрд.лет);
2. Самая грандиозная эпоха в раннем протерозое (2.5–2.0 млрд. лет);
3. Небольшая венд-кембрийская эпоха(675–570 млн. лет).

Также небольшие месторождения имеются и в палеозое.

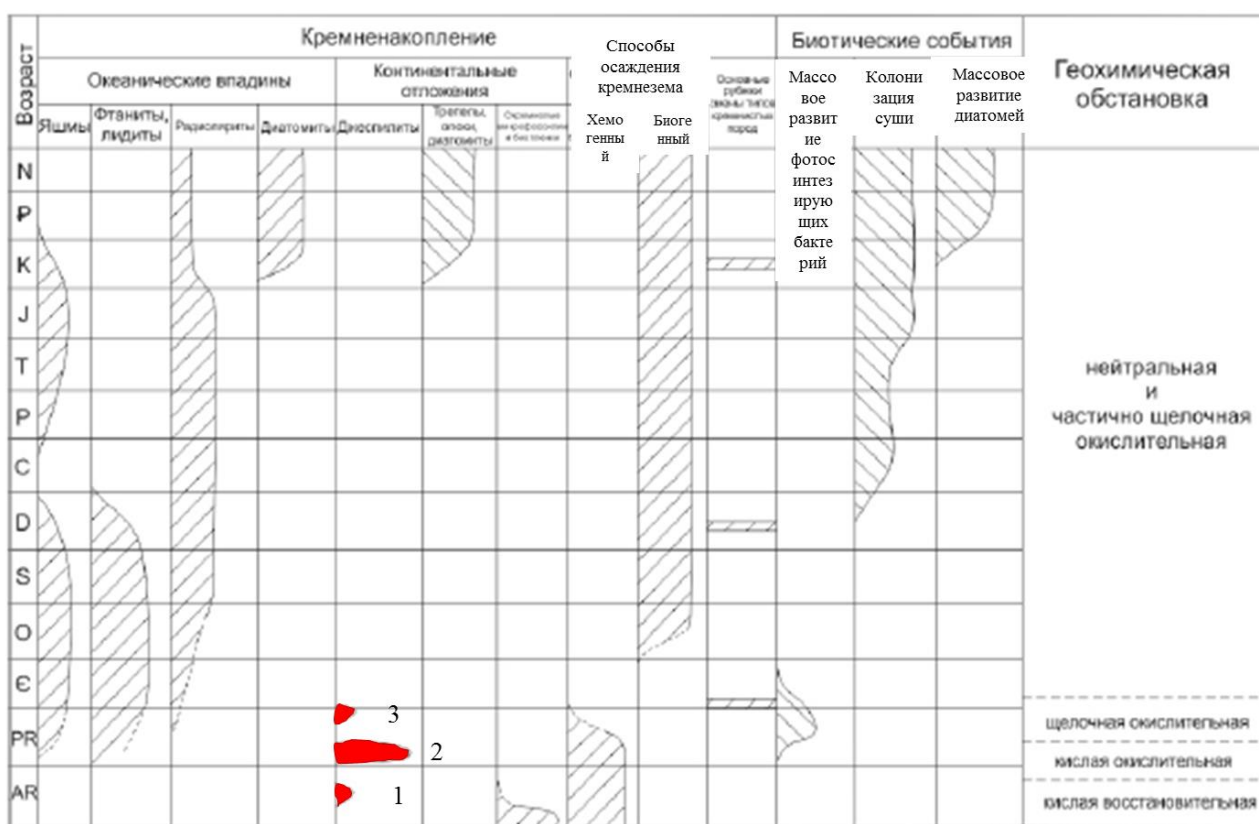


Рис.3. Принципиальная схема соотношения эволюции кремненакопления и эволюции биосы в истории Земли. (Кузнецов, 2011) с выделениями автора

2.2. Условия образования джеспилитов и их связь с основными событиями в истории развития Земли

Для формирования основных минералов железистых кварцитов – магнетита $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ и гематита $\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$ и выпадения этих минералов в виде нерастворимого осадка

на дно, необходимо наличие металлического Fe, а также свободного кислорода для перехода восстановленной формы Fe^{2+} в окисленную - Fe^{3+} .

Источником свободного железа являлись рифтовые зоны, через которые из мантии поднималось металлическое железо, где на контакте с водой окислялось до растворимой двухвалентной гидроокиси в форме бикарбоната, разносившейся по океану. *Источником молекулярного кислорода* могли быть только фотосинтезирующие организмы, поскольку в отличие от других атмосферных газов кислород не может быть получен путем дегазации магмы и потому отсутствовал в первичной атмосфере Земли (<http://medbiol.ru>).

На ранних этапах развития Земли геохимическая обстановка имела кислый восстановительный характер. Но с появлением в архее (около 3,5, а по современным данным (<http://www.vsegei.ru>), возможно, 3,7 млрд. лет назад) первых фотосинтезирующих организмов – цианобактерий, началась смена геохимической обстановки. Сообщества фотоавтотрофов формируют в это время своеобразные «кислородные оазисы» (термин П. Клауда) в «бескислородной пустыне» (<http://medbiol.ru>). Их возможностей хватает на создание окислительных обстановок (и осаждение железа в окисной форме) (*1-й этап формирования джеспилитов по Кузнецову*) лишь в своем непосредственном окружении в слабокислых условиях на общем фоне все еще кислой и восстановительной среды, что находит свое подтверждение в постоянной ассоциации в джеспилитах окисных руд с сидеритом $\text{Fe}^{2+}\text{CO}_3$.

Источник кислорода возник, но Мир еще на протяжении полутора миллиардов лет оставался анаэробным: об этом свидетельствует наличие в соответствующих отложениях конгломератов из пирита Fe^{2+}S_2 и ряда других минералов, являющихся термодинамически неустойчивыми в присутствии кислорода (<http://medbiol.ru>). Генезис кремнезема хемогенный. Главный источник кремнезема – Мировой океан, вынос из магматических пород.

Максимум образования железистых кварцитов с формированием гигантских промышленных месторождений железных руд (*2-й этап формирования джеспилитов по Кузнецову*), по современным оценкам, приходится на ранний протерозой (2,5-2 млрд. лет назад). Этот процесс связан с широким развитием цианобактерий и завершением гравитационной дифференциации железа в недрах Земли – переходом его в ядро и прекращением возобновления закисного железа в морской воде по мере выбывания из цикла. Фотоавтотрофы завершают свою титаническую работу по окислению закисного железа и осаждению его в виде джеспилитов. Кислород, ранее полностью расходовавшийся на этот процесс, начинает насыщать атмосферу. Происходит смена общей восстановительной обстановки окружающей среды на окислительную. С этого момента процесс окисления Fe начинается на суше – формируются красноцветные толщи. Яркий образ для описания этих событий придумал Г. А. Заварзин: он назвал их временем, когда "биосфера "вывернулась наизнанку" за счет появления кислородной атмосферы как продукта обмена цианобактерий и вместо кислородных "карманов" появились анаэробные "карманы" в местах разложения органики"(<http://medbiol.ru>).

В среднем протерозое происходит смена слабокислой обстановки на щелочную, это связано с тем, что цианобактерии интенсивно утилизировали углекислый газ, связывая его в карбонатные породы, благодаря чему в среднем и позднем протерозое шло накопление карбонатов, в том числе магнезиальных (Кузнецов, 2011, <http://medbiol.ru>).

На границе венда и кембрия (675–570 млн. лет) (*3-й этап формирования джеспилитов по Кузнецову*) в океанах вновь происходит осаждение джеспилитов. В это время окончательно завершается переход металлического железа из мантии в ядро, и после этих процессов железистые кварциты в больших масштабах больше не формируются (<http://plate-tectonic.narod.ru>).

2.3. Основные этапы эволюции органического мира

По данным Заварзина Г.А. (2001) выделяется три основных этапа становления биосферы:

1. Прокариотная биосфера до неопротерозойской революции (около 1 млрд. лет назад) (хотя, по более современным данным, одноклеточные эукариоты начинают появляться около 2 млрд. лет назад (<http://plate-tectonic.narod.ru>)). Прокариотная биосфера в геологической летописи отчетливо маркируется строматолитами - биогенными слоистыми породами, представляющими собой литифицированные циано-бактериальные сообщества
2. Протисты (эукариоты) и нетканевые организмы до начала фанерозоя с вендом как переходным периодом и комбинаторным множеством биоразнообразия протист, обусловленным симбиогенезом (1-0.8 млрд. лет назад);
3. Тканевые организмы фанерозоя (0.6 млрд. лет назад), появление наземной растительности в конце силура - девоне (около 350 млн. лет назад), когда начинает господствовать монофилетический принцип развития биоразнообразия с ветвями растений, грибов, животных.

Первые организмы, которые появились на Земле относятся к надцарству доядерные организмы или **прокариоты** (SUPERREGNUM PROCARIOTA) (Рис.4.). Они появились в интервале 3,8-3,1 млрд. лет. Прокариоты подразделяются на два царства: бактерии (Regnum Bacteria) и цианобионты (Regnum Cyanobionta) (Михайлова, Бондаренко, 1999).

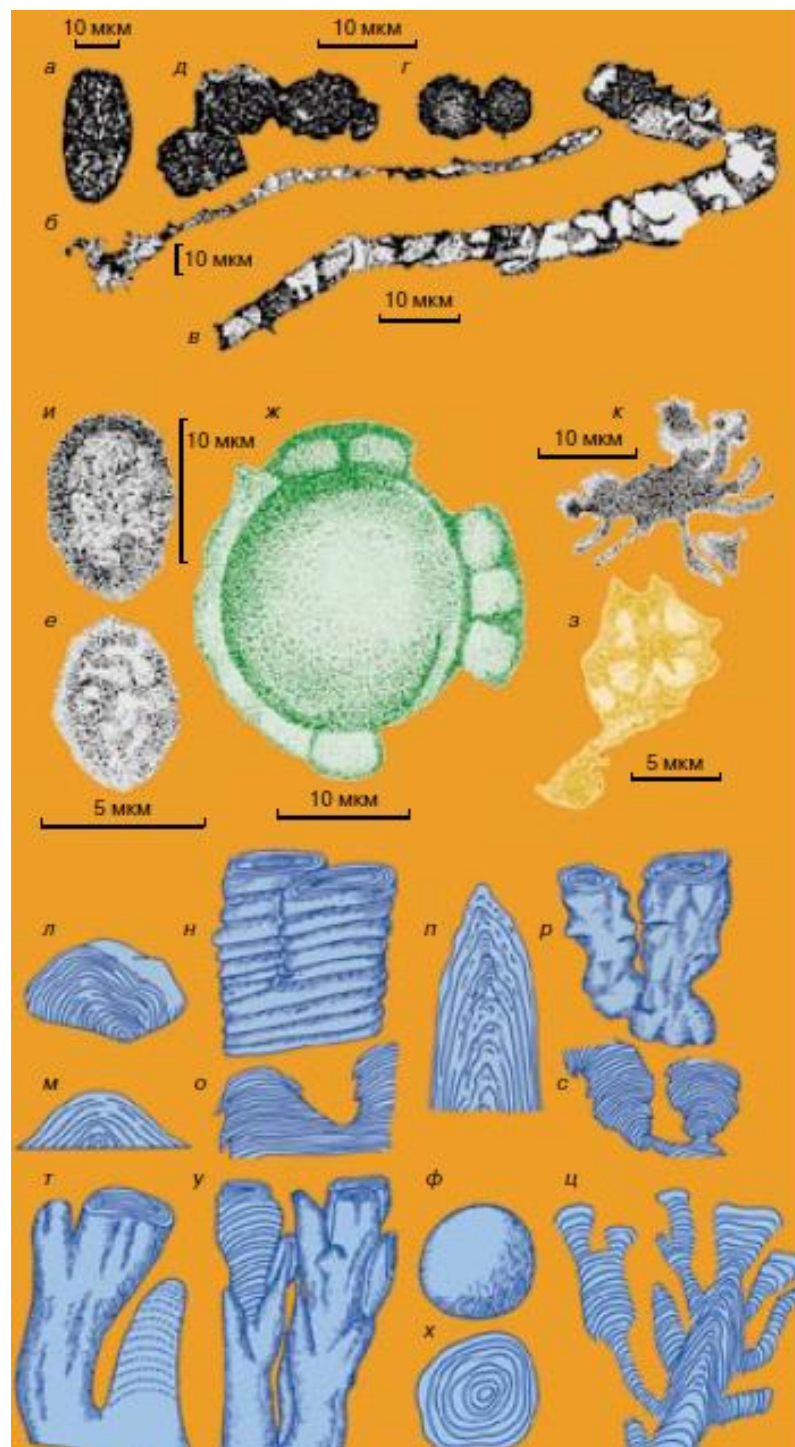


Рис.4. Ископаемые прокариоты и (?) эукариоты: а – древнейший организм (?) (3,8 млрд.лет); б-д – прокариоты, представленные бактериями и цианобионтами (б-г – 3,5 млрд.лет, д – 2,5 млрд.лет); е-к – прокариоты и (?) эукариоты (2 млрд. лет); л-ц – внешний вид и продольные сечения строматолитов (AR-Q): л,м – пластовые строматолиты *Collenia* (AR-Q); н-у – столбчатые и желваково-столбчатые строматолиты; н, о – *Kussiella* (R), п – *Conophyton* (PR), р-с – *Baicalia* (R2-3), т – *Minjaria* (R3), у – *Gymnosolen* (R3); ф-х – онколиты *Osagia* (AR-Q); ц – *Yakutophyton* (PR), отдельные фрагменты единой постройки отвечают морфотипам разных родов (Михайлова, Бондаренко, 1999)

Бактерии. Обмен веществ осуществляется в процессе хемосинтеза или фотосинтеза. Среди бактерий встречаются автотрофные и гетеротрофные формы. Большинство

бактерий являются автотрофами, обычно их называют литотрофы. Процессы обмена веществ у автотрофных бактерий идут без использования фотосинтеза (хемосинтез, хемолитотрофы), либо только на свету (фотосинтез, фотолитотрофы) (Михайлова, Бондаренко, 1999). *Первые прокариоты были хемолитотрофами* – они усваивали углекислый газ за счет окисления неорганических соединений. Пример реакции хемосинтеза: $2\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 (\text{свет}) = \text{H}_2\text{O} + (\text{CH}_2\text{O}) + 2\text{S}$. Содержание кислорода было незначительным, он мог образовываться только за счет разложения воды – существовали *анаэробные условия*. Этим условиям соответствует *Точка Юри* ($\text{O}_2 = 1/1000$ от современного содержания).

Цианобионты. Одиночные и колониальные организмы с постоянной формой клеток без обособленного ядра. Колониальные формы покрыты общей слизистой оболочкой, накапливающей карбонаты. В результате жизнедеятельности цианобионтов возникает биоседиментарная структура – строматолит.



Рис.. Биоматы субгруппы Малмани (2,64–2,50 млрд. лет). Подгруппа Малмани расположена к северо-западу от Йоханнесбурга (Южная Африка) и состоит из доломитов и кремнистых сланцев с незначительными обломочными отложениями.

Цианобионты по ранним данным (Кузнецов, 2011 и др.) появились около 3, 5 млрд. лет. Остатки микрофоссилий с возрастом 3500–3300 млн. лет достаточно многочисленны в Австралии - отложения серии Варравуна кратона Пилбара, и Южной Африке - отложения серии Онфервахт пояса Барбертон. Но, по современным данным, как полагают учёные, строматолитовые постройки, созданные древнейшим микробиологическим сообществом, найденные в метакарбонатных породах архейского суперкристального пояса Исуа на юго-западе Гренландии имеют возраст 3,7 млрд. лет (<http://www.vsegei.ru>).



Постройки строматолитов в метакarbonатных породах формации Исуа (<http://www.vsegei.ru>)

Благодаря наличию хлорофилла, цианобионты являются *первыми фотосинтезирующими организмами*, продуцирующими молекулярный кислород (Михайлова, Бондаренко, 1999). Общая реакция фотосинтеза: $12\text{H}_2\text{O} + 6\text{CO}_2$ (энергия света) = $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2 + 6\text{H}_2\text{O}$.

До раннего протерозоя не происходило накопление кислорода – существовали анаэробные условия, поскольку весь образующийся кислород уходил на окисление Fe. Только 2,5 – 2,2 млрд. лет назад, после начала завершения процессов дифференциации железа, и уменьшения его поступления в океан, кислород начинает накапливаться – возникают *аэробные условия*. Произошла первая «кислородная катастрофа» – начало формирования организмов с *аэробным дыханием*, благодаря эндосимбиозу прокариотных бактерий появляются первые одноклеточные эукариоты.

Процесс резкого накопления кислорода на Земле так же фиксируется в резком скачкообразном увеличении количества минеральных видов.

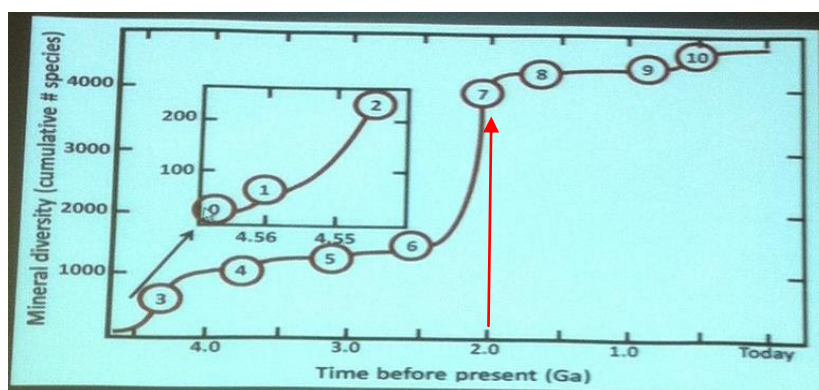


Рис.. График иллюстрирует зависимость количества минеральных видов на Земле от времени.

Надцарство ядерные организмы (SUPERREGNUM EUCARIOTA) (Рис.4).

Эукариоты – это одноклеточные или многоклеточные организмы, разделяющиеся на три царства: растения, животные и грибы. Эукариоты появились 1,5 – 1,7 млрд. лет назад (ранний-средний протерозой), хотя, не исключено более раннее появление (Михайлова, Бондаренко, 1999).

Второй скачек увеличения содержания кислорода произошел около 0,8 млрд. лет назад – полностью завершился процесс дифференциации Fe в недрах, кислород начинает накапливаться. Этим условиям соответствует *Точка Пастера* ($O_2 = 1/100$ от современного содержания). Происходит радикальная перестройка жизни (около 550-700 млн. лет назад)-*появляются многоклеточные организмы* (бесскелетная эдиакарская фауна), метаболизм которых построен на потреблении кислорода из внешней среды. Кроме того, в начале кембрия появляются *скелетные организмы* и практически все известные на сегодня типы организмов (<http://plate-tectonic.narod.ru>).

Увеличение содержания кислорода в атмосфере и формирование озонового слоя планеты делают возможным выход организма на сушу и определяют его дальнейшее развитие. Этим условиям соответствует *Точка Беркнера-Маршалла* ($O_2 = 10\%$ от современного содержания).

Глава 3. Глава 3. Процессы выноса Fe в настоящее время

В настоящее время вынос железа на поверхность Земли происходит *в областях современного вулканизма*. К одной из таких областей относится, например, п-ов Камчатка – с современными магматогенными обогащенными металлами флюидными системами действующих вулканов связано образование рудопроявлений меди, цинка и других металлов, в том числе – золота, серебра, меди, свинца, висмута, вольфрама, интерметаллических соединений, сульфатов, окисульфатов, хлоридов и оксихлоридов Cu, Zn, Pb, Fe, Al, V, Te, Se, Bi, оксидов *железа* и меди (Карпов и др, 2012).

Вынос железа, марганца и многих других металлов в осадочные породы происходит *в областях современного подводного вулканизма*. В настоящее время происходят процессы, формирующие железомарганцевые конкреции. Железомарганцевые конкреции формируются в окислительных условиях на дне океанов, морей или озёр. С ЖМО (железомарганцевые образования) на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов связаны крупнейшие запасы руд Ni, Cu, Co, Mn, Pt, REE, U, Th и др. элементов (Рис.5.). Они залегают преимущественно на поверхности дна или в верхнем слое четвертичных осадков в виде монослоя, совпадая с ареалами предельно низких скоростей осадконакопления (<http://wiki.web.ru>).

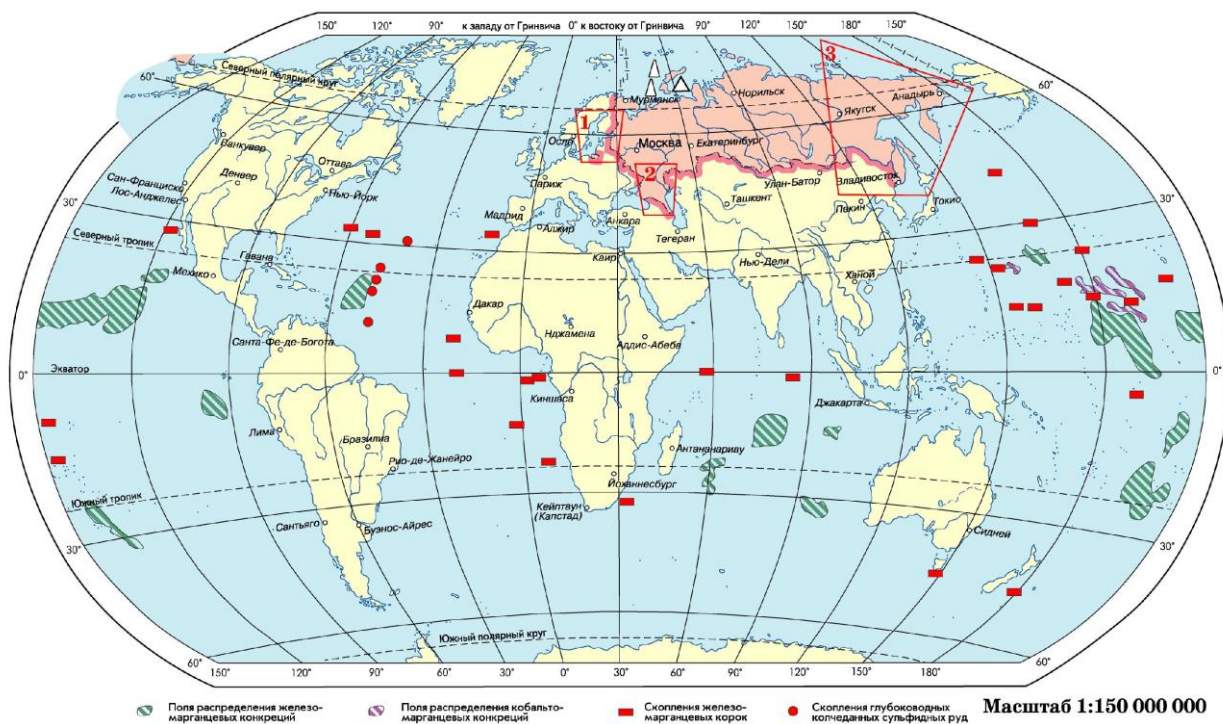


Рис.5. Карта расположения ЖМО (<http://wiki.web.ru>)

В формировании железомарганцевых конкреций могут принимать участие несколько процессов: осаждение металлов из морской воды (водородный), ремобилизация марганца в толще воды (диагенетический), выделение металлов из горячих источников (черные курильщики), связанных с вулканической активностью (гидротермальный), разложение базальтовых обломков морской водой и осаждение гидроксидов металлов за счёт деятельности микроорганизмов (биогенный). При этом существуют разные механизмы привноса вещества: поступление вещества происходит сверху (сток с континента); поступление вещества идет снизу (инфильтрация вод через осадок) (Рис.6.).

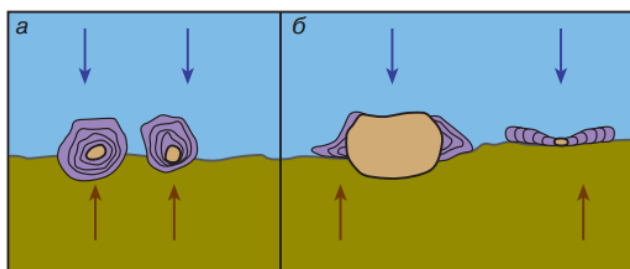


Рис.6. Морфология железомарганцевых конкреций в зависимости от характера привноса металлов: а – доминирует привнос из морской воды, б – преобладает привнос из иловых вод (Сотников, 1998)

4. Заключение

Джеспилиты и связанные с ними месторождения железных руд формировались в особых специфических условиях, обусловленными совместными процессами развития Земли и жизни на Земле. Железистые кварциты – образования эпох относительно

ограниченного развития жизни, а точнее, видимо, определенных ее форм, что определило преобладание «первичных» «добриогенных» условий на земной поверхности. Резкий, «взрывной» скачок развития цианей и прежде всего строматолитообразующих обусловил смену геохимической обстановки, которая оказалась «запретной» для образования подобных пород в последующей геологической истории Земли (Кузнецов, 2011).

В настоящее время, процессы выноса Fe, происходят в вулканически активных областях.

В современных условиях на дне Мирового океана формируются богатые различными элементами железомарганцевые образования (ЖМО), за счет сноса вещества с континентов, выделению рудных компонентов из морской воды и глубинного поступления их в областях вулканической и гидротермальной деятельности (Сотников, 1998).

5. Список литературы

1. Геологический словарь, М.: "Недра", 1978
2. Заварзин Г.А. Становление биосферы. Вестник Российской академии наук. Том 71, №11, с. 988-1001 (2001).
3. Карпов Г.А., Аникин Л.П., Николаева А.Г. Самородные металлы и интерметаллиды в пеплах действующих вулканов Камчатки и Исландии // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога 29-30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2012. С. 189-193.
4. Кузнецов В.Г. Соотношение эволюции органического мира и осадочного породообразования в истории Земли. Ученые записки казанского университета. Том 153, кн.4 Естественные науки, 2011
5. Михайлова И.А., Бондаренко О.Б. Система органического мира. Соросовский образовательный журнал, №2, 1999.
6. Сотников В.И. Рудообразование в океанах. Науки о Земле. Соросовский образовательный журнал, №7, 1998.
7. Фролов В.Т. Литология, том 1. Издание: Издательство Московского университета, Москва, 1992 г., 336 с.
8. Фролов В.Т. Литология. Кн.2: Учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 432 с.
9. Электронный ресурс: <http://geo.web.ru>. Геологический сервер, 2016г.
10. Электронный ресурс: <http://medbiol.ru>, 2016г.
11. Электронный ресурс: <http://plate-tectonic.narod.ru>, 2016г.

12. Электронный ресурс: <http://wiki.web.ru>. Геологический портал, 2016г.
13. Электронный ресурс: <http://www.mining-enc.ru>. Горная энциклопедия, 2016г.
14. Электронный ресурс: <http://www.vsegei.ru>. Сайт Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), 2016г.