

## **Висновки**

При використанні нашої системи, з'явилася можливість, використовуючи нескладні алгоритми, слідкувати за швидкістю зносу інструменту з досить великою точністю, своєчасно автоматично вносити корекції та запобігати надзвичайним подіям.

Перспективами подальших досліджень є вдосконалення та створення більш точних та швидких систем зі значно спрощеною конструктивною складністю та меншими габаритами як для потреб сучасного промислового виробництва так і для медичної галузі.

## **Список використаної літератури**

1. Скицюк В.І., Махмудов К.Г., Ключко Т.Р. Технологія ТОНТОР: Монографія. – К.: Техніка, 1993. -80с
2. Тимчик Г.С., Скицюк В.І., Ключко Т.Р. Теоретичні засади технології ТОНТОР: Монографія. – К.: НТУУ «КПІ», 2006. -234с
3. Невельсон М. С. Автоматическое управление точностью на металлорежущих станках. – М.: Машиностроение, 1982. – 132 с.
4. Заявка на корисну модель U200703655 від 03.04.2007 П'єзоелектричний датчик торкання // Ткачук В. О., Ткачук О. М.

**УДК 550.42:550.43**

**М.К.Сукач, д-р.техн.наук, проф.**

**Київський національний університет будівництва та архітектури, г.Київ, Україна**

## **УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ДОБЫЧИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВИХ КОНКРЕЦИЙ НА ДНЕ ОКЕАНА**

---

*Запропоновано гіпотезу формування залізомарганцевих конкрецій на основі нових даних про механізм океанічного осадконакопичення.*

*The hypothesis of formation ferrous and manganese concretions based on new data about the mechanism of oceanic accumulation of deposits is offered.*

---

## **Актуальность работы**

Увеличение объемов добычи минерального сырья традиционными способами приводит к необходимости освоения все более глубоких горных месторождений, что не всегда экономически оправдано. Разработка обедненных руд часто нерентабельна и связана с потерей больших площадей плодородных земель. Поэтому в последние десятилетия проявился повышенный интерес к разведке и добыче твердых полезных ископаемых со дна морей и океанов.

Все это стимулировало работы, связанные с созданием морского горного производства по добыче, транспортировке и переработке донных полезных ископаемых. Промышленная разработка глубоководных месторождений будет вестись в открытом океане. Грунторазабатывающая машина при этом должна находиться на глубине 4...6 км и иметь связь с базовым судном. Такие условия не имеют аналогов в гидротехнических и подводных дноуглубительных работах, в том числе и на шельфе.

Добыче железомарганцевых конкреций (ЖМК) на дне океана предшествует детальное изучение строения донной осадочной толщи. Тип и генезис пелагических осадков обусловлен определенным механизмом формирования конкреций и плотностью залегания их на дне.

На сегодня научно-исследовательскими и опытно-производственными организациями Украины и России выполнен огромный объем работ по изучению донных осадков пелагической зоны Тихого океана между разломами Клариян-Клиппертон [1]. Проведены химические, спектральные, гранулометрические, минералогические анализы колонок донных отложений на обширной территории открытой части океана.

**Целью** настоящей статьи является установление механизма возникновения и дальнейшего формирования железомарганцевых конкреций, объясняющего некоторые парадоксы их образования на океаническом дне. Это позволит в дальнейшем оценить тиксотропию осадков, сопротивление разработке и тягово-сцепные характеристики грунторазабатывающих машин в процессе добычи ЖМК.

### **Анализ исследований**

Предложенные в настоящее время гипотезы механизма формирования железомарганцевых конкреций (ЖМК) в пелагических осадках не объясняют неоднородность их распределения по разрезу осадочной толщи. Приходится принимать априори прерывистость процессов железомарганцевого рудообразования в океанах, так как известно, что основная часть рудных конкреций, корок, разного рода обрастаний и инкрустаций сосредоточена на поверхности пелагических осадков дна.

Плотность распределения конкреций в пелагических красных глинах незначительна. На трансокеанском профиле в толще отложений они встречаются, как правило, только в одной колонке из пятнадцати, где осадки представлены глубоководными пелагическими глинами. На станциях пробоотбора, кроме поверхностного, наблюдаются еще до трех конкрециеносных горизонтов, между которыми располагаются слои осадков от 20 до 170 см, не содержащих включения [2, 3]. В колонках осадков, полученных с помощью прямоточных трубок в Тихом океане, концентрация этих включений в первом метре осадков в 2...3 раза меньше, чем на поверхности.

Таким образом, хотя конкреции и не распространены исключительно на поверхности осадков, интервалы их отсутствия весьма значительны. Ведь даже толщина пелагических осадков в 20 см при абсолютной скорости осадконакопления всего 1 мм/1000 лет и менее – это периоды в сотни и тысячи лет, когда

конкрециеобразование отсутствовало. В колонках же, где конкреции встречаются только на поверхности, они не образовывались в течение миллионов лет.

Геохимический анализ пелагических красных глин показывает, что их состав и физико-химические условия осадконакопления практически не изменялись в течение последних миллионов лет. Более того, в осадках северо-восточной котловины, по данным [4], в нижних горизонтах колонок наблюдается увеличение содержания марганца и элементов его группы, что, казалось бы, должно благоприятствовать образованию конкреций. Однако там они отсутствуют. Содержание марганца и других элементов в виде рекреационно способных аморфных гидроокислов по вертикали в красных глинах также практически не изменяется. Например, содержание никеля по глубине донных отложений до нескольких метров также постоянно.

Следовательно, если исходным веществом для образования конкреций являются аморфные гидроокислы железа и марганца, а образование конкреций объясняется физико-химическими свойствами коллоидных частиц, то по условиям, наблюдаемым при образовании пелагических красных глин, формирование ЖМК должно происходить непрерывно и постоянно. В этом случае красные глины океана должны были быть «нашпигованы» конкрециями на всю изученную толщу. В действительности этого не наблюдается.

К аналогичному выводу приводит анализ данных по химическому составу иловых вод пелагических осадков – он тоже практически постоянный во всей изученной толще. Как основной солевой состав, так и содержание в иловых водах железа, марганца, никеля, меди и, видимо, других элементов по вертикальному разрезу красных глин практически не меняется [5]. Если железо, марганец и другие металлы иловых вод играют какую-то роль в образовании конкреций *in situ* и миграцию их из толщи в пограничный слой «осадки–придонная вода», то этот механизм (учитывая постоянство состава иловых вод) должен действовать непрерывно. Поэтому наблюдалось бы постоянное образование конкреций и непрерывное распределение их в толще пелагических окисленных осадков.

Если микроэлементный состав, физико-химические характеристики океанской воды, содержание и формы нахождения микроэлементов в придонной воде в течение последних миллионов лет постоянны, то вряд ли можно предположить, что физико-химический седиментационный механизм образования конкреций начал действовать недавно, а раньше «не работал».

Вне всякого сомнения, этот механизм начал действовать как только в воде океана установилась окислительная среда и современный слабощелочной режим pH. Изученная толща красных глин мощностью до 8...10 м, обогащенная марганцем, кобальтом, медью, молибденом и другими элементами, показывает, что он «работал» в океане в течение последних миллионов лет повсеместно. Таким образом, и физико-химический седиментационный механизм, объясняющий процесс образования конкреций пелагиали в настоящее время, при стабильной геохимии современного океана, должен был обеспечивать непрерывное и постоянное образование ЖМК во всей изученной толще пелагических красных глин.

Описанный процесс происходит в течение всего «установившегося» благоприятного для образования конкреций периода времени. Только образование ЖМК происходило и происходит на фоне полного или почти полного отсутствия процесса накопления пелагических осадков. Это и предопределило нахождение подавляющего большинства конкреций на поверхности осадка и отсутствие ЖМК, равномерно распределенных по всей мощности изученных «осадочных» образований.

Формирование ЖМК происходит непрерывно и постоянно, также непрерывно происходит накопление конкреций на поверхности дна, вплоть до образования конкрециеносных мостов. Различные литологические, а вернее литохимические разности осадков, заполняющих дно в зоне развития железомарганцевых конкреций, представляют собой лишь продукт геохимического изменения единого первичного осадочного материала, заполняющего базальтовое ложе северо-восточной котловины – мелоподобных карбонатных отложений, возраст которых определен как миоценовый [6].

Если вернуться к фактам нахождения конкреций в толще осадка, то обращает на себя внимание не случайность их распределения в разрезе колонок. На наличие прослоев или же четко выраженных горизонтов, сформированных погребенными конкрециями, указывается в работах [2, 6, 7]. Это, на наш взгляд, погребенные поверхности дна, на которых концентрировались в прошлом железомарганцевые конкреции. Однако, захоронение их произошло не в результате постепенного осадконакопления, а как следствие способности пелагических донных образований к «перетеканию» при минимальных углах наклона, не превышающих первых градусов.

Изучение распространения погребенных конкреций в кернах привело к выводу, что наиболее активное образование конкреций происходило в недавние геологические эпохи, особенно, начиная с олигоцена. Это не противоречит постмиоценовому времени начала изменения миоценовых меловых осадков с параллельным процессом образования на их поверхности железомарганцевых стяжений. Процессы эти в достаточной степени взаимосвязаны. Скорее всего, мы имеем дело с парагенезисом, но это вопрос особый и заслуживает отдельного рассмотрения.

#### **Состав и формирование осадков**

Рассмотрим основные литотипы донных осадков, «подстилающих» залежи железомарганцевых конкреций, и предполагаемый механизм их преобразования. По своему цвету карбонатные мелоподобные осадки (пелитоморфный известняк) встречаются число белых, светло-серых и светлых коричневых оттенков, что обусловлено, скорее всего, присутствием тонкодисперсного глинистого или вулканопластического материала. Текстура осадка однородная, либо трещиноватая. По трещинам и зеркалам скольжения находятся точечные и дендритообразные включения гидроокислов марганца. Трещины, в большинстве своем, заполнены коричневым глинистым веществом.

Выше по разрезу осадок представлен продуктами декарбонатизации (так называемой пачкой 2). Цвет осадка коричневый, темно-коричневый, до черного. Достаточно часто встречаются оттенки бурого, до красновато-бурого, почти малинового цвета. Иногда серые, произвольной формы ареалы распространения

тонкодисперсной рудной пыли (микроконкреций). Текстура на изломе землистая за счет алевритовой составляющей, представленной скелетами радиолярий, реже диатомей и спикулами губок. Характерной особенностью данной пачки является ее переувлажненность. Это результат высокой пористости, которая объясняется сохранением структуры осадка после процесса декарбонатизации. Иногда под воздействием различных причин, механизм которых будет рассмотрен ниже, осадки данной пачки образуют более плотные прослои как в верхней, так и нижней частях разреза, образуя переходные разности к осадкам пачки 3.

Осадки 3 пачки – сравнительно сильно уплотненные глины темных цветов с различными оттенками от красновато-коричневых до серовато-черных. Возможны переходы различных цветовых оттенков внутри одного образца, но чаще эти глины характеризуются выдержанностью цветовой гаммы, сравнительно редко образуя пятнистую или очковую текстуру. Особенностью данного типа глин является сланцеватость, характерная для аргиллитов. Достаточно часто наблюдаются зеркала скольжения, трещины и микротрещины, акцентированные дендритами марганца. Еще одной характерной особенностью этих глин является сильная усадка при сушке, в отличие от глин 2 пачки, практически не меняющих своего объема.

Осадки 4 пачки подразделяются по своей цветовой гамме на несколько подвидов:

- темно-коричневые глины однородной текстуры, редко с единичными пятнами и кольцами светлых (до желтых) разностей. Глины достаточно однородны по консистенции с редкой, не явно выраженной комковатостью;
- палево-желтые глины однородной текстуры – встречаются наиболее редко и образуют, судя по керну трубок, сравнительно маломощные прослои;
- наибольшее распространение как по площади, так и по мощности, имеют глины пятнистой (реже пятнисто-полосчатой) текстуры. Данная текстура обусловлена чередованием различно окрашенных, но макроскопически однородных по своим структурно-минералогическим признакам глин. Механизм образования подобных текстур связан с биотурбацией. Соотношение относительно темных и относительно светлых коричнево-желтых разностей равновероятно и допускает постепенные переходы от осадка темного со светлыми включениями до светлого с темными включениями. Взаимоотношения всех подтипов основаны также на постепенных переходах.

Слабокарбонатные глины, по сути, являются аналогом осадков 4 пачки, залегающей выше глубины карбонатной компенсации и потому обогащенной карбонатной составляющей (чаще всего раковинами фораминифер). Частным случаем можно считать наличие на приподнятых участках дна чистого фораминиферового песка. Активный слой – маломощная, но хорошо выдержанная покровная разновидность осадка. Это глинистый разжиженный слой темной однородной глины жидкотекучей консистенции, имеющий в первозданном виде «желеобразный» облик. По цвету активный слой практически не отличается от темных однородных глин 4 пачки. Во многих случаях, особенно при залегании этого слоя на осадках 1...3 пачек, его нижняя граница проводится резко и уверенно, но при контакте с глинами 4 пачки,

особенно в зонах так называемого «перенакопленного» осадка, переход активного слоя в подстилающий осадок достаточно постепенный и местами просто условный.

### **Генезис океанических осадков**

Обратимся теперь к вопросам генезиса донных осадков. В основании описанных выше осадков лежат мелоподобные известняки, образовавшиеся путем литификации кокколито-фораминиферовых осадков. Это сравнительно мягкая пористая порода, в которой сохраняются структурные особенности первичного садка. “Такие породы вскрыты многочисленными скважинами и подняты при драгировании практически во всех океанах; возрастной интервал их от юры до неогена” [2]. В нашем случае возраст меловой подложки предположительно миоценовый. Миоцен – время еще большего усиления термических контрастов, мобилизации в океанах биогенного вещества. От палеоцена к миоцену резко возрастают (в 5...10 раз) скорости карбонатной седиментации. Рост значений абсолютных масс карбонатного материала с палеоцена также весьма примечателен и достигает в среднем 2...3 кратного увеличения.

Что касается, северо-восточной котловины Тихого океана, то по данным бурения пластические карбонатные илы южного аккумулятивного тела в экваториальной зоне с глубиной постепенно уплотняются и переходят сначала в писчий мел, а затем в известняк с прослоями кремния. Возраст осадков в подошве колеблется от олигоцена до миоцена [8].

Итак, вопрос с основой – меловой подложкой – решен достаточно однозначно и можно приступить к ее декарбонатизации. Вопрос о критической глубине карбонатакопления (КГК) хорошо освещен в литературе, для исследуемого района она составляет 4600...4700 м. Опустившиеся вследствие тектонических процессов меловые отложения вступают в реакцию с агрессивными придонными водами и после достаточно полного растворения карбонатной составляющей образуют своеобразные высокопористые осадки. Многочисленные наблюдения контакта карбоната и осадков 2 пачки не оставляют никаких сомнений о происхождении «двойки». Это и различное проникновение по глубине процесса декарбонатизации, в частности по ходам роющих организмов, и видимое сохранение основных текстурных особенностей исходного осадка, и устойчивая взаимосвязь в разрезе.

Переход осадка 2 пачки к уплотненным глинам пачки 3 может происходить двояким путем. Во-первых, это скачкообразное уплотнение высокопористых осадков в результате геостатического давления, так называемый синерезис. Уплотнение скелета осадков 2 пачки, представленного скелетами радиолярий, диатомей и т.п., приводит к образованию плотных, местами даже слабо- или псевдорассланцованных, глин 3 пачки.

Во-вторых, присутствие в карбонатах (в различном, но обязательном количестве) аморфной глинистой составляющей и мелкодисперсной вулканокластике, в частности, вулканического стекла, является основой для образования и(или) преобразования глинистых минералов. В этом случае процесс преобразования глин может идти без обязательного синеретического скачка и обеспечивает внутреннее глинистое заполнение имеющейся структурной основы исключительно за счет внутренних источников. Значения пористости образующихся плотных разностей глин колеблется в

пределах 70...80 % против 90 % исходных осадков 2 пачки. Наблюдаемая разность вполне может быть компенсирована увеличением объема при образовании глинистых минералов, в частности, монтмориллонита.

Аутигенный монтмориллонит, “образованный в результате гальмиролитического преобразования базальтового гиалокластического материала в ассоциации с аутигенным филлипситом” [2], играет заметную роль в эвпелагических глинах. Кроме того, мы имеем примеры образования глинистых материалов по пелагонитизированным стеклам подводных извержений. Таким образом, предполагаемый механизм образования и преобразования глинистых минералов-заполнителей не противоречит основным закономерностям развития донных осадков.

Приведенные варианты перехода пачки 2 в пачку 3 ни в коей мере не противоречит друг другу, а напротив, и даже, скорее всего, развиваются во взаимосвязи и прекрасно дополняют друг друга. Однако различное содержание глинистой и вулканокластической составляющей в исходных карбонатах, а также протяженность процесса перехода во времени предопределяет существование переходных разностей глин. Это лишь подтверждает взаимосвязь глин 2 и 3 пачек и однонаправленность процесса. Многочисленными дночерпательными пробами и кернами прямоточных трубок описываемый разрез изучен достаточно хорошо и НИ РАЗУ! глина 3 пачки не встречена, залегающей сразу на карбонате.

Отложения 4 пачки имеют самое широкое площадное распространение (рис. 1) и, кроме того, являются основными «носителями» железомарганцевых конкреций, что и определяет повышенное внимание к донным осадкам. Более подробное деление основано на текстурных признаках и не имеет принципиального значения при определении генезиса.



Рис. 1. Полиметаллические стяжения на поверхности дна (глубина 5400 м)

Итак, если осадки 1...3 пачек можно условно объединить в группу отложений, находящихся *in situ*, то отложения пачки 4 – осадки переотложенные, перемещенные,

испытывавшие различного рода пластические деформации. На наш взгляд, основным источником материала для формирования донных осадков являются продукты декарбонатизации, т.е. вышеописанные 1, 2, 3 пачки. Наличие в осадках какого-либо привнесенного извне терригенного материала представляется проблематичным, учитывая удаленность района от материкового склона и каких-либо других относительных превышений.

По крайней мере, оно до предела минимально. Об этом говорит минеральный и химический состав осадков, их положение в разрезе, особенности роста и накопления на них железомарганцевых конкреций. В частности, в пересчете на бескарбонатное вещество концентрация химических компонентов в известковых и бескарбонатных осадках одних и тех же областей океана в целом выравнивается. Это, конечно, может объясняться постоянством источника питания, но только в теоретическом плане, так как слишком уж велик возрастной интервал формирования карбонатных и бескарбонатных осадков (от миоцена и до настоящего времени). А вот их генетическая связь даже предполагает подобное равенство компонентов и именно в бескарбонатной составляющей.

К тому же, характеризуя глубоководные донные отложения многие исследователи отмечают, что эвпелагические фации отличаются практически полным отсутствием терригенных и аллохтонных вулканогенных обломочных минералов, высокой дисперсностью основной массы глинистого вещества, большим содержанием в последней аморфных компонентов и слабо окристаллизованных смешаннослойных минералов группы иллит-монтмориллонита (по крайней мере, частично аутигенных); наличием аутигенного филлипсита, который нередко становится осадкообразующим и даже преобладает в минеральном составе [8]. Вся эта характеристика как бы «списана» с характеристики бескарбонатной составляющей, имеющейся в исследуемом районе меловой подложки.

Кроме того, проведенный рентгено-фазовый анализ всех четырех пачек показал четкое постепенное унаследованное изменение минерального состава от:

- кальцита, плохо окристаллизованных гидрослюд, вулканического стекла, кварца, полевого шпата (пачка 1) через:
- плохо окристаллизованные гидрослюды, монтмориллонит, появившиеся смешаннослойные минералы и следы филлипсита, кварц, полевые шпаты (пачка 2) и:
- хорошо окристаллизованные гидрослюды, относительно высоко окристаллизованные смектиты, монтмориллонит, широко развитый филлипсит, появившийся хлорит, кварц, полевые шпаты (пачка 3) к:
- хорошо окристаллизованным гидрослюдам, монтмориллониту, хлориту и филлипситу (пачка 4).

Подобная четкая тенденция последовательного развития минерального состава позволяет говорить о постепенном превращении пачек от 1 к 4. В случае же «нормального» осадконакопления данные «возрастные» изменения имели бы противоположную последовательность – от самой верхней (самой молодой) 4 пачки к самой нижней (древней) и более всех измененной 1 пачке.



Следовательно, остается только вопрос о механизме и масштабах переформирования первых трех пачек в четвертую, отпадает надобность говорить о механизме и масштабах поступления терригенного материала в пелагическую часть океана и о «скоростях» осадконакопления.

#### **Механизм осадконакопления**

В нашем случае осадконакопление несколько отличается от традиционного тем, что поступление материала происходит не сверху, как обычно, а снизу, в результате декарбонатизации и дальнейших преобразований карбонатной подложки, выполняющей базальтовое ложе. Формирование 4 пачки происходит в результате переотложения продуктов разрушения 1...3 пачек. Источником разрушающего воздействия служат придонные течения, они же и транспортируют материал от зон эрозии к зонам аккумуляции. Выходы на поверхность дна отложений относительно плотных, лишенных даже минимального рыхлого (активного) слоя осадков первых трех пачек, тем более обнажающиеся на дне океана. На глубинах ниже лизоклина мелоподобных отложений свидетельствует о наличии эродируемых участков.

Существование нулевых по продуктивности ЖМК зон с наличием рыхлого, разжиженного слоя повышенной мощности, о чем свидетельствуют донные фотографии с полностью погруженным в осадок грузом-разведчиком (рис. 2), подтверждают наличие зон разгрузки придонных суспензионных потоков. Перенакапливающийся в таких застойных зонах материал препятствует нормальному зарождению и росту конкреций даже при наличии благоприятной геолого-геохимической обстановки, являя собой тот самый классический случай превышения скорости накопления осадка над скоростью роста конкреций.

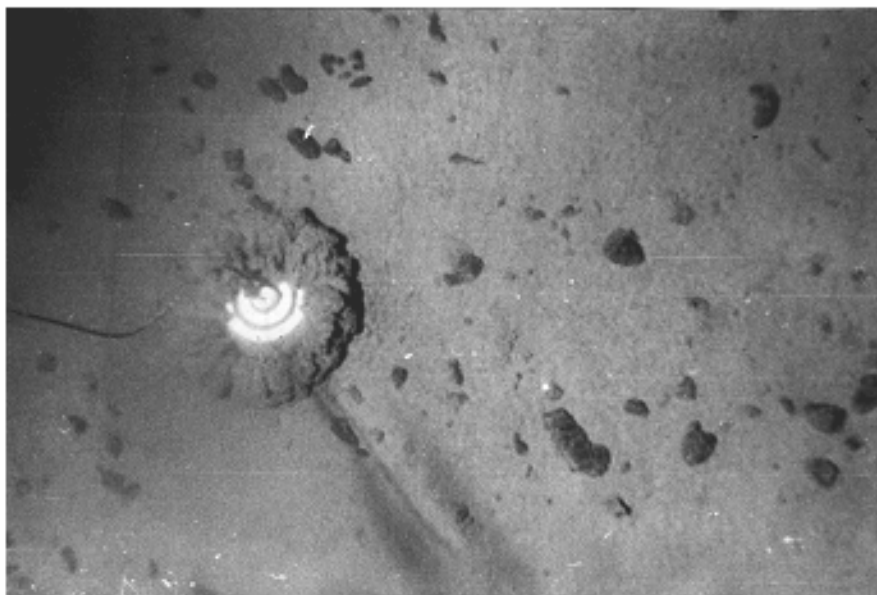


Рис. 2. Слабые донные осадки мощностью до 2 м (глубина 4860 м)

Особые случаи представляют собой зоны распространения плотных разностей первых трех пачек, не связанных со сколько-нибудь заметными положительными

формами рельефа, и, соответственно, сопутствующим им увеличением скорости придонных потоков. Эти участки, на наш взгляд, связаны как с инерционностью перемещаемых водных масс (в случае, когда возмущающее поток тело расположено как бы выше по течению), так и с локальными изменениями скорости контурных течений, обусловленных сочетанием форм рельефа, образующими «проходы», «проливы» и т.п., которые как бы формируют «русло» течения подводной «реки».

В подобных случаях наблюдаются на выглаженной поверхности донных осадков корочки более плотного материала, зачастую заметно обогащенного железомарганцевыми гидроокислами. Накапливающийся на донной поверхности транзитный вулканокластический материал, как-то: различные по форме и размеру гравийногалечные образцы пемзы, вулканического стекла и т.п., и почти полное отсутствие пелитового и даже алевропелитового материала позволяет предполагать наличие достаточно уверенных по силе придонных течений.

В интервале между этими двумя крайними по характеру зонами эрозии и аккумуляции лежит промежуточная зона (зона формирования наиболее широко распространенных осадков 4 пачки) – основной конкрециеносной пачки данного региона.

Представляется интересным тот факт, что в керне одной из скважин в линзе светлого осадка, обнаруженной на глубине 1310 м, содержится та же микрофауна, что и в окружающей ее более темной осадочной среде [6]. Это подтверждает возможность вторичного геохимического изменения разновозрастных осадков с результирующим изменением цвета, создающим иллюзию возможной стратификации.

### **Парадоксы образования конкреций**

Если исходить из вышеизложенного, то отпадает необходимость рассмотрения различных механизмов удержания конкреций на поверхности осадка. Деятельность бентоносных организмов, сейсмические волны от землетрясений, вымывание осадка, эрозия природными течениями (спонтанными или циклическими) – все эти гипотетические процессы в основе своей априори допускают процесс «нормального» осадконакопления со скоростью, превышающей скорость роста конкреций.

Относительно времени роста конкреций можно сказать следующее. Определение скорости роста конкреций шло либо по пути датировки ядер, что могло дать минимальную скорость конкрециеобразования, либо путем измерения разницы в возрасте между слоями. Способы радиометрического датирования указывают на медленный рост конкреций. В работе [6] возраст конкреций определен в 1 млн. лет, по другим же данным [4, 7] он достигает 2...30 млн. лет.

Ряд исследователей подвергли критике интерпретацию опубликованных данных по радиоактивному распаду в конкрециях с точки зрения медленного их роста. Согласно работе [9] эти данные столь же удовлетворительно можно было бы проинтерпретировать и с точки зрения быстрого роста. Однако, и при этих скоростях роста, отличающихся между собой на порядок и более, минимальный возраст конкреций не превышает 100 тыс. лет (для приблизительных расчетов принят диаметр

конкреций 10 см, что отнюдь не является максимальным для конкрециеносных районов Тихого океана).

Если скорость роста конкреций (при условии, что они образуются и растут только на поверхности осадков) выше абсолютной скорости осадконакопления [8], то размер конкреций должен определяться мощностью так называемого синхроничного слоя осадков, да и то при условии полного погружения конкреций в осадок. Расчеты, проведенные для трансокеанского профиля, показывают, что максимальный возраст конкреций, не погруженных в осадок, около 20 тыс. лет.

Таким образом, скорость роста конкреций поставлена в прямую зависимость от скорости осадконакопления и должна синхронно изменяться в зависимости от изменения последней. Соответственно, и размер конкреций обусловлен скоростью осадконакопления. Максимальные размеры ЖМК в каждом конкретном случае должны давать (путем обратного пересчета), максимальную скорость накопления осадков. При этом различные скорости осадконакопления (как фактор, контролирующий геометрические размеры конкреций) на различных участках дна океана и вариация данной скорости во времени для конкретной фиксированной точки, должны были бы дать серию дифференцированных фракций конкреций, погруженных или полупогруженных в осадок (разумеется, при прочих равных и благоприятных для образования конкреций условиях).

В действительности же наблюдается совершенно противоположная картина. Всякое иное толкование возраста современного рудообразования в океане приводит к тупиковым ситуациям и встречает противоречия. При этом можно считать, что возраст океанских железомарганцевых конкреций и скорость их роста находятся в противоречии с большинством данных, полученных изотопными методами.

Не оценивая степень точности либо качество интерпретации вышеприведенных данных, следует отметить, что узловым моментом большинства противоречий является принимаемая априори синхроничность железомарганцевых образований вмещающему их осадку, поскольку даже при минимальных скоростях осадконакопления рыхлые отложения перекрыли бы все или большинство конкреций. Если же допустить нулевую скорость осадконакопления в пелагических частях котловины, то подавляющая часть определений продолжает «работать», давая реальную картину одновременного нахождения на поверхности осадка разноразмерных и разновозрастных конкреций, неоднократных генераций и регенераций, а также различных темпов роста в пределах единичных конкреций – что и наблюдается в настоящее время.

Разброс же данных по определению возраста, либо скорости роста конкреций, можно объяснить как малым объемом выборки, так и попаданием в различные выборки разновозрастных конкреций, благополучно сосуществующих на поверхности дна. Наиболее оптимальным, на наш взгляд, является верхний постмиоценовый возрастной интервал образования конкреций, что косвенно подтверждается работами [6, 9].

### **Заключение**

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Механизм формирования железомарганцевых конкреций связан с типом и генезисом пелагических донных осадков. Поверхность дна пелагических областей океана выполнена в различной степени измененными отложениями первоначально карбонатных, до писчего мела, глин миоценового возраста.

2. Формирование железомарганцевых конкреций и накопление рудного материала вплоть до образования конкрециеносных мостов происходит снизу вверх к донной поверхности на границе раздела вода–осадок в результате декарбонатизации и дальнейшего преобразования карбонатной подложки, выполняющей базальтовое ложе.

3. На длительность и непрерывность данного процесса указывают:

- достаточно большие объемы железомарганцевых руд;
- наличие железомарганцевых образований на различных типах осадков;
- взаимозависимость химического состава конкреций и вмещающих их осадков (парагенезис);
- наличие большого количества конкреций, развивающихся на обломках старых, причем число регенераций зачастую достигает 4...5;
- образование конкреций на зубах неогеновых акул;
- большинство определений абсолютного возраста конкреций и, соответственно, скоростей их роста.

#### Список использованной литературы

1. Сукач М.К. Разработка глубоководных грунтов.– К.: Наук. думка, 1998.– 348 с.
2. Волков И.И., Штейнберг Л.Е., Фомина Л.С. Железомарганцевые конкреции / В кн. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль).– М.: Наука, 1980.– С.127-128.
3. Мери Д. Минеральные богатства океана.– М.: Прогресс, 1969.– 198 с.
4. Глаголева М.А. Элементы железомарганцевой группы / В кн. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль).– М.: Наука, 1979.– С.163-171.
5. Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана / Под ред. О.Д.Корсакова.– М.: Недр, 1987.– 259 с.
6. Скорнякова Н.С., Андрущенко П.Ф. Железомарганцевые конкреции в Тихом океане / В кн. Тихий океан.– М.: Наука, 1970.– Кн. 2. Осадкообразование.– С.212-218.
7. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения.– М. Наука, 1982.– С.112.
8. Вознесенский Е.А., Федотов А.Ю., Кешишев В.Н. Инженерно-геологические исследования глубоководных илов Мирового океана: состояние, проблемы (обзор) / Инженерная геология.– № 1.– 1990.– С.3-18.
9. Lalou C. International monograph on the geology and geochemistry of manganese (J.M. Varenstou).– Publishing House of the Hungarian acad. SCI, 1981.– 289 p.