

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,
МЕТОДИКА ИХ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 553.078

В.В. АВДОНИН

ЭКЗОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА:
РОЛЬ БАЗАЛЬТОИДНОГО ВУЛКАНИЗМА

Среди железомарганцевых образований океанского дна выделены две формации: железомарганцевых конкреций абиссальных котловин и кобальтоносных железомарганцевых корок подводных гор. Анализ особенностей строения и размещения формаций подтверждает их связь с процессами базальтоидного вулканизма. Исследование внутреннего строения корок и конкреций показало ведущую роль вулканического источника в экзогенном железомарганцевом рудогенезе.

Важнейшие объекты экзогенной металлогении Мирового океана — железомарганцевые руды, представленные железомарганцевыми конкрециями и кобальтоносными корками морского дна, находящимися в стадии формирования, а также горизонтами погребенных железомарганцевых образований. Кобальтоносным коркам подводных гор часто сопутствуют фосфориты. В экзогенных процессах образуются также шельфовые фосфориты и россыпи, формирующиеся в гемипелагических областях, автор их не изучал.

Особого внимания при анализе экзогенной металлогении океана заслуживает морская вода, являющаяся важнейшим металлогеническим объектом [4, 7, 18.]. Океанская водная толща может рассматриваться как чрезвычайно своеобразная уникальная геологическая формация, выполняющая важные рудогенные функции и являющаяся потенциальным минеральным сырьем. Эта формация, как и некоторые другие океанские образования, находится в стадии формирования и будет, по-видимому, самой молодой формацией [14, 20].

Океанская вода — продукт дегазации мантии, состав которой, как и состав осадков в Мировом океане, определяется подводным вулканизмом — одним из основных механизмов дегазации мантии [10]. Альтернативный вулканическому источник металлов, связываемый с выщелачиванием катионов из базальтоидов океанической коры, вероятно, не столь значителен по масштабам, поскольку дренирование океанской коры до глубины 5 км [7, 18] возможно лишь в трещинных зонах и не охватывает всего объема базальтов.

Среди железомарганцевых образований, являющихся продуктом глобального процесса океанского оксидного рудообразования, связанных очевидной общностью состава и строения, целесообразно выделить две самостоятельные формации: железомарганцевых конкреций (ЖМК) абиссальных котловин и кобальтоносных железомарганцевых корок подводных поднятий. Рассмотрим основные особенности этих формаций.

Формация железомарганцевых конкреций
абиссальных котловин

ЖМК развиты на обширных площадях глубоководных котловин Мирового океана, в основном от 35° с.ш. до 42° ю.ш., образуя единый планетарный пояс, протягивающийся вдоль экватора через Тихий, Индийский и Атлантический океаны [9]. В пределах пояса выделяются рудные провинции, приуроченные к крупным морфоструктурам дна — участкам глубоководных котловин. В Тихом океане наиболее важны в промышленном отношении провинции Кларин-Клиппертон, Калифорнийская, Центрально-Тихоокеанская в северной части океана и Перуанская, Чилийская, Южно-Тихоокеанская — в южной. В Индийском океане известны Центрально-Индийская, Западно-Австралийская, Джемонтин провинции. В меньшей степени скопления конкреций развиты в Атлантическом океане, где выделены Северо-Американская, Бразильская и Капская провинции (рис. 1). Всего в Мировом океане установлены 26 конкреционных объектов, характеризующихся различными площадью,

продуктивностью, содержаниями металлов [18]. Фонд прогнозных ресурсов ЖМК в Мировом океане оценивается в 30–40 млрд. т сухой массы [1, 2, 19]. Наиболее перспективна и детально изучена провинция Кларион-Клиппертон.

ЖМК залегают на поверхности дна, обычно наполовину и более погружены в рыхлый осадок. Известны и погребенные конкреции, слои которых расположены в осадочных породах морского дна на глубине в несколько сотен метров среди отложений юрского, мелового, палеогенового, миоценового, плиоцен-плейстоценового возрастов.

Конкреции имеют концентрическое строение: на ядрах (обломках горных пород, фаунистических остатках, обломках ранее сформированных и разрушенных конкреций и др.) последовательно нарастают слои рудной оболочки. Они сложены слабо-раскристаллизованными гидроксидами железа и марганца с примесью глинистого, обломочного, органогенного материала. В кристаллической фазе преобладают минералы марганца: вернадит, тодорит, бузерит, асболан и др. Среди железистых минералов наиболее развиты гетит, ферроксигит, ферригидрит. Большая часть перечисленных минералов кристаллизуется при диагенетических преобразованиях первичных аморфных гидроксидов.

Содержания металлов в конкрециях весьма изменчивы. Практический интерес представляют элементы: главные (Mn, Ni, Cu, Co), попутные (Mo, Te, Tl, Bi, Rb, Hf, V, Zr), благородные (Au, Ag, Pt), некоторые редкоземельные. По концентрации и соотношению основных металлов выделяются различные геохимические типы скоплений конкреций, размещение которых контролируется в основном фауциальными обстановками рудообразования [9, 18].

Несмотря на то, что ЖМК, как и кобальтоносные корки, находятся в стадии формирования и рудообразующие процессы доступны непосредственному наблюдению, многие генетические проблемы остаются нерешенными. Это в первую очередь касается источников металлов и механизмов отложения рудного вещества. Существенная информация по указанным вопросам может быть получена при анализе состава и строения слоев, составляющих оболочку конкреций.

В ее строении участвуют слои трех уровней. Первые — макрослои, полностью облегающие конкрецию и разделенные между собой перерывами, несогласиями, следами процессов деструкции. К контактам этих слоев часто приурочены скопления обломочного материала, остатков микрофауны и т.д. Мощность макрослоев в среднем от 0,5 до 1,5 см. Вторые — микрослои, согласно налегающие один на другой. Они различаются по текстурным особенностям (волнисто- и скорлуповато-слоистые, столбчато-дендритовые, катакластические и др.) и ритмично чередуются в разрезе макрослоев. Микрослои не всегда прослеживаются по всей поверхности конкреции: они часто прерываются, выклиниваются. Толщина микрослоев в среднем 1,5–5,0 мм. Третьи — субмикроскопические слои, чередование которых определяет текстурный рисунок микрослоев. Их толщина колеблется в пределах 1–10 мкм.

Детальное изучение субмикроскопических слоев конкреций¹ на микроанализаторах JXA-5 (анализатор Н.Е. Сергеева) и CamScan позволило получить статистически достоверный материал для характеристики их состава. Установлено, что субмикроскопические слои соответствуют так называемым кристаллической и аморфной фазам [24, 25]. Первая отличается относительно высокой отражательной способностью и низким содержанием железа (0,9–1,6%); вторая — низким коэффициентом отражения и достаточно высоким содержанием железа (до 15% и более).

Субмикроскопические слои контрастно различаются по составу: содержание Mn в слоях кристаллической фазы в десятки, а иногда сотни раз больше количества Fe; в аморфных фазах марганца концентрируется всего лишь в 2–3 раза больше, чем железа. Критерием разграничения кристаллической и аморфной фаз в данном случае служила величина отношения Mn/Fe, равная 10. Интересно, что максимальное содержание Fe в кристаллических фазах меньше, чем минимальное его количество в аморфных фазах.

Полученные данные в общем подтвердили известное положение о том, что суммарное содержание Fe и Mn в различных слоях конкреций практически постоянно [24]. Кроме того, наглядно проявилась еще одна закономерность — приуроченность повышенных концентраций Ni и Cu к марганцевистой фазе, а Co к железистой.

Итак, внутреннее строение конкреций характеризуется ритмичным чередованием контрастных по составу субмикроскопических слоев². Эта закономерность представляется чрезвычайно важной для выяснения генезиса ЖМК. Во-первых, указанные особенности строения конкреций на субмикроскопическом уровне получают наиболее приемлемое объяснение с позиций гипотезы автоколебательного режима осаждения рудного вещества [21]. Во-вторых, независимо от того, какие детали процесса осаждения могут быть выявлены в дальнейшем, при изучении кинетики реакций очевидно одно важное обстоятельство: рост конкреций происходит в среде достаточно однородной, стабильной, в течение длительного времени сохранявшей относительную гидродинамическую пассивность, т. е. в областях с незначительными скоростями придонных течений. Это положение может быть обосновано следующими соображениями.

Известно, что конкреции формируются на границе раздела вода—дно. Эта контактная зона характеризуется развитием специфического поверхностного слоя осадков — полужидкого активного слоя, служащего «питательной средой» для растущих конкреций [9, 11, 16, 24]. Конкреции, частично или полностью погруженные в активный слой, обрастают микрослоями одновременно по всей поверхности. Толщина слоев, как правило, различна: внизу они мощнее, чем вверху. На этом основании

¹ Исследованы образцы конкреций из поля Кларион-Клиппертон (материал В.В. Круглякова, В.М. Юбко, НПО «Южмор-геология»).

² Не рассмотрены особенности минерального состава слоев, так как прежде всего минералогия конкреций в значительной степени определяется постседиментационными преобразованиями исходного Fe-Mn оксидного вещества [6].

высказывались предположения, что верхняя часть конкреции растет по «седиментогенетическому», а нижняя — по «диагенетическому» механизму. Надо заметить, что на самом деле наибольшие мощности слоев наблюдаются не в нижней части конкреции, а по ее экваториальному поясу, в результате формируются различной степени уплощенные конкреции — эллипсоидальные, дискоидальные [16].

Одновременное обрастание конкреции слойками одинакового состава может происходить только в том случае, если окружающая среда достаточно однородна. Однородна в том смысле, что диффузия рудного вещества из придонного и активного слоев происходит одновременно и «согласованно». При этом синхронно в верхней и нижней частях по мере осаждения вещества на фронте роста диффузионный слой попеременно теряет железо и марганец. Вероятно, такой ход процесса возможен потому, что вследствие активного обмена между придонной водой и поверхностным слоем растворенным и взвешенным осадочным веществом не наблюдается резкого скачка концентраций осаждаемых компонентов. Неодинаковая мощность слоев в нижних, верхних и экваториальных частях конкреции определяется имеющимися отличиями в концентрациях компонентов, их формах нахождения в растворе, условиях и скоростях диффузии, свойственных среде, в которой растут конкреции.

Итак, одна из важнейших особенностей строения конкреций — ритмически-слоистое чередование контрастных по составу субмикроскопических слойков — обусловлена действием автоколебательного механизма осаждения вещества в среде ее роста, определяемой взаимодействием активного слоя с придонным слоем морской воды.

Одна из важнейших проблем генезиса формации ЖМК — источники рудного вещества. Из известного набора источников, пополняющих различными компонентами океаническую воду (от терригенных до космических) ни один нельзя полностью исключить, причем оценка вклада каждого из них более чем приближительна. Поэтому речь может идти лишь о выделении ведущего источника, играющего решающую роль в формировании полей ЖМК, определяющего их размещение, локализацию, геохимические особенности, возраст.

Таким источником может быть только базальтовый вулканизм. Главенствующая его роль как источника практически всех рудных компонентов месторождений морского дна общеизвестна.

В ряде исследований приводятся убедительные факты, отражающие обусловленность процесса образования конкреций вулканизмом, рассматриваются особенности миграции основных рудных компонентов от центров вулканизма к районам концентрации, анализируются особенности зональности полей ЖМК, обусловленные связью их с вулканизмом [24].

Обратим внимание на некоторые черты строения конкреций, подтверждающие их формирование из вулканических источников. Один из важнейших факторов, учет которого необходим при описании источников рудного вещества, — макрослоистость конкреций, наглядно отражающая пульсирующий характер их роста. Тот факт, что

рост конкреций неоднократно прерывался длительными перерывами в отложении рудного вещества, растворении и разрушении поверхности конкреций, известен давно. Эти особенности учитываются и при оценках возраста и скоростей роста конкреций [3]. Установлено, что общие черты чередования макрослоев свойственны конкрециям, расположенным на расстоянии до 100 км, что объясняется достаточно общим процессом, регулирующим последовательность их роста [24]. Иными словами, в строении конкреций проявлены элементы стратификации, охватывающей, вероятно, рудные поля, а может быть распространяющейся и на более обширные территории.

Пульсирующий характер роста конкреций связан с периодической активизацией вулканических процессов. В периоды активизации вулканизма рудные компоненты обогащают активный слой, который служит своеобразным промежуточным коллектором для образования конкреций. Когда компоненты из этого слоя концентрируются в конкрециях, истощая его, их рост прекращается. Если интервал между вспышками активного вулканизма был слишком продолжительным, то процессы деструкции могут привести к разрушению конкреции, и к моменту следующего этапа активизации вулканизма обломки таких конкреций становятся ядрами новых.

Если в глобальном масштабе связь ЖМК с вулканизмом практически не оспаривается, то установление конкретного соответствия известных рудных районов вулканическим комплексам на современном уровне изученности не представляется возможным. Базируясь на данных о позднемиоценовом возрасте [5, 13] конкреций, можно предположить, что по крайней мере поля конкреций северной части Тихого океана связаны с ферробазальтовыми или пикроферробазальтовыми вулканогенными комплексами, развитыми на Восточно-Тихоокеанском поднытии [7]. Однако эти комплексы достаточно разнообразны в различных сегментах срединно-океанических хребтов (СОХ).

Огромные расстояния, на которые мигрируют рудные компоненты, отсутствие надежных геохимических признаков не позволяют выявить простые фациальные критерии связи полей ЖМК с конкретными комплексами.

Рудные компоненты, поставляемые в океаническую воду вулканическими и поствулканическими источниками, проходят сложный и длительный путь, прежде чем они образуют конкреции [24]. Достоверных сведений о характере, формах и механизмах поступления рудных компонентов при подводных вулканических извержениях практически нет. Значительно больше данных о подводных гидротермальных поствулканических системах, функционирующих, в частности, в рифтовых долинах СОХ. Гидротермальные растворы, изливающиеся на океаническое дно, выносят большое количество металлов. Частично рудное вещество фиксируется в приустьевых участках в виде сульфидных построек и сопутствующих им скоплений металлоносных осадков. На гидротермальных постройках различных типов и составов и в непосредственной близости постоянно присутствуют ассоциации оксидов—гидроксидов Fe и Mn, образующих инкруста-

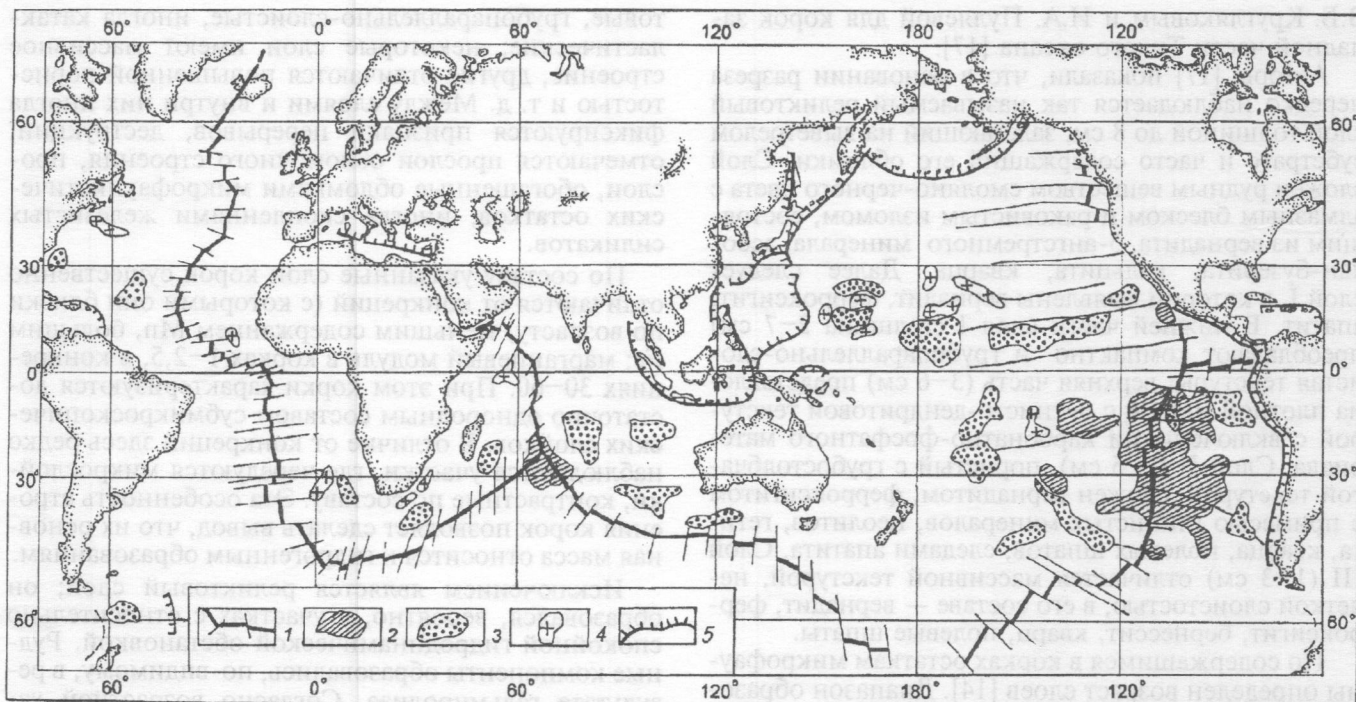


Схема распространения металлоносных осадков, ЖМК и кобальтоносных корок в Мировом океане (по материалам [3, 8, 15, 19]): 1 — рифтовая зона COX; 2 — области распространения металлоносных осадков; 3 — крупнейшие провинции ЖМК; 4 — районы распространения кобальтоносных корок; 5 — глубоководные желоба

ции, корочки, осадки и т. д. Здесь иногда встречаются корки небольшой мощности, но близкие по составу и строению к коркам подводных гор, однако никогда в приустьевых участках не образуются конкреции. Среди таких образований наблюдается большое количество марганцевых минералов, но в общем эти скопления обогащены железом. Точно также обогащены железом и металлоносные осадки дистального типа [8]. Марганец, большая часть которого находится в подвижной форме, мигрирует на значительные расстояния [24]. Таким образом, области образования конкреций располагаются на больших расстояниях от источников, чем скопления металлоносных осадков (рисунок).

Можно считать, что поля распространения конкреций являются самостоятельной удаленной фацией рудоносных осадков в основном вулканогенно-осадочного происхождения, в которой накапливающийся в верхнем слое осадка рудный материал, поступающий из вулканических источников, превращается в конкреции практически до начала литификации осадка или в ее начале. Некоторые исследователи считают возможным выделение процесса образования конкреций в самостоятельную стадию пелагического литогенеза, отличную от стадий седиментации и диагенеза [9].

Формация кобальтоносных железомарганцевых корок

Кобальтоносные железомарганцевые корки представляют собой образования, родственные конкрециям: они близки им по минеральному и химическому составам, текстурно-структурным особенностям и генезису. Наряду с этим коркам свойственны специфические черты, позволяющие выделить корки в самостоятельную формацию.

Корки образуют обширные покровы на коренных породах на склонах подводных гор крутизной 12–20°. На более крутых склонах процесс образования корок развит слабо. Субстратом корок могут быть любые горные породы; наиболее часто корки образуются на выветрелых вулканогенных породах и известняках. Корки распространены преимущественно на глубинах 1000–3500 м, обычно в привершинных частях гайотов. На плоских вершинах гор присутствуют редкие конкреции и изредка маломощные корки, у подножий гайотов развиты корково-конкреционные образования, «конкреционные мостовые», скопления мелких конкреций. Каждое из подобных горных сооружений может рассматриваться как самостоятельное рудное поле.

Мощность корок варьирует от нескольких сантиметров до 20 см. Корки в среднем содержат ≈20% Mn, 15% Fe, от 0,3 до 2,5% Co. По составу и количеству металлов корки представляют собой не менее ценное потенциальное сырье, чем конкреции, а по некоторым показателям (например, по концентрации Pt) превосходят [17, 19].

Наибольшее количество подводных гор с кобальтоносным оруденением сосредоточено в западной части Тихого океана на поднятиях Мидпасифик, Маркус-Уэйк-Неккер, Магеллановых гор, в районах островов Лайн, Гавайских, Маршалловых, Туамоту. В Индийском океане они известны на горе Экватор, на Мальдивском хребте и в западной части океана от Восточно-Индийского хребта до хребта Инвестигейтор. В Атлантическом океане рудные корки распространены на хребте Китовый, поднятии Сьерра-Леоне и других местах (рисунок).

Почти повсюду корки характеризуются слоистым строением [22]. Наиболее детальная стратификация разработана М.Е. Мельниковым,

В.В. Кругляковым и И.А. Пуляевой для корок западной части Тихого океана [17].

Авторы [17] показали, что в основании разреза нередко наблюдается так называемый реликтовый слой толщиной до 8 см, залегающий на выветрелом субстрате и часто содержащий его обломки. Слой сложен рудным веществом смоляно-черного цвета с алмазным блеском и раковистым изломом, состоящим из вернадита, 5-ангстремного минерала, асболан-бузерита, кальцита, кварца. Далее следует слой I, в котором выявлены вернадит, ферроксигит, апатит. В нижней части слоя I (толщина 2–7 см) преобладают компактно- и грубопараллельно-слоистая текстуры; верхняя часть (3–6 см) представлена плотной массой с пятнисто-дендритовой текстурой с включениями карбонатно-фосфатного материала. Слой II (2–5 см), пористый с грубостолбчатой текстурой, сложен вернадитом, ферроксигитом с примесью глинистых минералов, цеолитов, гетита, кварца, полевых шпатов, следами апатита. Слой III (1–3 см) отличается массивной текстурой, нечеткой слоистостью; в его составе — вернадит, ферроксигит, бернессит, кварц, полевые шпаты.

По содержащимся в корках остаткам микрофауны определен возраст слоев [14]. Диапазон образования реликтового слоя от позднего мела до позднего палеоцена. Слой I имеет позднепалеоцен-эоценовый возраст, слой II — миоценовый; слой III — плиоцен-четвертичный.

Как видно, формирование корок началось намного раньше, чем ЖМК абиссальных котловин. По возрасту эти конкреции могут быть сопоставлены с III слоем и верхней частью II слоя корок. Возможно, нижним слоям корок соответствуют слою погребенных конкреций.

В разрезе корок наиболее резко выделяется базальный реликтовый слой. Он отличается особенно высокими содержаниями фосфора, кальция, серы, кремнезема, присутствием барита. В строении данного слоя нередко наблюдается чередование полос параллельно-слоистой и дендритовой текстур.

Изучение состава субмикроскопических слоев с использованием микроанализаторов показало, что реликтовый слой имеет сложное строение: в одних участках развиты микрослойки однородного состава, в других наблюдается чередование контрастных по составу микрослоев, соответствующих кристаллической и аморфной фазам конкреций. Реликтовому слою свойственны многочисленные границы несогласий, разделяющие различные генерации, что свидетельствует о нестабильной обстановке формирования этого слоя.

Интересно отметить, что среди чередующихся железомарганцевых слоев присутствуют залегающие согласно с ними слойки фосфатного состава. Это позволяет предположить, что фосфатный материал отлагался в последовательном чередовании с гидроксидами железа и марганца. Наряду с этим наблюдаются и секущие выделения фосфатного материала — трещины, заполненные фосфатизированным нанофораминиферовым илом.

Слои корок I, II, III резко отличаются по составу от реликтового слоя, но достаточно близки между собой. Они имеют различное строение: в одних случаях преобладают тонкопараллельно-слоистые, волнистые текстуры, в других, столбчато-дендри-

товые, грубопараллельно-слоистые, иногда катакластические; некоторые слои имеют массивное строение, другие отличаются повышенной пористостью и т. д. Между слоями и внутри них иногда фиксируются признаки перерывов, деструкции, отмечаются прослои обломочного строения, прослои, обогащенные обломками микрофаунистических остатков, иногда скоплениями железистых силикатов.

По составу указанные слои корок существенно отличаются от конкреций (с которыми они близки по возрасту) меньшим содержанием Mn, большим Fe; марганцевый модуль в корках 1–2,5, в конкрециях 30–60. При этом корки характеризуются достаточно однородным составом субмикроскопических слоев. В отличие от конкреций здесь редко наблюдаются участки, где чередуются микрослойки, контрастные по составу. Эта особенность строения корок позволяет сделать вывод, что их основная масса относится к гидрогенным образованиям.

Исключением является реликтовый слой; он образовался, вероятно, в участках с относительно спокойной гидродинамической обстановкой. Рудные компоненты образовались, по-видимому, в результате гальмиролиза. Согласно возрастной характеристике слоев этот процесс на подводных горах в Тихом океане протекал с позднего мела до раннего эоцена. Последующие слои корок нарастали гидрогенным путем вследствие обогащения придонного слоя воды компонентами, поступающими из вулканических источников в периоды их активизации. Импульсы вулканической активности зафиксированы соответствующими слоями, характеризующимися индивидуальными геохимическими особенностями. Продолжительные периоды затухания вулканизма выражены перерывами в образовании слоев корок, явлениями размыва, накоплением обломочного силикатного материала.

Как было отмечено, корки — более древние образования, чем конкреции; корки начали формироваться в позднем мелу, а может быть и раньше, и связаны с иными вулканическими комплексами, чем конкреции. В частности, начало образования формации железомарганцевых корок совпадает с эпохой становления вулканогенных и плутонических комплексов коматиит-толеитового и габронорит-трактолитового составов [7]. Возможно, обогащенность корок платиноидами обусловлена связью с указанными комплексами, которые характеризуются Ni—Cu—Cr и Ni—Pt—Cr специализацией [7, 18]. Содержание Pt в корках колеблется от 0,35 до 1,31 г/т, тогда как в конкрециях — от 0,10 до 0,13 г/т [18].

Надо отметить, что в районах развития корок, в межгорных депрессиях, наблюдаются скопления железомарганцевых конкреций и корково-конкреционных образований, которые, вероятно, должны быть включены в единую формацию кобальтоносных железомарганцевых корок. Эти образования в данном случае можно рассматривать как продукты различных фаций единого рудогенетического процесса. По составу корки и сопровождающие их конкреции близки, они относятся к одному геохимическому типу, хотя содержание Со в конкрециях несколько ниже, чем в корках. По количеству Ni и Cu такие конкреции не уступают коркам [17, 19, 22].

Основные особенности состава, строения и размещения двух главных формаций оксидных руд океана, не имеющих аналогов на континенте, свидетельствуют о том, что на формирование таких руд оказывают влияние разнообразные факторы. Важнейшую рудогенетическую роль играет морская вода, представляющая собой одновременно среду минералообразования и агент транспортировки рудных компонентов; из морской воды в конечном итоге осаждается рудное вещество. Формирование корок и конкреций обусловлено и структурой водной толщи с ее геохимическими барьерами, и ее подвижностью; на размещение оксидных руд оказывает влияние субширотная климатическая зональность, они обнаруживают определенную зависимость от биологической активности.

Концентрации вещества оксидных руд способствуют процессы окисления, реакции автоколебательного характера, механизмы сорбции, коагуляции, соосаждения, возможно, и биологические процессы.

Рудное вещество, вероятно, образуется в результате различных процессов — в первую очередь вулканизма, диагенеза, гальмиролиза и др. Из этого

перечня нельзя исключить даже выщелачивание металлов из базальтов морского дна, хотя масштабы этого явления несравнимо меньше тех, что ему приписываются. Морская вода, интегрируя все источники, все способы рудообразования, в значительной степени маскирует влияние каждого из них. Генезис оксидных руд не может быть сведен к одному процессу, они являются продуктом сложных взаимодействующих процессов. Но совершенно очевидно, что решающая роль в образовании рассмотренных формаций, сложенных элементами типичной базальтоидной ассоциации [23], принадлежит базальтоидному вулканизму. Именно этот процесс поставляет достаточное количество рудных компонентов, и его периодически возобновляющаяся активность позволяет объяснить пульсирующий рост железомарганцевых образований. Оксидные руды обеих формаций состоят, таким образом, в основном из эндогенного вещества, перенесенного и (при образовании формации ЖМК) предварительно накопленного в промежуточных коллекторах — активном слое рудоконтролирующих структур. Этим еще раз подтверждается известное положение о том, что металлогения Мирового океана (эндогенная и экзогенная) в конечном итоге определяется базальтоидным магматизмом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И., Анисеева Л.И., Вишневский А.Н., Краснов С.Г., Судариков С.М., Черкашев Г.А. Минеральные ресурсы Мирового океана, их потенциал и перспективы освоения // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 141—157.
2. Андреев С.И., Егиазаров Б.Х., Айнемер А.И., Иванов А.М., Анисеева Л.И., Мирчинк И.М. Металлогения Мирового океана // Советская геолог. 1990. № 12. С. 58—64.
3. Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
4. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисова А.А., Смирнов В.И., Старостин В.И. О генезисе металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 249—276.
5. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П., Купцов В.М., Лисицын Н.А., Подражанский А.М. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990, 229 с.
6. Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И. К модели формирования Mn-Fe корок и конкреций океана: минералогия, геохимия главных и рассеянных элементов оксигидроксидных корок (подводная гора Безымянная—64, Атлантика) // Литология и полезн. ископ. 1990. № 4. С. 3—17.
7. Геодинамика и рудогенез Мирового океана / Под ред. С.И. Андреева. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 209 с.
8. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
9. Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана / Под ред. Н.С. Скорняковой, В.Н. Свальнова, И.О. Мурдмаа, Ю.Ю. Житковского, Т.Ю. Успенской и др. М.: Наука, 1989. 223 с.
10. Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука. 1972. 214 с.
11. Корсаков О.Д., Гавдан Н.Н. Структура придонных течений и связанные с ней некоторые особенности осадконакопления и конкрециеобразования // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик, 1988. С. 36—44.
12. Корсаков О.Д., Кулындышев В.А., Филиппенко И.И. Сравнительная характеристика полей распространения железомарганцевых конкреций Мирового океана // Советская геолог. 1990. №12. С. 64—72.
13. Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986. 271 с.
14. Лебедев В.Л., Айзатуллин Т.А., Хайлов К.М. Океан как динамическая система. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 200 с.
15. Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 20—45.
16. Мельников М.Е. Минеральный состав железомарганцевых образований зоны Клариион-Клиппертон Тихого океана и его связь с подстилающими осадками // Зап. ВМО. 1992. № 1. С. 48—55.
17. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеанская геолог. 1994. № 4. С. 13—27.
18. Металлогенетическая зональность Мирового океана / Под ред. С.И. Андреева, С.И. Грамберга. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997, 172 с.
19. Объяснительная записка к «Металлогенетической карте Мирового океана (1:10 000 000)» / Под ред. С.И. Андреева. СПб.: СО ИНТЕРОкеанметалл, 1998. 212 с.
20. Океанология. Химия океана. Т. I. Химия вод океана / Под ред. О.К. Бордовского, В.Н. Иваненкова. М.: Наука, 1979. 518 с.
21. Пунин Ю.О., Сметанникова О.Г., Демидова Г.Е., Сомовская Л.С. О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 1. С. 40—50.
22. Рудные корки подводных поднятий Мирового океана / Под ред. В.В. Круглякова. Геленджик, 1993. 129 с.
23. Смирнов В.И. О металлогении океана // Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 3—13.
24. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана / Под ред. О.Д. Корсакова, В.М. Юбка, В.Я. Пьянкова и др. Л.: Недра, 1987. 259 с.
25. Юбка В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Клариион-Клиппертон Тихого океана // Советская геолог. 1990. № 12. С. 3—8.

Московский государственный университет
Рецензент — В.Е.Бойцов