

УДК 550.4 + 553.3.068.22(26)

С.И. Андреев<sup>1</sup>, Л.И. Аникеева<sup>1</sup>, П.А. Александров<sup>1</sup>

## ТАЛАССОХИМИЯ И Fe-Mn РУДОГЕНЕЗ МИРОВОГО ОКЕАНА

*Рассмотрена вертикальная гидрохимическая (талассохимическая) зональность проявления океанского Fe-Mn рудогенеза. Показана связь с гидрохимическими барьерами водной толщи океана различных геохимических типов конкреций и корок (ЖМК и КМК), объясняющая пространственное их распределение на океаническом дне.*

Вопросы гидрохимии океана неоднократно затрагивались в многочисленных работах геологов и океанологов [Лисицын, 1978; Алекин, Ляхин, 1984; Драйвер, 1985; Грамберг и др., 1987, 1995; Александров и др., 1995]. В них рассматривались элементы гидрохимической структуры океанической водной толщи, поведение карбонатной системы, процессы океанской седиментации. Эти компоненты, характеризующие состав, строение и эволюцию физико-химических процессов в водной толще океана, в достаточно полном объеме представляют ее особенности как среды проявления Fe-Mn рудогенеза, одного из самых масштабных рудообразующих явлений на планете. Достаточно сказать, что объемы Fe-Mn массы в океане оцениваются более чем в 100 млрд. тонн. Данная статья посвящена анализу рудогенной роли океанической водной толщи с позиции особенностей ее формирования как целостного своеобразного геологического тела, отражающего специфику геологического строения и развития океана и контролирующего происходящие в нем рудообразующие процессы.

Мировой океан является самой крупной на планете геологической суперструктурой, антиподальной во многих своих проявлениях геологическим структурам континентов. История формирования и основные черты строения океана, как поверхностные, так и глубинные, свидетельствуют о его развитии по единому плану. В основе зарождения и, в конечном итоге, столь четком проявлении этой суперструктуры на уровне верхней мантии, литосферы и верхних горизонтов земной коры, включая океаническую водную толщу, вероятнее всего, заложен эволюционный ход развития Земли как целостного геологического объекта, стремящегося к упорядочению глубинной архитектуры с последовательным переходом от менее к более равновесному энергетическому состоянию.

В сравнении с континентами, которые уже распались на индивидуально развивающиеся геосистемы [11], Мировой океан еще не испытал дезинтеграционного расчленения на отдельные части, каждая из которых может эволюционировать по своей индивидуальной схеме. На совре-

<sup>1</sup>©С.И. Андреев, Л.И. Аникеева<sup>1</sup>, П.А. Александров<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ВНИИОкеангеология, С-Петербург

менном этапе развития он представляет собой хотя и разбитую на геоблоки, но единую Мировую талассогенную систему, в пределах которой основные геологические процессы и, в частности, рудообразующие, протекают в рамках общих закономерностей. Fe-Mn рудогенез океана и, как следствие, его минерагения, контролируются планетарными или региональными особенностями, охватывающими целые океанические мегабассейны. Среди них ключевую роль играют нептунические факторы, непосредственно связанные с океанской водной толщей. Она — самое крупное однородное геологическое тело на поверхности Земли и главный внешний опознавательный признак океанической структуры. Объем ее при средней глубине, составляющей 4000 м, в 4.0-4.5 раза больше объема суши, воздымающейся выше уровня океана.

Океанская водная толща — жестко детерминированная физико-химическая система. Она сложилась в результате геохимического и геодинамического равновесия, установившегося на протяжении последних 170-200 млн. лет между разнородными геологическими средами (континент — океан) под воздействием двух параллельных, но различно развивающихся процессов, сформировавших два типа коры: континентальный и океанический. Как следствие этого, возникли два несовместимых ряда геологических структур и слагающих их вулканических и вулканоплутонических комплексов; проявились два типа геодинамики их формирования и два типа минерагении [5]. С особенностями минерагения океана связаны объяснение сугубо океанической природы таких рудных образований, как Fe-Mn конкреции (ЖМК) и кобальтмарганцевые корки (КМК); конвергентный характер генезиса глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) в срединных хребтах и островных дугах, а также океанических фосфоритов на подводных горах в абиссальных районах океана. В их формировании проявляется особая роль океанской водной толщи как ключевого рудогенерирующего фактора, определяющего особую среду и нептунический генезис океанических образований, к которым относятся продукты Fe-Mn рудогенеза (ЖМК, КМК); отчасти, производные гидротермального, гидротермально-осадочного (ГПС, рудоносные илы и рассолы) и биогенно-седиментационного (океанические фосфориты) происхождения [4].

Три особенности океанской водной толщи обращают на себя внимание, свидетельствуя о ее глобальной сбалансированности:

— стабильный солевой и анионно-катионный состав океанской воды во всем ее объеме;

— вертикальное структурирование океанской водной толщи, в разрезе которой последовательно выделяются (сверху вниз) несколько стабильных гидрохимических разделов;

— согласованный с площадью распространения коры океанического типа объем водной толщи океана, обеспечивающий изостатическое равновесие океанской суперструктуры в целом.

Эти три особенности указывают на геоисторический характер формирования океанской водной толщи как части приповерхностной геосфе-

ры, вступившей, по данным глубоководного бурения, в средней юре (бат) в особый этап развития. В результате, на 2/3 поверхности планеты сложилась новая геологическая обстановка, образовалась ранее неизвестная суперструктура — Мировой океан. Его корнями, по-видимому, являются астеносферные горизонты, главными компонентами — жесткий надастеносферный “kozyрек” мантии, формирующий низы литосферы, океаническая кора и океанская водная толща. Изначальное появление океанской воды, скорее всего, связано с дегазацией мантии [20]. Сбалансированный объем, строго соответствующий площади распространения коры океанического типа в рамках современного океана, вероятнее всего, обусловлен исторжением в ходе его становления гигантских базитовых масс. О такой возможности свидетельствует примечательная особенность океанических базальтов, являющихся “сухими” вулканитами ( $H_2O < 1\%$ ) по сравнению с исходными мантийными базальтовыми магмами ( $H_2O > 3\%$ ) [15]. По ориентировочным оценкам [6], только за последние 60-80 млн. лет водная толща Мирового океана за счет воды, поставляемой совместно с океаническими базальтами, могла увеличиться по объему более чем на 20%. Такой механизм формирования океанской водной толщи решает не только проблему изостатического равновесия, но помогает объяснить своеобразие минерализации Мирового океана, в частности, появление таких чисто океанических рудных образований, как железомарганцевые конкреции и корки, достоверных аналогов которым на континентах не установлено.

Мощный астеносферный импульс океанических базитов привел к формированию в водной толще специфической геохимической обстановки симатического профиля. Это, по-видимому, связано с тем, что океанская водная толща представляет собой не механическое скопление водных масс в отрицательных формах рельефа, а является составной частью Мировой талассогенной системы, на всех компонентах которой лежит отпечаток ее исходной мантийной природы. Под действием этого обстоятельства в океанской воде сложилась ассоциация химически активных элементов — хемофилов: Mn, Fe, Ni, Cu, Co и др., определяющая особый железомарганцевый рудогенез, свойственный исключительно океаническим условиям его проявления. При этом, гигантские объемы водной толщи океана выполняют сразу несколько важных функций, связанных с поставкой металлов и отложением их соединений в виде оксидного типа производных железомарганцевого рудогенеза, что позволяет продукты такого процесса в целом назвать нештуническими.

Одной из наиболее важных особенностей океанской воды является то, что она служит средой обитания огромных масс биоты. В водном резервуаре океана биомасса распределена не хаотично, а закономерно, главным образом, под влиянием двух факторов: внешнего теплового и собственно океанического. Последний связан с гидродинамикой водной толщи, с учетом ее мощности (глубины), физико-химических параметров (рН, содержание растворенного кислорода,  $CO_2$ ,  $C_{орг.}$  и др.) и контуров океанических бассейнов, определяющих циркумконтинентальную зональ-

ность океанов. Океанский биос — важнейший компонент, формирующий гидрохимическую структуру океана и влияющий на схему проявления железомарганцевого океанского рудогенеза.

Химические процессы, протекающие в океане, весьма специфичны. Эта особенность достаточно точно определяется термином талассохимия, включающим все многообразие химических явлений, имеющих место в Мировом океане. В их числе прямые химические следствия жизнедеятельности и отмирания биоса; процессы неорганической, органической и коллоидной природы, протекающие в условиях высококонцентрированного солевого раствора, каковым является океанская вода.

Высокий статус океанской воды как рудоконтролирующей среды следует из прямой связи железомарганцевого рудогенеза с талассохимией и составом, отражающим вертикальную гидрохимическую зональность водной толщи океана.

Под влиянием биоты, насыщающей водную толщу океана, на глубине 500-800 м формируется особая гидрохимическая зона с аномально низким содержанием кислорода — слой кислородного минимума ( $O_{\min}$ ). На глубине 4300-5100 м, в батинальной части, находится критическая глубина карбонатакопления (КГК), вблизи которой устанавливается равновесие между количеством растворяющегося и привнесенного сверху карбонатного детрита. На поверхности дна эта геохимическая граница хорошо трассируется по содержанию в донных осадках  $CaCO_3$  ("10%). Батиметрически еще ниже, уже в абиссальной области, полностью растворяется органический кремнезем, представленный скелетами радиолярий и панцирями диатомей, формируя третий, гидрохимический барьер в вертикальном разрезе водной толщи, также важный для Fe-Mn образования океана (рис.).

Эмпирически установлено, с использованием массива данных, насчитывающих около 50 000 информативных строк химического состава ЖМК и КМК (банк "Океангеоресурсы"), что по трем ведущим рудным элементам: Ni, Cu и Co выделяется пять устойчивых геохимических модификаций железомарганцевых образований — пять дискретных геохимических типов (таблица 1), распределенных на океаническом дне строго в соответствии с вертикальной зональностью водной толщи океана. Сверху вниз, это: кобальтмарганцевые корки и сопутствующие им конкреции, в которых отмечаются низкие содержания Cu (0.08-0.12%), невысокие устойчивые содержания Ni (0.45-0.60%) и высокие концентрации Co (> 0.4%, до 1.0% и более). Значения Mn/Fe близки 1.0. Этот геохимический тип называется кобальтбогатым (2Co), поскольку даже минимальные содержания этого элемента в два раза превосходят его средние значения в ЖМО для всего Мирового океана [3,8]. Кобальтбогатые корки залегают в зоне действия слоя кислородного минимума в интервале от 500-600 метров до его плавного затухания на глубине более 3000 метров.

Ниже по гидрохимическому разрезу водной толщи выделяются два конкреционных типа ЖМО — умереннобогатые никель-медные (Ni + Cu — 0.7-1.7%), в равной степени специализированные на три элемента —

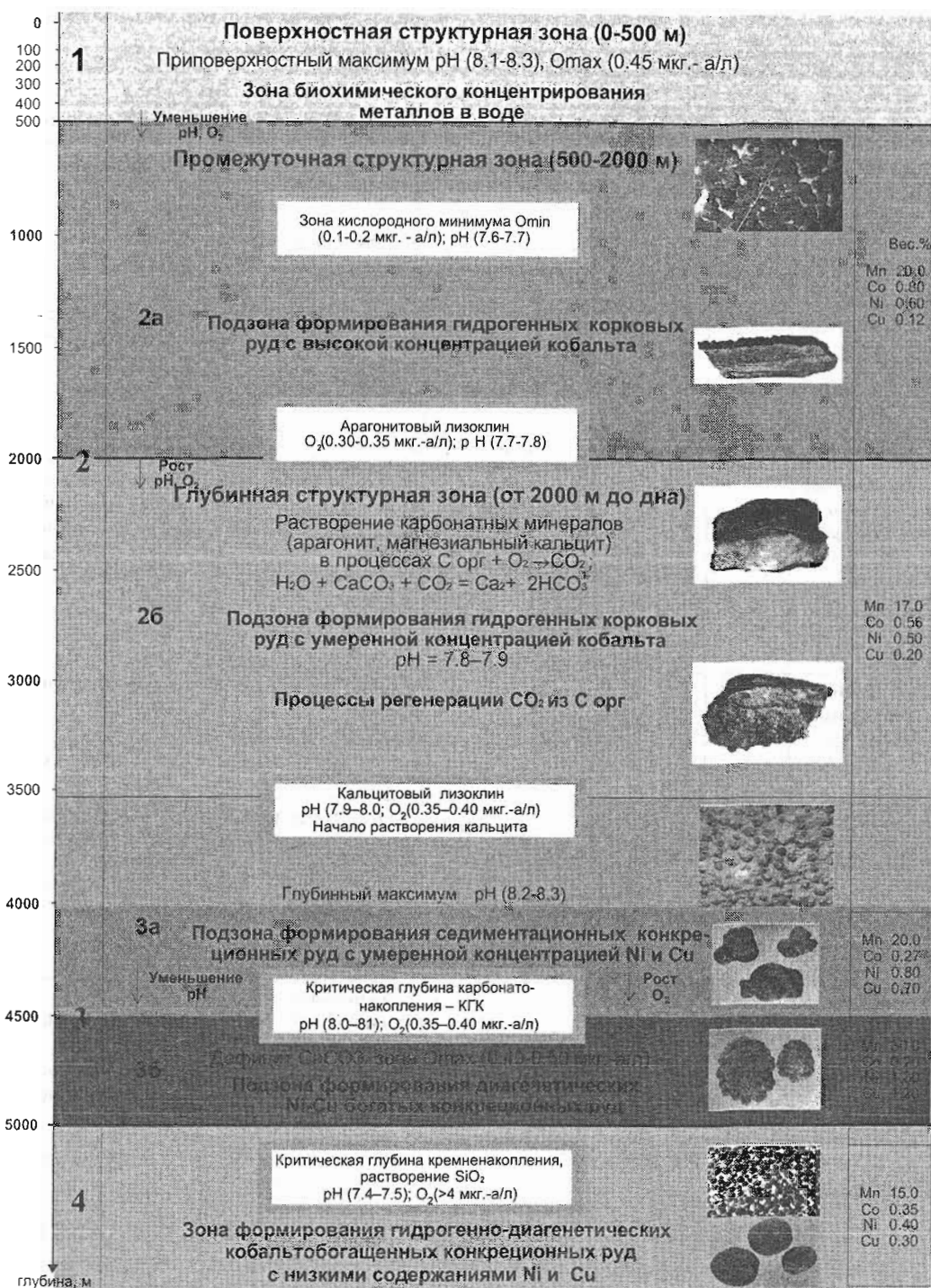


Рис. 1. Модель вертикальной геохимической зональности формирования Fe-Mn образований: рудогенерирующие зоны и подзоны водной толщи океана

1 — зона биохимического концентрирования металлов в воде; 2 — зона формирования гидrogenных кобальтоносных корковых руд с двумя подзонами (2а, 2б); 3 — зона формирования седиментационных и седиментационно-диагенетических Ni-Cu конкреционных руд с двумя подзонами (3а, 3б); 4 — зона формирования гидrogenно-диагенетических Co-обогатенных конкреционных руд

Таблица 1

Основные характеристики геохимических типов ЖМО Мирового океана

Геохимический тип и его индекс	Основные параметры, вес. %%		Вспомогательные параметры		Типы и состав марганцевых руд	Положение Продуктивного батиметрического интервала	
	Ni+Cu	Co	Mn вес%%	Mn/Fe			
<b>КОРКИ</b>							
Кобальтбогатый тип – 2 Co (Гавайский)	1 подтип	< 0.7	0.4-0.8	17.0	1.0	Кобальтовые руды рядовые (Co=0.4-0.6%) богатые (Co=0.6-0.8%); весьма богатые >0.8%)	От верхней границы слоя кислотного минимума (500-600 м) до глубин 3000-3500 м (начало карбонатного лизоклина)
	2 подтип	< 0.7	> 0.8	17.8	1.25		
<b>КОНКРЕЦИИ</b>							
Умереннобogatый никель-медный тройной специализации – Ni-Cu-Co (Центрально-Тихоокеанский)	—	0.7-1.7	< 0.3	19.9	1.96	Никель-медные руды бедные (Ni+Cu=0.7-1.7%)	Непосредственно выше КГК (ширина продуктивного интервала 400-450 м)
Богатый никель-медный – Ni-Cu (Кларрион-Клиппертон)	1 подтип	1.7-2.4	< 0.3	26.5	3.95	Никель-медные руды рядовые (Ni+Cu=1.7-2.4%); богатые (Ni+Cu>2.4%);	Непосредственно ниже КГК, в интервале шириной 350 м
	2 подтип	> 2.4	< 0.3	29.3	4.50		
Богатый никелевый – Ni (Перуанский)	1 подтип	0.7-1.7	< 0.15	42.8	16.8	Марганцевые руды Богатые марганцевые (Mn=35-42%; Ni+Cu=0.7-1.7%) Никель-марганцевые (Mn=33-37%; Ni+Cu=1.7-2.4%)	Незначительно выше (100-150 м) и ниже (300-350 м) КГК
	2 подтип	> 1.7	< 0.15	33.1	5.0		
Кобальтовый тип – Co (Южно-Тихоокеанский)		< 1.7	0.3-0.4	15.1	0.90	Кобальтовые руды бедные (Co=0.3-0.4%)	На 450-500 м ниже КГК, соответствует критической глубине кремнеаккумуляции КГСi

Примечание: КГК – Критическая глубина карбонатаккумуляции; КГСi – Критическая глубина кремнеаккумуляции.

Ni, Cu и Co (ЖМК т.н. тройной специализации) и никельмедьбогатые (Ni + Cu больше 1.71%). Для обоих типов характерны высокие значения Mn/Fe. В первом случае они близки 2.0, во втором — достигают 4.0. Положение этих двух геохимических типов в разрезе строго детерминировано. Умереннобогатые конкреции (тройной специализации) залегают непосредственно выше критической глубины карбонатаккумуляции; богатые Ni-Cu — непосредственно ниже. Для обозначения этих геохимических типов принята химическая индексация: Ni-Cu-Co — умереннобога-

тые и Ni-Cu — богатые никелем и медью ЖМО. Оба типа представлены конкрециями, имеющими свои специфические формы: в первом случае — гроздьевидными с гладкой поверхностью; во втором — дискоидальными с гладкой верхней и шероховатой нижней поверхностями.

На флангах срединноокеанических хребтов контроль железомарганцевого рудогенеза критической глубиной карбонатонакопления несколько модифицируется. Выделяется только один продуктивный батиметрический интервал, верхняя граница которого располагается на 100-150 м выше гидрохимического раздела — КГК, а нижняя — на 300-350 м ниже него. Геохимическая “формула” конкреций, образующихся в этом интервале, отличается неповторяющимся вещественным своеобразием: содержания никеля (1.1-1.2%) на уровне богатых Ni-Cu геохимических типов ЖМК; Cu (0.50%) — в два раза ниже, чем Ni; Co (0.01%) — встречается в сотых долях процента; Mn достигает 33-40% при значении Mn/Fe — 5-16.8. Преобладающий морфотип конкреций: крупные, сильно шероховатые сфероидальные и дискоидальные с шероховатой верхней и гладкой нижней поверхностями. Индекс этого геохимического типа — Ni.

Третий, важный для Fe-Mn рудогенеза гидрохимический раздел, проходит на 500 м (и более) ниже критической глубины карбонатонакопления (КГК). Он определяется критической глубиной кремненакопления, ниже которой органический кремнезем в донных осадках не встречается. В продуктивном интервале, непосредственно сразу под этой границей, формируются конкреции кобальтового геохимического типа с невысоким, но очень выдержанным содержанием этого металла, варьирующим в пределах 0.3-0.4%. Mn/Fe — меньше 1.0. Преобладающий морфотип — шероховатые конкреции в форме “идеальных” шаров.

Гидрохимические разделы, контролирующие геохимические типы ЖМО и их продуктивные горизонты, составляют основу гидрохимической структуры водной толщи океана. Они определяют важнейший элемент океанского Fe-Mn рудогенеза — вертикальную геохимическую зональность.

С каждым геохимическим типом ЖМО связаны различные типы железомарганцевых руд (таблица 1). Их в океане выделяется три группы:

кобальтовые (бедные 0.3-0.4%; рядовые 0.4-0.6%; богатые 0.6-0.8% и весьма богатые >0.8%); никель-медные (бедные Ni+Cu=0.7-1.7%; рядовые 1.7-2.4%; богатые >2.4%); марганцевые (никель-марганцевые) Mn=33-37%; Ni+Cu=1.7-2.4%; богатые марганцевые Mn=35-42%; Ni+Cu=0.7-1.7%).

Среди никель-медных руд локально встречаются специфические модификации, в которых Cu превосходит Ni. Наибольшее количество находок конкреций с таким составом известно на восточном фланге поля Кларион-Клиппертон (Тихий океан).

Вертикальная гидрохимическая структура океанской водной толщи связана, в большой степени, с внешними энергетическими факторами, с



широтным фронтом сезонно меняющейся солнечной радиации. Общеизвестно, что его вклад существенно превосходит энергетический вклад в приповерхностные зоны со стороны глубинных эндогенных источников Земли [17]. На поверхности Мирового океана, под влиянием внешнего воздействия, складывается важная для океанского рудогенеза широтно-климатическая зональность, контролирующая глобальные пояса распространения ЖМК и корок, вследствие чего 95% рудной Fe-Mn массы океана сосредоточено в пределах мегапояса от 35° с.ш. до 40° ю.ш. [3]. Посредством воздействия на биохимическую составляющую водной толщи океана, эти факторы формируют внутри нее вертикально упорядоченную гидрохимическую структуру. Она включает элементы, о которых говорилось выше: слой кислородного минимума, критическую глубину карбонатнакопления и критическую глубину кремненакопления. Каждый из этих гидрохимических разделов фиксирует продуктивный батиметрический интервал масштабного проявления ЖМО и контролирует их определенный геохимический тип. На обобщенной схеме гидрохимической структуры водной толщи океана (см. рис.) приведены основные гидрохимические параметры — значения pH и содержаний растворенного кислорода, а также изменение их значений в вертикальном разрезе. Эти параметры являются главными компонентами карбонатной системы океана, в рамках которой происходит растворение  $\text{CaCO}_3$  и образование  $\text{CO}_2$ . Они также влияют на сохранность органического кремнезема и карбонатного материала в донных осадках. С учетом воздействия этих параметров на весь комплекс талассохимических преобразований в вертикальном разрезе водной толщи океана, можно выделить три структурные зоны: поверхностную, промежуточную и глубинную, определяющие всю полноту Fe-Mn океанского рудогенеза.

Первая, наиболее конструктивная гидрохимическая зона биохимического концентрирования металлов в воде (0-500 м). В ней зарождаются, существуют и отмирают огромные объемы океанской биомассы. Продукты ее разложения опускаются ниже, последовательно деградируя на уровне гидрохимических разделов, и осаждаются на абиссальном дне в виде безликих глубоководных глинистых осадков. Самый верхний гидрохимический раздел связан со слоем кислородного минимума, в пределах которого идет активное разложение органического вещества с захватом кислорода из океанской воды. Среди продуктов распада на этом уровне — органокомплексы черных и цветных металлов и аммиачные соединения, в частности, аммиакаты Co и Pt. Часть высвобождающихся металлов, вероятно, Mn, Fe, Ni, Co, может восстанавливаться до слабоокисленных форм и активно вовлекаться в процесс осаждения на отрицательно заряженных поверхностях скальных выходов подводных гор и гайотов. Верхняя граница слоя кислородного минимума располагается на глубинах около 500 м. Его нижняя граница прослеживается нечетко, т.к. с глубиной минимум кислорода выравнивается весьма монотонно, опускаясь до глубин 2000 метров и более.



Весь батиметрический интервал от 500 до 2000 м включен в состав следующей, промежуточной зоны, на выходе из которой, вероятнее всего, появляются продукты полного разложения живого органического вещества и обособляются скелетные части, сложенные карбонатом или кремнеземом; начинают вступать в силу талассохимические факторы, ведущие к растворению карбонатов, в первую очередь, раковин и скелетов арагонитового состава, что дает основание говорить о появлении на глубине 2000 м арагонитового лизоклина, когда более половины этого материала переходит в раствор. На глубине 3500 м органогенный карбонат растворен полностью, процесс продолжается за счет растворения кальция. Весь карбонатный материал подвергается интенсивному химическому воздействию со стороны океанической воды. Начало арагонитового лизоклина служит нижней границей промежуточной структурной зоны.

Ее сменяет следующая — глубинная структурная зона (> 2000 м), в пределах которой растворяются сначала весь карбонатный материал, а затем и кремнистый детрит (см. рис.). Условной нижней границей для всего процесса растворения карбонатов служит критическая глубина карбонатонакопления (КГК). Этот уровень приблизительно соответствует содержанию в донных осадках 10%  $\text{CaCO}_3$ , при котором количество растворяющегося карбонатного вещества равно количеству поступающего сверху. Его глубина 4300-5100 м. Глубже влияние  $\text{CaCO}_3$  становится малозаметным. Сохраняется только кремнистый органический материал (спикулы губок, скелеты радиолярий, панцири диатомей), который, растворяясь с ростом глубины ( $\approx 5000$  м), понижает pH до тех пор, пока этот процесс не стабилизируется на уровне критической глубины кремненакопления. Это третий гидрохимический барьер, непосредственно ниже которого залегает продуктивный батиметрический интервал абиссальных, обогащенных кобальтом конкреций (см. табл. 1). Он самый нижний в гидрохимической структуре водной толщи океана.

Характер рудообразующих процессов на уровне арагонитового и кальцитового лизоклинов может модифицироваться в зависимости от структурно-тектонической позиции океанского дна. На флангах срединноокеанического хребта (СОХ), где возраст океанического фундамента неогеновый, батиметрические интервалы близ критической глубины карбонатонакопления сохраняют продуктивность, но состав образующихся в их пределах конкреций существенно отличается от рассмотренных выше никель-медных (тип Кларион-Клиппертон) и никель-медь-кобальтовых (Центрально-Тихоокеанский тип). Здесь отлагаются богатые марганцем железомарганцевые образования (Перуанский тип), что, вероятно, связано с регулярной поставкой рудного вещества вдоль осевой зоны СОХ. В центральных районах открытого океана на ранних океанических плитах (средняя юра — нижний мел) и в переходной неспрединговой зоне (нижний — верхний мел) продуктивный интервал охватывает глубины выше и ниже критической глубины карбонатонакопления (КГК) при относительно однородном составе формирующихся в них конкреций тройной специализации (Центрально-Тихоокеанский тип). Богатые Ni-Cu конкре-

ции встречаются здесь редко на некоторых ограниченных участках ниже КГК, покрытых кремнисто-глинистыми отложениями.

Таким образом, океаническая водная толща управляет крупнейшим в Мировом океане рудообразующим процессом, распределяя продукты железомарганцевого рудогенеза в пределах нескольких продуктивных батиметрических интервалов (см. рис.). Каждый интервал привязан к одному из трех важнейших гидрохимических барьеров. Самый верхний связан со слоем кислородного минимума и характеризуется значениями  $pH=7.6-7.7$ ;  $O_2 = 0.1-0.2$  мкг/л. Продуктивные глубины начинаются от нижней границы поверхностной гидрохимической зоны ( $\approx 500$  м) и продолжаются до карбонатного лизоклина (3500 м). Этот широкий батиметрический интервал делится на две части. Верхняя снизу ограничивается арагонитовым лизоклином ( $\approx 2000$  м), свидетельствующим о начале растворения скелетного карбонатного материала, меняя обстановку в сторону повышения  $pH = 7.7-7.8$  и  $O_2 = 0.30-0.35$  мкг/л. В ее пределах образуются водородные Со-богатые руды (см. рис.). В нижней части интервала на фоне поглощения кислорода разлагающимся органическим веществом становится заметным повышение  $pH$  до 7.8-8.0. Здесь тоже формируются кобальтоносные корки, но отвечающие по составу рядовым кобальтовым рудам (см. табл. 1). Нижняя граница верхнего продуктивного интервала ограничивается кальцитовым лизоклином ( $pH = 7.9-8.0$ ;  $O_2 = 0.35-0.40$  мкг/л), который, по сути, является границей между той частью водной толщи океана, в которой преобладают кобальтконцентрирующие процессы и образуются кобальтовые руды, и нижележащей, в которой доминируют тенденции к накоплению никеля, меди и марганца и формированию никель-медных и марганцевых руд.

Второй и третий продуктивные батиметрические интервалы охватывают глубины выше (на 400-450 м) и ниже (на 300-350 м) критической глубины карбонатакопления (КГК). На рис. этот гидрохимический барьер условно располагается на уровне 4500 м. Вообще, в океане он может варьировать от глубины 3900-4300 до 4900-5100 метров. При относительно ровном содержании растворенного в океанской воде кислорода, заметно изменяются значения  $pH$  от 7.9-8.0 на уровне лизоклина до 8.0-8.1 в пределах критической глубины карбонатакопления с максимум  $pH$  (8.2-8.4). В верхней части (выше КГК) этого продуктивного батиметрического интервала образуются седиментационные конкреции тройной (Ni-Cu-Co) специализации, представляющие бедные никель-медные руды. Ниже КГК происходит спад значений  $pH$ , т.к. количество растворяющегося  $CaCO_3$  сходит на нет, но повышается содержание растворенного в воде кислорода. Здесь формируются никель-медные руды: рядовые и богатые (таблица 1), седиментационно-диагенетического генезиса. На этом уровне важную роль начинает играть кремнистый детрит. Он создает благоприятные условия для раннедиагенетической ремобилизации металлов в донных осадках и обогащения ими конкреций. Постепенно растворяясь ниже КГК и понижая тем самым  $pH$ , кремнистое вещество обуславливает третий гидрохимический раздел в структуре океанической водной толщи, отве-

чающий критической глубине кремненакопления. Ниже нее закладывается очередной продуктивный интервал, в котором дальнейшее снижение рН (7.4-7.5) приостанавливается. Здесь формируются бедные кобальтовые руды (таблица 1). Механизм их образования гидрогенно-диагенетический, что отражает крайне низкий темп накопления вмещающих глубоководных осадков (цеолитовых глин) и обогащение железом придонных вод в ходе цеолитизации глин.

Описанная схема проявления океанского Fe-Mn рудогенеза отражает важную особенность Мирового океана — его вертикальную гидрохимическую зональность. Эта схема в полном объеме реализуется в Тихом океане, где представлены все пять геохимических типов ЖМО; в редуцированном — в Индийском океане (нет ЖМК Перуанского типа) и в Атлантическом (нет ЖМК Перуанского типа и типа Кларион-Клиппертон). Это связано с тем, что в двух последних океанах нет общегеологических и гидрохимических предпосылок для формирования конкреций Перуанского типа — приближенного к материк фланга срединноокеанического хребта и пространственно с ним совпадающего мощного апвеллинга. Что касается конкреций типа Кларион-Клиппертон, то они в Индийском океане, как и в Тихом, формируются там, где развиты глубоководные кремнистые илы радиоляриевого пояса, который в Атлантике отсутствует, поскольку такой тип осадков в этом океане распространен крайне ограниченно.

Общее распределение железомарганцевых масс (млрд. т) различных геохимических типов в разных океанах приведено в таблице 2.

Таблица 2

## Распределение геохимических типов ЖМО в Мировом океане (млрд. т)

Геохимические типы ЖМО	Океаны			Мировой океан
	Тихий	Индийский	Атлантический	
Со-богатый (Гавайский) – 2Со	24.26	2.06	2.64	28.96
Умереннобогатый никель-медь-кобальтовый (Центрально-Тихоокеанский) – Ni-Cu-Co	1.75	4.08	0.50	16.33
Богатый никель-медный (тип Кларион-Клиппертон) – Ni-Cu	18.79	1.14	—	19.93
Богатый никелевый (Перуанский) – Ni	2.88	—	—	2.88
Кобальтовый (Южно-Тихоокеанский) – Со	7.50	0.56	3.28	11.34
Итого (млрд. т):	65.18	7.84	6.42	79.44

Расчет сделан [7] на основе ресурсной оценки выделенных в океане полей и площадей распространения железомарганцевых конкреций и корок, показанных на “Металлогенической карте Мирового океана”, масштаба 1:15 000 000 (2006 г.) и “Геолого-минерагенической карте Мира”, масштаба 1:15 000 000 (2000 г.).

Таким образом, вертикальная гидрохимическая зональность является универсальным фактором, контролирующим геохимическую специализацию продуктов Fe-Mn рудогенеза океана в разных гидрохимических зонах, на различных глубинах. Формирующиеся в пределах отдельных

гидрохимических слоев водной толщи океана скопления Fe-Mn образований характеризуются дискретно меняющимся от одного продуктивного интервала к другому, но выдержанным в пределах каждого из них химическим и минеральным составами. Эта особенность четко проявлена в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Однако, в каждом из них имеет индивидуальную специфику, что связано с различиями батиметрического положения гидрохимических барьеров в вертикальном разрезе водной толщи, а также с влиянием особенностей режима осадконакопления и положением относительно континентов каждого из этих океанических бассейнов. Вопрос о разных масштабах проявления железомарганцевого рудогенеза, по-видимому, следует рассматривать совместно с геодинамикой формирования океанического дна в каждом из океанических бассейнов. Сама по себе эта идея не нова. Поскольку Fe-Mn рудогенез связан с мантийными (астеносферными) корнями океанообразования, его продуктивность и многообразие определяются, скорее всего, интенсивностью проявления главного океаноформирующего процесса — динамикой спрединга океанических базальтов в ходе наращивания коры океанического типа. Этот тезис, как следует из приведенных выше расчетов, качественно подтверждается соотношением Fe-Mn масс (таблица 2) — 8.3:1.2:1.0 и средней величины скорости раздвижения в каждом из трех океанов: Тихом, (8.0-8.5 см/год) Индийском (3.0-4.0 см/год) и Атлантическом (1.5-2.0 см/год) [6]. Обращает на себя внимание примечательный факт: богатые Ni-Cu-Mn конкреции встречаются в океанах, дно которых формировалось с повышенной скоростью спрединга ( $> 4.0$  см/год).

### Заключение

Время формирования водной толщи современного океана охватило значительный исторический период ( $\approx 170$ -175 млн. лет), в течение которого она сложилась как единое, стабильное по составу структурированное геологическое тело. В ее вертикальном разрезе под влиянием процессов, имеющих тесную связь с биосом, выделились два достоверно установленных гидрохимических раздела: слой кислородного минимума ( $O_{\min}$ ) и критическая глубина карбонатакопления (КГК); намечился третий раздел — глубина критического кремненакопления. В водной толще океана сформировалась устойчивая система поведения pH и растворенного кислорода, которая играет ключевую роль при отложении продуктов Fe-Mn рудогенеза на океаническом дне. Эмпирическое изучение этой закономерности на базе банка данных "Океангеоресурсы" (С.-Петербург, ВНИ-ИОкеангеология) позволило выделить в сообществе Fe-Mn образований четыре продуктивных интервала, привязанных к гидрохимическим разделам, и установить дискретный характер их химического состава. В слое  $O_{\min}$  (500-600 м — 3000-3500 м) формируются кобальтбогатые корки. Вблизи КГК (4300-5100 м) размещается два продуктивных интервала: непосредственно выше, в котором отлагаются умереннобогатые Cu, Ni и Mn ( $Cu + Ni < 1.7\%$ ) конкреции Центрально-Тихоокеанского типа; непосред-

ственно ниже залегают богатые Cu, Ni и Mn ( $Cu + Ni > 1.7\%$ ) конкреции типа Кларион-Клиппертон. В этом продуктивном интервале вблизи ВТП формируются также специфические ЖМК Перуанского типа с высоким содержанием Mn при пониженных концентрациях Cu. Ниже КГК предполагается существование уровня критического накопления органического кремнезема, вблизи которого залегают умереннобогатые кобальтом ( $Co - 0.3-0.4\%$ ) конкреции с низкими содержаниями Cu, Ni и Mn.

Вертикальная гидрохимическая зональность водной толщи Мирового океана является универсальным фактором, контролирующим химический состав и распределение продуктов Fe-Mn рудогенеза во всем водном объеме океанического пространства Земли.

1. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. Л., Гидрометеиздат. 1984. — 334 с.
2. *Александров П.А., Аникеева Л.И., Грамберг И.С.* Талассохимия марганца и океанский железомарганцевый рудогенез. В кн. Литосфера океанов: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. ВНИИОкеангеология. С.-Петербург. 1995. — С. 143-156.
3. *Андреев С.И.* Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. Недра. С.-Петербургское отделение. 1994. — 190 с.
4. *Андреев С.И., Аникеева Л.И., Старицина Г.Н., Петухов С.И.* Структурно-геодинамические особенности развития и минералогения Мирового океана//Разведка и охрана недр. М. Недра. 2000. № 12. — С. 10-16.
5. *Андреев С.И., Бавлов В.Н., Каминский В.Д., Опекунов А.Ю., Черкашев Г.А., Мирчинк И.М.* Минеральные ресурсы Мирового океана и перспективы их освоения//Разведка и охрана недр. 2005. № 6. — С. 65-69.
6. *Андреев С.И., Старицина Г.Н., Аникеева Л.И. и др.* Металлогеническая зональность Мирового океана. С.-Петербург, ВНИИОкеанология, 1997, — 172 с.
7. *Андреев С.И., Г.Н. Старицина, Л.И. Аникеева и др.* Геодинамика и рудогенез Мирового океана. С.-петербург, ВНИИОкеанология, 1999. — 208 с.
8. *Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е., Александров П.А. и др.* Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб. ВНИИОкеангеология. 2002. — 167 с.
9. *Геодинамика и рудогенез Мирового океана* Отв. редактор С.И. Андреев, науч. ред. И.С. Грамберг. ВНИИОкеангеология. С.-Петербург. 1999. — 209 с.
10. *Геолого-минералогическая карта Мира (1:15 000 000)*, гл. редактор Л.И. Красный, 2000. 6 листов.
11. *Геология и минералогия континентов, транзиталей и Мирового океана* Научные редакторы: Л.И. Красный, Б.А. Блюман, С.И. Андреев. Из-во С.-Петербург, Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000 — 293 с.
12. *Грамберг И.С., Александров П.А., Андреев С.И., Аникеева Л.И., Егизаров В.Х., Ершов Ю.П., Марморштейн Л.М.* Вертикальная зональность рудообразующих компонентов железомарганцевых конкреций в Мировом океане//Советская геология, №3. М. 1987. — с. 15-21.
13. *Грамберг И.С., Александров П.А., Ершов Ю.П.* Карбонатная система и гидрохимическая структура океана. В кн. Литосфера океанов: состав, строение, прогноз и оценка минеральных ресурсов. ВНИИОкеангеология, С.-Петербург. 1995. — С. 114-116.
14. *Драйвер Дж.* Геохимия природных вод. М. Мир. 1985. — 440 с.
15. *Йодер Г.С., Тили К.Э.* Происхождение базальтовой магмы. М. Мир. 1965. — 248 с.
16. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации//Литология и геохимия. М. Наука. 1978. — 391 с.

17. Маслов Л.А. Геодинамика Тихоокеанского сегмента Земли. М. Наука. 1991. — 83 с.

18. *Металлогеническая* зональность Мирового океана. Под редакцией С.И. Андреева, И.С. Грамберга. ВНИИОкеангеология. С.-Петербург. 1997. — 172 с.

19. *Металлогеническая* карта Мирового океана (1:15 000 000), гл. редактор С.И. Андреев. 1 лист.

20. Rubey W.W. Geological history of sea water // Bull. Geol. Soc. Amer. 1951. N 62. — P. 1111-1147.

Проаналізовано вертикальну гідрохімічну (таласохімічну) зональність проявів океанського залізо-манганового рудогенезу. Встановлено зв'язок з гідрохімічними бар'єрами у водній товщі океану різних типів конкрецій і кірок, що пояснює їх просторове розподілення на дні океану.

Vertical hydrochemical zoning of the event of oceanic Fe-Mn ore genesis is studied. A relation between hydrochemical section ( $O_{min}$ , CDC, hypotetic critical depth of silicon accumulation) in the water column and different geochemical types of nodules and crusts is shown, explaining their spatial distribution on the seabed.