

Геолого-геофизическое районирование дна Мирового океана для металлогенического анализа

Б.Д.УГЛОВ (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Мировой океан — хранилище колоссальных ресурсов углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых. Главными и наиболее распространенными твердыми полезными ископаемыми из тех, что выявлены к настоящему времени на дне Мирового океана, считаются железомарганцевые конкреции, кобальтомарганцевые корки, глубоководные полиметаллические сульфиды, соответствующие колчеданным рудам, фосфориты, россыпи металлов и алмазов.

В конкрециях, корках, колчеданных рудах и фосфоритах содержится значительное количество Ni, Co, Mn, Cu, Zn, Ag, Au, Pb, P и др. Это заставило обратить внимание на минерально-сырьевые ресурсы дна Мирового океана научные, промышленные и политические круги ведущих стран мира и рассматривать их как последний в пределах земного шара потенциальный ресурсный источник, способный обеспечить перспективное развитие государств и сулящий в будущем значительные геополитические и экономические выгоды.

Вместе с тем, геологическая изученность дна Мирового океана несопоставимо ниже изученности континентов. Прямыми наблюдениями (глубоководное бурение, геологический проботбор, подводное фотографирование, телевизионная съемка и др.) охвачена лишь очень незначительная часть океанического дна, что демонстрирует «Металлогеническая карта Мирового океана» под редакцией С.И.Андреева и И.С.Грамбага [8]. В связи с этим актуальной становится проблема выявления обстановок, перспективных на поиски субмаринных твердых полезных ископаемых, которые можно фиксировать с помощью дистанционных методов — батиметрических и геофизических съемок в малоизученных прямыми наблюдениями регионах Мирового океана.

Геологической службой России (объединения «Севморгеология» и «Южморгеология») выполнены регулярные геолого-геофизические исследования в полосе Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского широкополосных трансокеанских геотраверзов [5, 7, 11, 14, 16]. Общая площадь геотраверзов, расположенных в южной приэкваториальной области Атлантического и Индийского океанов между 8 и 20 ю.ш., составляет более 10 млн.км². Этот регион в настоящее время — одна из наиболее изученных в региональном отношении частей Мирового океана. Он включает разнообразные по генезису структуры и охватывает практически весь возрастной диапазон океанической литосферы, в связи с чем широкополосные трансокеанские геотраверзы — репрезентативные сечения разнородных областей дна Мирового океана, а полученные на них данные представляют собой надежную базу для исследования строения, динамики и эволюции главных геотектонических единиц литосферы Мирового океана и отработки методики регионального геолого-геофизического районирования дна Мирового океана с целью

металлогенического (минерагенического) анализа по ведущим критериям локализации субмаринных твердых полезных ископаемых.

Для решения этих задач в ЦНИГРИ проведена обработка результатов выполненных на геотраверзах геофизических съемок по единым методикам, составлены цифровые карты рельефа дна, аномальных магнитного и гравитационного полей в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической.

Уникальные в условиях Мирового океана объемы геофизических и батиметрических съемок на геотраверзах потребовали автоматизации как процесса обработки, так и интерпретации полученных данных. Среди задач интерпретации одна из важнейших — проблема районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна с целью выявления тектонического строения, эволюции, геодинамических и металлогенических особенностей этих обширных регионов океанической литосферы.

Для реализации концепции районирования создана автоматизированная система параметризующих трансформаций и статистических процедур, последовательно реализующая единый подход к преобразованию первичных цифровых данных в картографические материалы, являющиеся основой последующего геологического и тектонического районирования площадей, покрытых регулярными съемками [18]. Функциональная схема автоматизированной системы показана на рис. 1.

Соответствующим образом распределяя и комбинируя потоки информации, интерпретатор получает на выходе набор параметров районирования, отображаемых в виде цифровых карт (см. рис. 1).

Рассмотрим далее те возможности металлогенического районирования (прогнозируемого распределения железомарганцевых конкреций, кобальтомарганцевых корок и глубоководных полиметаллических сульфидов), которые основываются на результатах районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна с привлечением другой геолого-геофизической информации.

Главные рудообразующие факторы железомарганцевых образований и кобальтомарганцевых корок — экзогенные (включая нептунические), а их основные поисковые признаки — глубины океанского дна (продуктивные батиметрические интервалы), геоморфологические особенности дна, мощность рыхлых осадков и характер субстрата [2, 12].

Кобальтомарганцевые корки различных геохимических типов расположены на крутых склонах подводных гор и поднятий на твердом субстрате при отсутствии рыхлых отложений. Они отлагаются в продуктивном интервале, находящемся ниже слоя кислородного минимума.

Железомарганцевые конкреции различных геохимических типов характерны для пелагической области океана с равнинными и всхолмленными поверхностями при малой

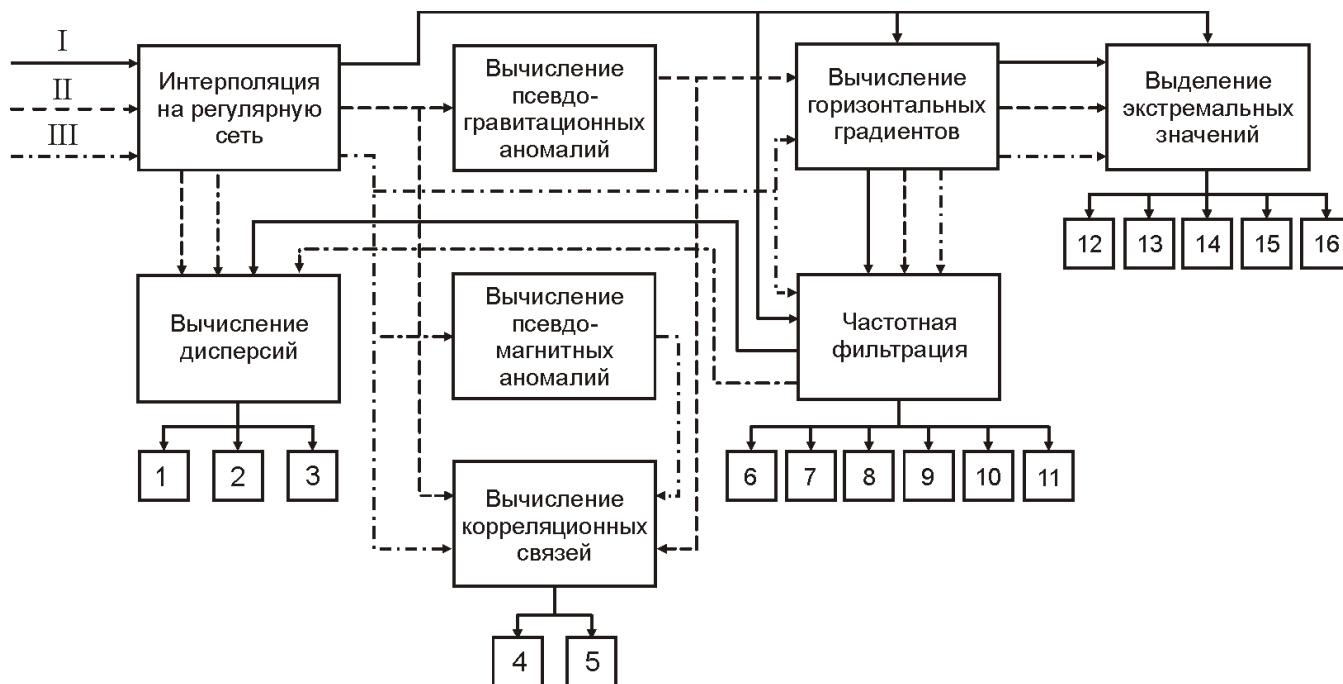


Рис. 1. Функциональная схема автоматизированной системы трансформаций для районирования рельефа дна и потенциальных геофизических полей:

информация на входе: I — рельеф дна, аномальные поля; II — магнитное, III — гравитационное; *информация на выходе:* дисперсия: 1 — рельефа, 2 — магнитного и 3 — гравитационного полей, корреляция аномалий: 4 — гравитационных и псевдогравитационных, 5 — магнитных и псевдомангнитных; рельеф: 6 — генеральный (низкочастотный), 7 — локальный (высокочастотный), 8 — средние высоты рельефа, 9 — средняя крутизна склонов; контрасты: 10 — намагнитченности, 11 — плотности; положение: 12 — гребней хребтов, 13 — осей долин, 14 — распределение склонов и уступов; границы блоков: 15 — намагнитченных, 16 — плотностных

крутизне склонов и мощности рыхлых осадков в пределах продуктивных батиметрических интервалов, определяемых изменяющейся по латерали критической глубиной карбонатонакопления — конкреции соответствующих геохимических типов размещаются в продуктивных интервалах, располагающихся как выше, так и ниже критической глубины карбонатонакопления, и различны в пределах «молодых» (кампан—олигоцен) и «старых» (оксфорд—апт) плит (табл. 1).

В соответствии с этим анализ топографии дна (рис. 2) и его морфометрических характеристик (геоморфологическое районирование) в совокупности с мощностью осадочного чехла является определяющим для прогнозирования распределения железомарганцевых образований в пределах геотраверзов.

Топография Анголо-Бразильского геотраверза (см. рис. 2, А), пересекающего Срединно-Атлантический хребет и примыкающие к нему Бразильскую и Ангольскую глубоководные котловины, сложна. Диапазон глубин превышает 6 км, рельеф дифференцирован и насыщен мелкими формами, наблюдаются также многочисленные крупные подводные горы.

Топография Маскаренско-Австралийского геотраверза (см. рис. 2, Б) отличается еще большей сложностью. Протягиваясь от Маскаренской котловины до северо-западной континентальной окраины Австралии, этот геотраверз охватывает ряд крупных подводных хребтов различного генезиса, а также глубоководных котловин и массивов подводных гор, отличающихся по возрасту, истории развития и геологической природе. Он пересекает Маскарен-

ский хребет, рифтовый Аравийско-Индийский хребет, южную часть Чагос-Лаккадивского хребта, Центральную котловину, Восточно-Индийский хребет, южную часть Кокосовой котловины, Западно-Австралийскую и Северо-Австралийскую котловины. Глубины здесь изменяются от 200 м на вершинах Маскаренского хребта до 7,5 км в Западно-Австралийской котловине.

В пределах обоих геотраверзов наибольшая крутизна характерна для склонов подводных гор, осевых частей срединно-океанических хребтов, а также глыбовых хребтов Индийского океана. Мощность осадочного чехла изменяется от нулевой в пределах осевых частей Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов до сотен метров в пределах глубоководных котловин и нескольких километров на глыбовых хребтах и континентальных окраинах.

Основываясь на сумме известных на настоящий момент данных об условиях залегания железомарганцевых образований (см. табл. 1), прогнозируется их распределение в пределах геотраверзов (рис. 3).

Геоморфологические, геологические и непунические факторы, обуславливающие локализацию кобальтомарганцевых корок, приняты одинаковыми для двух геотраверзов — подводные горы и поднятия с крутизной склонов

50 м/км, лишённые рыхлых осадков и расположенные в пределах глубин 500—3500 м. В верхней части продуктивного горизонта (500—2000 м) находятся корки очень богатого кобальтового типа, в нижней — богатого. Следовательно, поля распространения таких корок выделяются путем комплексного сопоставления в интерактивном режиме

1. Условия залегания железомарганцевых образований и их размещение в пределах геотраверзов

Вид железомарганцевых образований	Условия залегания				Размещение на геотраверзах																				
	Геоморфологические и геологические			Нептунические	Англо-Бразильский — «молодые» плиты				Запад Маскаренско-Австралийского — «молодые» плиты		Восток Маскаренско-Австралийского — «старые» плиты														
	Глубина окисна, м	Морфоструктуры	Субстрат		Мощность рыхлых осадков, м	Продуктивный горизонт ниже слоя кислородного минимума	Положение кригической глубины карбонатакопления, м	Геохимический тип железомарганцевых образований																	
				Очень богатый Со (Со >0,8%)				Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Со (Со <0,4%)	Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Со (Со <0,4%)	Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Бедный Со (Со <0,4%)					
Кобальтомарганцевые корки	500-3500	Горы и поднятия с крутизной склонов 50 > 1/км	Базальты или консолидированные осадки	0	Верхний	Ниžний	Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Со (Со <0,4%)	Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Со (Со <0,4%)	Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Бедный Со (Со <0,4%)					
							Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Со (Со <0,4%)	Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Со (Со <0,4%)	Очень богатый Со (Со >0,8%)	Богатый Со (Со 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Бедный Со (Со <0,4%)					
Железомарганцевые конкреции	4000-6500	Абиссальные равнины и пологие холмы	Рыхлые осадки	50-200			4400	4900	5200																
							4400	4900	5200																
							4400	4900	5200																

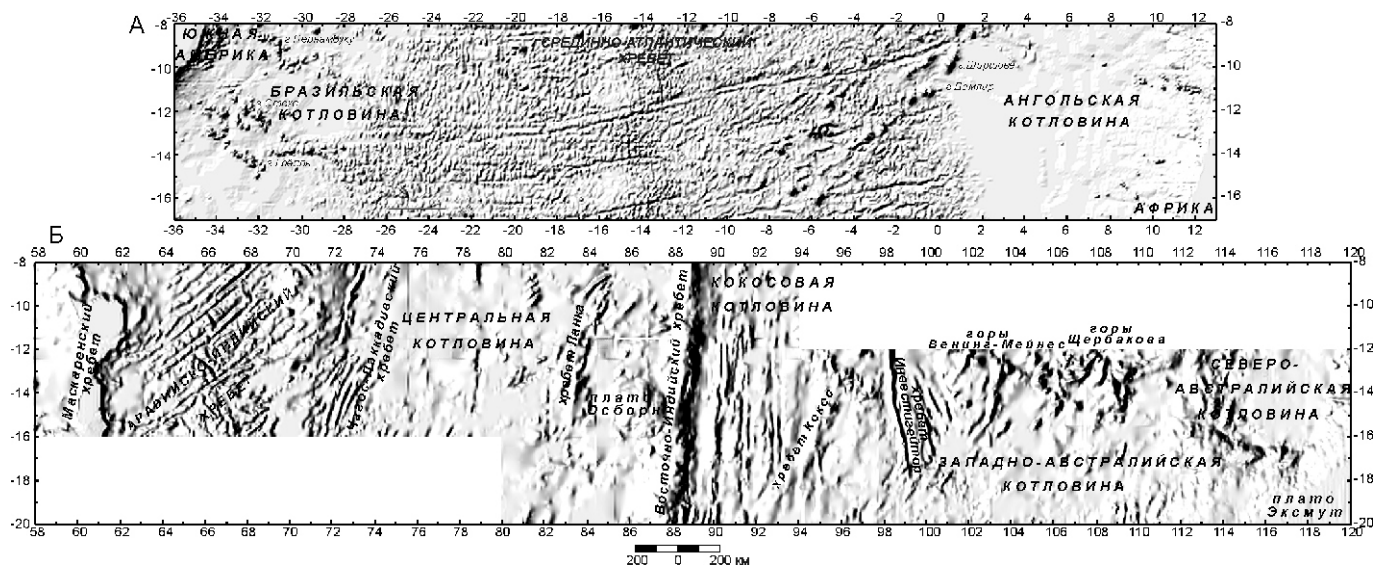


Рис. 2. Рельеф дна Анголо-Бразильского (А) и Маскаренско-Австралийского (Б) геотраверзов

соответствующих цифровых карт: глубина океанского дна, мощность рыхлых осадков, крутизна склонов рельефа.

Геоморфологические, геологические и непунические факторы, обуславливающие локализацию железомарганцевых конкреций, не во всем одинаковы для каждого из геотраверзов, выявление областей их локализации вполне с использованием следующих поисковых критериев конкреций:

размещаются соответствующие геохимические типы в продуктивных интервалах, которые расположены как выше, так и ниже критической глубины карбонатаккумуляции, и различны в пределах «молодых» и «старых» плит, а положение этой глубины меняется от района к району;

конкреции залегают на рыхлых осадках мощностью от 50 до 200 м;

характерны для равнин и холмов с малой крутизной склонов (50 м/км).

Отсюда прогнозное распределение полей железомарганцевых конкреций в пределах геотраверзов определяется на основе сопоставления в интерактивном режиме соответствующих цифровых карт (глубина океанского дна, мощность рыхлых осадков, крутизна склонов рельефа) при указанных в табл. 1 ограничениях.

Точность прогноза распределения железомарганцевых образований в пределах геотраверзов можно оценить, сравнивая прогнозируемые площади с данными станций пробоотбора, показанными на «Металлогенической карте Мирового океана» [8]. Оказалось, что данные пробоотбора более чем в 90% случаев (91% — Анголо-Бразильский геотраверз и 96% — Маскаренско-Австралийский) совпадают с прогнозируемым распределением железомарганцевых образований. Такой результат указывает на достаточно высокую точность прогноза распределения указанных образований, выполненного по избранным критериям.

Прогноз распределения глубоководных полиметаллических сульфидов — более сложная задача, чем прогноз распределения железомарганцевых образований. Это связано как с гораздо меньшей изученностью этих полезных

ископаемых, так и с многообразием обстановок их формирования [1, 3, 12].

Современное колчеданообразование в Мировом океане происходит в основном на дивергентных и конвергентных границах плит, где современные сульфидные руды являются поверхностным выражением восходящих ветвей гидротермальных систем, которые приводятся в движение внедрением магмы в океанскую кору. На дивергентных границах плит процессы формирования колчеданных руд проявляются как в быстро- и медленноспрединговых срединно-океанических хребтах зрелых океанов, так и в океанских бассейнах, находящихся на ранних стадиях раскрытия (Красное море). Закономерности размещения колчеданных рудных тел, их размеры и геохимические характеристики различны в быстро- и медленноспрединговых хребтах, что связано с особенностями геодинамического режима [15]. На конвергентных границах плит процессы колчеданообразования наблюдаются в пределах активных переходных зон полного развития (островные дуги, задуговые и внутридуговые бассейны). Большинство проявлений современных колчеданных руд в переходных зонах обнаружено в задуговых и междудуговых спрединговых бассейнах, а также во внутридуговых рифтах.

Специфичны процессы колчеданообразования в Красном море. Руды здесь представляют собой нелигитированные илы, перекрытые высокотемпературными росолами, сформированными в результате взаимодействия гидротермальных растворов с эвапоритами, обеспечивающими консервацию рудного вещества в осадках [6].

Наименее изученным к настоящему времени остается вопрос о металлогенических особенностях областей проявления внутриплитного (постспредингового) вулканизма и тектономагматической активизации. Однако существуют определенные предпосылки считать эти металлогенические обстановки весьма перспективными и поэтому заслуживающими детального изучения [9, 10, 17].

Обобщенные данные о геологических обстановках размещения колчеданного оруденения в вулканически активных зонах Мирового океана представлены в табл. 2. Глав-

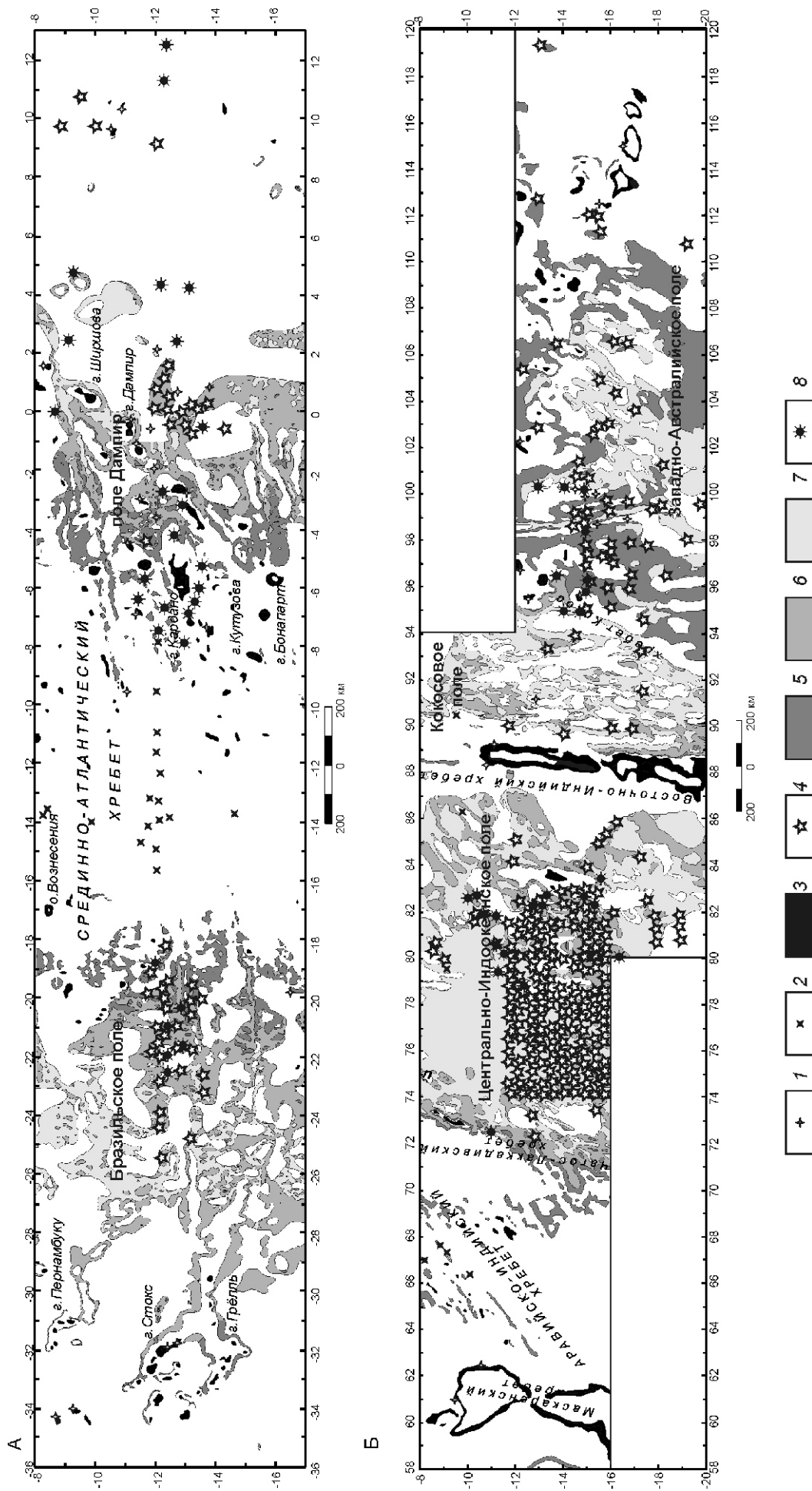


Рис. 3. Распределение железомарганцевых образований на Анголо-Бразильском (А) и Маскаренско-Австралийском (Б) геотраверзах:

станции пробоотбора с находками корок; 1 — кобальтомарганцевых, 2 — «безрудных» гидротермального происхождения; 3 — прогнозируемое распределение кобальтомарганцевых корок; 4 — станции пробоотбора с находками железомарганцевых конкреций; прогнозируемое распределение железомарганцевых конкреций; 5 — Ni-Cu-Co специализации, 6 — Ni-Cu специализации, 7 — бедной кобальтовой специализации; 8 — станции пробоотбора без находок железомарганцевых образований

ные критерии выделения таких обстановок — тектонические и седиментационные. В соответствии с этим прогноз распределения глубоководных колчеданных руд основывается на тектоническом районировании океанского дна, которое, в свою очередь, базируется на районировании аномальных геофизических полей геотраверзов.

Аномальное магнитное поле Анголо-Бразильского геотраверза (рис. 4, А) имеет полосчатое строение, характер которого существенно меняется вдоль геотраверза. Наиболее отчетливо полосчатость поля проявлена в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта и на его западном фланге. На восточном фланге полосчатость нарушена многочисленными аномалиями, связанными с крупными подводными горами.

Морфология аномального магнитного поля Маскаренско-Австралийского геотраверза (рис. 4, А) отличается большой сложностью в связи с тем, что геотраверз пересекает разные в тектоническом отношении структуры Индийского океана. Полосчатость поля наблюдается в Центральной, Кокосовой и Северо-Австралийской котловинах, а также в восточной части Западно-Австралийской котловины. При этом полосчатость выражена не очень отчетливо и имеет различные направления (от широтного до субмеридионального) в разных районах.

Аномальное гравитационное поле геотраверзов вычислено в редукциях в свободном воздухе и Буге, но особое внимание обращено на изостатические аномалии — одни из наиболее информативных редукций гравитационного поля (рис. 5).

При расчете изостатических аномалий силы тяжести геотраверзов использованы модели изостатической компенсации различные для крупно- и мелкомасштабных структур океанического дна [5]. Крупномасштабные структуры (длины волн $L = 200$ км) скомпенсированы за счет плотностной неоднородности верхней мантии в рамках модели остывающей литосферной плиты. Отклонения реальной топографии дна от предсказанных этой моделью трактуются как следствия нарушения однородной структуры (мощности) океанской коры. Мелкомасштабные вариации океанской топографии также скомпенсированы за счет дополнительных вариаций границы Мохо, но с учетом ненулевой упругости литосферной плиты.

Наиболее характерная особенность аномального гравитационного поля Анголо-Бразильского геотраверза в изостатической редукции (см. рис. 5, А) — его асимметрия относительно оси Срединно-Атлантического хребта. Она проявляется в различном характере скомпенсированности Ангольской и Бразильской котловин, восточного и западного флангов указанного хребта.

Распределение изостатических аномалий Маскаренско-Австралийского геотраверза (см. рис. 5, Б) более сложно. В среднем изостатически скомпенсированы Маскаренский и Аравийско-Индийский хребты. Близки к изостатической скомпенсированности западная часть Центральной котловины и Западно-Австралийская котловина. Наиболее интенсивные положительные изостатические аномалии приурочены к хребту Кокос, подводным поднятиям Западно-Австралийской котловины и Северо-Австралийской котловине в целом.

Результаты статистического анализа аномальных полей, магнитной и плотностной структуры литосферы (дисперсия поля, соотношение размеров и конфигурации блоков с различными физическими свойствами источников и др.),

выполненного с применением указанной автоматизированной системы, а также геохронологического анализа магнитных аномалий, позволили наметить границы коры различного типа и разного возраста, области внутриплитной тектономагматической активизации литосферы и другие, что и составило основу тектонического районирования.

Одним из наиболее примечательных результатов тектонического районирования площадей геотраверзов можно считать выявление внутриплитной разломной тектоники (рис. 6). Помимо спрединговой тектоники (осевые рифты срединных хребтов, трансформные разломы) во внутриплитном пространстве выделяется сеть закономерно ориентированных относительно оси вращения Земли (широтных меридиональных и диагональных) тектонических нарушений. Эти нарушения обуславливают фрактальность океанической литосферы и, в определенной степени, соответствуют выделяемой на континентах регматической сети. Районы сгущения такой сети соответствуют областям внутриплитной тектономагматической активизации.

Исходя из особенностей тектонического строения океанского дна, магматизма изверженных пород, мощности осадочного чехла (см. табл. 2), в пределах геотраверзов выделено несколько основных типов обстановок предполагаемого колчеданного рудообразования и на этой основе составлены карты прогнозируемого распределения колчеданного оруденения (рис. 7).

К этим металлогеническим обстановкам относятся, во-первых, рифтовые долины и осевые зоны медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов — Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский, в которых проявлен современный вулканизм, и для которых характерно слабое осадконакопление. В этой обстановке сформировалось колчеданное оруденение *срединно-океанического* типа с преобладанием руд цинк-медь-колчеданной формации.

Второй тип колчеданного оруденения, предполагаемый в пределах геотраверзов — *красноморский*. Он характерен для ранних этапов раскрытия бассейнов с океанской корой и соответствует современной обстановке в Красноморском рифте, которая могла существовать в бассейне Южной Атлантики в конце раннего мела, когда здесь накапливались эвапориты. В это время здесь могли отлагаться руды цинк-медь-колчеданной формации с широкой вариацией геохимических типов, возможно, сохранившиеся на континентальных окраинах Африки и Южной Америки в пределах Анаголо-Бразильского геотраверза (см. рис. 6, А).

Особая группа колчеданных рудопоявлений *внутриплитного* типа могла образоваться в процессе внутриплитной тектономагматической активизации. Классическое проявление такой активизации в пределах геотраверзов — внутриплитные вулканические хребты, поднятия и подводные горы. Связанный с ними интенсивный вулканизм мог служить фактором колчеданообразования гипотетического «гавайского» подтипа (по аналогии с современным рудопоявлением на вулкане Лоихи в Гавайском хребте). В данном случае, рудные тела могут быть отнесены к медноколчеданной формации. Имеются также предположения для выделения обстановок гидротермального рудообразования, связанного с тектономагматической активизацией (деформацией) «пассивных» областей литосферных плит. С точки зрения генезиса колчеданных руд наиболее

2. Геологические обстановки размещения колчеданного оруденения в вулканически активных зонах Мирового океана

Тектонические обстановки		Тип колчеданного оруденения												
		Срединно-океанический					Окраинно-океанический			Красноморский	Внутриплитный			
Рудоносные морфотектонические структуры		Колчеданные формации (с возможными их геохимическими типами)												
Рудоуплотняющие структуры		Cu—Zn (Cu—Zn—Ag, Cu—Zn серебряноос- щый)	Zn—Cu (Zn—Cu серебряноосный, Zn—Cu—Ag до Cu)	Zn—Cu (Zn—Cu кобальтовый и золото- серебряноосщый)	Zn—Cu (Cu—Zn золото- серебряноосный, Cu—Zn золотоосщый)	Полиметаллическая (Zn—Cu—Pb—Ag золотоосщый)	Zn—Cu (Zn—Cu золото- серебряноос- щый)	Zn—Cu (широкая вариация геохимических типов металлоносных осадков)	Cu (?)	Полн- металли- ческая (?)				
Срединно-океанические хребты	Быстро-средин- говые	Отсутствие осадков	Отсутствие осадков											
	Медленно-средин- говые			Слабое осадко- накопление	Слабое осадко- накопление	Интенсивное осадконакоп- ление								
Окраинно-океанические островодужные и рифтогенные структуры	Рифты и зоны срединга									Интенсивное осадконакопление				
	Островные дуги									Слабое осадконакоп- ление				
Внутриконтинентальные рифтовые системы	Активные и отмершие континентальные рифты										Интенсивное осадконакоп- ление			
	Области внутриплитной тектономагматической активизации											Отсут- ствие осадков		
	Зоны внутриплитных деформаций литосферы													Умеренное осадконакоп- ление

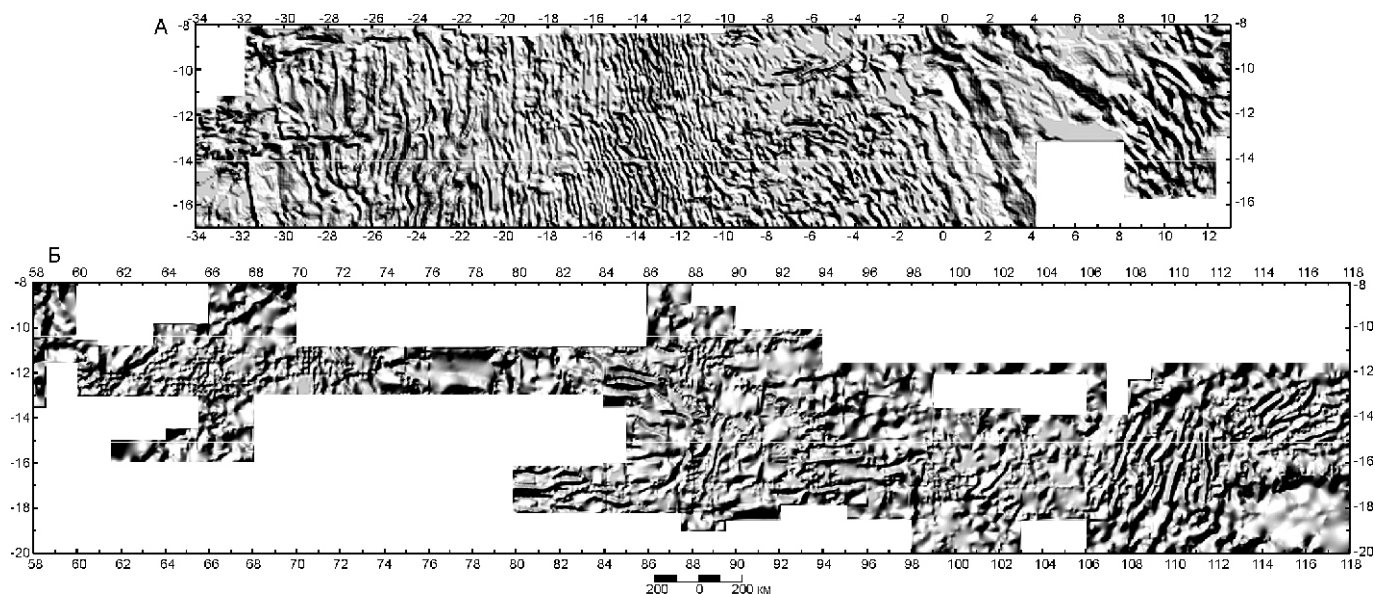


Рис. 4. Аномальное магнитное поле Анголо-Бразильского (А) и Маскаренско-Австралийского (Б) геотравверзов

важными особенностями деформированной литосферы является повышенный тепловой поток и развитие многочисленных тектонических нарушений, увеличивающих ее проницаемость. Области внутриплитных деформаций литосферы, выделенные в пределах геотравверзов, отличаются наличием указанных особенностей. В их пределах имеются и прямые указания на существование современной гидротермальной деятельности [8, 9, 13, 19], что позволяет гипотетически рассматривать обширные области внутриплитных деформаций Западного и Восточного флангов Срединно-Атлантического хребта, Бразильской, Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловин как провинции, перспективные на металлоносные осадки и колчеданное оруденение нового «деформационного» подтипа. Руды, формирующиеся при внутриплитном рудообразовании, могут быть близки к рудам колчеданно-полиметаллической формации или медь-колчеданной формации в зависимости от мощности осадочного чехла.

В заключение можно сформулировать основные положения методики геолого-геофизического районирования

дна Мирового океана при металлогенических исследованиях, которые состоят в комплексном районировании рельефа дна и потенциальных геофизических полей по статистическим и геологическим картировочным параметрам (результаты частотной фильтрации и оценки дисперсий, взаимные корреляционные связи, величины полных горизонтальных градиентов, распределение неоднородностей плотностных и магнитовозмущающих сред) с целью выделения металлогенических обстановок, перспективных на развитие колчеданного оруденения и накопление железомарганцевых образований. Необходимая часть методики — комплексное применение при районировании результатов сейсмических, петрологических и геохимических исследований.

Использование методики для прогнозно-металлогенического районирования океанского дна на площадях геотравверзов выявило широкое развитие в их пределах обстановок, перспективных на образование кобальтомарганцевых корок, железомарганцевых конкреций и колчеданного оруденения срединно-океанического, красноморского, и

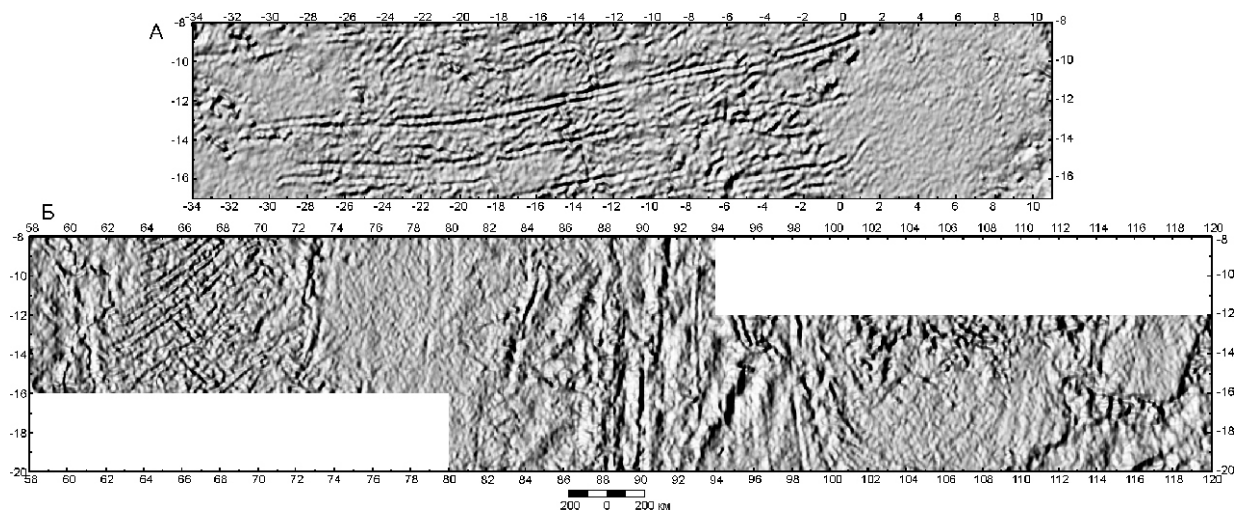


Рис. 5. Изостатические аномалии силы тяжести Анголо-Бразильского (А) и Маскаренско-Австралийского (Б) геотравверзов

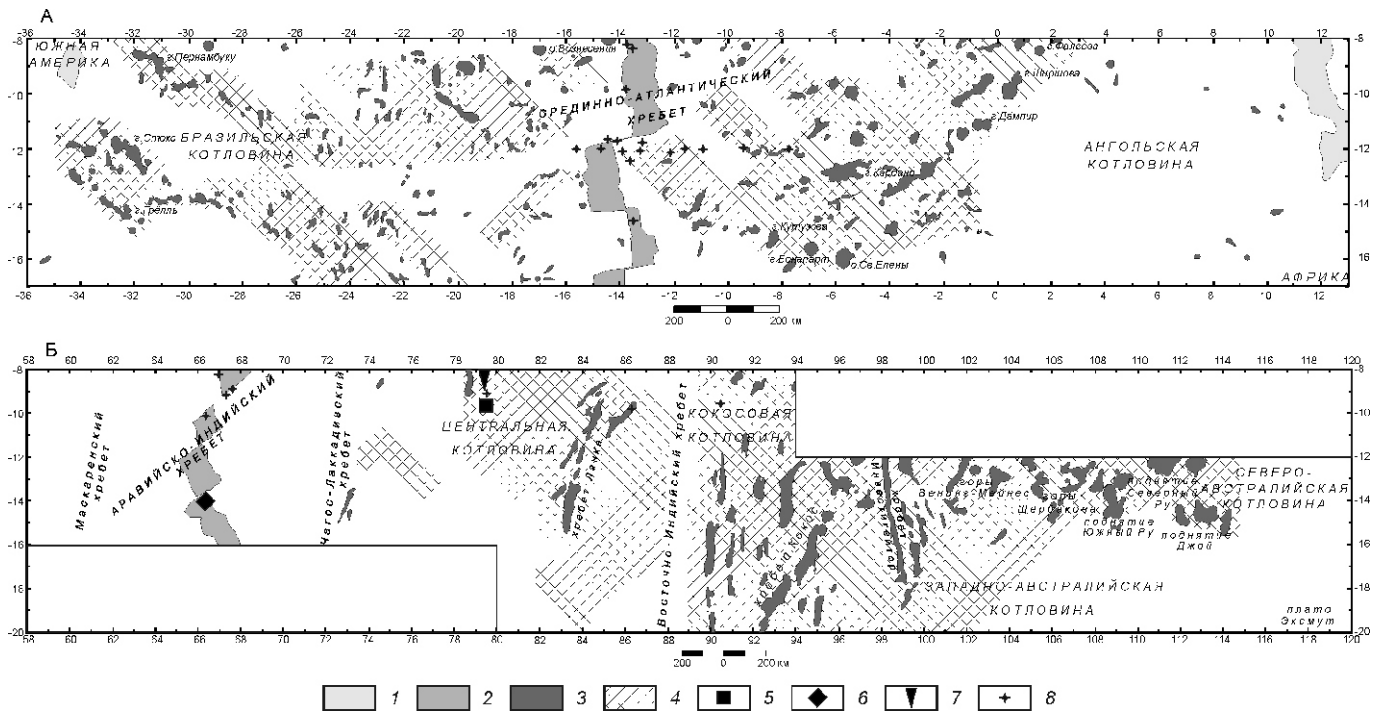


Рис. 7. Распределение колчеданного оруденения на Анголо-Бразильском (А) и Маскаренско-Австралийском (Б) геотраверзах:

области колчеданного оруденения, типы: 1 — красноморский, 2 — срединно-океанический, 3 — внутриплитный (гавайский подтип), 4 — внутриплитный (деформационный подтип); находки, ассоциируемые с колчеданным оруденением: 5 — металлоносные осадки, 6 — сульфидная минерализация в изверженных породах, 7 — гидротермальные источники, 8 — оксидные корки гидротермального генезиса («безрудные»)

внутриплитного типов. Существенно уточнены структура и размеры полей распространения железомарганцевых образований — Бразильского и Дампир (Анголо-Бразильский геотраверз), Центрально-Индийского и Западно-Австралийского (Маскаренско-Австралийский геотраверз). Результаты районирования указывают на высокие металлогенические перспективы Атлантического и Индийского океанов в целом, поскольку геотраверзы представляют собой типичные районы этих океанов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В. Формационные аспекты эндогенной металлогении Мирового океана. — М.: Геоинформцентр, 2002.
2. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Мирового океана. — СПб: Недра, 1994.
3. Ельянова Е.А., Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г. Вулканизм и океанское колчеданообразование. — М.: Научный мир, 1999.
4. Кабан М.К., Углов Б.Д. Модель изостатической компенсации литосферы и изостатические аномалии южной приэкваториальной зоны Атлантического и Индийского океанов // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 295—307.
5. Кара В.И., Евсюгов Ю.Д. Геоморфология и история развития рельефа дна одного из районов Центральной котловины Индийского океана // Океанология. 1988. Т. XXVIII. Вып. 3. С. 407—413.
6. Лебедев Л.М., Черкашев Г.А., Цепин А.И. Новые данные по минералогии сульфидных илов впадины Атлантик II в Красном море // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1186—1190.
7. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Под ред. Г.Б.Удинцева. — М., 1989—1990.
8. Металлогеническая карта Мирового океана (1:15 000 000) / Под ред. С.И.Андреева, И.С.Грамбаера. — СПб., 2000.
9. Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д. Внутриплитная тектоно-магматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1064—1068.
10. Мирлин Е.Г., Углов Б.Д., Лейбов М.Б. Плотностные и магнитные неоднородности литосферы в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 19—24.
11. Мирчинк И.М., Панаев В.А., Погребницкий Ю.Е. Анголо-Бразильский геотраверз — трансокеаническая унифицированная система геолого-геофизических наблюдений для изучения геологии Мирового океана // Доклады на 28-м Международном геологическом конгрессе. — М.: Недра, 1993. С. 141—148.
12. Объяснительная записка к «Металлогенической карте Мирового океана» (1:10 000 000) / Под ред. С.И.Андреева. — С-Пб., 1998.
13. Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитовой эндогенной активности Северо-Австралийской котловины // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 509—513.
14. Погребницкий Ю.Е., Нарышкин Г.Д. Анголо-Бразильский геотраверс. Батиметрическая карта (1:2 000 000). — Л., 1988.
15. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. — М.: Мир, 1986.
16. Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К. Геолого-геофизический атлас Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского трансокеанических геотраверзов. — М., 1999.
17. Углов Б.Д., Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г. и др. Металлогенический потенциал дна Мирового океана в зонах Анголо-Бразильского и Маскаренско- Австралийского геотраверзов // Руды и металлы. 1997. № 6. С. 10—16.
18. Углов Б.Д., Чернов А.А. Автоматизированная система трансформаций для районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна акваторий // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 102—111.
19. Шнюков Е.Ф. Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. — Киев: Наукова думка, 1984.