

Геология и минерагения Мирового океана

Минерагения океана изучает океанические полезные ископаемые: их состав, текстурно-структурные особенности, условия залегания, закономерности распространения и генезис. Это новая геологическая отрасль знаний, но она является составной частью общей минерагении Земли. В основу ее положены научно-методические разработки и подходы, утвердившиеся и традиционно используемые при решении минерагенических задач на континентах.

Минерально-сырьевой потенциал Мирового океана представлен тремя группами твердых полезных ископаемых (ТПИ). В первую входят разновидности ТПИ, признанные как практически значимые минеральные ресурсы. В их составе железомарганцевые конкреции (ЖМК), кобальтмарганцевые корки (КМК), глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС), рудоносные илы и рассолы, океанические фосфориты. Вторая группа объединяет нетрадиционные и новые виды океанических полезных ископаемых. Она включает металлоносные осадки, гидротермальные корки, бариты, цеолитовые глины и газогидраты. Третья группа представлена прогнозируемыми видами полезных ископаемых океана. Одни из них связываются с осадочной толщей (стратиформные, элизионные образования), другие с базальтами второго океанического слоя или тектоническими геоблоками базит-ультрабазитового состава.

Основные черты океанской минерагении определяются особенностями строения Мирового океана: спецификой состава слагающих его горных пород, геодинамикой развития и возрастного положения в общегеологической инфраструктуре Земли. Три из четырех, составляющих океан мегабассейна, по данным глубоководного бурения, содержат в качестве наиболее древних образования среднеюрского возраста (Тихий океан, скв. 197; Атлантический океан, скв. 105 и 391; Индийский океан, скв. 261). Среднеюрский возраст дна океана подтверждается результатами идентификации осей магнитных аномалий (до М38) к югу от Магеллановых гор в Тихом океане (Handshumacher et al., 1988; Андреев и др., 1999). Четвертый, самый маленький по площади океанический бассейн – Северный Ледовитый океан в Амеразийской части имеет раннемеловой возраст (Косько и др., 2000); в Евразийской – кайнозойский, по разным трактовкам: раннепалеогеновый (Ким, 2003), отвечающий 24-й аномалии Ламонтской последовательности, или среднемиоценовый, если учитывать только приосевые магнитные аномалии хр. Гаккеля (Граммберг, 2002).

Предыстория современного Мирового океана представляет собой острый дискуссионный вопрос. С позиции ортодоксальной плейттектоники, планета испытала несколько этапов перманентного океанообразования, соответствующих циклам Вильсона. Продолжительность одного цикла оценивается в 600–650 млн лет. С других позиций, Мировой океан заложился в доальгонское время (Stille, 1958), т.е. более чем 500 млн лет назад. Древнейшим океаническим бассейном – праокеаном – является Тихий океан, уже существовавший, по всей видимости, в докембрии, в интервале 590–800 млн лет. Ю.М. Пушаровский (Пушаровский, 1972), анализируя общий тектонический план Тихоокеанского подвижного пояса, пришел к выводу, что самый древний на Земле Тихий океан начал формироваться в рифейскую эру, около 1 млрд лет тому назад. Представления о древнем возрасте Тихого океана в настоящее время преобладают среди современных геологов, хотя прямых свидетельств этому в пределах океанических пространств установить никому не удалось. В конце 90-х годов XX в. – начале этого столетия углубленный анализ вопроса о возрасте океанов был проведен в работах И.С. Граммберга (Граммберг, 1993, 2002, 2003), обозначившего эволюционный ряд океанов от древних к молодым в следующем порядке: Тихий → Индийский → Атлантический → Северный Ледовитый. Опираясь на особенности строения и возраста пород, слагающих структуру сопредельной суши, он логично обосновал концепцию постепенного омоложения крупных океанических бассейнов в указанном направлении и связал с

особенностями этой эволюции масштабы нефтегазоносности в переходных зонах. По И.С. Грамбергу (Грамберг, 2003), Тихий океан мог возникнуть в интервале 600–1000 млн лет тому назад и, согласно циклической теории Вильсона, должен приближаться к моменту своего закрытия. Однако реальная картина геолого-тектонического состояния Тихоокеанского региона, наблюдая воочию, едва ли свидетельствует о наличии признаков его регрессивного развития.

Все вышесказанное свидетельствует, что Мировой океан в современном его виде, несомненно, имеет доюрскую предысторию развития, косвенным свидетельством чего является структура сопредельной континентальной рамы. Ее анализ позволяет оценить степень зрелости отдельных океанических бассейнов: Тихоокеанского, подчинившего себе тектоническую схему развития краевых осадочных бассейнов, породившего переходную зону активного (западнотихоокеанского и андийского) типа с набором всех свойственных транзиталам элементов: внутренних морей, островных дуг и окраинных желобов; Атлантического – имеющего краевую структуру, типичную для переходной зоны пассивного типа, дискордантную более древним складчатым и разломным структурам сопредельных континентов с локальным проявлением фрагментов активных транзиталей сложной конфигурации (Малые Антилы, дуга Скоша); Индоеокеанского, занимающего промежуточное положение между двумя упомянутыми выше, на востоке с активной транзиталью (Зондская островная дуга), на западе с пассивной переходной зоной на границе с Африканским континентом.

Четвертый, самый молодой член эволюционного ряда океанов, представлен Северным Ледовитым океаном, наложенным на континентальные шельфовые структуры Арктики палеозойского и мезозойского возраста.

Глубоководная часть Северного Ледовитого океана (СЛО) состоит из двух суббассейнов: Евразийского – молодого (кайнозойского), сформировавшегося в режиме спрединга с образованием срединно-океанического хр. Гаккеля и двух симметрично расположенных котловин Амундсена и Нансена, и Американо-Евразийского – более древнего (мелового), главными элементами строения которого являются Канадская котловина и несколько расположенных в приполюсной его части поднятий (Менделеева, Альфа), разобщенных небольшими котловинами Подводников и Макарова (рис. 196).

Границей между суббассейнами служит хр. Ломоносова. Он вероятнее всего возник на краю Евразийского суббассейна под воздействием широко проявленной спрединговой геодинамики, и как структура новообразованная отличается сравнительно «альпинотипным» обликом рельефа (рис. 196). Суммарная мощность коры под хр. Ломоносова, по сейсмическим данным (Буценко и др., 2005), достигает 25 км, мощность «верхней» коры около 8 км при скоростных характеристиках 6,0–6,4 км/с, что позволяет относить его к тектоническим элементам с корой субконтинентального типа. В приполюсной части СЛО к Хр. Ломоносова со стороны Канадской котловины примыкает череда поднятий – Менделеева, Альфа, Чукотское, имеющих сглаженный («палеотипный») характер выражения в рельефе дна. Эти поднятия представляются как реликтовые структуры доокеанического плана региона, формирующие своеобразный Чукотско-Гренландский мост, по-видимому, когда-то соединявший Азиатский континент с Сев. Америкой и, вероятно, бывший в прошлом легендарной гиперборейской суши. Недавние сейсмические и геологические экспедиционные наблюдения (2005 г.), проведенные ВНИИОкеангеология (С.-Петербург) в пределах поднятия Менделеева, подтвердили возможную континентальную природу его коры, выявив большую суммарную ее мощность (до 25–27 км) и наличие в верхней части низкоскоростных (5,0–6,6 км/с) сейсмических горизонтов (Грамберг, 2003). Эти данные обращают внимание на сходные черты геологического строения поднятия Менделеева и сопредельного нефтегазоносного континентального арктического шельфа, уточняют положение его внешней границы в зоне российских интересов в Арктике.

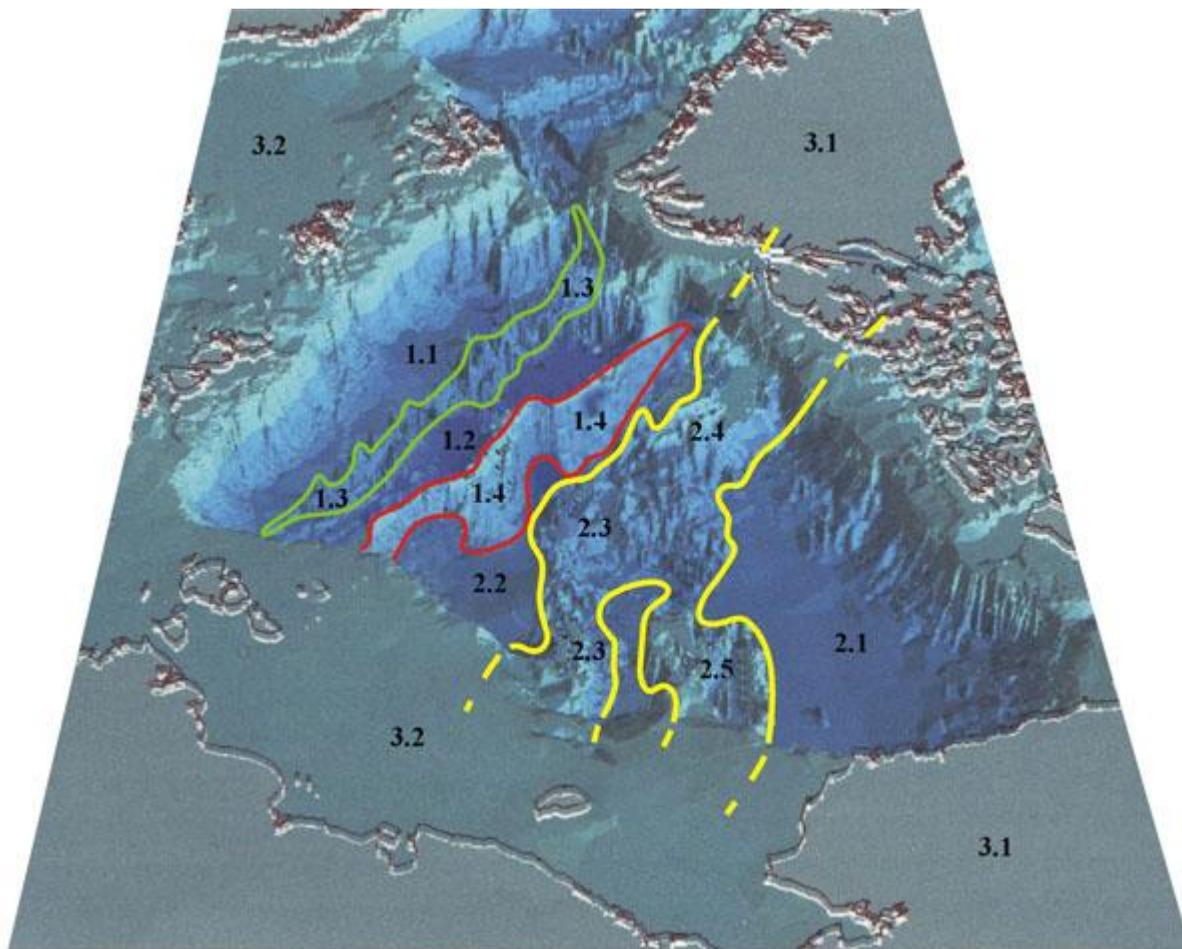


Рис. 196. Морфоструктурная схема Северного Ледовитого океана (СЛО)
 1 – Евразийский глубоководный бассейн СЛО: 1.1 – котловина Нансена, 1.2 – котловина Амундсена, 1.3 – срединно-океанический хребет Гаккеля, 1.4 – хребет Ломоносова. 2 – Амеразийский глубоководный бассейн СЛО: 2.1 – Канадская котловина, 2.2 – котловина Подводников и Макарова, 2.3 – поднятие Менделеева, 2.4 – поднятие Альфа, 2.5 – Чукотское поднятие. Чукотско-Гренландский мост: поднятие Менделеева (2.3), Альфа (2.4), Чукотское (2.5). 3 – Континенты и шельф окраинных морей: 3.1 – Канадский континентальный блок, 3.2 – Евразийский континентальный блок

Характер взаимодействия континентальной рамы и океана является определяющим фактором размещения нефтегазового потенциала в мире. И.С. Грамберг (Грамберг, 2003) оценил потенциальные извлекаемые ресурсы нефти и газа шельфовых окраин океана в виде пропорции от древнего, самого большого Тихого океана (палеозой–кайнозой) к Индийскому (мезозой) и Атлантическому (мезозой–кайнозой), затем к самому молодому и маленькому Северному Ледовитому (кайнозой), как 1; 3,6; 3,0; 5,2. Для газогидратов аналогичное отношение в ряду Тихий → Индийский → Атлантический → океаны представляется в виде 1,0; 1,1; 2,3. Столь же существенно влияние возраста океанов отмечается при сравнении масштабов распространения продуктов Fe–Mn рудогенеза. Если взять объем Fe–Mn рудной массы в Атлантике за 1,0, то в Индийском океане он незначительно возрастает до 1,1–1,2, а в Тихом океане оценивается величиной 7,0. Углеводородный потенциал возрастает от древних океанов к молодым, Fe–Mn рудогенез наиболее масштабно представлен в пределах самого древнего Тихого океана. В той же мере сказанное относится к фосфоритам и к ГПС, особенно если массу сульфидных руд в Тихоокеанском бассейне считать суммарно по срединному хребту и активной транзитали.

Специфика океанского рудогенеза определяется не только особенностями строения и развития Мирового океана как целостной геологической структуры. Важнейшим «минерагеническим» элементом является мощная (в среднем 3900–4000 м) водная толща. Однородная по составу, единая по геохимической структуре, она представляет уникальное, почти «мономинеральное» геологическое тело, находящееся в физико-химическом и изостатическом равновесии со смежными средами: симатическим ложем океана, сиалическим континентальным обрамлением, а также с атмосферой и космосом. Водная толща океана – это геологическое тело, сформировавшееся в ходе длительной эволюции Земли и окончательно стабилизировавшееся в мезозойско-кайнозойское время как важнейший компонент Мировой талассогенной системы (Андреев, 2004), включающей также кору океанического типа и активизированную подлитосферную мантию – астеносферу.

Океанская вода имеет преимущественно мантийную природу. Она образовалась в результате дегазации мантии (Rubey, 1951). Более чем на 80 % океанские воды являются хлоридными, на 10,8 % сульфатными, на 0,34 % карбонатными (Лебедев, 1974). Океанская водная толща жестко гидрохимически структурирована. В ней четко выделяются два гидрохимических барьера, определяющих специфику океанского рудогенеза. Слой кислородного минимума на глубине 600–800 м, представляющий горизонт активной разгрузки отмерших биогенных масс, трансформирующихся в органокомплексные соединения большого спектра металлов с захватом растворенного в воде кислорода и выделением углекислого газа. На больших глубинах (4300–5100 м) в абиссалиях располагаются зона лизоклина и уровень критического карбонатакопления (критическая глубина карбонатакопления), где идет активное растворение карбонатного вещества с освобождением содержащихся в нем металлов, стабилизируется кислотнo-щелочная обстановка (рН – 7,8–8,0), благоприятная для их сорбции железомарганцевыми оксигидроксидами, накапливающимися на дне в виде конкреционных и корковых образований.

Огромный объем океанской воды работает как самоорганизованная система. Она поглощает приносимый гетерогенный материал, суммируя в себе воздействие факторов, связанных с эндогенным, экзогенным и космическим влиянием. Водная толща океана стирает их индивидуальные особенности, наделяя итоговый океанский продукт новым качеством, которое позволяет говорить о существовании собственно непунической природы геологических явлений. Таким образом, в Мировом океане, наравне с мантийно-коровыми, коровыми и седиментационными (Геология и минерагения..., 2000), появляются группы полезных ископаемых непунического генезиса. Их формирование происходит непосредственно при участии водной толщи океана, что затушевывает опознание природы первичных факторов и источников вещества, обуславливающих процессы океанского рудогенеза.

К числу **промышленно-значимых видов минерального сырья Мирового океана** в первую очередь относятся оксидные железомарганцевые конкреции и кобальтмарганцевые корки. Общий объем этих образований в Мировом океане оценивается в 106 млрд т сухой рудной массы. Кроме оксигидроксидов Fe и Mn, в составе железомарганцевых образований (ЖМО) присутствуют значимые количества Ni, Cu, Co, Mo, Pt, TR, U, Th и др. элементов, благодаря которым они приобрели промышленную ценность. Их минерально-сырьевой потенциал по Mn, Ni, Co, Mo, Se сопоставим и даже превосходит прогнозные ресурсы континентов. Генезис железомарганцевых образований непунический, отражающий специфику формирования руд с участием огромной гомогенизированной водной толщи океана.

Глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) имеют исходную эндогенную (мантийно-коровую) природу, но откладываются вблизи или на поверхности дна во взаимодействии с водной толщей океана, что позволяет их отнести к мантийно-коровым непуническим образованиям. Формирование сульфидов связано с заключительными фазами океанского магматизма в зонах спрединга, по мнению некоторых исследователей (Андреев и др., 1999; Металлогеническая..., 1997), с внедрением вдоль осевых рифтовых зон

срединно-океанических хребтов пикритовых разновидностей толеитовых базальтов. Проявления ГПС известны также в задуговых и междуговых зонах транзиталей. Сульфиды являются вторым по важности типом полезных ископаемых Мирового океана. Доминирующий состав сульфидных руд Cu-Zn обычно содержит в качестве попутных Ag и Au.

Рудоносные илы и рассолы, выявленные во впадинах осевого рифта Красного моря, генетически близки к ГПС. Илы и рассолы образуют стратиформные рудоносные скопления, насыщенные оксидными, силикатными, карбонатными, сульфатными и сульфидными минералами. ГПС представляют собой продукт магматогенного океанообразующего процесса и связаны с постмагматической гидротермальной деятельностью. Рудоносные илы и рассолы, по-видимому, являются производными следующего рудогенерирующего этапа, выражающегося в растворении эвапоритовых толщ и в выщелачивании гидротермальными растворами металлов из поддонных осадочных отложений (Бутузова, 1998). Эти образования имеют корово-нептуническую природу. В них присутствуют Zn, Cu, Pb, Ag, Co и Au.

Океанические фосфориты по масштабу распространения сопоставимы с континентальными аналогами. Основные районы распространения фосфоритов – внешние окраины шельфа, континентальный склон в зонах выхода на поверхность океана холодных, богатых кислородом глубинных вод. В центре океана фосфориты встречаются на вершинах и привершинных склоновых поверхностях подводных гор и гайотов, иногда островов и атоллов. Природа фосфоритообразования многообразна. В первом случае она биоседиментационная (Гюберлет, 1970), а на гайотах может быть биохемогенная (Гайоты..., 1995). Накопление островных фосфоритов связывается с отложениями птичьего помета (гуано), выветриванием почв и особым явлением – эндоапвеллингом, приводящим к выщелачиванию базальтового основания подводных гор и отложению фосфоритов на островных поднятиях и в лагуне (Батулин, 2004). Содержание P_2O_5 в океанических фосфоритах варьирует от 15 до 30 %.

Нетрадиционные и новые виды ТПИ океана с практических позиций сегодняшнего дня к промышленнозначимым образованиям отнести нельзя. Среди них наиболее широко распространены металлоносные осадки, обогащенные в первую очередь Fe и Mn, в сумме на бескарбонатную массу составляющие 10 % и более. Гидротермальные Fe-Mn корки также очень широко распространенное явление в океане, особенно в районах активной гидротермальной деятельности: в осевых зонах срединно-океанических хребтов, вокруг отдельных вулканов на океанических плитах; в активных транзиталях на склонах островных дуг. Металлоносные осадки и гидротермальные корки можно считать «фациальными» аналогами, отлагающимися вблизи и по периферии рудоносных гидротермальных систем, нередко продуцирующих скопления глубоководных сульфидных руд.

Бариты в океане встречаются намного реже, чем металлоносные осадки и гидротермальные корки. По условиям залегания и морфологии они делятся на прожилковые, массивные проявления, конкреции и корки. По генезису разделяются на две группы: гидротермальные и седиментационные. Практически значимые скопления баритов в виде погребенных конкреций известны на Калифорнийском шельфе, к юго-западу от о. Новая Гвинея. Известны проявления баритовой минерализации в ассоциации с глубоководными сульфидами в Северо-Атлантическом хребте и Восточно-Тихоокеанском поднятии. Отдельные жилородные образования встречаются в поперечных разломных зонах в пределах георифтогенали. В последние годы крупное скопление баритов открыто в Охотском море, во впадине Дерюгина. Их образование связывается с выносом бария холодными флюидами на поверхность дна в зону современного осадконакопления.

Цеолитовые глубоководные глины относятся к типу седиментационных образований и представляют интерес при содержании цеолитов более 25 %. Отложения, в которых цеолиты составляют 50 %, называются цеолититами. Поля распространения цеолитовых глин установлены в Тихом (между разломами Молокаи и Клиппертон и в Южной котловине) и

Индийском (Центральная и Западно-Австралийская котловины) океанах. Цеолиты сложены в основном филлипситом и клиноптилолитом. Цеолитовые глины могут использоваться в промышленности, сельском хозяйстве, медицине в качестве эффективного сорбента с высокой избирательной сорбционной емкостью.

Субмаринные газовые гидраты накапливаются в пределах материковых, островных склонов и подножий в осадочных толщах на фильтрационных геохимических барьерах, благоприятных для локализации углеводородного газа, мигрирующего из более глубоких горизонтов стратисферы (Гинсбург и др., 1994). Выделение исходного газа (чаще всего метана) газогидратов обусловлено биогеохимическими и катагенетическими процессами. Места разгрузки образованных таким образом флюидов являются районами формирования газогидратоносных залежей, площадь которых может составлять до 10 % от общей площади дна перспективной акватории. Газогидраты рассматриваются как возможная альтернатива традиционным, постепенно истощающимся ресурсам нефти и газа.

Группа прогнозируемых в Мировом океане видов полезных ископаемых связана с рудоносностью осадочной толщи океана, 2-го и 3-го слоев океанического фундамента, а также тектонических геоблоков базит-ультрабазитового состава. В основу прогноза положены геохимические и минералогические данные глубоководного бурения об особенностях состава гидрослюдистых, глинистых и пестроцветных отложений, черных аргиллитов, карбонатных прослоев со следами гидротермального привноса рудного материала. Речь идет о возможном залегании в осадочной толще океана стратиформных рудных залежей сингенетического, эпигенетического (связанного с гидротермальной деятельностью) и элизионного типов (Андреев и др., 1999).

Магматические комплексы в океане представлены вулканическими образованиями ряда толеиты (включая MORB) – оливиновые базальты – ферробазальты – пикроферробазальты – коматииты океанических плит и срединных хребтов. Ранние (позднеюрско-раннемеловые) толеит-базальтовые комплексы содержат магнетит и титаномagnetит; иногда имеют Ni-Cu рудно-геохимическую специализацию с признаками обогащения платиноидами. В более молодых базальтах отмечалось золото (Говоров и др., 1993).

Базальты срединных хребтов (MORB) подразделяются на три геохимические разновидности: N-MORB (нормальный базальт), T-MORB (транзитный, промежуточный базальт, и E-MORB (обогащенный редкими и редкоземельными элементами), который иногда называется плюмовым. Последний геохимический тип рассматривается как наиболее перспективный для формирования глубоководных сульфидных руд. Для таких базальтов в качестве индикаторного коэффициента используется отношение $La/Sm \geq 1,5$.

На подводных горах и океанических островах, кроме обычных толеитов, развиты щелочные базальты, трахиты и тефрит-фонолиты. С ними связаны находки самородной меди (о. Медный, Командорские острова) и редкоземельная минерализация в карбонатитах (острова Зеленого Мыса) (Мазарович и др., 1990). Нередко скопления подводных гор и архипелаги океанических островов пространственно отвечают положению горячих точек. Они являются центрами активной гидротермальной деятельности, несущей широкий спектр химических элементов от Cr, Ni, Cu, Co до Sr, Ba, Zr, La, Ce (Металлогеническая..., 1997).

Плутонические комплексы океана представлены двумя группами. Одни формируют тектонические блоки другие предположительно залегают в форме интрузий в толще океанических базальтов. Первая группа включает лерцолит-гарцбургитовый и габбро-перидотитовый комплексы. С ними связаны Cr, Ni, Cu, Pd, Pt, Os. Во вторую группу входят габбро-норит-троктолитовый (раннемеловой) и габбро-амфиболитовый (вероятно, миоценовый) интрузивные комплексы (?) с намечающейся Ni-Cu-Co-Pt и Ti-Pd-Au, соответственно, рудно-геохимической специализацией (Андреев и др., 1999).

Основные черты геологического строения океанов

Геология и минерагения Мирового океана отражают неоднородности его глубинного строения, подчеркивают индивидуальность развития отдельных океанических регионов, указывая на многообразие их предыстории. Геоблоковая делимость океанической коры и литосферы свидетельствует о нарушениях в генеральной геоцентрической схеме развития планеты, ведущей к установлению внутреннего энергетического баланса. Ничто так естественно не вытекает из этого тезиса, как новые идеи, связанные с плюмтектоникой – процессом, в какой-то степени противоречащим геоцентрическому зональному устройству Земли. Геоблоковая делимость литосферы определяет минерагеническую специфику отдельных регионов в зависимости от времени проявления и глубины заложения корней плюмов. Возникновение плюмов, по-видимому, связано с наличием в глубинных зонах труднопреодолимых препятствий на пути к зонально-концентрическому расслоению. Многие из них, вероятно, унаследованы от протопланетарной стадии развития и являются отражением первично существовавших еще нуклеарных неоднородностей. Только в этом случае поддается объяснению аномальная сквозная во времени минерагеническая продуктивность многих геоблоков континентов (Красный и др., 2000) и намечающиеся подобные явления в океане. Концентрическое упорядочение является общим законом геодинамического развития Земли. Плюмтектоника – свидетельство «залпового» выброса «излишков» вещества и энергии в ходе достижения максимума возможной стабильности системы при ее зонально-концентрическом расслоении.

Время заложения океанов – один из краеугольных вопросов плейттектоники. Наиболее радикальные сторонники этой концепции убеждены, что океаны существуют с начала геологической стадии развития планеты. Как сказано выше, ряд исследователей (Пушаровский, 1972, 2006; Грамберг, 1993) полагают, что самый древний из океанов – Тихий заложился в протерозое. Он является не только древней океанической структурой, а отражением одной из главных неоднородностей Земли, порождающей ее дисимметрию. В результате сформировались два мегасегмента: Индо-Атлантический и Индо-Тихоокеанский. Первый включает несколько крупных сиалических «линз»-континентов; второй представлен самым крупным океаном Земли, окруженным структурно согласованным континентальным обрамлением. Эту неоднородность строения планеты можно считать самым первым уровнем проявления ее геоблоковой делимости, поводом, согласно Г. Штилле (Stille, 1958), к появлению Атлантической и Тихоокеанской тектоники и, как будет показано ниже, двух типов океанской минерагении (Андреев, 2005).

Мировой океан как целостная геологическая структура формировался стадийно, причем время проявления одноименных стадий в разных океанах близко. Самая древняя достоверно установленная кора океанического типа, по данным глубоководного бурения, в Атлантическом (скв. 2, 4, 5, 99, 100, 105, 111 и др.), в Индийском (скв. 261) и Тихом (скв. 49, 50, 197) океанах имеет средне- или позднеюрский возраст. Наиболее древние отложения датируются ботом (170–171 млн лет). Вопрос о существовании в прошлом достоверных древних океанов, в частности, на месте современной суши, остается актуальным, но фактического подтверждения пока не имеет. Анализ мощностей и скоростей накопления осадочных отложений (Ронов, 1993), произведенный авторами для последних 570 млн лет, позволил выявить отсутствие на континентах внутри стратисферы интервалов продолжительностью более 10 млн лет, когда могли бы существовать условия, отвечающие типичным для абиссальных океанических пространств обстановкам (Андреев и др., 1999). Известно, что Г. Штилле (Stille, 1958) еще в середине XX в. отмечал как несомненный факт отсутствие в разрезах на континентах осадков океанического типа. Не выдерживает критики и тезис о том, что признаками океанической коры на континентах являются офиолиты. Комплекс пород, слагающих океанический базальтовый фундамент котловин и срединно-океанических

хребтов, не может быть отнесен к офиолитам в классическом их понимании. В океане распространен линейно неупорядоченный комплекс базитов, среди которых встречаются экзотические блоки ультраосновного состава, тяготеющие в основном к трансформным разломам и осевым рифтам. Отсутствуют трюги и, следовательно, мощные вулканогенно-осадочные, в том числе столь обычные для офиолитов мощные кремнистые толщи. В океане не известны характерные для офиолитовых поясов континентов геофизические поля, представленные высокоамплитудными цепочечными магнитными аномалиями и аномалиями силы тяжести типа гравитационной ступени.

Структурно-тектоническое районирование Мирового океана проводится в основном по батиметрическим и магнитометрическим данным. Основные морфоструктуры дна океана выделены по рельефу. Осадочный чехол (200–500 м) слабо вуалирует структуры океанического фундамента, представленного разновозрастными базальтами. Определение возраста океанических базальтов производится с учетом данных глубоководного бурения и идентифицированных линейных магнитных аномалий. Магнитное поле океана характеризуется четырьмя главными типами, отражающими геодинамику формирования базальтового фундамента.

Первый тип представлен линейно упорядоченным (обычно бисимметричным) полем с четко выраженным линейным центром симметрии, соответствующим осевому рифту срединно-океанического хребта (СОХ). Второй тип магнитного поля характеризуется наличием сразу нескольких систем линейных аномалий, разноориентированных по отношению друг к другу. В этом случае рифты не составляют единой системы; отсутствует срединно-океанический хребет; линейные аномалии нередко образуют только одно крыло.

Первый и второй типы магнитного поля отражают спрединговый механизм образования океанического фундамента. Два других типа неспрединговой природы представлены «спокойным» и некоррелируемым магнитным полем.

Тип магнитного поля служит главной информацией об особенностях геодинамики формирования океанического дна, отсутствии или наличии спрединга. «Спокойное» поле рассматривается как признак равномерного замещения (базификации) литосферного блока более молодыми базитами (Андреев и др., 1999). Некоррелируемое магнитное поле наблюдается в районах проявления наложенного поясового и ареального вулканизма.

В истории развития Мирового океана Мировой талассогенной системы выделяются четыре основные стадии формирования структур океанического дна, по возрасту и площадям распространения соответствующие конкретным типам океанического магнитного поля (рис. 197).

Первая, наиболее древняя стадия (средняя юра–ранний мел, апт) неупорядоченного спрединга, когда существовали одновременно действующие рифты, не образующие срединных хребтов (рис. 197). Они отмирали, сформировав ранние океанические плиты. В составе первой стадии отмечаются ограниченные площади ареальной проработки (базификации) верхних частей палеолитосферы, которые фиксируются «спокойным» магнитным полем. «Спокойное» магнитное поле закартировано на северо-западе Тихого океана, в краевых частях Сев. Атлантики, вблизи Сев. Америки и Африки. В Индийском океане – к северу и западу от о. Мадагаскар (рис. 198).

NN п/п	Стадии и режим формирования	Тектоническая мегаструктура	Морфоструктурное выражение тектонических элементов	Возраст			Индексы магнит- ных аномалий	Тип магнитного поля	Мощность океа- нического фунда- мента (км)	Мощность осе- дочного чехла (км)	Тепловой поток (мвт) на 1 м ²									
				Геологический	Абсолютный (млн. лет)	Продолжи- тельность формирования (млн.лет)														
1	<i>1^я стадия</i>	1 ^я мегастадия	Талассоокрагон	Подножие материкового склона – приконтинентальная перифе- рия абиссальных котловин	J ₂ -J ₃ (?)	—	20(?)	----	«Спокойное поле»	> 8,0	>1,0	25-50								
	Базификация – заложение талассогенной системы				Днища абиссальных котловин «Ранние» океанические плиты	J ₂ bt-K _{1a}	171-120	51	M38- MO	Несколько разоб- щенных последо- вательностей ли- нейных аномалий. COX отсутствует.	6,7 – 7,2	0,5	50 – 60							
	Формирование океанической коры от нескольких неупорядоченных, одновременно действующих спрединговых центров					Абиссальные котловины с широ- ко проявленным поясовым и ареальным наложенным вулкана- низмом	K _{1a} -K ₂ km	120 -80	40	—	Некоррелируемое поле	6,6 – 7,1	0,2	60-70						
2	<i>2^я стадия</i>	2 ^я мегастадия	Талассиды	Днища абиссальных котловин. «Поздние» океанические плиты	K ₂ km-P ₂ ₃		80 -26	54	3 – 7	Линейноупорядо- ченное поле, кор- релируемое, как единая система	5,7 – 6,5	0,15	70-80							
Межплитная неспрединговая зона; перестройка механизма спрединговой генерации океанической коры	Фланги COX					P ₂ ₃ -N ₂								26 -10	16	7 – 5	Бисимметричная система линейно- упорядоченных аномалий	5,6 – 6,2	0,10	70-80
<i>3^я стадия</i>						Георифтогеналь – сводовое поднятие COX								N ₂ -Q	10 -0	10	5 – 1	Бисимметричная система линейно- упорядоченных магнитных анома- лий	0 – 4,9	<0,10
3	Формирование океанической коры от линейноупорядоченной централизованной системы спрединговых зон	Фланги COX	P ₂ ₃ -N ₂	26 -10	16		7 – 5	Бисимметричная система линейно- упорядоченных аномалий	5,6 – 6,2	0,10	70-80									
4	<i>4^я стадия</i>					Георифтогеналь – сводовое поднятие COX						N ₂ -Q	10 -0	10	5 – 1	Бисимметричная система линейно- упорядоченных магнитных анома- лий	0 – 4,9	<0,10	>150	
	Формирование COX в ходе линейноупорядоченного спрединга и подъема океанического дна.	Георифтогеналь – сводовое поднятие COX	N ₂ -Q	10 -0	10		5 – 1	Бисимметричная система линейно- упорядоченных магнитных анома- лий	0 – 4,9	<0,10	>150									
	<i>Подстадия</i> постепенного поднятия дна на фоне линейного спрединга (фланги)					Георифтогеналь – сводовое поднятие COX						N ₂ -Q	10 -0	10	5 – 1	Бисимметричная система линейно- упорядоченных магнитных анома- лий	0 – 4,9	<0,10	>150	
<i>Подстадия</i> формирования свода COX в условиях линейного спрединга (георифтогеналь)	Георифтогеналь – сводовое поднятие COX	N ₂ -Q	10 -0	10	5 – 1		Бисимметричная система линейно- упорядоченных магнитных анома- лий	0 – 4,9	<0,10	>150										

Рис. 197. Схема формирования Мирового океана – Мировой талассогенной системы

Магнитное поле неупорядоченного спрединга состоит из отдельных последовательностей линейных магнитных аномалий, нередко имеющих собственное наименование. В Атлантическом океане известна последовательность Китли; в Тихом – последовательности Изанаги, Гавайская, Феникс, Магеллана. Продолжительность первой стадии формирования океана (171–120 млн лет) составляет чуть более 50 млн лет. Ранние океанические плиты сложены двумя вулканическими комплексами: примитивным базальтовым, отвечающим процессам базификации, и толеит-базальтовым, производным неупорядоченного спрединга.

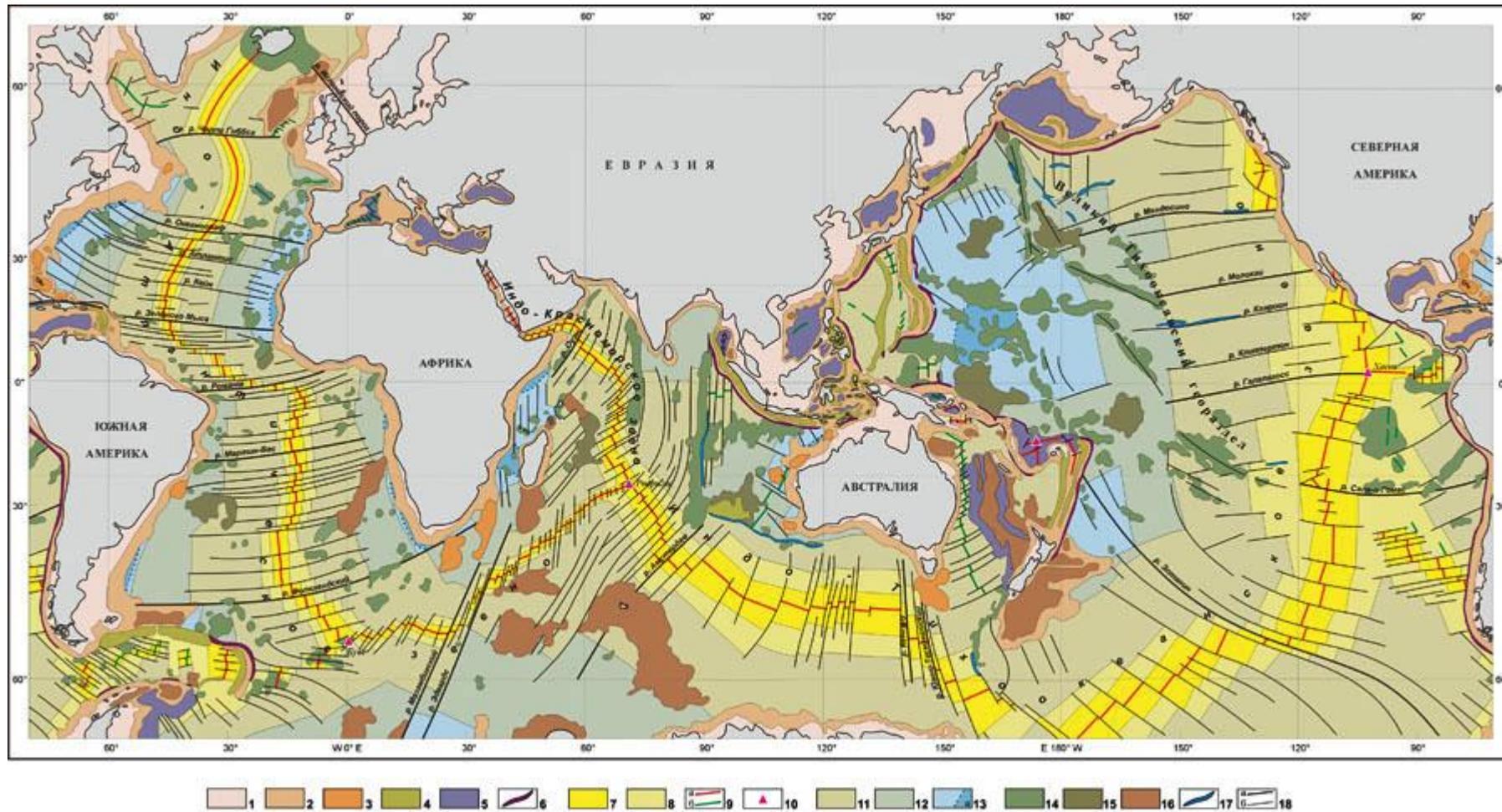


Рис. 198. Геолого-тектоническая карта Мирового океана (составил С.И. Андреев)

Переходная зона. 1 – шельф, 2 – континентальный склон, 3 – опущенные приконтинентальные блоки (аваншельф), 4 – поднятия островных дуг, 5 – впадины окраинных и внутренних морей, 6 – окраинные желоба.

Ложе Мирового океана. Срединно-океанический подвижный пояс: 7 – осевая зона срединно-океанического хребта (до 5 магнитной аномалии – 10 млн лет, N_2-Q), 8 – фланговая зона срединно-океанического хребта (7–5 магнитная аномалия – 26–10 млн лет, $P_3^2-N_2$), 9 – центральный рифт (а) активный, (б) утративший активность, 10 – Тройное сочленение (Родригес, Хесса, Буве).

Океанические плиты: 11 – молодые океанические плиты (34–7 магнитные аномалии – 80–26 млн лет, $K_2km-P_3^2$), 12 – межплитная переходная зона (МО–34 магнитные аномалии – 120–80 млн лет, K_1a-K_2km), 13 – старые океанические плиты (М38–МО магнитные аномалии – 171–120 млн лет, J_2bt-K_1a) с участками спокойного магнитного поля (а).

Океанические поднятия и прочие структуры: 14 – вулканические и вулканотектонические поднятия, 15 – внутриокеанические поднятия типа «океанская земля», 16 – микроконтиненты, 17 – внутриокеанические желоба, 18 – разломы (а) демаркационные, (б) трансформные и др.

Вторая стадия формирования Мирового океана (апт–кампан) соответствует межплитной неспрединговой переходной зоне от неупорядоченного к упорядоченному спредингу. В этот отрезок времени проявился т. н. наложенный поясовый и ареальный вулканизм, представленный вулканами центрального типа, ориентированными линейно или рассеянными по обширным абиссальным просторам океанического дна. Только по самой ориентировочной оценке, их количество в океане превосходит 12 000. Зона перехода от неупорядоченного к линейному спредингу характеризуется специфической геодинамикой. В ее пределах формируются дискордантные к геологическим структурам грандиозные магмоподводящие разломы типа Императорского, Лайн. Межплитная переходная зона характеризуется некоррелируемым магнитным полем. Продолжительность второй стадии (120–80 млн лет) почти 40 млн лет. Переходная зона сложена породами базальт-ферробазальтового комплекса с четкой тенденцией к обогащению щелочами по мере их омоложения (Андреев и др., 1999). Начиная с кампана, в Мировом океане устанавливается линейно упорядоченный спрединг.

Третья стадия формирования океанического дна (кампан–олигоцен) – стадия линейно упорядоченного спрединга, в результате которого сформировались поздние океанические плиты, сложенные породами ферробазальт-базальтового комплекса. В начале стадии локально отмечаются участки «спокойного» магнитного поля, аналогичные юрскому (в районе Бенгальского залива и к югу от Австралии). Общая продолжительность стадии (80–26 млн лет) чуть более 50 млн лет (рис. 197).

Четвертая стадия (P₃²–Q) является как бы продолжением третьей в плане централизованного линейного спрединга, но сопровождается воздыманием океанического дна и формированием срединно-океанического хребта (СОХ) – талассид. Момент наступления четвертой стадии фиксируется локальным нарушением строгой линейности в ориентировке осей магнитных аномалий (интервал 7–13-й аномалии), столь характерной для посткампанского спрединга. В строении СОХ выделяются фланги (5–7-й аномалии) и георифтогеналь (начиная с 5-й аномалии) – наиболее приподнятая сводовая часть всей структуры с активным рифтом вдоль ее оси. Продолжительность формирования талассид 26 млн лет. СОХ слагают вулканиты, объединяемые в ферробазальтовый комплекс. Конечные фазы этого комплекса на отдельных участках представлены пикроферробазальтами, с которыми нередко связана гидротермальная активность и образование сульфидных руд и металлоносных осадков (Металлогеническая..., 1997).

На схеме геолого-тектонического районирования Мирового океана (рис. 198) четко фиксируются не только моменты заложения Тихого, Индийского и Атлантического океанов, но и последующие синхронные стадии эволюции океанов, свидетельствующие о планетарном согласованном процессе океанообразования. По-видимому, этот процесс связан с единым источником эндогенной энергии, породившей Мировую талассогенную систему. Анализ скоростей накопления и мощностей осадочных толщ в фанерозое показывает, что столь масштабных, аналогичных океану структур и режимов осадконакопления в последние 600–570 млн лет на континентах не существовало. Есть все основания считать, что образование Мирового океана ознаменовало особый этап в развитии всей планеты. Положение очевидное и не новое (Хосино, 1986), но не получившее широкого признания.

По характеру проявления спрединга в истории развития океана можно наметить две мегастадии (рис. 197). Первая объединяет две начальные стадии с разнообразной геодинамикой: неупорядоченным спредингом, базификацией и наложенным вулканизмом. Вторая мегастадия включает третью и четвертую стадии со строго линейным спредингом. Развитие океана на протяжении мегастадий либо происходит унаследованно (Атлантический океан), либо со смещением в пространстве (Тихий океан). В первом случае формируется симметрично-осевая структура. Во втором – юрско-раннемеловая и последующая позднемеловая-кайнозойская океаническая кора пространственно разобщены. На границе между ними в обоих случаях расположена неспрединговая межплитная зона наложенного вулканизма (рис. 198).

Структура океанической коры достаточно устойчива и включает (снизу вверх): 3-й океанический слой (габбро, амфиболиты, ультрабазиты), 2-й океанический слой (базальты) и, наконец, осадочный чехол. На всем пространстве океана, за исключением СОХ, океаническая кора представляет собой тектонически инертную область – талассократон, рассеченную разрывными, главным образом трансформными нарушениями. Составными частями талассократона являются ранние и поздние океанические плиты в основном, спрединговой природы, и неспрединговая межплитная зона. Линейно вытянутый срединно-океанический хребет (СОХ) тектонически более активен. Это место проявления современного вулканизма, гидротермальной деятельности, теплового потока и сейсмичности. СОХ резко отличается от талассократона и рассматривается как тектонически подвижный пояс (Красный, 1977), сочетающий спрединг с вертикальным воздыманием.

СОХ возник в конце мегастадии линейно упорядоченного спрединга. Его более ранних аналогов в океане не установлено. Он является морфоструктурой, отвечающей определенному (вероятно, заключительному) этапу эволюции мезозойско-кайнозойского океана.

Унаследованное и пространственно смещенное расположение разновозрастных дивергентных центров океанов при их образовании – следствие влияния крупных глубинных неоднородностей планеты, ее дисимметрии. Они обуславливают геодинамические особенности СОХ и его деление на три звена: Индо-Атлантическое, Индо-Тихоокеанское и Индо-Красноморское, составляющие оси Мировой талассогенной структуры (рис. 198). Каждое звено развивается в своем режиме. Индо-Атлантическое звено – самое медленное (полускорости раздвижения < 3,0 см/год); Индо-Тихоокеанское быстрое (> 5,0 см/год); Индо-Красноморское по скорости раздвижения промежуточное – 3,0–5,0 см/год. Вопреки устоявшимся взглядам (Кеннет, 1987) о единой системе срединно-океанических хребтов, очевидна разобщенность их отдельных звеньев, что хорошо видно в центре Индийского океана, в районе тройного сочленения Родригес. Еще в неогене (Пушаровский, 1996) Индо-Атлантическое звено не пересекалось с Индо-Тихоокеанским, а последнее не очень четко переходило по простиранию в Индо-Красноморскую ветвь. По-видимому, эти три линейных центра спрединга, начиная с позднемелового времени, развивались достаточно автономно, формируя океанское дно в различных геодинамических режимах и, как следствие, в их пределах создавались разные условия для проявления океанского рудогенеза.

Индо-Атлантическое звено обеспечивает линейный спрединг в Атлантике и западной части Индийского океана. Оно уверенно тянется в меридиональном направлении от Гренландского разлома в одноименном море на севере, до Южно-Сандвичевых островов на юге. Далее, в районе о. Буве, резко разворачивается на восток, северо-восток к центру Индийского океана. Близ о. Родригес пересекается с другим, Индо-Тихоокеанским звеном. В Атлантике Индо-Атлантическое звено имеет низкую полускорость разрастания (10–20 мм/год); хорошо выраженную осевую рифтовую долину шириной более 10 км, с асимметричными бортами; бортовые (особенно восточные) уступы нередко достигают высоты до 1500 м. В пределах звена близповерхностные магматические камеры сейсмическими методами не установлены. Западно-Индоеокеанская часть Индо-Атлантического звена характеризуется аномально низкими полускоростями раздвижения – менее 10 мм в год. В интервале между разломом Принца Эдвардса и точкой тройного сочленения Родригес срединный хребет выражен в рельефе нечетко и расчленен многочисленными трансформами второго порядка. Вопрос о продолжении системы срединно-океанических хребтов Атлантического океана на север в район СЛО, в Евразийский суббасейн, в виде хр. Гаккеля остается спорным. По данным Е.А. Гусева (Гусев, 2002), особенности строения хр. Книповича, расположенного между хр. Мона и хр. Гаккеля, не позволяют считать его однозначно промежуточным между этими двумя спрединговыми структурами.

Индо-Тихоокеанское звено резко смещено на восток Тихого океана. Его строение более сложное. На севере полностью оторван Северо-Американский сегмент, включающий несколько срединных хребтов: Хуан-де-Фука, Горда, Эксплорер, Эндевор. Их система утыкается в Северо-Американский материк, где на суше проходит разлом Денали. Главным

структурообразующим элементом на стыке океана с континентом здесь является сложенный плагиогранитами многофазный батолит. В его контактовых зонах известны полиметаллические и медно-порфировые месторождения (Радкевич, 1977, 1987). Для этой части Индо-Тихоокеанского звена характерна пониженная полускорость спрединга (~ 3,0 см/год).

Основная часть «быстрого» Индо-Тихоокеанского звена располагается к югу от Калифорнийского залива. Здесь оно распадается на несколько сегментов: Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) до разлома Элтанин. Далее Южно-Тихоокеанское поднятие до разломов Южно-Тасманийского и Кенгуру; Австрало-Антарктическое поднятие (дискордант) до разлома Амстердам и, наконец, Индоокеанский сегмент до тройного сочленения Родригес. Большая часть Индо-Тихоокеанского звена развивается при высокой полускорости спрединга (5,0 см/год и более). Морфологически оно выражено менее четко, чем Индо-Атлантическое. Осевой рифт проявлен слабо, его ширина составляет первые сотни метров, а глубина редко превосходит первые десятки метров. Осевой рифт венчает апикальную часть осевого вулканического поднятия, который иногда называется своеобразным щитовым вулканом (Гидротермальные..., 1992). Общая приподнятость его над окружающими структурами неконтрастна. По геофизическим данным, в осевой зоне ВТП на глубине 2–3 км установлены промежуточные магматические камеры (Галушкин и др., 1994). В экваториальной части к ВТП с востока примыкает низкоскоростной (~ 3 см/год) Галапагосский хребет, в пределах которого спрединговые процессы имеют тенденцию к явному затуханию.

Из вышесказанного следует, что дисимметрия в Мировом океане проявилась в различном соотношении структур океанического дна, сформированных за счет «раннего» и «позднего» спрединга и в различных скоростях разрастания. В Индо-Атлантическом сегменте преобладал низкоскоростной унаследованный спрединг, в Индо-Тихоокеанском пространственно-разобщенный, высокоскоростной.

Внутри талассократона, представленного ранними и поздними океаническими плитами, выделяются три типа океанических поднятий (рис. 198): океанские земли (оленды); вулканические и вулкано-тектонические хребты и вулкано-нагорья; поднятия спредингового происхождения.

Океанские земли, или оленды (Красный, 1982) – автономные структуры, имеющие увеличенную мощность коры (до 20 км и более) с признаками присутствия гранитного слоя (Онтонг–Джава). Мощность осадочного чехла достигает 2–3 км. Оси линейных магнитных аномалий, характерные для сопредельных океанических плит, в пределах океанических земель не прослеживаются. Начало формирования большинства олендов – поздняя юра–ранний мел, далее развитие шло в течение всего мела и палеогена. В неогене на вершинах поднятий возникают вулканические постройки, связанные с самым молодым внутриплитным вулканизмом. Примерами типичных океанских земель являются поднятия Шатского, Хесса, Онтонг–Джава, Манихики (Тихий океан); Бермудское, Риу-Гранди, Сьерра-Леоне (Атлантика) (рис. 198).

Вулканические хребты и вулкано-нагорья тесно связаны с переходной неспрединговой зоной. Эти морфоструктуры образуют протянувшиеся на многие тысячи километров вулканические пояса, по своеобразию своего положения, масштабам и времени проявления сопоставимые с наложенными вулканическими поясами континентов типа Охотско-Чукотского. Время заложения большинства вулканических и вулкано-тектонических поднятий океана – конец раннего мела. Их формирование шло в несколько этапов, связанных со стадиями развития океана в целом. На многих поднятиях отмечен молодой и ныне действующий вулканизм (Гавайские острова). Комплекс пород вулканических поднятий отличается от аналогичных комплексов океанических плит. Базитовый субстрат в ходе формирования вулканических поясов океана, контролируемых нетрансформными глубинными разломами, претерпел заметные вещественные преобразования и привел к появлению субщелочных и щелочных дериватов. Является ли это следствием более глубокой дифференциации базитов

астеносферного слоя или вызвано проникновением магмоподводящих разломов в подастеносферную мантию – вопрос пока нерешенный. С этими вулканическими комплексами могут быть связаны субщелочные плутоны, как и вмещающие их породы, обладающие экзотической рудно-геохимической специализацией. Примерами вулканических структур в Тихом океане являются Северо-Западные горы и хребты Гавайский, Лайн-Туамоту, Неккер; поднятия Уэйк, Мидпасифик; в Индийском океане – Восточно-Индийский хребет; в Атлантике – горы Новой Англии, цепи Камерунских гор и гор Мартин-Вас. Некоторые из вулканических поднятий рассматриваются как «следы» движения горячих точек, например, Гавайский хребет. Однако это положение не является общепринятым.

Поднятия спредингового происхождения возникли в конце палеогена–неогене. В их число можно уверенно включать Южно-Галапагосское поднятие в Перуанской котловине и с большой долей условности поднятие Эаурипик на границе Западной и Восточной Каролинской котловины (Тихий океан). Осевой, неактивный, рифт этих структур перекрыт осадками мощностью до 550–600 м (скв. 62). Не исключено, что Южно-Галапагосское поднятие на раннем этапе развития играло роль срединно-океанического хребта.

Сущность спрединга как геологического процесса заключается в постепенном выдавливании мантийных базальтов через дивергентные зоны – осевые рифты срединно-океанических хребтов. Поскольку продолжительность спрединговых стадий велика (десятки млн лет), а полускорость раздвижения колеблется от 1–3 до 6–10 см в год, возникает проблема компенсационной убыли коры по мере ее наращивания в активных рифтовых зонах. В классических плейтктонических схемах для этого была предложена субдукция, объясняющая поглощение избыточных объемов коры в зонах конвергенции – в окраинных желобах, примыкающих со стороны океана к структурам переходного типа: к островным дугам (восточная окраина Азии, Австралии и Новой Зеландии) или молодым складчатым поясам (Анды Юж. Америки). Такое объяснение сохранения баланса между нарождающейся и уже сформировавшейся жесткой океанической корой более чем условно, так как затраты энергии на «субдуцирование» окажутся больше, чем при выдавливании пластичной магмы в ходе спрединга. Чтобы твердый базитовый каркас океанической литосферной плиты, будучи выдавлен в относительно пластичном состоянии на поверхность дна океана, мог погрузиться обратно в мантию, необходимо огромное количество дополнительной энергии.

В условиях открытой системы, на фоне которой происходит спрединг, его энергия затрачивается в основном на подъем магматической колонны, и нет основания ожидать передачи и тем более накопления больших порций энергии спрединга для последующего горизонтального перемещения океанических плит. С движением плиты под воздействием мантийного диапира и конвекции мантии можно связать эпизодический поддвиг океанической плиты под островные дуги. Однако поглощение тысяч километров океанического дна в Тихом и сотен километров в Атлантическом океанах с позиции классической физики нереально. Этот вывод согласуется с реальной обстановкой на западе Тихого океана, где широко развиты окраинные желоба и сосредоточены наиболее древние (юрско-меловые) океанические блоки, которые, согласно субдукционным построениям, должны быть давно в недрах планеты. На северо-восточном фланге Тихого океана наблюдается прямо противоположная картина. Здесь нет окраинных желобов, и более древние участки океанических плит должны были бы сохраняться на поверхности. Однако в действительности их нет, и к континенту придвинуты самые молодые края этих структур.

Таким образом, признавая спрединг как механизм обновления океанической коры действующим процессом, трудно изыскать источник энергии, позволяющий внятно объяснить геодинамику компенсационного поглощения огромных объемов консолидированной океанической коры мантией планеты.

Сомнения по поводу субдукции настораживают в плане правильного понимания и механизма спрединга как механического разрастания коры в сторону от дивергентных границ. Вероятно, величина, рассматриваемая как скорость спрединга, не является индикатором только кинетического движения литосферной плиты. Природа разрастания океанического дна

может оказаться сложнее и не требовать поиска механизма компенсации избытка океанической коры. Однако современный уровень осознания этого геологического явления пока не дает ответа на этот ключевой вопрос образования океанов.

Океаническое ложе представляет собой гигантский суперрегион, в пределах которого практически не развиты пликативные нарушения, что крайне удивительно, учитывая преобладание в механизме его формирования спрединга, т.е. горизонтальных нагрузок. Доминирующей формой дислокаций являются разломы, в первую очередь трансформные. Они являются одновременно следствиями и «волноводами» спрединговых горизонтальных деформаций в пределах океанического дна, отражающих глубинную неоднородность литосферы. Трансформные разломы расчленяют океанические хребты и абиссальные котловины на «клавиши» – тектонические сегменты с различной геодинамикой формирования. Установлено, что гидротермальный рудогенез проявлен избирательно и связан с сегментарной кинетикой формирования срединного хребта. Условия, благоприятные для накопления сульфидных масс, складываются в осевых зонах медленных хребтов типа Северо-Атлантического хребта (САХ). Однако распределение рудных скоплений крайне неравномерно. В одних сегментах установлено множество сульфидных построек и залежей, в других они отсутствуют.

Трансформное разломообразование – крайне специфическое явление. Разломы как бы продвигают себя сами за счет активной части, расположенной между смещаемыми отрезками осевого рифта. Они представляют собой, вероятно, элемент реагирования спрединговых напряжений на скрытую глубинную неоднородность литосферы в ходе образования океанического ложа.

С момента заложения Мировой талассогенной системы количество трансформных разломов по нарастающей дискретно увеличивалось, подчиняясь стадийному развитию океана в целом (рис. 199).

Первый импульс разломообразования произошел в юре, второй – в позднем мелу, следующий в эоцене. Предпоследний импульс связан с поздним олигоценом, когда начали образовываться талассиды; последний проявился вместе с возникновением сводового поднятия СОХ – георифтогенали. Количество трансформных разломов скачкообразно возрастает в ходе эволюции океана, графически составляя пирамиду, в вершине которой располагаются самые древние, а в основании вся их совокупность. Моменты дискретного нарастания числа трансформных разломов отвечают ключевым вехам в режиме формирования океана, кроме одного, наметившегося в эоцене (50–54 млн лет). Если принимать за источники океанических базальтов астеносферные линзы, подстилающие основание литосферы, то сообщество трансформных разломов можно считать элементом, реагирующим на ее неоднородное тектоническое строение и разгрузки. Глубина заложения разломов, по-видимому, не выходит за пределы верхней надастеносферной мантии.

Среди океанических разрывных нарушений особое положение занимают демаркационные разломы (Пуцаровский и др., 1995). Ранее, они считались наиболее крупными трансформными нарушениями, расчленяющими дно океана на геоблоки (рис. 198). Демаркационные разломы – это крупные трансформные разломы океана, которые разграничивают океанские геоблоки и имеют продолжение на континентах.

Такие демаркаторы, как разломы Исландский порог, Чарли Гиббса, Океанограф, Зеленого Мыса, Романш, Мартин-Вас, Фолклендский (в Атлантике); Оуэн, Кенгуру, Тасманийский (Индийский океан); Мендосино, Молокаи, Галапагос, Сала-и-Гомес (Тихий океан) имеют четкое продолжение на материках и там нередко играют определяющую блокоразграничительную роль (Геология и минерагения..., 2000).

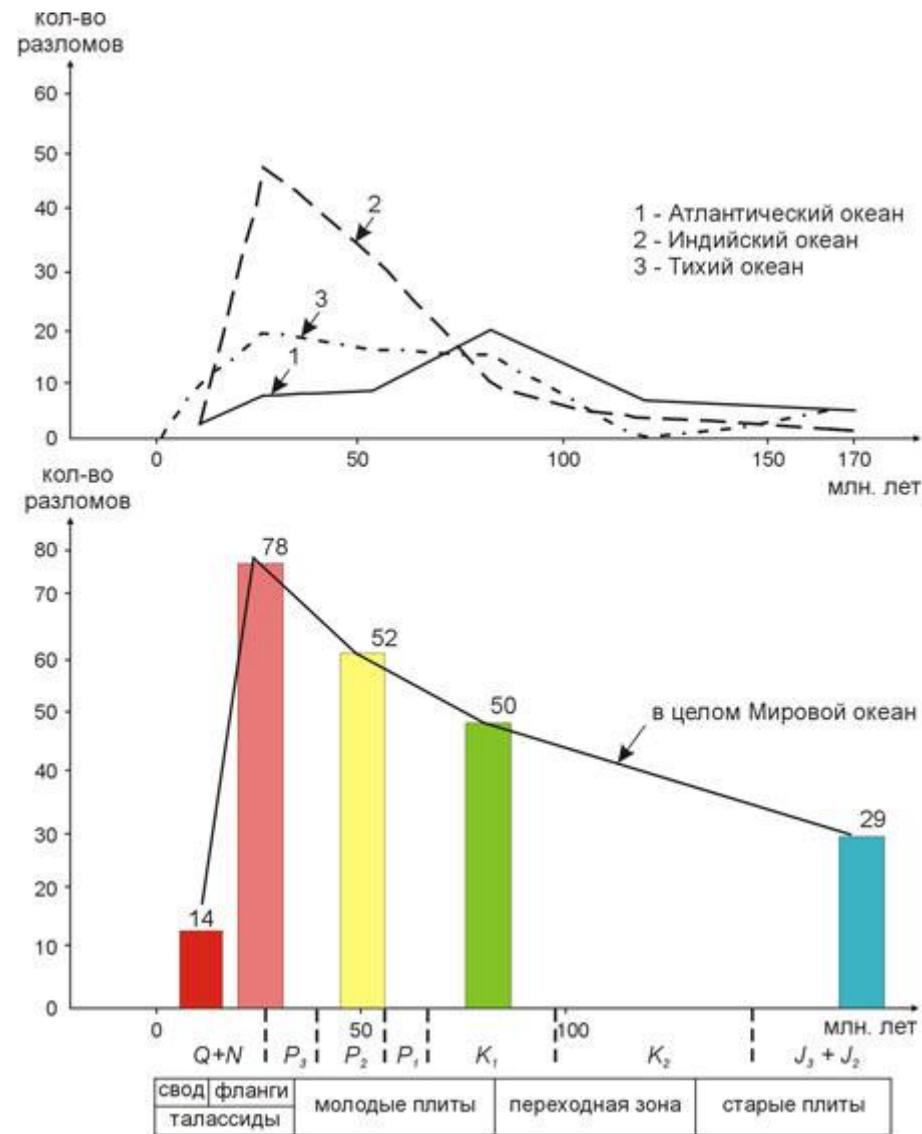


Рис. 199. Эволюция трансформного разломообразования в ходе развития Мирового океана от средней юры до современного периода

Демаркаторы являются важными рудоконтролирующими структурами на континентах, следовательно, могут оказаться таковыми и в океане. Видимо, нужно признать реальное существование единых сквозных разрывных нарушений древнего заложения в системе океан – суша со всеми минерагеническими следствиями. Трансформные разломы нередко наследуют крупные древние линияменты суши, свидетельствуя тем самым о едином исходном структурном плане суши и океана.

Наряду с трансформными и демаркационными разломами, в океане установлено еще два вида разломов. Один, чисто океанический, контролирует наложенные вулканические пояса (Императорские горы, Гавайский хр. и хр. Лайн в Тихом океане; Восточно-Индийский хр. в Индийском; вулканические пояса на границе Капской котловины и котловины Агульяс в Атлантическом океане). Другой является продолжением разломов континентов (Камерунский, Келвин, Китовый). На океаническом дне вдоль них располагаются цепи вулканов, нередко сложенных щелочно-ультраосновными разновидностями лав, сопровождаемых на суше карбонатитами.

В пределах ложа океана широко распространены горячие пятна (точки). Их установлено более 50 (Металлогеническая..., 1997). По исходному определению (Wilson, 1965), горячие пятна имеют подлитосферные корни. Судя по составу пород, формирующих на поверхности дна горячие пятна, вертикальный разброс в положении глубинных очагов весьма значителен и не исключает предположения о доокеаническом времени зарождения некоторых из них. Рудно-геохимическая специализация горячих точек изучена слабо, но с этим геологическим явлением связываются перспективы существенного расширения минерагенического потенциала океана, в частности редкометалльного направления.

Кинетика спрединга прослеживалась, начиная с заложения первых рифтовых зон в поздней юре. Изучение проводилось с учетом самых древних осей магнитных аномалий мезозойской последовательности в районе Магеллановых гор Тихого океана (Handshumacher et al., 1988). Наравне со стадийностью развития океана, отмечающей смену режимов спрединга, установлена синхронная цикличность его проявления во всех трех великих океанах, выраженная в последовательной смене периодов максимальной скорости спрединга периодами его замедления. В каждом из трех звеньев СОХ сохраняется свойственная только ему динамика спрединга на протяжении всей истории развития океана (рис. 200).

Самые низкие скорости отмечаются в Индо-Атлантическом звене, самые высокие – в Индо-Тихоокеанском и промежуточные – в Индо-Красноморском (Рона, 1986). Единственное отклонение фиксируется в Тихом океане, где в эоцене возник дополнительный минимум, что симптоматично увязывается с появлением дополнительного роя трансформных разломов в интервале 50–54 млн лет назад (рис. 199). В целом же синхронность механизма спрединга очевидна в глобальном масштабе для постсреднеюрского этапа развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов в их современном виде. Это стадийно развивающиеся разновозрастные структуры, заложившиеся, согласно достоверным данным, полученным при глубоководном бурении, одновременно в средней юре. Что же касается предыстории современного океана, то она указывает на возможность одновременного возникновения отдельных его бассейнов: Тихого в конце протерозоя – в начале палеозоя; Индийского – в раннем мезозое; Атлантики – в мезозое, а Северного Ледовитого в кайнозое (Грамберг, 1993).

Не исключено, что континенты и океаны имели исходные предпосылки к своему образованию и расположению, начиная с нуклеарного периода на уровне ядра. История формирования суши на протяжении 4,5 млрд лет читается геологами по хронологически фиксированным слоям Земли. Пространства океана подвергались постоянному, всеобъемлющему глубокому преобразованию на всю мощность литосферы, вследствие чего виден только результат последнего мезозойско-кайнозойского этапа его развития. Датировка геологических объектов в океане стала возможной только с появлением спрединга в юре, когда произошла возрастная дифференциация базальтов по латерали и в разрезе океанической коры.

Геологический и абсолютный возраст, млн. лет		Тектоническая структура	Индо-Атлантическое звено		Индо-Красно-морское звено	Индо-Тихоокеанское звено					Обобщенная схема геодинамики Мирового океана																							
			Атлантический океан		Западно-Индийский хребет	Индийский океан			Тихий океан		Индо-Атлантический сегмент	Тихо-океанский сегмент																						
			северная часть	южная часть		Индо-Аравийский хребет	Центрально-Индийский хребет	Австрало-Антарктическое поднятие	Ю Т П	В Т П			северная часть																					
0 3 8 10	Plе	георифтогеналь	max 16	max 37	max 12.5	max 60	max 37	max 106	max 87	max 153	max 47	max 16-60	max 37-153																					
	N ₂			min 6.5		min 10			min 17	min 14				min 27	min 11																			
20 26	N ₁	фланги талассид	min 4	max 24	min 6	min 6	min 8	min 22	min 15	min 27	max 54	min 10	min 4 - 27																					
		min 8		min 6										min 8	min 22	min 15	min 27	min 10																
30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80	P ₃	молодые океанические плиты	min 4	min 8	max 35	max 170	max 43	max 60	max 86	max 140	max 125	max 35 - 140	min 9 - 17																					
	P ₂													max 90	max 40	max 35	max 170	min 14	min 9	min 16	min 17	max 125												
	P ₁													3.5 min	min 11	min 6	min 15	max 173	min 27	max 54	max 80	max 108	min 16	max 35 - 173	min 3.5 - 30									
	K ₂ km+d																									max 90	max 40	max 35	max 170	min 14	min 9	min 16	min 17	max 125
	K ₂ km																									max 90	max 40	max 35	max 170	min 14	min 9	min 16	min 17	max 125
	K ₂ km																									max 90	max 40	max 35	max 170	min 14	min 9	min 16	min 17	max 125
K ₁ a- K ₂ km	зона перехода от старых плит к молодым	н е с п р е д и н г о в а я с т а д и я р а з в и т и я																																
			Атлантический океан		Индийский океан			Тихий океан																										
					западная часть	восточная часть																												
120 130 135 140 150 160 170	K ₁ br+a	старые океанические плиты	max 12	min 5	max 17.5	max 26	min 14	max 160	min 20	max 180	min 16	max 184	max 12 - 180																					
	K ₁ неоком													max 12	max 26	max 160	max 180	max 12 - 180																
	J ₃													min 5	min 14	min 20	min 16	min 5 - 20																
	J ₂ bt													max 28	max 17.5	max 180	max 184	max 17.5 - 184																



Зона повышенной скорости спрединга



Зона пониженной скорости спрединга

Рис. 200. Динамика спрединга в Мировом океане (полускорость спрединга, мм/год)

Основу океана как геологического явления составляет мощный импульс базитовых магм, сформировавший океанический тип коры. Столь масштабного, выдержанного по составу и продолжительности магматизма планета в прошлой истории не знала. М. Гораи и М. Хосино полагают, что образование Мирового океана обязано своим происхождением базальтовой эпохе (Гораи, 1978; Хосино, 1986) в развитии Земли, охватившей период от конца протерозоя до настоящего времени. Наиболее четко она фиксируется последние 200 млн лет. Рудогенный потенциал океанических базитов очевиден по своему симатическому уклону. Однако разработка этого вопроса находится в начальной стадии, хотя разносторонние петрологические и геохимические исследования ведутся в океане более 40 лет (Шейнман, 1968; Грин и др., 1968; Пущаровский, 1972, Пущаровский и др., 1992; Дмитриев и др., 1984; Старицына и др., 1986; Андреев и др., 1997, 1998, 1999; Маракушев и др., 1992; Говоров и др., 1996; Сущевская и др., 1999).

Признавая ведущую роль водной толщи в океанском рудогенезе, представленном гигантскими скоплениями на океаническом дне оксидных железомарганцевых руд, следует отдать должное магматизму океана как в формировании геологической структуры океанического дна, так и в поставке первичных рудных компонентов. С магматизмом связаны эндогенные рудопроявления, а также поставка рудных элементов в водную толщу, продуцирующую «нептунические» типы руд.

Интерес к изучению океанского магматизма и выявлению рудно-геохимической специализации магматических пород возрос в связи с находками крупных рудопроявлений массивных и вкрапленных сульфидных руд, локализованных преимущественно в осевых частях СОХ и активных транзиталях. Неравномерное избирательное распределение эндогенного оруденения на океаническом дне позволяет предположить различную потенциальную рудоносность вулканических и плутонических породных комплексов океана, подразумевает способность исходных магм генерировать скопления руд в определенных геологических и тектонических обстановках. Океанский магматизм рассматривается во времени и в связи с его принадлежностью к конкретным геолого-тектоническим структурам. Выделяются вулканические (структурно-возрастные) комплексы, образующие различные геологические элементы строения дна океана, а также плутонические комплексы, слагающие тектонические блоки (клинья) и интрузии вдоль разломов, в пределах рифтов, на поднятиях и в желобах (табл. 5) (Андреев и др., 1999).

Вулканические комплексы формируют океаническое ложе. Их пространственное положение и эволюция состава во времени отражают стадии развития океана (рис. 2). С минерагенических позиций наибольший интерес представляют финальные фазы эволюции этих комплексов. Для ранних океанических плит, завершающих свое формирование в апте, такая финальная фаза представлена коматиит-толеитовым комплексом поднятий типа олендов (Онтонг-Джава, Манихики в Тихом океане). Для стадии линейного спрединга, в ходе которого образовались поздние океанические плиты и талассиды, финальной фазой является пикроферробазальтовый комплекс осевого рифта СОХ. На вулканических поднятиях (хребтах и вулкано-нагорьях) широко проявлены комплексы щелочных базальтов: щелочных базальтов-трахитов и тефритов-фонолитов (поднятия Уэйк, Мидпасифик, Гавайское, Лайн-Туамоту).

Особое место среди вулкано-тектонических структур занимает поднятие Зеленого Мыса (Атлантика), где на нескольких островах установлены щелочные, щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты (Мазарович и др., 1990). Есть сведения о присутствии карбонатитов на Канарских островах (Атлантика) и о. Таити (Тихий океан). К экзотическим объектам океана относится поднятие Кергелен (Индийский океан) (Nougier, 1972; Lamejre, 1976). Здесь, среди классических толеитов, залегают щелочные граниты и сиениты. В южном секторе Индийского океана, к югу от тройного сочленения Родригес, установлено еще несколько крупных внутриокеанических поднятий (поднятия Крозе и Оби), составляющих единый массив неясной природы, но с явными признаками появления фрагментов коры континентального типа.

Магматические комплексы океана (Андреев и др., 1999)

Комплексы	Индекс и возраст	Название	Структуры и форма Залегания		
Вулканические	βJ	Базальтовый	Ранние океанские плиты		
	$t \beta J_2 - K_{1a}$	Толит-базальтовый			
	$\beta f \beta K_{1a} - K_{2km}$	Базальт-ферробазальтовый	Межплитная переходная зона		
	$f\beta - \beta K_{2km} - P_3^2$	Ферробазальт-базальтовый	Поздние океанские плиты		
	$f\beta$	$P_3^2 - N_2$	Ферробазальтовый	Фланги	Талассиды
		$N_2 - Q$		Георифтогеналь	
		Q		Осевой рифт	
	$i\beta Q$	Пикроферробазальтовый	Осевой рифт		
	$kt K_{1a} - K_{2km}$	Коматиит-толеитовый	Оленды		
	$\beta \tau K_1 - Q$	Умереннощелочных базальтов-трахитов	Вулкано-тектонические поднятия, оленды и микроконтиненты		
$\varepsilon \omega K_2 - Q$	Тефрит-фонолитовый				
Плутонические	olv	Габбро-норит-троктолитовый	Интрузии и тектонические блоки		
	fv	Феррогаббро	Интрузии и тектонические блоки		
	$\varepsilon \gamma$	Щелочных гранитов-сиенитов	Интрузии		
	$\varepsilon \rho$	Щелочно-ультраосновной с карбонатами	Интрузии		
	pd	Лерцолит-гарцбургитовый	Тектонические блоки		
	$v - pd$	Габбро-перидотитовый	Тектонические блоки		

Стадийность магматических процессов и специфика формирования вулканических структур отражается в аномальном магнитном поле, морфоструктурах дна океана, мощности океанического чехла и фундамента, вещественном составе и возрасте магматических пород (Металлогеническая..., 1997).

Основой магматических процессов в океане является рифтообразование, смена режимов разрастания которого, по-видимому, определяет цикличность проявления вулканизма. В геоисторическом плане четко выражен циклический необратимый характер эволюции магматизма, связанный с геологической историей океана, в целом (рис. 3). Стадии формирования ложа океана фиксируются сменой геологических структур в возрастной последовательности от древних к молодым: ранние океанические плиты, поздние океанические плиты с переходными между ними межплитными зонами, наложенные вулканические пояса и срединно-океанический подвижный пояс (талассиды).

Начальный юрско-раннемеловой этап вулканизма (170–80 млн лет) представлен слабодифференцированными меланократовыми породами толеит-базальтового комплекса, сформировавшими ранние океанические плиты (табл. 5).

В середине мела (апт–кампан) основной объем лав представлен неспрединговыми толеитами нормального ряда. Однако среди них появляются потоки и прослои базальтов, обогащенных железом, что позволило объединить эти породы, слагающие неспрединговую переходную зону, в базальт-ферробазальтовый комплекс. На вулканитах этого комплекса, как на фундаменте, откладываются продукты наложенного вулканизма, характеризующиеся субщелочной тенденцией развития.

Следующий импульс вулканической активности, сформировавший поздние океанические плиты, начался в кампане (80 млн лет) и продолжался до олигоцена включительно. Этот наиболее мощный и длительный по времени вулканический цикл характеризуется размеренно-спокойным типом излияний. В результате огромная площадь океанического дна представлена довольно однородной ассоциацией пород базальт-ферробазальтового комплекса. Накопление железа в базальтах происходило на всем протяжении кайнозойского вулканизма. Эта тенденция особенно усилилась в четвертичное время в ходе формирования талассид, где распространение получили меланократовые толеиты пикроферробазальтового комплекса. С финальными стадиями рифтогенного вулканизма, вероятно, и связано начало масштабного сульфидообразования в океанах.

Вулканические породы внутриплитных наложенных вулканических поясов, а также океанических поднятий, необычайно разнообразны. Все они обогащены щелочами, часто недонасыщены кремнеземом. Магматизм этих структур представлен двумя комплексами пород. Наиболее распространен комплекс умеренно-щелочных базальтов-трахитов, в составе которого преобладают гавайиты, муджиериты, трахибазальты, шошониты, трахиты (Мазарович и др., 1990). Второй комплекс – тефрит-фонолитовый, разнообразный по набору щелочных пород, от щелочных базальтов-тефритов до фонолитов, с которыми нередко ассоциируют карбонатиты. С магматизмом наложенных внутриокеанических структур связана редкоземельная минерализация, а также высокие концентрации титана, фосфора, циркония, железа, алюминия.

Особого внимания заслуживают вулканиты океанских земель, представленные меланократовыми породами толеит-коматиитового комплекса. Этот комплекс пород мелового (апт – кампан) возраста рассматривается как продукт финальной фазы юрско-мелового магматического цикла, отвечающего первой мегастадии развития океана (рис. 197). Породы коматиит-толеитового комплекса обогащены магнием и характеризуются повышенными содержаниями хрома, титана, никеля, меди (халькопирит-пирротиновая вкрапленность в стекловатом базисе).

Плутонические комплексы довольно однородны. Их петрографический состав характеризуется вариациями от дунита до амфиболового габбро. Породы среднего и кислого составов встречаются редко и преимущественно на островах. Специфика океанского плутонизма заключается в том, что основная масса глубинных пород выведена на поверхность в виде консолидированных жестких блоков, обнажающихся в эскарпах трансформных разломов и глубоководных желобов, а также по бортам и в днище рифтовых долин без следов

активности внедряющейся магмы. Выходы plutonic пород прослежены на сотни и тысячи километров по простиранию разломов. Вскрытая вертикальная мощность достигает 4–5 тыс. м. Как правило, наблюдается зональная смена составов пород от нижних дунит-гарцбургитовых горизонтов к габбро, располагающимся в верхней части разреза.

Преобладающие породные типы гипербазитов – дуниты и гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты. Типоморфные породообразующие минералы – оливин и ромбический пироксен (энстатит); акцессорные – хромшпинелиды. Комплексы основных пород более разнообразны. Это габброиды, темноцветные минералы в которых представлены ортопироксеном и оливином. Акцессорный хромшпинелид нередко замещен магнетитом. Особое место занимают габброиды с высоким содержанием титаномагнетита, вплоть до козьвитов.

Всеобъемлющий процесс вторичных преобразований гипербазитов – серпентинизация, габброидов – амфиболизация темноцветных минералов.

По вещественно-петрографическому составу, с учетом рудогенного потенциала, в пределах ложа океана Л.И. Аникеевой (1999) выделены четыре plutonic комплекса (Андреев и др., 1999): 1) лерцолит-гарцбургитовый; 2) габбро-перидотитовый; 3) габбро-норит-троктолитовый; 4) феррогаббро.

Проведенные многочисленные радиологические определения возраста пород лерцолит-гарцбургитового и габбро-перидотитового комплексов (Трухалев и др., 1993, 2000; Блюман, 1998) свидетельствуют об их образовании преимущественно в докембрийское время (800–2400 млн лет). Эффузивных аналогов пород этих комплексов пока не обнаружено. Условия залегания и время формирования позволяют рассматривать их как отторженцев докембрийской протолитосферы, на которой формировались современные океаны (Погребницкий и др., 2002). О глобальном распространении пород данного комплекса свидетельствуют многочисленные блоки, выявленные в Атлантике, Индийском, в меньшей мере Тихом океанах.

По своим геологическим, петрографическим и рудно-геохимическим параметрам океанические плутоны габбро-перидотитового комплекса сходны с протерозойскими (2,7 млрд лет) плутонами стиллуотерского типа (Hess, 1960), в которых установлены месторождения и рудопроявления медноколчеданного и никель-медного типов с богатой платиновой и золото-палладий-платиновой минерализацией. Это сопоставление выглядит вполне правдоподобно, поскольку, по мнению Г. Хесса, исходная магма для подобных плутонов как суши, так и океана имела примитивный толеитовый состав.

Породы габбро-норит-троктолитового комплекса изучены слабо, но отличаются от вышеописанных не только по составу и геологической позиции, но также и по возрасту. Габброиды данного комплекса рассматриваются как plutonic аналоги меланократового коматиит-толеитового вулcano-плутонического комплекса, характеризующегося повышенными концентрациями хрома и никеля. Возраст комплекса определен условно как апт-альбский, аналогично пространственно совмещенным меловым коматиитам поднятия Манихики. Характерна приуроченность пород габбро-норит-троктолитового комплекса к участкам с утолщенной океанической корой, например, в районе плато Манихики, Онтонг-Джава, гор Математиков, хребта Муссау (все в Тихом океане).

Породы комплекса феррогаббро распространены ограниченно, однако обращают внимание резкой несхожестью рудно-геохимических параметров, отличающих их от остальных океанических базит-гипербазитовых образований. Комплекс характеризуется большим разнообразием породного состава – габбро, габбро-норит, оливиновое габбро, феррогаббро, амфиболовое габбро. Наиболее представительные материалы получены при драгировании Императорского разлома (Тихий океан) и в скв. 735 глубоководного бурения (Индийский океан). Породы обогащены железом и титаном, активно накапливающимися в рудной фазе в виде шлиров магнетита и ильменита, а также образующих цемент в сидеронитовых структурах рудного габбро. По петрографическому составу и рудно-геохимической специализации породы комплекса сопоставимы с третичными (52–54 млн лет) плутонами

скергаардского типа, содержащими железо-титанистую золото-платиновую и редкометалльную минерализацию. Данный временной интервал упоминается выше при характеристике разломообразования и особенностей кинетики спрединга как неординарная веха в развитии океана.

Типоморфный разрез пород комплекса феррогаббро установлен скв. 735В глубоководного бурения на западном продолжении разлома Атлантис II в Западно-Индийском хребте. При бурении вскрыт 500-метровый разрез океанической коры, возраст которой, по магнитометрическим данным (аномалии 5 и 5а), составляет 12 млн лет (Блюман, 1998). Радиологическим (U-Pb) методом определен абсолютный возраст циркона из жильного трондьемита – 11,3 млн лет (Lamejre et al., 1976). И, хотя габброиды по объему составляют доли процента от общей массы плутона, эти данные позволяют предположить, что породы комплекса феррогаббро имеют молодой (возможно, третичный) возраст. По петрографическому составу и сидерофильной рудно-геохимической специализации к этому же комплексу близки габброиды банки Горриндж в Северо-Восточной Атлантике.

Плутоны щелочно-ультраосновного комплекса занимают обособленную позицию в инфраструктуре океана. Они приурочены к «наложенным» на океаническую кору островным поднятиям вулканического происхождения. Небольшие плутоны и дайки щелочно-ультраосновного состава, ассоциирующие с карбонатитами, известны в Восточной Атлантике: острова Зеленого Мыса, Мадейра, Канарские, Тристан-да-Кунья. Среди пород комплекса отмечаются ийолиты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты, турьяиты, карбонатиты (Жогарко и др., 1989; Мазарович и др. 1990). Возраст комплекса раннемиоценовый. По формам проявления, разнообразию и рудно-геохимической специализации эти породы имеют некоторые черты сходства с щелочно-ультраосновными массивами центрального типа севера Сибирской платформы (Гулинский, Одихинча, Томтор и др.), привлекающие внимание широким спектром связанных с ними полезных ископаемых, включающих редкие и редкоземельные элементы (тантало-ниобаты, лантан, церий), флогопит, апатит, металлы сидерофильной группы, а также Os, Ir и Pt.

Комплекс щелочных гранитоидов-сиенитов встречается довольно редко, преимущественно в виде ксенолитов (Азорские острова и острова Вознесения – Атлантический океан). Крупный плутон (350 км²) известен только на о. Кергелен (Индийский океан). Преобладающие породы – амфиболовые и биотитовые сиениты, прорванные дайками гранитных аплитов. Возраст плутона 12,3–7,6 млн лет (Nougier, 1972).

Особый интерес представляют магматические породы горячих пятен (точек), генетически не связанных с плейттектоническими процессами. Магматизм горячих пятен характеризуется повышенной щелочностью. В настоящее время наиболее популярна плюмовая концепция формирования горячих пятен. По мнению Ф.А. Летникова (Летников, 2001), «плюм – это однонаправленный, необратимый процесс «прожигания» мантии восходящей струей газа». Предполагается, что зарождение плюмов происходит в недрах Земли на границе ядро–мантия. Однако в процессе затухания они могут превращаться из общемантийных в многоступенчатые плюмы, формирующиеся на различных границах сред в мантии (Добрецов и др., 2001), с чем связано большое разнообразие состава пород горячих точек.

По петрографическому составу можно выделить пять породных ассоциаций (Металлогеническая..., 1997): толеиты – андезиты – риолиты (исландский тип); толеиты – субщелочные базальты – анкармиты (тип Уэйк-Неккер); толеиты – щелочно-ультраосновные породы – карбонатиты (тип Зеленого Мыса); толеиты – габбро – сиениты (тип Кергелен); ультрабазиты (тип Сан-Паулу).

В морфоструктурном плане, горячие пятна на поверхности дна представляют собой отдельные вулканические постройки центрального типа и вулканические цепи. Большинство из них сосредоточено в пределах талассид и внутриокеанических поднятий. Их можно разделить на три группы. В пределах СОХ (до 7-й магнитной аномалии) сосредоточено 11 горячих

пятен. В их числе о. Исландия, Азорские острова, г. Колорадо, о. Сан-Паулу, о. Вознесения, о. Буве (Атлантика), о. Родригес, о. Амстердам (Индийский океан), о-ва Ревилья-Хихедо (Тихий океан). Больше всего горячих пятен (41) обнаружено на вулканических и вулкано-тектонических поднятиях. В эту группу входят острова Мадейра, Канарские, Зеленого Мыса, цепь подводных гор Сан-Томе, острова Св. Елены, Гоф, Фернандо-ди-Норонья, Тринидади (Атлантика); Коморские и Маскаренские о-ва (Индийский океан); о-ва Гавайские, Маркизские, Табуаи, Питкерн, Таити, Хуан-Фернандес, Сан-Феликс, горы Луисвилл (Тихий океан). В олендах и на микроконтинентах горячие пятна представлены на островах Кергелен, Новая Зеландия. Какой-либо определенной структурно-тектонической закономерности в размещении горячих пятен океана не обнаружено.

Наиболее популярная геодинамическая схема взаимодействия мантийных плюмов – горячих пятен и литосферы представляется в виде вулканической цепи, омолаживающейся в сторону, противоположную движению плиты. Таковы Северо-Западные горы, Гавайская цепь вулканов, вулканический хребет Лайн-Туамоту (Тихий океан); Исландия (север Атлантики). Подобная трактовка возможна, но малореальна, учитывая, что масштабы гипотетических перемещений литосферы – многие тысячи километров.

Специфика океанической среды проявляется и в процессах осадконакопления. Гигантская водная емкость океана обладает слабовыраженным потенциалом образования мощных осадочных толщ. В абиссальных мощностях отложений варьируют в пределах 100–400, редко до 500 м. Только на шельфе, континентальном склоне и в его подножии формируются осадочные линзы, соизмеримые по мощности с осадками континентов. К их числу относятся и дельтовые конуса выноса крупных рек (Амазонка, Ориноко, Миссисипи, Нигер, Оранжевая в Атлантике; Инд и Ганг в Индийском океане; Желтое море в Тихом океане; Лена в Ледовитом океане). Периферийные зоны океана рассматриваются как объекты поисков нефти и газа, а также нового углеводородного вида полезного ископаемого – газогидратов, по данным Гинсбурга Г.Д. и Соловьева В.А. (Гинсбург и др., 1994), выявленных на шельфе и континентальном склоне в 50 районах океана.

Осадочные отложения играют важную роль в океанском рудогенезе. Кремнисто-глинистые донные осадки непосредственно участвуют в формировании Fe-Mn конкреций, обогащенных Ni, Cu и Mn в частности в поле Кларион–Клиппертон. Районы распространения кремнистых (радиоляриевых) отложений в экваториальной зоне Тихого и Индийского океанов составляют т. н. радиоляриевый пояс. На юге, вдоль 55–65° ю.ш., тянется другой пояс кремненакопления, представленный диатомовыми донными осадками. Их влияние на железомарганцевый рудогенез не столь очевидно, но пространственно этот пояс совпадает с Субантарктическим поясом распространения конкреций и корок.

Оценивая роль осадочного чехла в процессах рудообразования, отметим еще два аспекта. Долгое время господствовало представление Н.М. Страхова (Страхов, 1977) о том, что оптимальные условия для океанского железомарганцевого конкрециеобразования существуют в обстановке минимальных темпов осадконакопления (< 3 мм/тыс. лет), т.е. в халистазах. Только в них создаются консервативные условия, благоприятные для медленного роста ЖМК, и, как следствие, длительного обогащения железомарганцевой матрицы сорбированными из океанской воды металлами (Ni, Cu и Co). В настоящее время это положение опровергается реально наблюдаемыми фактами. Например, в Перуанской и Гватемальской котловинах рудные конкреции образуются при скоростях осадконакопления в 5–10 мм/тыс. лет. Второй аспект влияния осадочной толщи на железомарганцевое конкрециеобразование связан с ее мощностью. Эмпирически установлено, что оптимальные условия для масштабного конкрециеобразования существуют при мощностях осадочного чехла не выше 100–150 м, когда осадочная толща прерывается многочисленными коренными выходами океанических базальтов, слагающих абиссальные холмы и подводные горы. В этом случае придонные океанические воды могут дополнительно аэрироваться за счет кислорода, поступающего из вулканического фундамента по разломам и зонам трещиноватости, становясь особенно благоприятной средой для окисления железа и марганца. Учитывая эту особенность, можно априори исключать из числа перспективных на ЖМК районы, где распространен сплошной

осадочный чехол, а мощность осадков превышает 250–300 м при других позитивных факторах железомарганцевого конкрециеобразования. Так, мощная линза осадочных отложений вблизи экватора в Тихом океане, оконтуренная между 100 и 150°з.д. ограничивает распространение продуктивных конкрециеносных площадей на юге поля Кларион–Клиппертон.

Влияние осадочного чехла отмечается и в районах проявления гидротермальной деятельности, где откладываются сульфидные руды. Замечено, что при наличии вмещающей осадочной толщи в районах осевых рифтов СОХ и в задуговых структурах островных дуг формируются не только медно-цинковые, но и полиметаллические (Cu, Zn, Pb) руды с более широким спектром попутных рудных компонентов. Например, в хр. Эндевор; троге Эсканаба в хр. Горда; впадине Гуаймас, Калифорнийский залив; троге Окинава и вулканической цепи Идзу-Бонино к югу от Японии уже в пределах Западно-Тихоокеанской транзитали. Несмотря на то что морфология рудных тел во всех перечисленных случаях различна, соседство с достаточно мощной осадочной толщей, по-видимому, не случайно приводит к формированию сульфидных залежей, в которых, кроме традиционных Cu и Zn, присутствует Pb в количествах 0,4–0,9 % и выше. Предполагается, что этот рудный компонент мобилизуется из осадков вмещающей рамы в ходе ее проработки гидротермальными рудонесущими растворами, которые при разгрузке на границе дно – океанская вода на участках без осадков формируют сульфиды не только Cu и Zn, но и Pb.

Особенности строения и развития океанов

Заложенная, вероятно, в конце протерозоя начале палеозоя Мировая талассогенная система, начиная со средней юры, развивалась по единому геодинамическому плану и в единой схеме стадийности (рис. 197 и 198). Однако самые крупные океанические бассейны – великие океаны Земли (Тихий, Атлантический и Индийский) – имеют свою специфику. Они обладают как несомненными чертами сходства, так и существенными различиями.

Тихий океан

Зеркало Тихого океана составляет 32,4 % поверхности Земли и почти половину поверхности Мирового океана. Средняя глубина 3957 м. Водная масса $0,71 \times 10^{18}$ – 52 % массы воды Мирового океана (Термины..., 1980). Это полноразвитая океаническая суперструктура, включающая весь набор морфоструктурных и геологических элементов: срединно-океанические хребты, поздние и ранние океанические плиты, межплитную неспрединговую зону, океанские земли (оленды), микроконтиненты, вулканические пояса, трансформные разломы, протяженные внутриокеанические желоба (рис. 198). На западе располагается Западно-Тихоокеанская транзиталь – активная переходная зона между океаном и двумя континентами, Азией и Австралией. Западно-Тихоокеанская транзиталь – самая крупная структура этого типа на планете. В нее входят окраинные и внутренние моря, осложненные поднятиями и архипелагами островов, глубоководными впадинами; островные дуги – простые и двоянные, окаймленные со стороны океана окраинными желобами. Некоторые из внутренних морей, отшнурованных от океанского ложа системой вулканических поясов и желобов, могут рассматриваться как самостоятельные океанические структуры. По аналогии с термином «микроконтинент» их можно назвать «микроокеанами». К числу таких тектонических структур можно отнести Филиппинское, Тасманово и Коралловое моря. Они сформировались в период проявления линейно упорядоченного спрединга в посткампанское – третичное время. В их строении четко выражены осевые дивергентные зоны с бисимметричной системой осей магнитных аномалий, утратившие в настоящее время свою активность.

Структурно-тектонический план Тихого океана асимметричный. Западная часть огромного тихоокеанского талассократона представлена ранними океаническими плитами (рис. 3), сформировавшимися в режиме «неупорядоченного» спрединга одновременно от нескольких дивергентных зон. Среди обширных пространств океанического дна, характеризующихся

разноориентированными осями магнитных аномалий, отмечаются специфические участки «спокойного» магнитного поля, по-видимому, самые древние в структуре океанических плит. Механизм их образования имеет неясную природу, скорее всего существенно отличную от общепринятой схемы спредингового разрастания океанического дна. Пример обширной области «спокойного» магнитного поля приведен на рис. 201.

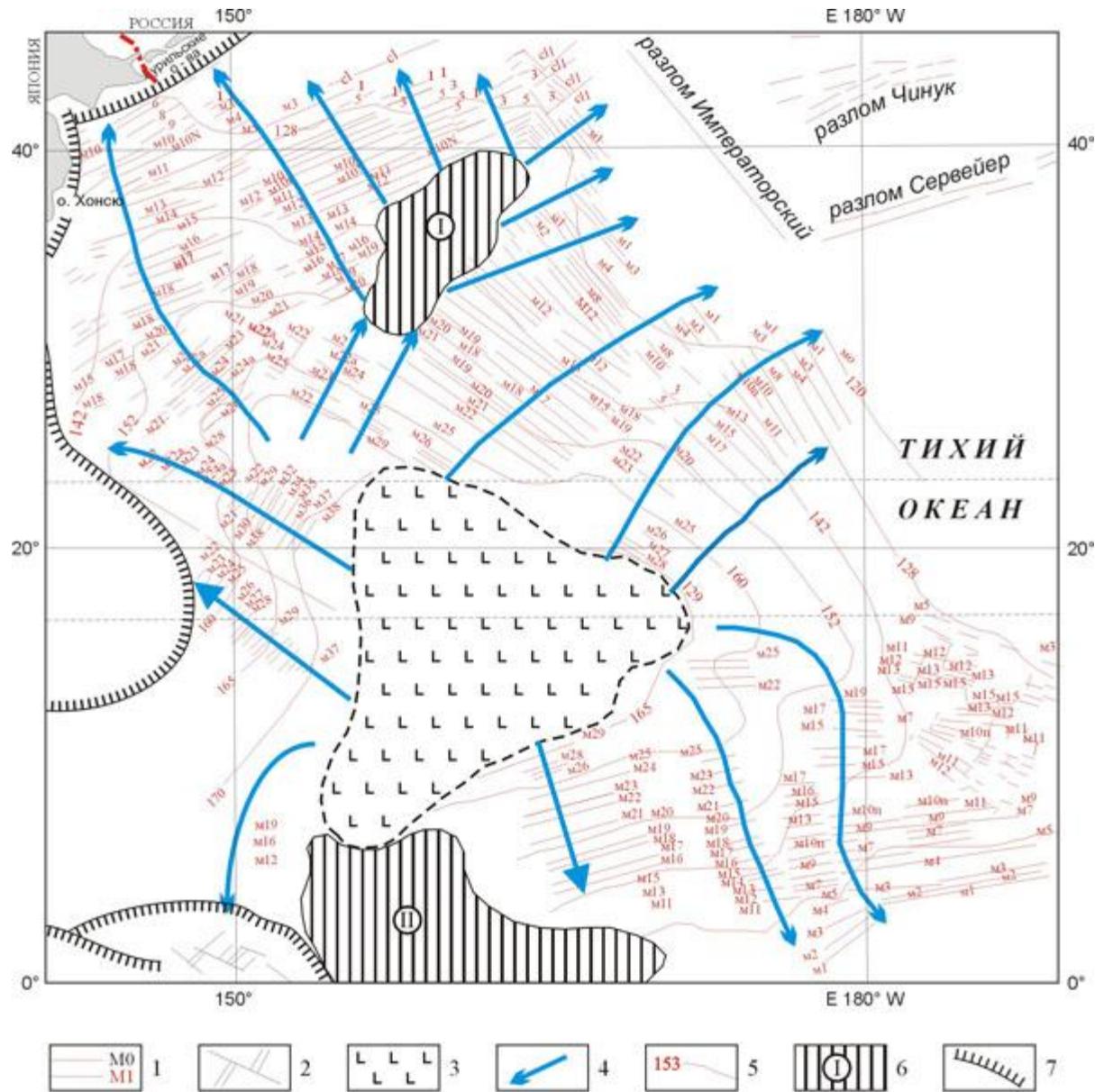


Рис. 201. Северо-Западная часть Тихого океана. Район спокойного магнитного поля и обрамляющие его линейные магнитные аномалии. Пример смены ареальной базификации линейноупорядоченным спредингом в начале формирования ранних океанических плит
 1 – оси магнитных полей и их номер, 2 – трансформный разлом, 3 – базифицированное ядро океанической плиты, 4 – направление наращивания плиты, 5 – изохроны наращивания плиты (в процессе спрединга, в млн лет), 6 – поднятия типа «океанских земель» (I – Шатского, II – Онтонг-Джава), 7 – внешний край Западно-Тихоокеанской транзитали

Она приурочена к южной части Магеллановых гор и простирается в сторону Каролинских островов (рис. 198). По своей конфигурации «спокойное» магнитное поле представляет собой ядро, окаймленное со всех сторон системами наиболее древних линейных аномалий мезозойской последовательности, идентифицируемых как M28 – M38. Их возраст 165–170 млн лет. Срединно-океанический хребет Тихого океана входит в состав быстроспредингового Индо-Тихоокеанского звена; смещен на восток, где приходит в соприкосновение с континентальными геоблоками Северной и Южной Америки. Сегмент Хуан-де-Фука (в который входят хребты Горда, Эксплорер и Эндевор) имеет осевой рифт, продолжающийся на северо-востоке в область континентального бордерленда, в систему наземных разломов Денали, доминирующих в Аляскинской складчатой области.

Осевой рифт Восточно-Тихоокеанского поднятия на севере проникает в Калифорнийский залив, сливаясь с наземными сейсмоактивными разломами (разлом Сан-Андреас). Аналогичная ситуация намечается на юго-востоке Чилийского хребта, где осевой рифт переходит в пределы континентального бордерленда, трансформируясь в сейсмоактивный наземный океанский разлом.

Срединно-океанический подвижный пояс Тихого океана относительно неконтрастно выражен в рельефе дна. Его широкий (2000–2500 км) и пологий (из-за высоких скоростей спрединга) свод плавной дугой проходит к югу от Австралии и контактирует с двумя другими звеньями СОХ в районе тройного сочленения Родригес в центре Индийского океана. Осевой рифт в Индо-Тихоокеанском звене проявлен нечетко, имеет ширину от десятков до сотен метров, прослеживается не по всей длине сводового поднятия. Высота стенок – десятки метров. Крупные трансформные разломы расчленяют срединно-океанический пояс Тихого океана на отдельные сегменты. Разломы Мендосино, Молокаи, Галапагос, Сала-и-Гомес, Элтанин отнесены к разряду демаркационных. Крупнейшим является разлом Элтанин, по которому смещение осевого рифта достигает 800–1000 км. Трансформ Челенджер расчленяет структуру хребта на два крупных срединно-океанических поднятия: Восточно-Тихоокеанское (ВТП) и Южно-Тихоокеанское (ЮТП). К югу от Новой Зеландии ЮТП ограничивается нетрансформным разломом Маккуори и демаркационными разломами Тасманийским и Кенгуру. На западе система мелких сближенных трансформных нарушений позднемелового возраста превращает свод поднятия в «битую» клавишную структуру – Австрало-Антарктический дискордант. Крайнее западное замыкание Индо-Тихоокеанского звена, за пределами демаркационного разлома Амстердам, характеризуется повышенными скоростями разрастания (~ 5 мм/год). С востока к срединно-океаническому поясу Тихого океана примыкают Галапагосская и Чилийская ветви, уже утратившие активность, и фрагмент также неактивной миоценовой рифтовой зоны на своде Южно-Галапагосского поднятия в Перуанской котловине. Эти структуры подчеркивают асимметрию спрединга в Тихом океане и переход дивергентных границ в линейные разломные структуры сопредельного континента.

Являясь в целом высокоскоростным, Индо-Тихоокеанское звено (рис. 200) в различных своих частях характеризуется разными скоростями спрединга. Сегмент Хуан-де-Фука низкоскоростной (30–40 мм/год). Самым высокоскоростным (80–85 мм/год) является ВТП; скорости спрединга ЮТП 50–60 мм/год. На грани высокоскоростного находится Австрало-Антарктический дискордант (46–50 мм/год). В Галапагосском хребте скорость раздвижения – 30 мм/год.

Смещенный на восток СОХ «деформирует» всю инфраструктуру Тихого океана (рис. 198). На западе она представлена группой абиссальных котловин: Северо-Западной, Марианской и Центральной (в южной части Пенрин), которые приходят в соприкосновение с Западно-Тихоокеанской переходной зоной по системе поднятий островных дуг и окраинных желобов, а в центре Тихого океана ограничиваются субмеридиональным Великим Тихоокеанским георазделом (Красный, 1978). Большая часть этого пространства океанического дна сформировалась в ходе неупорядоченного среднеюрского – раннемелового спрединга и отнесена к ранним океаническим плитам. К востоку от Великого

Тихоокеанского геораздела располагается грандиозная по площади Северо-Восточная абиссальная котловина. В южной части Тихого океана, к югу от поднятий островов Кука, Товарищества и Туамоту, лежит другая, не менее крупная Южная глубоководная котловина. Своими восточными и южными краями эти структуры граничат с флангами срединных хребтов, составляющих Индо-Тихоокеанское звено СОХ. К востоку от СОХ располагается несколько мелких котловин: Гватемальская, Перуанская, Чилийская, и на самом юге – котловина Беллингаузена. Большинство из них сформировались в ходе линейно упорядоченного спрединга, начало которого приходится на кампан (80 млн лет). Скорости спрединга в поздних океанических плитах Тихого океана выше, чем при образовании аналогичных структур в Атлантическом и Индийском океанах (рис. 200), но ниже по сравнению с Тихоокеанскими талассидами. В Тихом океане в эоцене существует цикл понижения скорости спрединга. С его учетом в Индо-Тихоокеанском звене отмечается 7 циклов спрединга, в Индо-Атлантическом и Индо-Красноморском только 6 циклов. Западнее поздних океанических плит, формирующих «левое» крыло позднемелового талассократона Тихого океана, расположена межплитная переходная зона неспредингового происхождения. Она отделяет «молодой», заложенный в кампане (поздний мел) Тихий океан, расположенный на востоке, от «древнего» (юрско-раннемелового), расположенного на западе, сформировавшегося в режиме неупорядоченного спрединга от нескольких одновременно действующих центров. Ранние океанические плиты на первом этапе становления испытали проявление двух процессов: спрединга и ареальной базификации, что зафиксировано наличием линейных магнитных аномалий и областью «спокойного» магнитного поля (рис. 197, 198). В северо-западной части Тихого океана существовало ядро ранней океанической плиты, сформировавшееся, вероятно, за счет базификации, которую, начиная с бата (М-37, 38, 170 млн лет), сменил неупорядоченный спрединг, концентрически нарастивший плиту до современных контуров. Разрастание дна было в основном несимметричным, кроме короткого периода М10–М12 (131–138 млн лет), отвечающего магеллановой последовательности. В конце стадии неупорядоченного спрединга в конце юры – начале мела, структура типа срединно-океанических хребтов, вероятно, не формировалась.

Специфическое положение в структурном плане Тихого океана занимает Филиппинская котловина – океаническое образование на западном фланге Тихого океана. Она в равной степени может рассматриваться как элемент строения Тихоокеанского талассократона, так и Западно-Тихоокеанской транзитали, по возрасту одна из самых молодых среди абиссальных котловин Тихоокеанского бассейна. По магнитометрическим данным время ее заложения поздний олигоцен – ранний миоцен (Геология дна..., 1980). Вдоль меридиональной оси проходит хребет Кюсю-Палау, по-видимому, ранее отвечавший дивергентной зоне. В настоящее время она утратила свою активность.

В пределах ранней океанической плиты и межплитной переходной зоны, на северо-западе Тихого океана располагаются специфические океанические структуры – океанские земли (оленды). Это поднятия Шатского, Хесса, Онтонг-Джава, Манихики, Магеллана. Поднятие Купера, лежащее на границе переходной зоны и поздней океанической плиты, между разломами Кларион и Клиппертон, по своей природе также тяготеет к океанским землям. Оленды имеют достаточно мощную кору (до 20 км и более), в составе которой верхняя осадочная толща как по геологическим (скв. 167, поднятие Магеллана; скв. 289, поднятие Онтонг-Джава; скв. 317, поднятие Манихики), так и по сейсмическим данным (поднятия Шатского, Хесса, Онтонг-Джава) достигает мощности до 1,5 км и более. В разрезе возможен слой, аналогичный по физическим параметрам гранитному. Самая мощная кора (35–42 км) отмечается на поднятии Онтонг–Джава. На поднятии Манихики мощность коры 22,5–23,5 км. Оба поднятия близки по своим характеристикам к микроконтинентам.

Океанские земли отличаются структурно-тектонической особенностью строения и развития. В них отсутствуют обычные для океана линейные магнитные аномалии. Вероятно, океанские земли возникли на месте тектонически инертных пятен неоднородности, существовавших в симатическом доокеаническом основании современной Мировой талассогенной системы.

Южное звено Западно-Тихоокеанской активной транзитали рассматривается нами как переходная зона между Тихим океаном и Австрало-Новозеландским суперконтинентом, имеющим чрезвычайно сложное строение (рис. 202).

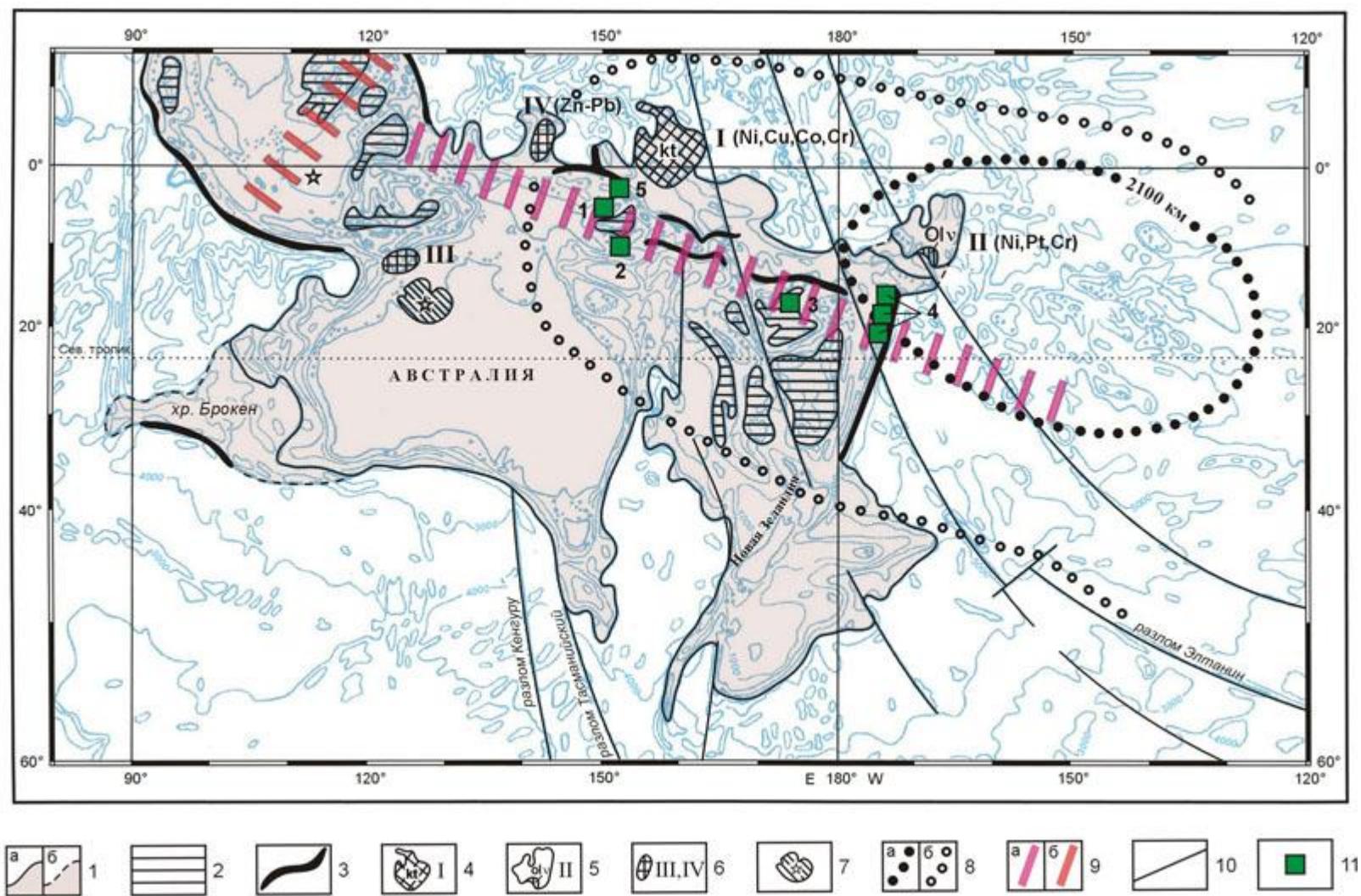


Рис. 202. Австрало-Новозеландский суперконтинент 1 – суперконтинент и его границы (а – прослеживаемые уверенно, б – предположительно); 2 – внутренние моря; 3 – глубоководные желоба; океанические плато: 4 – Онтонг–Джава I (Ni, Cu, Co, Cr) коматиит-толеитовый комплекс, 5 – Манихики II (Ni, Pt, Cr) габбро-норит-троктолитовый интрузивный комплекс, 6 – перспективные площади: плато Скотта III, Заурипик IV (Zn–Pb); 7 – алмазоносная провинция Кимберли; 8 – области разуплотнения мантии по сейсмотомографии [Fukaо et. Al., 1994], глубина 2100 км (а – центральная часть, б – периферия); 9 – гидротермально–активная мезагона (а – Тонго-Новогвинейская, б – Курило-Яванская); 10 – демаркационные разломы; 11 – объекты ГПС: 1 – Пакманус, 2 – Вудларк, 3 – Северо-Фиджийский, 4 – Лау, 5 – о. Лихир

Эта структура включает два материковых ядра (Австралия и Новая Зеландия) и окраинное, глубоко вдающееся в континент Тасманово море спредингового происхождения, заложившееся одновременно с «молодым» Тихим океаном в позднем мелу и прекратившее развитие к моменту образования талассид в конце олигоцена. Наиболее вероятно, что большинство активных транзиталей (а следовательно, островодужных структур) возникли не сразу после заложения океана в юре, а позднее, в мегастадию линейно упорядоченного спрединга в позднем мелу.

Австрало-Новозеландский суперконтинент наследует тектонические элементы древнего (доокеанического) основания (рис. 202). На востоке – крупнейшие демаркационные разломы Элтанин и Удинцева; на юге – демаркационные разломы Тасманийский и Кенгуру; на западе – зона разлома, вдоль которого заложилось вулканическое Восточно-Индийское поднятие. На севере и северо-востоке Австрало-Новозеландский суперконтинент ограничен Тонго-Новогвинейской гидротермальной мегазоной (Андреев и др., 1999) – крупнейшей на планете сложнопостроенной областью тепловой и сейсмической разгрузки глубинных очагов – плюмов. На поверхности этой мегазоны находится северный край о. Новая Гвинея, архипелаг Бисмарка, Соломоновы острова (в т. ч. о. Бугенвиль), острова Фиджи и Самоа, острова Кука (нижние), острова Товарищества и Табуаи. На юго-восточном замыкании мегазоны, по данным сейсмотомографии (Блюман, 1998), в нижней мантии на глубине 2100 км располагается область разуплотнения – признак ее разогрева и активизации, что позволяет выделять здесь Южно-Тихоокеанский суперплюм.

Тонго-Новогвинейская гидротермальная мегазона (рис. 203) ограничивает суперконтинент с севера и отчленяет от него ряд структур: поднятие Эаурипик, спредингового происхождения; плато Онтонг-Джава, Манихики, рассматриваемые как оленды и, возможно, представляющие собой окраинные фрагменты суперконтинента.

Непосредственно в пределах Тихого океана мегазона трассируется линейными (о-ва Самоа) и кольцевыми (о-ва Фиджи) молодыми (неоген-четвертичными) вулканическими сооружениями. В эпицентре Южно-Тихоокеанского суперплюма размещается вулканическая область, объединяющая скопления современных и потухших вулканов архипелагов Товарищества и Туамоту. Вулканы этого района отличаются нестандартными изотопными соотношениями свинца, стронция и неодима (Блюман, 1998), указывающими на влияние глубинных магматических источников. В частности, на о. Таити имеется находка карбонатитов. На о. Вити-Леву (Фиджи) отмечаются нежки трахиандезитового и монцонитового составов (Митчелл и др., 1984), с которыми пространственно связано сульфидообразование плиоценового возраста. Исходное вещество рудоносных растворов имеет здесь магматическое происхождение. На о. Бугенвиль (Соломоновы острова) известно олигоцен-миоценовое меднопорфировое месторождение с Au и Mo. Серия аналогичных месторождений и рудопроявлений выявлена на о. Новая Гвинея и на подводных горах вдоль его северного побережья (о. Лихир). Таким образом, вдоль северной и северо-восточной окраины Австрало-Новозеландского суперконтинента проходит крупная энергоактивная рудогенерирующая зона глубинного заложения. Ее юго-восточное замыкание продолжается в пределы Тихоокеанского талассократона, в район Южно-Тихоокеанского суперплюма, корень которого располагается в нижней мантии на глубине более 2000 км. Все вышесказанное подтверждает реальность и вписывается в схему действия в Мировом океане принципов нелинейной металлогении А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова (Щеглов и др., 1985).

Не менее интересно северо-восточное продолжение Тонго-Новогвинейской гидротермальной мегазоны в пределах Атлантического мегасегмента Земли – в район Андаманского моря, на северо-запад полуострова Декан, вблизи побережья Аравийского залива (к северу от зал. Кач), и далее в район Анталии (Турция), городов Скопле (Македония) и Лиссабон (Португалия). На всем своем протяжении она знаменита катастрофическими землетрясениями и цунами интенсивностью до 10,0 баллов.

Вдоль юго-восточной окраины Тихого океана проходит активная транзиталь андского типа. В отличие от Западно-Тихоокеанской, представленной полным рядом слагающих ее структур (окаинный желоб, вулканическая дуга, котловина окаинного или внутреннего моря с внутренним поднятием), здесь хорошо выражен только окаинный желоб, с которым на суше согласуются по простиранию прибрежные горные хребты Анд. Андский тип транзитали прослеживается от перешейка между двумя Америками до мыса Горн, к юго-востоку от которого располагается вулканическая дуга Скоша – активная транзиталь западнотихоокеанского типа, представляющая собой переходную зону к океаническому ложу на стыке с Атлантическим океаном.

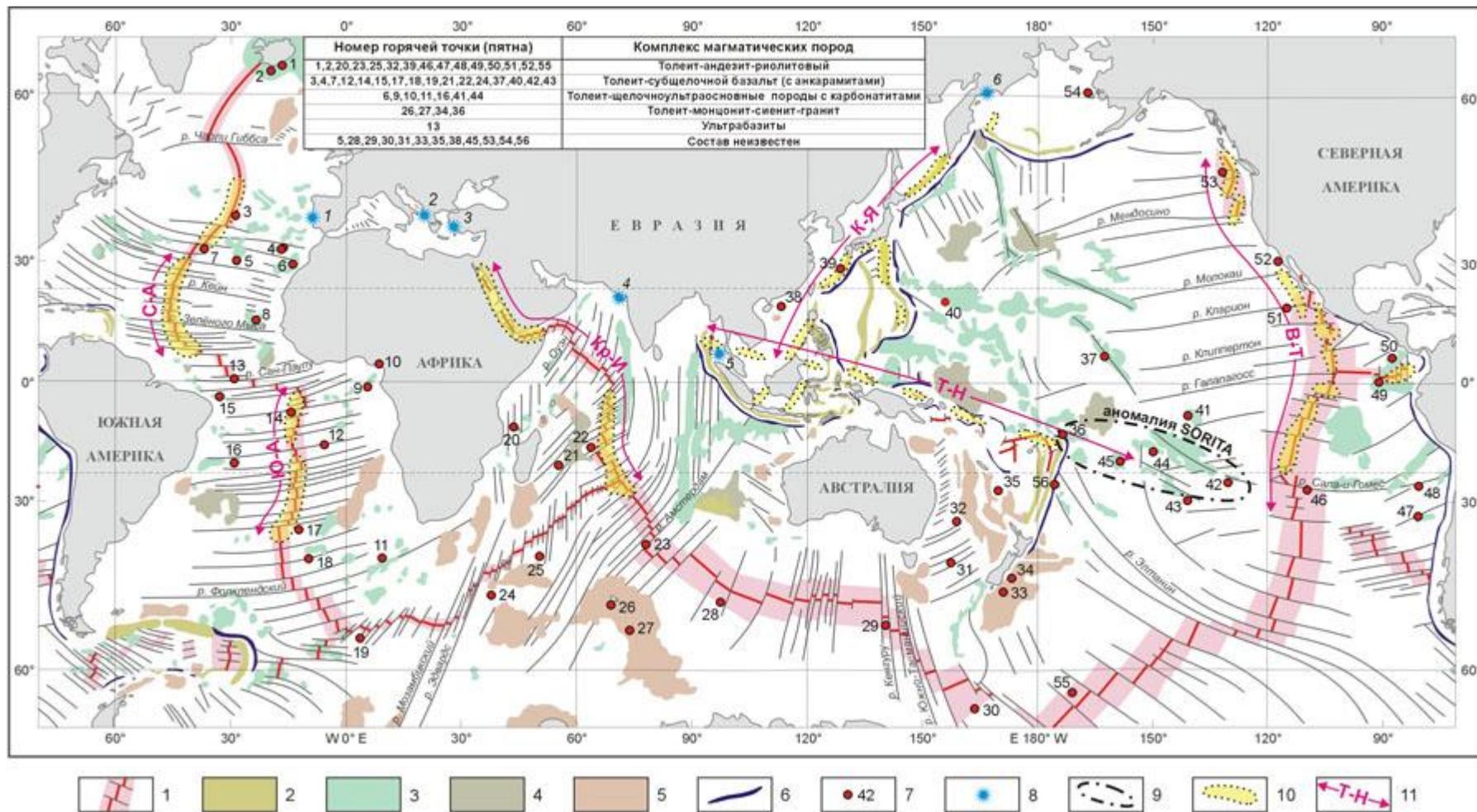


Рис. 203. Схема расположения гидротермально- и энергоактивных мегазон в Мировом океане
 1 – осевая зона срединно-океанического хребта (СОХ) с центральным рифтом и трансформными разломами; 2 – поднятия островных дуг; 3 – вулканические и вулканотектонические поднятия; 4 – поднятия типа «океанских земель»; 5 – микроматерики; 6 – окраинные желоба; 7 – горячие точки (пятна) с указанием номера и комплекса магматических пород; 8 – местоположение катастрофических землетрясений и цунами, зафиксированных в историческое время (1 – Лиссабонское, 2 – Скопле, 3 – Анталья, 4 – Кач, 5 – Андаманское море, 6 – Тилички); 9 – изотопная и термальная аномалия SORITA; 10 – участки океанического дна с установленным повышенным (> 200 мВт/м²) тепловым потоком; 11 – гидротермально- и энергоактивные мегазоны океана: в срединных хребтах (С-А – Северо-Атлантическая, Ю-А – Южно-Атлантическая, Кр-И – Красноморско-Индийская, В-Т – Восточно-Тихоокеанская); в Западно-Тихоокеанской транзитали (К-Я – Курило-Яванская, Т-Н – Тонго-Новогвинейская)

Примеры транзиталей андского типа за пределами Тихого океана неизвестны. Таким образом, строение периферии Тихого океана характеризуется набором всех разновидностей переходных зон: активными транзиталиями западнотихоокеанского и Андийского типов; непосредственным внедрением осевых рифтовых зон в пределы континентов и сочленением их с крупными береговыми разломами Сан-Андреас (Калифорния) и Океанским (Южное Чили); пассивными переходными зонами – Новозеландский регион (Новозеландское плато и плато Чатем).

Наиболее энергоактивный Индо-Тихоокеанский сегмент в структуре планеты подчеркивает надранговую неоднородность ее строения. С учетом данных теплового потока (Подгорных и др., 1997) в Тихом океане выделяются (Андреев и др., 1999) три планетарные гидротермальные мегазоны (рис. 203). Тонго-Гвинейская и Курило-Яванская, расположенные в Западно-Тихоокеанской активной транзитали, являются стержневыми «волноводами» разгрузки глубинных магматических очагов. Третья мегазона – Восточно-Тихоокеанская – с севера на юг пространственно совпадает с георифтогеналью в разнородных сегментах Хуан-де-Фука, Калифорнийского залива, ВТП и Галапагосского хребта.

Однако в Восточно-Тихоокеанской мегазоне тепловой поток не локализуется преимущественно вдоль осевого рифта, как в Атлантике, а рассеивается в широкой полосе георифтогенали, нередко выходя за ее контуры по трансформным разломам на фланги. Тепловая разгрузка происходит в рассеянном режиме на обширной площади, что, вероятнее всего, связано с высокими скоростями раздвижения дна Тихого океана и не способствует локализации гидротермальных центров и сульфидных руд в виде крупных скоплений в осевой рифтовой зоне.

Атлантический океан

Площадь Атлантического океана в два раза меньше Тихого, составляет 16,13 % от поверхности Земли. Средняя глубина 3602 м, водная масса 24 % от всей океанической массы (Термины..., 1980) воды.

Макроструктура Атлантического океана характеризуется выдержанной субмеридиональной симметрией относительно срединно-океанического хребта. В этом смысле Атлантика – прямой антипод асимметричному Тихому океану (рис. 198). Целостность Атлантического океана нарушается экваториальным пережимом в зоне сближения Африки и Юж. Америки, где происходит сдвиг Северо-Атлантического хребта (САХ) относительно Южно-Атлантического (ЮАХ) более чем на 2000 км. Перемычка в районе 5°с.ш. – 5°ю.ш. представляет собой клавишную структуру, состоящую из сближенных трансформных разломов, среди которых Романш – типичный демаркационный разлом, имеющий продолжение в Америке в виде Амазонского линеамента и в Африке в виде разломного южного ограничителя Леоно-Либерийского архейского массива (Хаин, 1971). Область сочленения САХ и ЮАХ во многом аналогична Австрало-Антарктическому дискорданту, по видимому, заложившемуся на границе крупных протопланетарных линейных неоднородностей, существовавших задолго до возникновения современного Мирового океана. Этот тезис подкрепляется в Тихом океане положением Галапагосского хребта, а в Индийском – резким разворотом СОХ при входе хребта Карлсберг в Аденский залив.

Атлантический океан, как и Тихий, – полноразвитая океаническая суперструктура, где встречаются ранние океанические плиты с участками спокойного магнитного поля ($J_{2bt}-K_{1a}$), переходная межплитная зона ($K_{1a}-K_{2km}$), поздние океанические плиты ($K_{2km}-P_3$) и талассиды. Возрастные пределы и режимы формирования перечисленных структур в полной мере укладываются в рамки общего для всего Мирового океана стадийного развития (рис. 197). В Атлантике установлены одиночные вулканы, хребты, вулкано-нагорья (горы Новой Англии, гора Метеор, Угловое поднятие, горы Гвинейского залива); океанские земли (поднятия Бермудское, Сеара и Риу-Гранди); микроконтинент (хр. Китовый) и несколько аваншельфов (плато Блейк, Агульяс, Пернамбуку, Фолклендское поднятия). Известны демаркационные разломы Романш, Шпицбергенский, Исландский порог, Чарли Гиббса, Океанограф, Зеленого Мыса, в Юж. Атлантике – Мартин-Вас и Фолклендский.

По окраинам Атлантического океана размещаются три небольшие по протяженности активные транзитали западнотихоокеанского типа: Антильская, Скоша и Средиземноморская. Они не решают в полном объеме вопрос о соотношениях континент–океан. Длина дивергентных границ в Атлантике намного больше длины окраинных желобов. Преобладает пассивный тип переходной зоны, вдоль континентального склона которой нередко закладываются протяженные периокеанические прогибы (Зап. Африка).

Атлантический срединно-океанический хребет является основной частью Индо-Атлантического звена, самого медленного (< 3,0 см/год) в Мировом океане. Хорошо выраженный свод хребта поднят над окружающими котловинами на 2,5–3,0 км. Осевая долина имеет четкие борта и широкое днище (10–15 км). Профиль сводового поднятия асимметричен.

Западное крыло осевой долины нередко более крутое и высокое, чем восточное. Высота стенок осевого грабена 800–1000 м. Детальное изучение САХ с позиций его симметрии обнаруживает много частных нарушений. С.П. Мащенко и Ю.Е. Погребницким (Мащенко и др., 1995) замечены существенные отступления симметрии в рельефе дна даже в георифтогенах, которые, по их мнению, возрастают на флангах. Возможно, они связаны с постаккреционной тектоно-магматической активностью. Нарушения симметрии в поле силы тяжести, выявленные при расчете мантийных аномалий Буге, свидетельствуют о нестационарном источнике базальтов вдоль дивергентной границы, т. е. о существовании локальных очагов магматической разгрузки. Билатеральная система магнитных аномалий здесь тоже небезупречна. Нарушение линейной ориентированности, последовательности и амплитудной адекватности можно связать с неравномерностью спрединга, его несимметричностью и неоднородностью формирующихся в этих условиях базальтов, магнитные свойства которых зависят от кинетики внедрения и скорости остывания. Геотермическая асимметрия хребта подтверждается значениями теплового потока (Хаин, 1971; Глубинное..., 1998). На 26°с.ш., 2°с.ш. и 12°ю.ш. суммарный тепловой поток на западном склоне СОХ выше, чем на восточном. Однако все сказанное не меняет общего представления о СОХ Атлантического океана, как структуре симметрично упорядоченной, представляющей собой классическую модель геоструктуры данного типа.

В соответствии с общей схемой стадийности (рис. 197), по магнитометрическим данным в Атлантическом океане выделяются талассиды – Срединно-океанический подвижный пояс с осевым сводом – георифтогеналью (до 5 аномалии) и флангами (от 5-й до 7-й аномалии). В Сев. и Юж. Атлантике симметрично обособляются поздние океанические плиты (от 7-й до 34-й аномалии); переходная межплитная зона, осложненная вулканическими хребтами и поднятиями типа океанских земель. Краевые части океана слагают (рис. 198) ранние океанические плиты, в пределах которых симметрично у самого подножия континентального склона Сев. Америки и Зап. Африки; Юж. Америки и Юго-Западной Африки отмечаются участки спокойного магнитного поля. Они, вероятно, здесь самые древние, по данным глубоководного бурения – верхнеюрские (скв. 1, 4, 5, 99, 100, 105, 111, 330, 367, 391, 401, 416, 511).

Южное продолжение САХ в районе о. Буве поворачивает на восток и прослеживается далее до сдвоенных демаркационных разломов Мозамбикский – Эдвардс уже в Индийском океане. Вдоль них происходит крупное смещение (на 800–1000 км) рифтовой долины на север. Следующий отрезок Индо-Атлантического звена – Западно-Индийский хребет представляет собой слабовыраженное сводовое поднятие. Его морфология напоминает хребты, расположенные на севере Атлантики, выше демаркационного разлома Чарли Гиббса (Рейкьянес, Колбенсей, Мона), формирующие замыкание всего звена, в целом.

Хребет Книповича, считавшийся одним из элементов СОХ, подводящих систему Северо-Атлантического хребта к хр. Гаккеля уже в пределах Евразийского спредингового бассейна Северного Ледовитого океана, типичным срединным хребтом не является (Гусев, 2002). По геодинамическим характеристикам это скорее всего трансформный разлом с элементами раздвига. Хребет Книповича прерывает систему СОХ, что позволяет рассматривать Ледовитый океан как внутреннее море сложнопостроенной переходной зоны – пассивной транзитали. Эта зона отвечает области сочленения Гренландского океанического бассейна Атлантики и приполярных океанических бассейнов Евразии (рис. 196). Со стороны Тихого океана к этой зоне примыкает Тихоокеанский супербассейн с Америкой, от которой в Арктике сохранились только фрагменты в виде отдельных структур (хр. Менделеева, Альфа), составляющих погруженный под воды Ледовитого океана Чукотско-Гренландский мост с субконтинентальным типом коры. Этот мост свидетельствует о связи Азиатского и Северо-Американского континентов, по крайней мере в доюрское время. Позднее он стал служить границей между спрединговым Евразийским суббассейном и неспрединговым внутриконтинентальным амеразийским (Канадским) морем. С запада к Чукотско-Гренландскому мосту вплотную примыкает более молодое поднятие – хр. Ломоносова с хорошо

выраженными признаками структуры континентального происхождения. Не исключено, что в данном регионе это поднятие трассирует зону сочленения двух гетерогенных мегасегментов: Индо-Атлантического и Индо-Тихоокеанского.

Время заложения Евразийского микроокеана как спрединговой структуры – эоцен (24-я аномалия). К концу миоцена (4-я аномалия) спрединг завершился. Этим объясняется то, что хр. Гаккеля в районе континентального склона моря Лаптевых выглядит как погруженное в молодые осадки поднятие. Аналоги Евразийского суббассейна можно найти в Западно-Тихоокеанской переходной зоне – это Филиппинское и Тасманово моря. Первое возникло в эоцене (21-я аномалия) и завершило свое развитие в миоцене (6-я аномалия). Второе зародилось вместе с Восточной частью Тихого океана в кампане (34-я аномалия) и закрылось, как спрединговый бассейн, в эоцене (21-я аномалия).

Кинетика спрединга Индо-Атлантического звена, как и Индо-Тихоокеанского (рис. 200) неравномерная. Три цикла (max – min – max) отмечаются при формировании ранних океанических плит и четыре цикла (min – max – min – max) при формировании поздних океанических плит. Для ЮАХ свойственно нарушение регулярности циклов. Здесь, на фоне основных циклов, фиксируются более короткие по времени вариации скорости раздвижения. Западно-Индийская часть звена на протяжении последних 80 млн лет вообще раздвигалась равномерно, с очень низкой скоростью 0,9–1,0 см в год.

В Индо-Атлантическом звене расположены две крупные гидротермальные мегазоны с высокими уровнями теплового потока: Северо-Атлантическая (10°с.ш. – 50–52°с.ш.) и Южно-Атлантическая (8–10°ю.ш. – 34–36°ю.ш.) (рис. 203). Первая мегазона тяготеет к осевой рифтовой долине. Глубинные энергетические центры высоких тепловых потоков и гидротерм, представляют собой, по-видимому, замкнутую систему, что способствует глубокой дифференциации вещества и лучшему отделению рудоносных растворов. В Северо-Атлантической мегазоне сосредоточены наиболее крупные уже открытые объекты сульфидных руд океана: ТАГ, Снейк Пит, Рейнбоу, рудный узел «Логачев» (14°35'с.ш.), рудный узел «Ашадзе» (12°58'с.ш.) и рудное поле 16°38'с.ш.

Южный отрезок срединного хребта в Атлантике также относится к числу гидротермально активных с высоким тепловым потоком. Однако выделяемая здесь Южно-Атлантическая мегазона изучена слабо. Сульфидные объекты в ее пределах установлены в районе 5°ю.ш. и 9°33'ю.ш. (Petersen et al., 2005).

С позиций океанского рудогенеза в Атлантическом океане имеется несколько негативных факторов для формирования ЖМК. К их числу относится общий высокий темп осадконакопления, хотя и не превосходящий обычных океанических параметров (~ 5–10 мм/тыс. лет). На континентальном склоне и у его подножия, против дельт крупных рек (Амазонка, Ориноко и др.), формируются мощные (5–6 км и более) осадочные линзы в режиме лавинного осадконакопления. На поверхности дна океана отсутствуют сколько-нибудь заметные поля распространения радиоляриевых илов, благоприятных для формирования ЖМК, с высоким содержанием Mn, Ni и Cu. В отношении кобальтоносных корок Атлантический регион более благоприятен. При умеренных ресурсах, в корках отмечается повышенный кобальт до 0,55–0,68 % (поднятия Сьерра-Леоне, Дампир, Угловое, хр. Китовый).

Индийский океан

Площадь Индийского океана составляет 14,4 % поверхности Земли и около 20 % поверхности Мирового океана. Средняя глубина 3736 м. Объем водной массы 21 % от массы вод Мирового океана (Термины..., 1980).

Геолого-тектоническая структура Индийского океана отражает его промежуточное положение между двумя гетерогенными мегасегментами Земли, развивающимися в разных геодинамических режимах (рис. 200). Западная часть отвечает Индо-Атлантической ветви СОХ с низкой скоростью спрединга, восточная – Индо-Тихоокеанскому звену СОХ с высокой скоростью спрединга. Индо-Красноморское звено на севере Индийского океана, характеризуется промежуточными скоростями раздвижения. Все три звена сходятся в точке тройного сочленения Родригес (рис. 198). Еще 10 млн лет назад звенья между собой не соприкасались. По крайней мере это относится к Западно-Индийскому и Центральнo-Индийскому срединным хребтам (Пушаровский, 1996). Индо-Тихоокеанское и Индо-Красноморское звенья могут рассматриваться как самостоятельные или переходящие друг в друга части системы срединных хребтов Мирового океана.

Таким образом, мегаструктура Индийского океана соединяет геодинамические особенности двух антиподальных мегасегментов Земли в контурах единого океанического бассейна и четко распадается на три географически разобщенные части. Западная развивается в режиме медленного спрединга (< 3 см/год), для северной характерны промежуточные ($3-5$ см/год), для восточной – высокие (> 5 см/год) скорости раздвижения. Время заложения восточного бассейна – Индийского океана – поздняя юра (скв. 261). На западе отложений древнее раннемеловых пока не обнаружено.

Стадийное развитие дна Индийского океана, несмотря на геодинамические различия в формировании разных его частей (рис. 198, 200), четко прослеживается на протяжении всей его истории. В структуре срединно-океанического подвижного пояса выделяется осевой свод – георифтогеналь и фланги. К западу, востоку и югу от них в пределах абиссальных котловин Сомалийской, Мадагаскарской и Крозе (Центральной и Южно-Австралийской) формировались поздние океанические плиты (7-34-я магнитные аномалии), отвечающие стадии линейно упорядоченного спрединга. Далее следует переходная межплитная зона, занимающая на западе Мозамбикскую котловину и примыкающую к Африке часть котловины Агульяс, а на востоке север Центральной и Кокосовой котловин, часть Западно-Австралийской котловины. Ранние океанические плиты установлены к северу и западу от о. Мадагаскар и на крайнем востоке Западно-Австралийской котловины вблизи Австралии. Среди раннемеловых линейных аномалий отмечаются участки «спокойного» магнитного поля с подтвержденным юрским возрастом отложений (скв. 261).

Индийский океан насыщен многообразными типами океанических поднятий. На западе сосредоточены поднятия с сиалическими корнями, а на востоке – поднятия океанического типа. В первом случае это ряд отчлененных и обрушенных сиалических глыб типа аваншельфа (поднятие Агульяс, хр. Мозамбикский) до микроконтинента, представленного о. Мадагаскар и его шельфом. На северо-западе Амирантского поднятия с сиалическим фундаментом выделяется древняя островная дуга и примыкающий к ней желоб. Крупные поднятия, связанные с периодом формирования в океане (в мелу) вулканических поясов, распространены только к востоку от срединного хребта. Это Мальдивское, Восточно-Индийское (90° в.д.) и хр. Кокосовый.

Линейные вулканические пояса, Мальдивский и Восточно-Индийский, возникли в позднем мелу и развивались в палеоцене и эоцене как активные вулканические цепи вдоль древних разломов, продолжающихся в пределах субконтинента Индостан. Несомненно, эти поднятия наследуют древний доокеанический структурный план литосферы, ослабленные зоны которой расчленили океаническое дно в восточной части Индийского океана на три кулисорасположенных геоблока: Аравийский, Центральнo-Индийский и Западно-Австралийский. Эти зоны явились также крупными магмоподводящими каналами для формирования вулканических поясов, по масштабу аналогичных вулканическим поясам Тихого океана (рис. 198).

Мальдивский вулканический пояс согласуется на севере с Индо-Памирской глубинной зоной разломов, Восточно-Индийское поднятие составляет единую линейную систему с зоной меланжа на стыке Гималайской складчатой области и Южно-Китайской платформы (Хаин, 1985).

Поднятие Брокен (Южно-Австралийское), расположенное на южном стыке Восточно-Индийского хребта, представляет собой западный форпост Австрало-Новозеландского суперконтинента (рис. 202). Мощность коры поднятия Брокен по сейсмическим данным более 20 км (Артамонов и др., 2003). Его природа неясна, хотя у подножия пройдена глубоководная скв. 255. Вероятно, это отчлененный блок Австрало-Новозеландского суперконтинента, или утратившая активность островная дуга, сопряженная на юге с желобом Обь.

Южный сектор Индийского океана сформировался при одновременном воздействии медленно- и быстроспредингового звеньев СОХ. Он осложнен крупными поднятиями Кергелен, Крозе и Оби неясного происхождения. Учитывая большую мощность коры (20 км и более) и осадочного чехла (3–4 км), а также отсутствие в них линейных магнитных аномалий, они в разное время относились в разряд океанских земель или микроконтинентов. Поднятия Кергелен и Крозе вписываются в дугообразную структуру крупного бордерленда, вероятно, бывшего окраиной древней доокеанической суши. На плато Кергелен расположен крупный (350 км²) плутон щелочных гранитов-сиенитов (Артамонов и др., 2003). Подобные кислые (коровые) породы не встречались на других океанических поднятиях. Возможно, эта структура – новая разновидность поднятий океана, совмещающая признаки океанских земель (олендов) и микроконтинентов.

Геодинамическая асимметрия Земли отражается и на окраинных переходных зонах Индийского океана. На западе (пассивный тип) наблюдается прямое взаимодействие между древним африканским кратоном и океаном. На востоке, в позднем мелу образуются активные транзитали: окраинный желоб, островная дуга и задуговые морские бассейны.

По периферии Индийского океана идет активное осадконакопление. В зонах разгрузки рек Инд и Ганг формируются мощные конусы выноса, занимающие северную часть Аравийского моря и Бенгальского залива. В экваториальной абиссали между 5–15° ю.ш., в Центральной котловине накапливаются важные для формирования железомарганцевых руд радиоляриевые илы, аналогичные радиоляриевому поясу Тихого океана. На юге океана располагается субантарктический пояс диатомовых кремнистых осадков.

Северное замыкание Индо-Красноморского звена глубоко внедряется в материк в виде межконтинентального рифта. Сторонники тектоники плит убеждены, что наблюдают здесь рождение нового океана. Строение Красноморского рифта во многом напоминает океанический рифт, в который он плавно переходит южнее Аденского залива. В его структуре имеется осевая зона – аналог океанской георифтогенали; осевой трог – аналог осевой долины; крутые борта трога; поперечные нарушения – аналоги трансформных разломов.

Современное состояние Красноморской структуры сохраняется с эоцена на протяжении 35–40 млн лет, когда возникли огромные океанические пространства в Атлантике и Тихом океане и сформировались срединно-океанические хребты. В Красном море все ограничилось осевым грабеном. Логичнее считать Красноморскую рифтовую зону не будущим, а несостоявшимся океаном; ибо там, где он реализовывался, возникли Аравийско-Индийский срединный хребет, а по периферии – Сомалийская и Центральная глубоководные котловины. Структуры Красноморского рифта выявляют связь зарождающихся трансформных разломов с системами древних нарушений суши, подтверждая тем самым, что океан развивается унаследованно и отражает особенности строения предшествующих тектонических структурных планов. Красноморский межконтинентальный рифт демонстрирует, что океаны заполняют обширные межматериковые симатические пространства протокры, где коровые сиалические слои (типа гранитного), по-видимому, никогда не существовали. Какой была симатическая протокора и почему она нигде не сохранилась – одна из главных загадок геологического прошлого Земли. Пожалуй, можно предполагать, с некоторой долей уверенности, что этот палеотип коры не похож на континентальную и не был аналогом современной океанической коры, образованной с участием спредингового механизма разгрузки астеносферных линз.

Петрохимические характеристики магматических пород ложа Мирового океана

Связь магматизма и оруденения на разных стадиях развития геологических структур открытого океана очевидна. Рудопроявления океанических глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) расположены только в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, где на поверхность дна выходят самые молодые океанические базальты. Наиболее значимые скопления ГПС выявлены в рифтовой зоне Сев. Атлантики в интервале 0–40°с.ш.; в хр. Хуан-де-Фука, Горда, Эксплорер; в Восточно-Тихоокеанском поднятии и в хр. Галапагос (Тихий океан).

Общеизвестна преимущественно Cu-Zn специализация сульфидов открытого океана, где субстратом являются толеитовые базальты, а также древние габбро и ультрабазиты. Сульфиды задуговых бассейнов в переходных зонах, субстрат которых представлен андезитами и дацитами, имеют, кроме того, высокие содержания Pb, Au и особенно Ag. Залежи таких сульфидных руд нередко ассоциируют с осадочными отложениями.

Среди множества актуальных петрологических задач первостепенной является изучение эволюции состава магматических пород океанического ложа во взаимосвязи с возрастом и положением в главных геологических структурах.

На базе существующего во ВНИИОкеангеология банка данных магматических пород Мирового океана проведено сопоставление составов различных геологических структур поздне- и постюрского толеитового вулканизма ложа океанов. При работе с банком использованы 16024 анализа вулканических пород, содержащих информацию по составу, возрасту и их положению в геологических структурах. Выборки представительных анализов магматических по океанам включают 8614 проб – Тихий океан; 5937 проб Сев. Атлантика; 461 проба Юж. Атлантика; 962 пробы Индийский океан.

В связи со значительными различиями состава толеитов Сев. и Юж. Атлантики эти два сегмента рассматриваются отдельно, при сравнении с Тихим и Индийским океанами. Особое внимание уделяется Сев. Атлантике, как эталонному «рудобогатому» объекту.

Важнейшими геологическими структурами ложа океана являются старые океанические плиты; переходные зоны; молодые океанические плиты; фланги срединно-океанических хребтов и рифты (рис. 197, 198). Эти структуры различаются по возрасту, характеру магматизма и механизму формирования (Хаин, 1985).

Как видно из рис. 204, а, иллюстрирующего вариации составов магматических пород ложа океана, от наиболее древних старых океанических плит юрского возраста до самых молодых рифтогенных неоген-четвертичных, в основном породы в них являются толеитовыми базальтами.

Толеиты представляют сквозную серию для базальтов всех океанических структур. Наряду с этим, в различных структурах в разных объемах проявлены специфические серии пород, отражающие особенности конкретных магматогенных подразделений. Наиболее разнообразен состав старых океанических плит, где сквозными являются не только преобладающие толеиты, но и K–Na субщелочная серия базальтов. Специфические серии, определяемые кислотно-основным трендом дифференциации, представлены здесь как меланократовыми (пикриты и пикробазальты), так и лейкократовыми дериватами (андезибазальты, трахиандезибазальты). Аналогичный рой пород отмечается для переходных неспрединговых зон, с некоторым увеличением роли меланократовых серий, в частности анкарамит-трахитового состава (Гайоты..., 1995; Кашинцев, 1991).

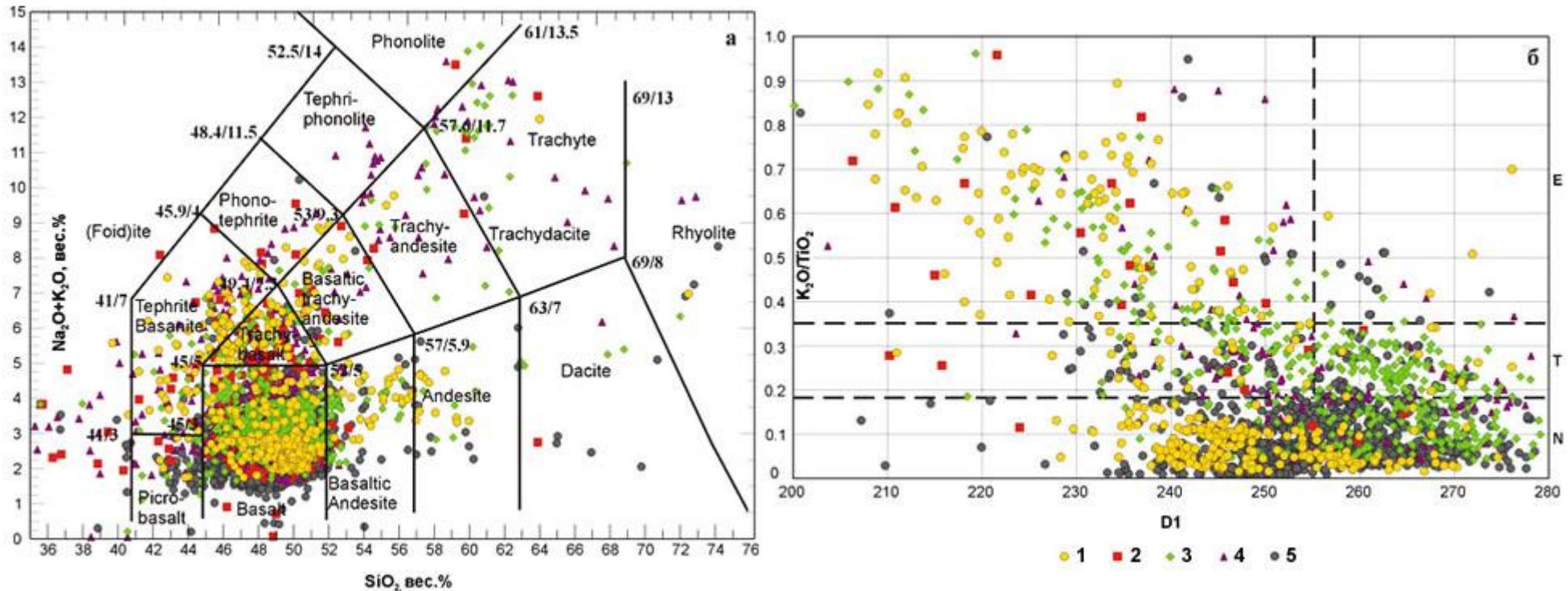


Рис. 204. Состав вулканических пород Мирового океана: *a* – вариации состава вулканических пород различных морфоструктур ложа Мирового океана ($n=9348$), *б* – диаграмма $\text{D1}-\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ плюмовых и спрединговых ассоциаций толеитов в различных морфоструктурах Тихого океана ($n=2097$)
 1 – старые плиты; 2 – межплитная переходная зона; 3 – молодые плиты; 4 – фланговая зона срединно-океанического хребта; 5 – центральный рифт

Начиная с молодых океанических плит, во всех более поздних структурах океанического ложа породные ассоциации практически полностью сконцентрированы в поле толеитов (рис. 204, *a*). Лишь в наиболее молодых рифтогенных базальтах выделяется компактная серия меланократовых пород (пикритов и пикробазальтов).

Наблюдаемые широкие дисперсии составов вулканических пород в молодых плитах и на флангах СОХ, возможно, связаны с влиянием более позднего наложенного островного вулканизма, широко в них распространенного. Общий объем этих нетипичных пород не превышает сотых долей процента от преобладающих в данных структурах толеитов.

Вопросу взаимосвязи состава океанических толеитов с геологическими процессами, мощностью океанической коры, глубиной зарождения магматических камер в мантии и составом исходных магматических расплавов посвящены многочисленные исследования, главным образом на примере срединно-океанических рифтов. Весьма успешно эти исследования ведутся в рамках программы «Интерридж» (InterRIDGE), где для решения таких задач широко используются геохимические, петрохимические критерии и изотопный состав некогерентных элементов (Дмитриев и др., 1999). Большое внимание выработке классификации толеитов океанических рифтов уделено в работах Л.В. Дмитриева (Дмитриев и др., 1972, 1984, 1990, 1999, 2000) и Н.М. Суцевской (Суцевская и др., 1983, 1992, 1995, 1998). Петрохимическим критериям, определяющим механизмы и состав исходных магматических расплавов толеитов океанических рифтов, посвящена работа Л.В. Дмитриева (Дмитриев и др., 1999).

С учетом основных породообразующих окислов на большом материале по составу закалочных стекол статистически была рассчитана дискриминанта (D1) и выделены два дискретных сообщества толеитов TOP-1 и TOP-2, отражающих, по мнению автора, происхождение из двух различных по составу и глубине зарождения мантийных расплавов. Граничный параметр между ними определен эмпирически по гистограмме и соответствует $D1=255,5$ (рис. 204, б).

TOP-1 – со значениями $D1 < 255$ являются производными обогащенной мантии, самые богатые члены которой (EM) формируются из наиболее глубинных мантийных источников.

TOP-2 – со значениями $D1 \geq 255,5$ являются производными малоглубинной деплетированной (истощенной) мантии (DM).

Согласно геохимической классификации Вильсона (Wilson, 1989), толеиты океанических рифтов подразделены на три основные группы: нормальные (N-MORB); переходные (T-MORB) и обогащенные (E-MORB). Особый интерес с петрохимических позиций представляют N-MORB – производные расплавов, не затронутых процессами обогащения, но включающих практически всю группу деплетированных разновидностей (DM). Именно эти базальты являются доминирующими среди толеитов всех океанических структур Мирового океана.

По химическому составу на базе кластерного анализа выделено шесть дискретных петрохимических групп толеитов: TOP-1; TOP-2; TOP-Fe; TOP-FeTi; TOP-Na; TOP-K. Эти группы образуют две ассоциации – плюмовую и спрединговую. Плюмовая ассоциация включает TOP-1; TOP-Fe; TOP-K; спрединговая – TOP-2 и TOP-Na (Дмитриев и др., 1999).

Используя базовые параметры D1 (эмпирическая дискриминанта), K_2O , TiO_2 , Na_2O , FeO , MgO , можно проследить эволюцию океанического базальтового вулканизма в разновозрастных геологических структурах ложа океана.

Параметр D1 в значительной мере отражает состав и процессы дифференциации разноглубинных мантийных расплавов в океанах и океанических структурах. В различных океанах базальты неоднородны как по составу, так и частоте встречаемости разных групп.

Бинарные диаграммы $D1 - K_2O/TiO_2$ и $D1 - Na_2O$ – позволяют оценить степень обогащенности исходных расплавов редкими редкоземельными элементами, а также провести сопоставление и определить принадлежность толеитов к плюмовой или спрединговой ассоциациям (рис. 204, б). В качестве вспомогательных могут использоваться взаимосвязи $FeO - SiO_2$, $MgO - SiO_2$ (рис. 205).

Наиболее детально вариации составов толеитов разновозрастных структур изучены в Тихом океане. Распределение составов тихоокеанских вулканитов близко к нормальному (единый массив) с нечетко выраженной бимодальностью на сглаженной вершине, где минимум по $D1=255,5$ соответствует границе плюмовых и спрединговых ассоциаций, установленной для толеитов САХ. Доминирующая группа пород соответствует $D1=240-275$ при почти равном соотношении плюмовых и спрединговых ассоциаций.

В Сев. Атлантике доминируют плюмовые ассоциации (~ 70 %), преобладают базальты со значениями $D1=240-260$.

Индийский океан резко отличается от Тихого и Сев. Атлантики большим разнообразием пород при резком преобладании примитивных и слабодеплетированных толеитов $D1=235-254$, образовавшихся в глубинных магматических очагах.

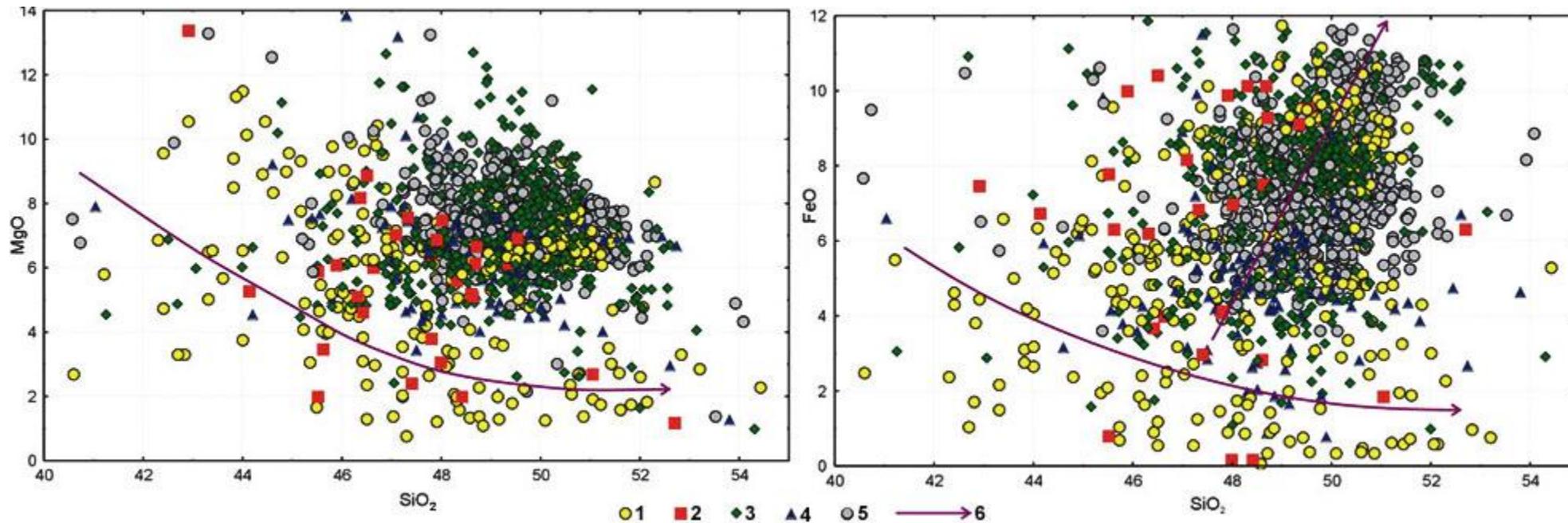


Рис. 205. Эволюция состава толеитов различных структур ложа Тихого океана по содержаниям SiO_2 , FeO , MgO
 1 – старые плиты; 2 – межплитная переходная зона; 3 – молодые плиты; 4 – фланговая зона срединно-океанического хребта; 5 – центральный рифт; 6 – тренды эволюции состава

Еще большая дисперсия составов характерна для вулканитов Юж. Атлантики. Вариации по $D1$ от 200 до 260. Доминируют плюмовые ассоциации ($D1 = 235\text{--}260$). По своему составу толеиты Юж. Атлантики близки к Индийскому океану.

Таким образом, вариации составов базальтов в океанах очень широкие. Отметим упорядоченность и сходство базальтов Тихого океана и Сев. Атлантики. В Тихом океане деплетированные (спрединговые) «малоглубинные» толеиты составляют более половины всей совокупности. В Сев. Атлантике распределение составов пород наиболее упорядочено, с более четким разделением плюмовых и спрединговых ассоциаций и смещением в сторону увеличения плюмовых. Толеиты Индийского океана и Юж. Атлантики отличаются большой пестротой составов и четко выраженными процессами дифференциации в магматических камерах (рис. 204, б).

Диаграмма составов базальтов в координатах $D1 - \text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (см. рис. 204, б) наиболее четко отражает степень сходства и различия составов пород для разновозрастных структур ложа океана, от старых океанических плит до самых молодых из рифтовых зон СОХ. Щелочной параметр $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ разделяет все разновидности базальтов, независимо от механизмов внедрения, по уровню щелочности (обогащенности) первичных расплавов. Согласно Л.В. Дмитриеву (1999), значения параметра $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, равные 0,18 и 0,34, являются граничными для трех ведущих геохимических типов толеитов (Дмитриев и др., 1999), соответствующих N-MORB, T-MORB и E-MORB.

В Тихом океане породы всех структур в целом образуют плотно сгруппированную область примитивных деплетированных толеитов, слабодифференцированных по коэффициенту

щелочности и соответствующих типам N- и T-MORB. Толеиты старых океанических плит наиболее пестрые по своему составу (рис. 204, б). Основную их компактную группу составляют базальты типа N-MORB, обладающие минимальной щелочностью по сравнению с остальными структурами. Доминирующая их часть принадлежит плюмовой, значительно в меньшей мере спрединговой ассоциациям. Наряду с этим, отмечается рассеянное облако толеитов исключительно плюмовой ассоциации с весьма нестабильной, но высокой калиевой щелочностью, соответствующей составам преимущественно E-MORB, меньше – T-MORB, что позволяет говорить о большой глубинности зарождения исходных мантийных очагов, а также о нестабильности условий кристаллизации и широко проявленных процессах дифференциации в промежуточных магматических камерах. Специфическая особенность толеитов старых океанических плит – сиалический (боуэновский) тренд эволюции их составов, сопровождающийся раскисленностью и обогащением щелочами поздних дериватитов при снижении магнезиальности и железистости (рис. 205).

Толеиты старых океанических плит соответствуют наиболее ранней (неспрединговой и рассеянного спрединга) стадии развития современного океана.

Подобные, обогащенные щелочами, а также редкими и редкоземельными элементами базальты с широко проявленными процессами внутрикамерной дифференциации, характерны для асейсмичных поднятий – океанских земель (Золотарев и др., 1998). Нередко в них отмечается боуэновский тренд дифференциации, характерный для базальтов континентальных структур (Артамонов и др., 2003).

Базальты несрединговых переходных зон практически наследуют эволюцию составов пород предыдущего этапа.

Базальты молодых океанических плит и флангов COX, сформированные в стадию линейно упорядоченного спрединга, резко отличаются по петрогеохимическим параметрам от пород предыдущих этапов развития океана. Их составы представлены преимущественно спрединговой ассоциацией с умеренной щелочностью главным образом соответствующей N-MORB, частично T-MORB. Менее развитая плюмовая ассоциация отличается широкими вариациями по щелочности, соответствующей T- и E-MORB.

Вулканизм молодых океанических плит и флангов COX знаменует начало формирования собственно океанической коры в пределах Тихого океана с устоявшейся кинематикой линейного спрединга. Толеиты этих структур имеют петро-геохимическую специфику, включающую довольно стабильные содержания SiO_2 (48–52 %), и типично феннеровский тренд дифференциации, приводящей к формированию железобогатых и обогащенных магнием базальтов в наиболее поздних дифференциатах (рис. 205). Эта тенденция сохраняется для всех более молодых структур ложа океанов.

Базальты осевого рифта наиболее вариабельны по составу. Представлены плюмовыми и спрединговыми ассоциациями, в основном N-MORB, меньше T-MORB и очень редко обогащенными толеитами.

В Сев. Атлантике океанические базальты по петрохимическому составу соответствуют в основном N-MORB, меньше T-MORB, значительно реже обогащенным разновидностям.

Базальты старых плит и переходной зоны представлены только N-MORB, составы которых смещены в сторону плюмовой ассоциации.

Базальты молодых плит и флангов также образуют единую группу, но более дифференцированы и представлены в основном T-MORB, меньше N-MORB, среди которых существенная роль принадлежит спрединговым ассоциациям.

Совершенно особое (контрастное) положение занимают базальты рифтов, отличающиеся необычайным разнообразием составов. Основная их масса принадлежит к плюмовым ассоциациям, но весьма велик объем спрединговых базальтов. Создается впечатление, что толеиты рифтов являются наиболее продвинутыми в процессе дифференциации первичного расплава как в сторону деплетированности, так и обогащенности исходных магм.

В Индийском океане наблюдается неоднородность составов во всех геологических структурах и особенно в рифтах. Основная масса пород N-MORB, где в равном объеме присутствуют спрединговые и плюмовые ассоциации с очень широкими вариациями по параметру щелочности.

Эволюция составов по геологическим структурам необычна: старые плиты представлены компактным полем только N-MORB и только плюмовой ассоциацией толеитов.

От старых плит четко отличаются породы межспрединговой переходной зоны и молодых плит, представленные пестрым набором спрединговой и плюмовой ассоциации, по преимуществу N- и T-MORB.

Фланги COX только плюмовые, в основном T-MORB, в небольшом объеме обогащенные редкими элементами.

Рифты очень пестрые в них сосуществуют четко локализованный массив базальтов, близкий по составу к старым плитам, в меньшей степени присутствуют обогащенные толеиты.

Юж. Атлантика резко отличается спецификой и направлением эволюции составов пород. Практически все ложе сложено базальтами плюмовой ассоциации, по щелочности относящимися в основном к N-MORB, значительно реже к T-MORB.

Единую группу примитивных по составу пород образуют толеиты всех структур, кроме флангов COX. Последние наиболее разнообразны с ярко выраженным направлением изменения составов от примитивных разновидностей к обогащенным.

Анализ диаграмм D1 – K_2O/TiO_2 позволяет сделать четыре важных вывода (рис. 10).

1. Исходя из положения, что деплетированные толеиты малоглубинные в отличие от плюмовых (Дмитриев и др., 1999), обращает на себя внимание тот факт, что в Тихом океане присутствует около 50 % малоглубинных толеитов. При этом наиболее глубинными базальтами сложены старые плиты, знаменующие собой начало океанообразования. В них же отмечается четкий тренд возрастания щелочного параметра. Все более молодые структуры сложены как плюмовыми, так и спрединговыми ассоциациями. Граничные параметры повышенной щелочности не выходят за рамки T-MORB.

2. В Сев. Атлантике наблюдается мощный всплеск плюмового вулканизма с трендом накопления щелочности от старых плит и переходных зон к рифтам.

3. В Индийском океане присутствуют и спрединговые, и плюмовые ассоциации, но маловыразителен в базальтах тренд щелочности. Эти образования занимают промежуточное положение между Тихим океаном и Сев. Атлантикой.

4. Юж. Атлантику от других океанов отличает совершенно особый состав и направленность эволюции вулканизма. Все толеиты представлены плюмовыми (глубинными) ассоциациями. Наиболее обогащенными оказываются толеиты молодых плит и особенно флангов срединного хребта. Составы базальтов рифтов имеют самые низкие параметры щелочности.

С позиции рудоносности на сегодняшний день большой интерес представляют толеиты океанических рифтов, с которыми могут быть связаны рудопроявления ГПС океанов. Наибольшие различия отмечаются в составах толеитов рифтов Тихого океана и Северной Атлантики. Последние представлены преимущественно обогащенной плюмовой ассоциацией, соответствующей составу T-MORB, меньше E-MORB. В Тихом океане базальты рифтов более разнообразны по составу, но являются производными почти исключительно N-MORB и включают как плюмовые, так и спрединговые ассоциации.

Базальты рифтов Индийского океана по этим параметрам близки как к североатлантическим, так и к тихоокеанским толеитам.

В Сев. Атлантике отмечаются наиболее меланократовые и наиболее высокомагнезиальные разновидности базальтов. В тихоокеанских рифтах толеиты обогащены литофилами и

железом.

Петрохимический анализ вулканитов различных геологических структур ложа Мирового океана позволяет сделать некоторые выводы, дающие возможность оценить роль магматических процессов в геологической истории океанов и их рудоносность.

Вулканические породы всех разновозрастных геологических структур ложа Мирового океана, как и рифтогенных (Металлогеническая..., 1997), представлены преимущественно толеитами (рис. 204). Все разнообразие толеитов определяется кислотно-основными (лейкократовость – меланократовость), в меньшей мере, кислотно-щелочными параметрами их состава (Андреев и др., 1999).

Петрохимический состав магматических пород ложа океана отражает стадийность и различную динамику развития его геологических структур. С различиями режимов и геодинамики геологических процессов в океанах связаны региональные петрохимические особенности состава и эволюции толеитов.

Специфика составов пород ранних океанических плит и сходных с ними вулканитов переходных зон определяется сиалическим трендом эволюции, сопровождающимся нормальной «раскисленностью» составов пород в поздних дифференциатах, обогащенных щелочами, в том числе и натрием. Состав пород соответствует ассоциации плюмовых толеитов, связанных с магматическими расплавами мантийного источника больших глубин.

Можно предположить, что эти структуры, знаменующие собой заложение геологической структуры всего Мирового океана – Мировой талассогенной системы, несут на себе влияние продуктов доокеанической протолитосферы.

Типичная океаническая кора с устоявшейся кинетикой линейного спрединга и специфическим железистым трендом эволюции состава пород, в процессе которого образовались молодые плиты и фланги СОХ, начала формироваться с позднего мела.

Особую группу составляют толеиты рифтов с их необычайной пестротой составов во всех океанах и вариациями, от максимально обогащенных плюмовых разновидностей до наиболее деплетированных. Не исключено, что сульфидное оруденение связано исключительно с этим самым молодым этапом развития Мирового океана.

Эволюция составов пород позволяет предположить существование трех крупных магматических импульсов (циклов), соответствующих трем стадиям тектонического развития ложа океана: 1) формирование базальтового ложа на доокеанической литосфере, возможно, континентального типа в неспрединговую стадию и стадию неупорядоченного спрединга; 2) формирование океанической коры с динамикой упорядоченного линейного спрединга (поздние плиты и фланги СОХ); 3) формирование осевых зон срединно-океанических поднятий, знаменующих собой начало особого, возможно, завершающего этапа геологического развития океана.

Оценивая перспективы рудоносности рифтовых структур, следует признать, что наибольший интерес представляет Сев. Атлантика, где присутствуют наиболее дифференцированные и наиболее обогащенные толеиты плюмовой ассоциации, возникающие за счет глубинных магматических очагов.

Тихий океан близок к Сев. Атлантике, однако в его рифтовых структурах большую роль играют малоглубинные (спрединговые) ассоциации базальтов с меньшими перспективами для сульфидного рудообразования. При подобных соотношениях спрединговых и плюмовых ассоциаций базальтов решающая роль принадлежит механизму неглубокого магмообразования, высокой динамике спрединга, приводящих к формированию низкотемпературных рудоносных флюидов с ведущей ролью скорее цинковой, чем медной специализации.

В восточной части Индийского океана, на высокоскоростной Индо-Тихоокеанской ветви СОХ, возможно появление сульфидной малоглубинной минерализации, сходной с

тихоокеанской. В юго-западных ответвлениях СОХ (Индо-Атлантическое звено) не исключена рудная минерализация североатлантического типа с преобладанием медной специализации.

Структуры Юж. Атлантики с трендом раскисления толеитов, более характерным для эволюции магматизма континентов, и низкими скоростями спрединга, по-видимому, испытали влияние континентальных структур, проникающих в океан со стороны Африканского материка (Андреев и др., 1999). В этой связи в них можно ожидать появления медно-молибденовых рудопроявлений, генетически связанных с вулканитами не только основного, но и среднего составов.

Проблема плутонических пород в Мировом океане приобретает в последние годы не просто геологическое, а концептуальное значение. Крупные геоблоки, сложенные древними базит-ультрабазитовыми комплексами, заставляют задуматься о предыстории Мировой талассогенной системы, о времени заложения и об этапах ее латентного развития, недостижимых пока для прямого изучения на поверхности дна. Как было сказано выше, следы доюрского развития океанических структур Земли, несомненно, имеют место, но однозначной оценке эти косвенные признаки пока не поддаются.

Выходы геоблоков, сложенных базит-ультрабазитовыми комплексами, широко распространены в осевой рифтовой долине от 0 до 40°с.ш. Северо-Атлантического хребта (САХ). Здесь в бортах крупных трансформных разломов Кейн, Зеленого Мыса, Марафон, Вима, Архангельского, Сьерра-Леоне, Страхова и Сан-Паулу, а также в бортах и днище рифтовой долины обнажаются габброиды (габбро, габбро-нориты, титаномагнетитовое, амфиболовое, оливиновое габбро, троктолиты) и ультрабазиты (гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, дуниты и серпентиниты). Они формируют разобщенные выходы среди базальтов, иногда систематически отмечаются на протяжении 200–220 км вдоль хребта. В районе экватора выходы мантийных пород установлены на островах Св. Петра и Павла и известны науке со времени путешествия Ч.Дарвина на корабле «Бигль» (Великобритания). Результаты определения абсолютного возраста (U-Pb определения по цирконам, Sm-Nd изохроны, K-Ar метод) базит-ультрабазитовых комплексов, слагающих геоблоки, показали, что время их формирования охватывает обширный геологический период от 220 до 1631 млн лет и более (Погребницкий и др., 2002). Они свидетельствуют о гетерогенности доокеанического основания, представленного не спрединговыми базальтами предшествующего цикла Вильсона, а глубокометаморфизованными ультрабазитами, и даже субстратом кислого состава – плагиогранитами, обнаруженными в разломе Атлантис (Силантьев и др., 1990).

Геологические наблюдения показывают, что базит-ультрабазитовые породы перекрываются базальтами либо имеют с ними тектонические контакты. Еще в семидесятых годах XX столетия А.В. Пейве (Пейве, 1975) пришел к выводу о существовании двух гетерогенных породных комплексов: нижнего – метаморфического, представленного древними (раннекембрийскими) образованиями базит-ультрабазитового состава, и верхнего, сложенного спрединговыми базальтами океана. Незначительный масштаб проявления древних геоблоковых структур долгое время позволял рассматривать их в качестве отторженцев фундамента, на котором закладывался постюрский океан. Обнаружение в осевых зонах некоторых срединных океанических хребтов (СОХ) целостных структур, сложенных преимущественно древними базит-ультрабазитами, заставило относиться к этому явлению не как к редкому феномену, а как к структурообразующей составляющей отдельных звеньев СОХ, в частности в пределах САХ (0–40°с.ш). Этот факт представляет интерес как с позиции общетектонической и геодинамической, так и минерагенической. САХ отличается низкой полускоростью разрастания (менее 3,0 см/год), хорошо выраженной классической осевой морфоструктурой, четкой сегментарной расчлененностью на макро-и микросегменты (рис. 206).

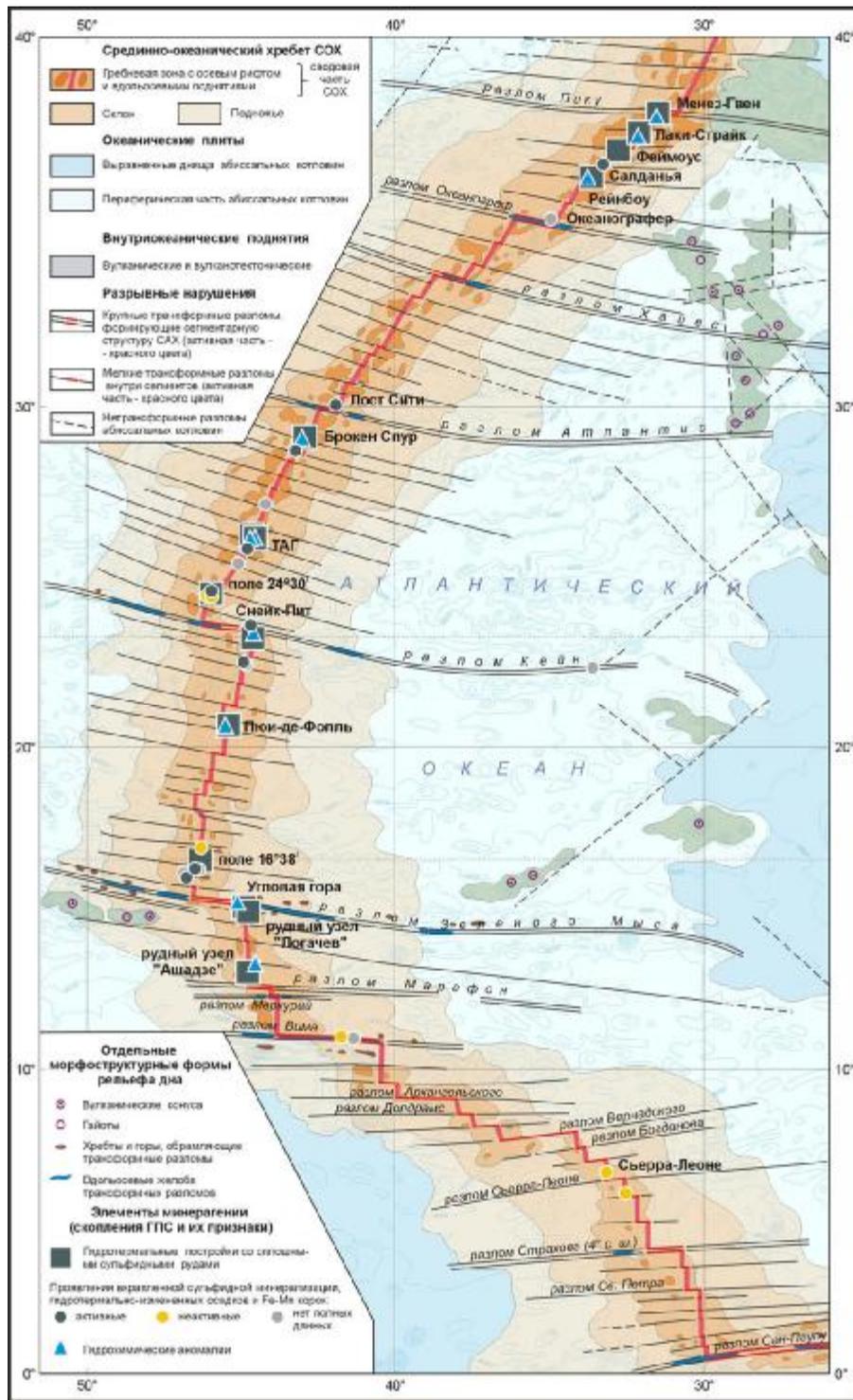


Рис. 206. Морфоструктурная схема Северо-Атлантического хребта (0°–40°с.ш.)

САХ является антиподом Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), в котором достоверно установленных геоблоков базит-ультрабазитового состава в осевой рифтовой зоне не известно. Морфоструктурный профиль ВТП резко отличается от САХ. В нем отсутствует глубокая, хорошо выраженная рифтовая долина. Узкий и неглубокий вдольосевой рифт рассекает свод ВТП с перерывами. Полускорость раздвижения в нем самая высокая в океане, нередко достигает 6–8 см/год. Обе срединно-океанические структуры обладают высокой энергоотдачей и гидротермально активны. В Атлантике (САХ) средняя величина теплового потока в рифтовой зоне до 180, в пределах ВТП 115–120 мВт/м².

В обоих случаях с гидротермами связано сульфидообразование, но в разной степени локализованное и обогащенное цветными металлами. В ВТП гидротермальные системы охватывают большую часть протяженности осевой зоны и сопряженных трансформов, нередко выходя за пределы их активной части. Слабая фокусированность флюидно-гидротермального потока приводит к формированию мелких, рассеянных на большой площади рудных построек, сложенных низкотемпературными продуктами сульфидообразующего рудогенеза, содержащего преимущественно Zn и в меньшей степени Cu. В САХ аномалии теплового потока и гидротермальные системы концентрируются вдоль осевой рифтовой долины. Энергоразгрузка происходит в небольших по площади зонах, на участках с резким перепадом температур. В строении локальных рудоподводящих и рудовмещающих структур участвуют многочисленные тектонические геоблоки, сложенные базит-ультрабазитовыми комплексами. Некоторые исследователи (Fouquet et al., 2004) не ограничивают роль последних структурно-тектоническими функциями, а связывают с ними генетический аспект формирования ГПС.

С. Хамфрис с соавторами (Humphris et al., 1998) на примере 57 образцов базальтов, взятых из гидротермального холма ТАГ, рассмотрели баланс вещества под воздействием высокотемпературных восходящих флюидных потоков. Отмечено поглощение (привнос) базальтами таких элементов, как Al, Fe, Mg, S, V, Co; вынос из базальтов Ca, Na и Sr; активное выщелачивание Cu, Ni и Zn. Заметное сдерживающее воздействие на вынос из базальтов химических элементов оказывает процесс окремнения. При наложении его на массу предварительно измененной породы отмечается увеличение содержаний Fe, S, Co, Sr, Ba и, что особенно важно, Cu и Zn в форме сульфидов.

Подключение в эту рудогенерирующую систему расположенных во вмещающей раме геоблоков базит-ультрабазитовых комплексов, с позиции первоисточников рудного вещества, вероятно, имеет весьма слабое влияние, но может оказаться благоприятной рудовмещающей средой. Ж.Л. Шарлоу и др. (Charlou et al., 1998) изучали взаимосвязи гидротерм с геоблоками, сложенными серпентинитами, потоками метана (CH₄) и гелия (³He). Работы велись в зоне трансформного разлома Зеленого Мыса (15°20'с.ш.) на угловых поднятиях в западном борту рифтовой долины, к северу и югу от глубокого грабена самого разлома. В пределах обеих угловых гор ПОА «Наутилус» обнаружены блоки серпентинитов, интенсивные потоки CH₄ (до 53,2 нмоль/кг) и δ³He (до 5,5 %). С позиции авторов, связь между потоками CH₄ и процессом серпентинизации несомненна, она обусловлена активным воздействием гидротермальных флюидов на ультрабазиты. Совпадение контуров и максимумов аномалий CH₄ и ³He менее четкое, но и эти явления скорее всего связаны между собой.

Общий вывод сводится к следующему: мантийная дегазация ³He, гидротермальная активность и серпентинизация ультрабазитов, слагающих геоблоки, находятся в рамках единого причинно-следственного процесса, который может завершаться на поверхности дна формированием сульфидных руд. Прослеживание метановых аномалий в водной толще океана может способствовать их поиску.

В развитие сказанного, И. Фуке и др. (Fouquet et al., 2004) предлагают выделить три обстановки, благоприятные для сульфидообразования в районах широкого распространения базит-ультрабазитовых комплексов в пределах САХ.: борта рифтовой долины вблизи амагматичных краев сегментов; нетрансформные смещения; купольные структуры, сложенные ультрамафитами на пересечении рифтовой долины и трансформных разломов.

Три обстоятельства способствуют локализации сульфидов в указанных местах. Первое – тепловой поток, второе – охлаждение базитовой интрузии на глубине и постмагматическое функционирование магматической камеры под рифтовой долиной, третье – экзотермическое тепло, выделяющееся при серпентинизации ультрабазитов. Предлагаемая схема весьма неопределенна. В ней соединены очевидные факты с гипотетическими построениями. Сегодня можно признать важную роль нетрансформных (диагональных) разломов в размещении сульфидных тел. Безусловно, существует связь сульфидного оруденения с промежуточными очагами застывающих на глубине базитовых магм – молодыми габброидными интрузиями. Косвенным свидетельством гидротермальной деятельности служит высокий тепловой поток. Что касается экзотермического эффекта, то его отрицать нельзя. Это явление должно иметь место, но скорость его протекания и продолжительность не совмещаются с быстротечными импульсами гидротермальной активности в течение десятков и даже нескольких лет. Временной градиент теплоотдачи при экзотермических процессах в ходе серпентинизации не дает сколько-нибудь существенного накопления тепла. Теоретически, за один год 1 л океанской воды может нагреться меньше, чем на 0,08°С, даже в закрытой системе. В открытой системе такого нагревания вообще не будет. Вопрос о влиянии серпентинизации ультрабазитов на гидротермальную деятельность в пределах срединных хребтов носит риторический характер.

Таким образом, Мировой океан как геологическая мегаструктура представляет собой геодинамическую систему со своим особым стилем развития. То, что можно наблюдать на уровне современного «поверхностного среза», является Мировой талассогенной системой, фиксируемой достоверно установленными фактами, начиная со средней юры (~

170 млн лет). Эволюция талассогенной системы протекала стадийно и синхронно в великих океанических бассейнах: Тихоокеанском, Индоокеанском и Атлантическом. В результате на 2/3 поверхности Земли сформировались гигантские океанические впадины, сложенные однородным набором тектонических элементов: океаническими плитами, межплитными неспрединговыми зонами, срединно-океаническими хребтами и осложняющими их более мелкими структурами: поднятиями различного типа, крупными разломами и приуроченными к ним внутриокеаническими желобами. Минерагения Мирового океана столь же отлична от наземной, как история развития и геологическое строение континентов не похожи на то, что наблюдается в пределах океанического дна. Во-первых, океанская минерагения – «молодое» геологическое явление; во-вторых, продукты океанского рудогенеза достаточно однородны по составу, условиям залегания и генезису. Масштабность их проявления соизмерима, либо заметно превосходит ресурсный потенциал сопоставимых между собой полезных ископаемых суши и океана, что позволяет рассматривать минерально-сырьевые ресурсы океана как реальный резерв истощающихся месторождений континентов.

Океанический рудогенез

Основными видами твердых полезных ископаемых (ТПИ) Мирового океана являются железомарганцевые руды: конкреции (ЖМК) и корки (КМК), глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) и тесно с ними связанные рудоносные илы и рассолы. Распространенность и масштабы проявления этих рудных образований контролируются в каждом из крупных океанических бассейнов (Тихий, Атлантический, Индийский океан) особенностями их геолого-тектонического строения и развития. От этих факторов зависит металлогеническая зональность Мирового океана в целом и отдельных его частей (Металлогеническая..., 1997). К числу значимых ТПИ океана могут быть также отнесены океанические фосфориты и газогидраты. Последние имеют все основания быть включенными в эту группу, так как залегают в поверхностном слое донных отложений океана в виде льдоподобных твердых агрегатов и в таком виде могут быть обнаружены и подняты на борт научно-исследовательских судов.

Для рудных скоплений океана разработана таксономическая иерархия (Объяснительная..., 1998). Классификация базируется на принципе дискретно-упорядоченного формирования минерагенических объектов океана различного ранга, с учетом последовательно действующих, масштабно строго ранжированных факторов (Объяснительная..., 1998), содержащих элементы размерности таксонов и представления о схеме их формирования. В основу океанической таксономии положены принципы минерагенической классификации и опыт изучения наземных рудных объектов суши, накопленный ведущими металлогенистами России: Ю.А. Билибиным, Е.Т. Шаталовым, А.Д. Щегловым, Д.В. Рундквистом и др. Она построена с учетом хроно-структурно-формационного подхода, определяющего минерагенические объекты как элементы геологического строения и общей геоисторической эволюции дна Мирового океана. При этом учитывается специфика связи океанского рудогенеза с различными структурами коры, водной толщей и мантией, что позволяет рассматривать его с позиций нелинейной металлогении А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова (Щеглов и др., 1985). Это направление в минерагенических исследованиях представляется весьма продуктивным при прогнозировании новых океанических видов полезных ископаемых, связанных с мантийными плюмами, подлитосферными очагами и трансмагматическими потоками глубинных флюидов внутри океанических плит, на поднятиях различного генезиса и в пределах СОХ.

Современная изученность Мирового океана позволяет представить полный ряд таксонов, от локальных и региональных до планетарных для следующих видов ТПИ океана (табл. 2):

- железомарганцевые конкреции (ЖМК);
- кобальтмарганцевые корки (КМК);

- глубокоководные полиметаллические сульфиды (ГПС), рудоносные илы и рассолы, а также ассоциирующие с ними металлоносные осадки, гидротермальные корки и бариты;
- океанические фосфориты.

Таксономическая классификация для газогидратов еще не разработана. Используются простейшие принципы выделения скоплений этого вида потенциальных полезных ископаемых: единичные проявления (локальный уровень) и перспективные газогидратоносные площади (региональный уровень).

В табл. 6 перечислены разноранговые таксоны скоплений ЖМК, КМК, ГПС и фосфоритов и проведено их сопоставление с традиционным таксономическим рядом, разработанным для суши (Критерии..., 1986).

Таблица 6

Классификация скоплений твердых полезных ископаемых Мирового океана

Вид полезного ископаемого	Уровень организации		
	Планетарный	Региональный	Локальный
Железомарганцевые конкреции, кобальтмарганцевые корки	Мегапояс Пояс	Поле, зона, район, конкреционная площадь	Рудный узел, залежь, рудное тело, одиночное рудопроявление, месторождение
Гидротермальные и гидротермально-осадочные сульфидные руды, рудоносные илы и рассолы, металлоносные осадки	Мегапояс	Пояс, металлогеническая зона, рудный район	Рудный узел, рудное поле, одиночные и групповые (залежь) рудопроявления (постройки), месторождение
Фосфориты	Мегапровинция	Провинция, область	Одиночные и групповые проявления, месторождение.
Полный таксономический ряд металлогенических объектов суши	Планетарный металлогенический пояс; Мегапровинция.	Металлогенический пояс, структурно-металлогеническая зона, рудный район	Рудный узел, рудное поле, рудные тела, залежь, одиночные и групповые рудопроявления, месторождение

По генетическому признаку, учитывающему источники рудообразующего вещества и рудоконтролирующую роль среды, полезные ископаемые океана подразделяются на (Геология..., 2000):

- корово-мантийные (глубоководные сульфиды);
- корово-нептунические (рудоносные илы и рассолы, металлоносные осадки, гидротермальные корки);
- нептунические – железомарганцевые конкреции и кобальтмарганцевые корки;
- седиментационные (биоседиментационные) с участием нептунических факторов – океанические фосфориты;
- инфильтрационно-седиментационные – газогидраты.

Железомарганцевые Образования по формам проявления и условиям залегания подразделяются на две модификации, формирующие сообщества конкреций и корок. Первые образуются на поверхности неконсолидированных донных осадков; вторые отлагаются на поверхности коренных пород или начавших литифицироваться осадочных отложений. Крупные, часто гигантские скопления конкреций залегают на поверхности дна в один слой, будучи погруженными в разной степени в рыхлые донные осадки абиссальных котловин. Их размер в поперечнике от 2 до 10–12, редко возрастает до 15–20 см. Иногда горизонты ЖМК отмечаются ниже поверхностного слоя осадков. Они могут быть слегка припорошены и просматриваться по характеру микроформ рельефа дна или залегать в осадочной толще на разных глубинах от первых до нескольких сотен метров. Результаты глубоководного бурения указывают на существование погребенных горизонтов конкреций в интервале от мела до современного периода. Еще чаще, чем конкреции, в осадочной толще отмечаются прослой микроконкреций, (0,5–1,0 мм и менее). Мощность таких прослоев от сантиметров до нескольких метров. Рассеянные в осадках микроконкреции могут составлять до 10-20 % от общего объема вмещающих отложений.

ЖМК обычно залегают в пелагических районах океана на глубинах от 3,0–3,5 до 5,0 км и более.

Конкреции имеют различную форму, но их морфологическое разнообразие поддается систематизации. Среди них отмечаются сфероидальные, эллипсоидальные, дискоидальные, сrostковые и плитчатые стяжения. Характерной особенностью ЖМК является структура поверхности. Она может быть гладкой, шероховатой, сильно шероховатой, свойственной всей поверхности, т.е. равномерной или неравномерной, когда верхняя поверхность может быть гладкой, а лежащая в осадке шероховатой (поле Кларион–Клиппертон, Тихий океан), или наоборот (Перуанское поле, Тихий океан). Форма конкреций и структура поверхности отражают особенности их формирования, условия залегания и вещественный состав. По цвету, форме и структуре поверхности конкреции можно сделать предварительное заключение о ее составе и геохимической специализации.

С использованием взаимосвязи внешних признаков ЖМК с их составом и генезисом была разработана морфогенетическая классификация океанических конкреций (рис. 207), а также составлены «Атлас морфологических типов ЖМК Тихого океана» и «Атлас морфологических типов ЖМК Мирового океана» (Аникеева и др., 1990, 1995).

Было показано, что количество постоянно встречающихся морфотипов ЖМК весьма ограничено и исчисляется 4–5 разновидностями. Упорядочены варианты формы и сочетания структуры поверхности конкреций. Анализ природных их комбинаций показал, что внешние признаки жестко связаны с геохимической специализацией, условиями и механизмами формирования конкреций. Например, типичная рудная конкреция поля Кларион–Клиппертон (Тихий океан) представлена морфотипом дискоидальной формы с гладкой верхней и шероховатой нижней поверхностями, с пограничным пояском между ними. Бедные металлами конкреции в этом же регионе имеют часто гроздевидную (сrostковую) форму и однородную гладкую поверхность.



Рис. 207. Морфогенетическая классификация железомарганцевых образований
 Структура поверхности: s – гладкая; r – шероховатая; s(r) – гладкая до шероховатой; r(s) – шероховатая до гладкой; b – ботриоидальная; r/s – верх – шероховатый, низ – гладкий; s/r – низ – шероховатый, верх – гладкий. Дополнительные обозначения: c – трещиноватая поверхность; k – бугорчатая поверхность; l – отклонение формы конкреции от правильной

Корки локализуются на подводных горах и гайотах, на глубине от 0,5–0,8 до 3,0–3,5 км. Они приурочены к участкам дна с расчлененным рельефом, в пределах которых обнажаются выходы коренных пород, свободные от слоя рыхлых осадков. Корки покрывают коренные выступы и «элювий» плотных литифицированных осадочных и магматических пород слоем толщиной от 1 мм до 20–24 см. Они могут быть однослойными, двух- и трехслойными (иногда многослойными). Слои различаются по текстурно-структурным особенностям и составу (Аникеева и др., 1990).

Количественной мерой продуктивности конкреций и корок является весовая плотность их залегания на 1 м². Для конкреций этот параметр варьирует от 1–2 до 30–35 кг/м². В рудных районах он в среднем составляет 10–20 кг/м². Для корок эта величина изменчива и может варьировать от 50–60 до 100–120 кг/м², иногда до 300 кг/м². Глыбы пород, чаще всего базальтов, в районах распространения корок покрыты ими со всех сторон. Верхняя, обращенная к воде, поверхность обрастает наиболее мощным слоем, который утоняется на боковых поверхностях по направлению ко дну. Низ глыб покрывается тонким слоем или примазками, в которых фиксируются самые высокие концентрации металлов (Co, Mn, Ni). Примечательной особенностью всех кобальтмарганцевых корок является низкое содержание Cu.

Оксидные железомарганцевые образования конкреции и корки – природный феномен, свойственный только океану. Аналогов этому явлению на суше не установлено. Сопоставление марганецбогатых руд океана с марганцевыми наземными рудами показывает, что последние не содержат сколько-нибудь значительных концентраций Ni, Cu и Co, столь характерных для ЖМК и КМК Мирового океана. При этом наземные месторождения марганца обычно связаны с терригенными, карбонатными, кремнисто-карбонатными и вулканогенными (часто вулканогенно-кремнистыми) толщами, формирующимися в прибрежных зонах, на небольших глубинах. Марганцевые залежи представлены оксидными и карбонатными типами руд, слагающими протяженные пласты мощностью до 1–5 м. Наибольший интерес представляют первичные оксидные руды, в меньшей степени оксидные руды, возникшие в результате окисления первичнокарбонатных (Критерии..., 1986). В океане карбонатные руды Mn вообще неизвестны. Наземные марганцевые руды также резко отличаются от океанических по минеральному составу. В них присутствуют пиролюзит, браунит, гаусманит, манганит, псиломелан, родохрозит, мангакальцит и мангасидерит (Минеральное..., 1999). В железомарганцевых рудах океана набор диагностируемых марганцевых минералов невелик: в ЖМК это бузерит, асбалан-бузерит, реже бернессит; в КМК вернадит и ферровернадит. При этом минералогически диагностируемая часть составляет от общего объема марганцевой матрицы конкреций и корок 10–15 %. Основной объем представлен рентгеноаморфной массой марганцевых оксидов и гидроксидов. Сказанное в равной степени относится и к железосодержащим окисным соединениям в составе ЖМК и КМК, среди которых удалось выделить гетит, гидрогетит и лепидокрокит.

Отсутствие наземных железомарганцевых образований, аналогичных океаническим, в период альпийского тектогенеза на суше, протекающего синхронно с постсреднеюрским океанообразованием, свидетельствует о том, что две планетарные геодинамические системы – складчатая на континентах и океаническая за их пределами, имеют различные схемы развития, вероятно, обусловленные изначальной неоднородностью основания, на котором они заложились. Парадокс этого положения состоит в том, что, отвергая под влиянием тектоники плит фиксистскую идеологию на уровне литосферы, приходится признавать существование фиксизма на уровне мантии, заложенного еще в нуклеарную эпоху формирования планеты. Несомненным доводом в пользу сказанного является ее дисимметрия на протяжении всей геологической истории развития, охватывающей более 4,0 млрд лет, обусловившая сосредоточение сиалических масс в Индо-Атлантическом мегасегменте, а симатических в Индо-Тихоокеанском.

Внешним признаком океанических сегментов во второй половине мезозоя становится океанская водная толща. Ее границы подозрительно точно совпадают с глубинным разделом между континентальным и океаническим типами коры, что нельзя считать случайным. Сравнивая состав и разнообразие породных комплексов континентов и океанов легко заметить, что океанские сегменты Земли по степени дифференциации исходного мантийного материала существенно отстают в своем развитии от сегментов с преимущественно континентальной корой. Столь же существенно различается рудогенез океанов и материков, также указывающий на принципиальное различие в эволюции этих мегаструктур планеты. Гигантские железомарганцевые рудные скопления океана, залегающие на поверхности дна и внутри океанской толщи осадков, прямо или косвенно связаны с мантийными океаническими базальтами, и через водную толщу океана оказываются отложенными в виде конкреций на поверхности донных осадков или в виде корок на поверхности коренных выходов горных пород, формирующих подводные горы и гайоты. Стабильность их состава по набору матричных (Mn, Fe) и главных сопутствующих (Ni, Cu, Co) химических компонентов согласуется со слабой эволюцией самих океанических вулканитов, представленных в основной массе несколькими модификациями базальтов. По геохимической принадлежности рудные компоненты железомарганцевых образований океана составляют типичную симатическую ассоциацию Mn-Fe-Ni-Cu-Co. Их аналогами на суше, отчасти, могут служить породные комплексы и сопутствующие им рудные проявления, отвечающие в подвижных складчатых зонах инициальному магматизму, а на платформах трапповым полям.

Океанский рудогенез контролируется тремя группами факторов – эндогенными, экзогенными и своеобразными нептуническими, обусловленными участием в рудогенных процессах гигантской океанической водной толщи, объем которой в несколько раз превосходит объем наземных горных масс, расположенных выше уровня океана.

Первичный состав и свойственную только океану геохимию железомарганцевых образований на 80 % определяет эндогенная группа факторов.

Экзогенная группа факторов, в число которых входит солнечная радиация, влияет на энергетический потенциал, способствующий осаждению оксигидроксидов железа и марганца на дне океана в форме конкреций и корок, и лишь на 20 % контролирует их состав.

Нептунические факторы определяют условия локализации скоплений железомарганцевых образований: их геохимическую специализацию, минеральную форму оксигидроксидов Fe и Mn и ассоциирующихся с ними Ni, Cu и Co, плотность залегания продуктов железомарганцевого рудогенеза на 1 м² океанского дна. Учитывая масштаб функциональной зависимости железомарганцевого рудогенеза от широтной климатической зональности и вертикальной геохимической зональности океанской водной толщи, а также океанскую «эндемичность» его продуктов, целесообразно подчеркнуть значимость нептунических факторов, выделив их в отдельную группу (Геология..., 2000).

«Первичный состав» подразумевает эндогенную поставку в океаническую водную толщу Fe, Mn, Cu, Ni, Co и др. элементов в процессе спрединга, внутриплитного вулканизма, флюидной разгрузки и площадного теплопереноса вещества. Специфика геохимической матрицы железомарганцевых образований океана заключается в постоянной ассоциативности гидроксидов Fe и Mn с высокими, промышленно значимыми концентрациями Cu, Ni и Co. Энергетический потенциал, необходимый для образования железомарганцевых конкреций и корок, обеспечивается внешней солнечной радиацией, превосходящей в 1000 раз энергию, поступающую на поверхность из недр Земли. Областью устойчивого положительного энергетического баланса является субширотная приэкваториальная полоса – мегапояс широкого распространения Fe-Mn образований океана от 40°с.ш. до 40°ю.ш., где сосредоточено более 95 % железомарганцевой рудной массы (рис. 208).

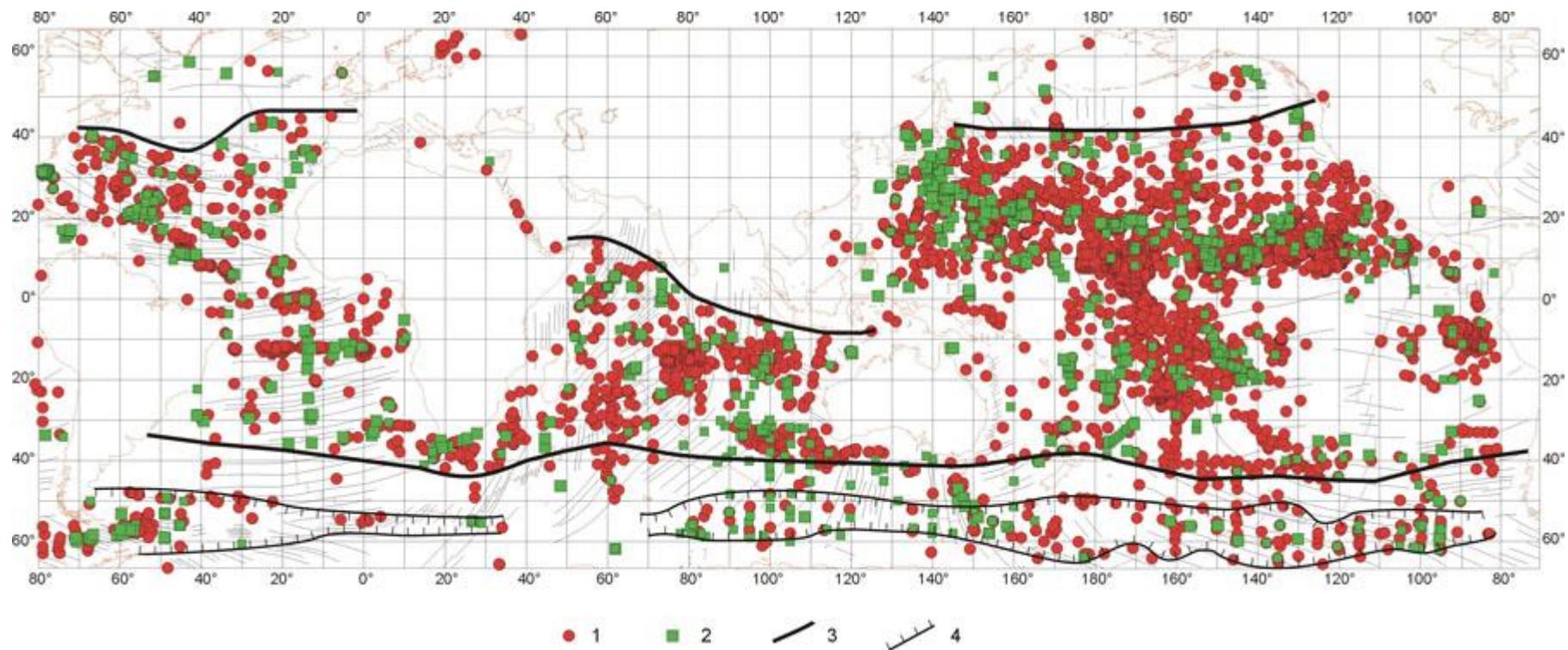


Рис. 208. Карта распространения в Мировом океане железомарганцевых конкреций (ЖМК) и кобальтмарганцевых корок (КМК)
 1 – места обнаружения ЖМК; 2 – места обнаружения КМК; 3 – границы мегаполюса; 4 – границы Субантарктического пояса

Водная толща океана представляет собой сложившееся в ходе длительного (не менее 170 млн лет) процесса океанообразования стабильное по составу, гидрохимически структурированное геологическое тело. По отношению к производным железомарганцевого рудогенеза океана это уникальный промежуточный коллектор, выполняющий роль накопителя рудных компонентов и их продуцента на океаническом дне в виде конкреций и корок. Анализ рудогенных функций океанской водной толщи привел к введению в обиход нового термина «талассохимия». Он обозначает специфический характер протекания химических процессов в океанской водной толще. Это связано с комплексным характером нахождения в ней в первую очередь металлов в составе живого, разлагающегося и детритного материала в виде коллоидных растворов и взвесей. Присутствие в водной толще океана биогенных компонентов приводит к образованию двух важных для океанского рудогенеза геохимических барьеров (рис. 209).

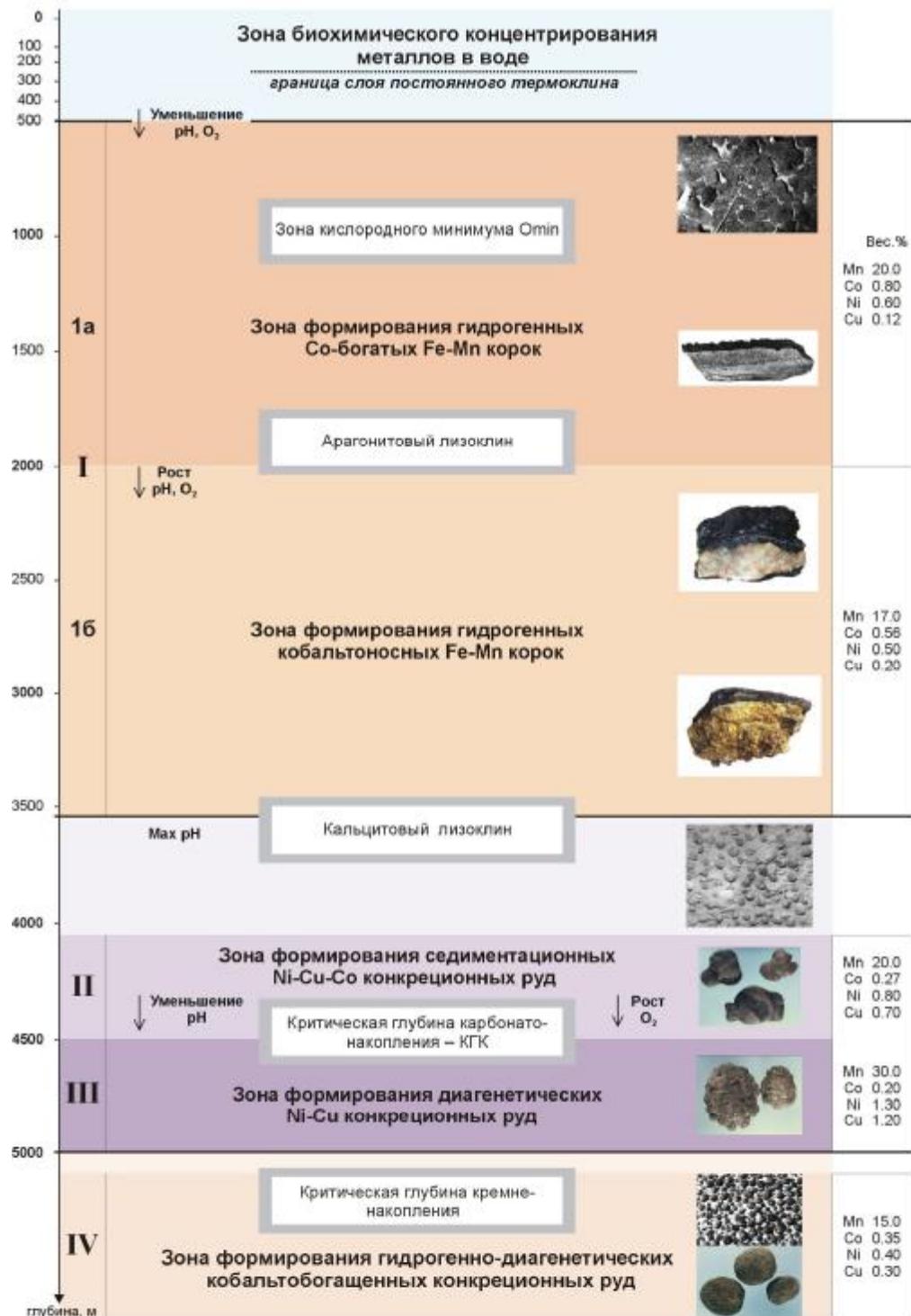


Рис. 209. Продуктивные батиметрические интервалы Fe–Mn рудогенеза Мирового океана

I – Формирование кобальтмарганцевых корок: 1а – весьма богатый и богатый рудные типы; 1б – рядовой и бедный рудные типы; Формирование конкреционных руд: II – бедные Ni и Cu руды (конкреции Ni–Cu–Co геохимической специализации); III – Ni–Cu богатые и рядовые руды (конкреции Ni–Cu геохимической специализации); IV – Ni и Cu, кобальтобогатые руды (конкреции Co геохимической специализации)

Первый – слой кислородного минимума (верхняя граница на глубине 500–800 м); второй – критическая глубина карбонатонакопления – КГК (4500–5000 м), на которой содержание CaCO₃ в осадках ~ 10 %. Этот параметр отвечает балансу между количеством поступающего сверху и растворяющегося биогенного карбоната кальция.

Выше КГК (3500–3700 м) отмечается глубинный максимум pH и рост содержания растворенного кислорода, фиксирующие начало кальцитового лизоклина – ускоренного растворения карбонатного детрита фораминифер и кокколитофорид (Андреев, 2004). Это важная «метка» для начала масштабного конкрециеобразования в абиссальных котловинах.

Под КГК (4900–5000 м и более) намечается третий гипотетический барьер – критическая глубина кремненакопления, на уровне которой предполагается равновесное состояние, а ниже него полное растворение для органического кремнистого вещества.

Все три гидрохимических барьера контролируют продуктивные батиметрические интервалы массового конкрецие- и коркообразования, а также определяют геохимическую специализацию формирующихся рудных скоплений. Специфика океанского рудогенеза заключается в том, что вне зависимости от источника поступления рудных элементов они проходят стадии накопления (растворения) и гомогенизации в водной толще, трансформации при взаимодействии с органическими соединениями и затем в благоприятных условиях вовлекаются в процесс отложения в виде железомарганцевых конкреций и корок.

По формам накопления металлов и механизму осаждения рудных компонентов из водной толщи выделяются четыре основные генетические группы железомарганцевых образований:

- гидрогенная (ионная и коллоидная формы нахождения в воде);
- седиментационная (поставка рудных компонентов осаждающимися минеральными частицами и органическими остатками);
- диагенетическая (ремобилизация рудных компонентов и переход их в истинные растворы, которые участвуют в раннедиагенетических преобразованиях поверхностных слоев донных осадков и формировании ЖМК);
- гидротермальная (отложение Fe-Mn образований непосредственно из истинных гидротермальных растворов и взвесей). В разрезе водной толщи океана существуют четыре продуктивных батиметрических горизонта (рис. 209). Продуктивные батиметрические интервалы Fe-Mn рудогенеза Мирового океана сверху вниз: слой кислородного минимума в интервале глубин 500–2500, до 3500 м. Здесь формируются кобальтбогатые корки с высокими содержаниями Co, Mn, Ni, Mo, PЗЭ и Pt. Второй продуктивный горизонт располагается непосредственно выше глубины критического карбонатакопления. Его ширина 450–500 м, где формируются ЖМК, в которых Mn 20–22 %, а сумма Ni + Cu \leq 1,0–1,5 %. Третий продуктивный горизонт залегает непосредственно ниже критического карбонатакопления. Его ширина 350–400 м. В этом продуктивном горизонте формируются наиболее богатые конкреционные руды с содержаниями Mn 27–30 %, Ni + Cu до 2,7 %, обычно 2,0 %. Вблизи СОХ (Перуанская котловина) в указанном интервале могут образовываться конкреции с высоким содержанием Mn (35–40 %) и Ni (1,4 %) при Cu 0,6–0,7 %. Четвертый продуктивный интервал залегает много ниже (на 500 м и более) уровня критического карбонатакопления. В нем отлагаются конкреции с устойчивым содержанием Co 0,3–0,4, Ni + Cu \leq 0,9; Mn обычно около 15 %.

В каждом продуктивном батиметрическом интервале формируются конкреции и корки определенной геохимической и рудной специализации (табл. 7).

Таксономический ряд скоплений железомарганцевых образований океана разработан наиболее полно (табл. 6) и представлен всеми ранжированными по масштабу распространения таксономическими подразделениями (Андреев, 1994):

- мегапояс тянется в широтном направлении через весь Мировой океан от 40°с.ш. до 45°ю.ш. (рис. 208). *Субантарктический пояс* расположен в Юж. части Мирового океана 55–65°ю.ш. В составе мегапояса выделяются *Северный приэкваториальный, Экваториальный и Южный приэкваториальный пояса*;
- поля распространения конкреций и корок (скопления не менее 30 отдельных находок конкреций и корок при расстоянии между точками в первом случае не более 100–150, во втором 50–100 км;
- площади распространения конкреций и корок (гидрогенных и гидротермальных) представляют собой скопления отдельных находок конкреций и корок от 10 до 30;
- отдельные проявления конкреций и корок с указанием параметров продуктивности: для конкреций – плотности залегания, для корок – толщины их наслоений.

Внутри хорошо изученных полей выделяются месторождения конкреций и потенциальные месторождения корок. Полный перечень полей с указанием типов руд приведен на рис. 210, табл. 8–11: их количество и состав не одинаковы в разных океанах.

Типы оксидных железомарганцевых руд океана

Характеристики	Типы Fe-Mn руд океана				
	Бедный никель-медный Ni-Cu (Co)	Богатый никель-медный Ni-Cu (Mn)	Марганцевый Mn (Ni)	Бедный кобальтовый Co	Кобальт-марганцевый Co-Mn
Тип Fe-Mn образований	конкреции	конкреции	конкреции	конкреции	корки
Положение в гидрохимической структуре водной толщи океана	непосредственно выше КГК*	непосредственно ниже КГК	на уровне КГК и ниже него	много ниже КГК	слой O _{min} **
Химический состав:					
Ni (вес. %)	0,70-1,00	1,17-1,39	1,00-1,40	0,29-0,40	0,46-0,58
Cu (вес. %)	0,60-0,84	1,00-1,29	0,35-0,73	0,15-0,30	0,08-0,16
Mn (вес. %)	20-24	27-30	33-43	13-20	19-23
Co (вес. %)	0,15-0,35	0,18-0,30	0,02-0,07	0,30-0,40	0,53-1,11
Попутные компоненты	Mo, P3Э, Y, Fe	Mo, P3Э, Y, Fe	Mo	Mo, P3Э, Y, Fe	Mo, Pt, P3Э, Y, Fe
Минеральный состав	Бузерит	Бузерит I, асболан-бузерит	Бернессит, бузерит, асболан-бузерит	Вернадит	Вернадит, ферровернадит
Основные типоморфные объекты	<i>Центрально-Тихоокеанское поле</i>	<i>Поле Клариион-Клиппертон</i>	<i>Перуанское поле</i>	<i>Южно-Тихоокеанское поле</i>	<i>Поле Магеллановых гор</i>
Установленные прогнозные ресурсы в целом для океана (ЖМК + КМК) (млрд т)	19,0	17,0	3,6	17,0	43,2

Примечание: * Критическая глубина карбонатакопления

** O_{min} – слой кислородного минимума.

Тихий Океан: *Кларион-Клиппертон* – Ni-Cu (Mn); *Центрально-Тихоокеанское* – Ni-Cu (Co); *Калифорнийское* – Ni-Cu (Mn); *Магеллановых гор* – Co-Mn; *Уэйк* – Co-Mn; *Миднафик* – Co-Mn; *Гавайское* – Co-Mn; *Лайн* – Co-Mn; *Пенрин* – Co; *Южно-Тихоокеанское* – Co; *Перуанское* – Mn (Ni); *Туамоту* – Co-Mn; *Менарда* – Ni-Cu (Co).

Индийский Океан: *Центрально-Индоокеанское* – Ni-Cu (Mn), *Западно-Австралийское* – Ni-Cu (Co), *Экватор* – Co-Mn, *Мадагаскарское* – Co, *Диамантина* – Ni-Cu (Co).

Атлантический Океан: *Северо-Американское* – Co, *плато Блейк* – Co.

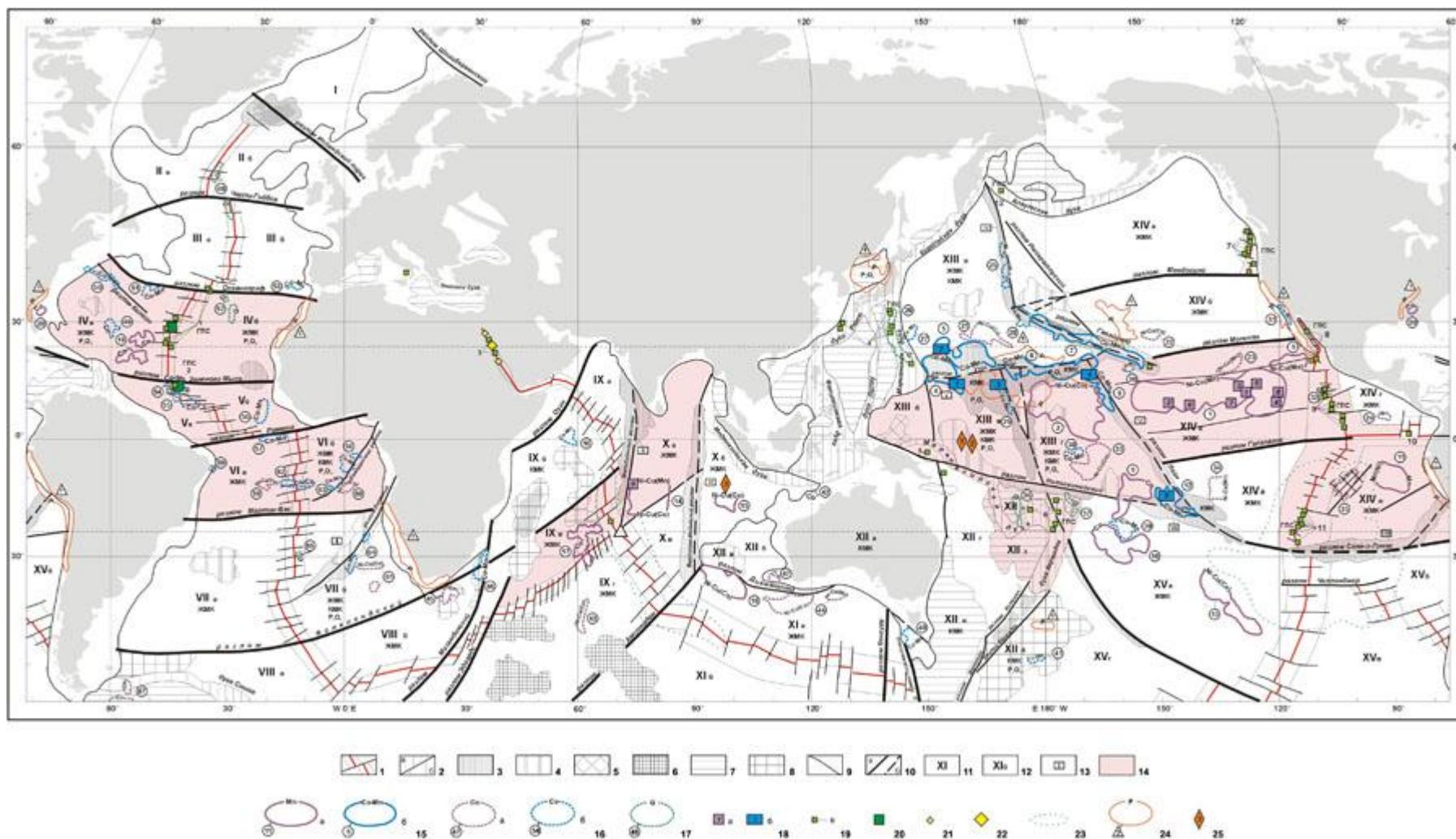


Рис. 210. Карта распространения твердых полезных ископаемых Мирового океана (на основе схемы геоблокового строения)

1 – осевая зона (георифтогеналь) и центральный рифт СОХ; 2 – островодужные поднятия (островные дуги): активные (а), древние (б); 3 – интраокеанические вулканические пояса, отдельные вулканические поднятия; 4 – поднятия типа океанских земель; 5 – поднятия спредингового происхождения; 6 – поднятия с нараждающейся сиалической корой; 7 – впадины окраинных и внутренних морей; 8 – микроконтиненты; 9 – зоны сочленения океан – континент; 10 – демаркационные (а) и другие (б) разломы; 11 – номера геоблоков; 12 – совокупности геоблоков с одним номером составляют сегмент; 13 – меж- и внутриблоковые граничные структуры; 14 – продуктивные океанические геоблоки. Полезные ископаемые: 15 – поля распространения железомарганцевых конкреций (а) и корок (б) с указанием типа руд и номера (табл. 6); 16 – площади распространения ЖМК (а) и корок (б) с указанием типа руд и номера (табл. 6); 17 – площади распространения гидротермальных железомарганцевых корок с указанием номера (табл. 6); 18 – месторождения железомарганцевых конкреций (а) и кобальмарганцевых корок (б); 19 – глубоководные сульфиды, номер района (табл. 7); 20 – месторождения сульфидов; 21 – скопления рудоносных илов и рассолов; 22 – месторождение рудоносных илов и рассолов (Красное море); 23 – площади широкого распространения металлоносных осадков; 24 – фосфоритоносные провинции и области, с указанием номера (табл. 8); 25 – месторождения фосфоритов

Геоблоки Атлантического океана: I – Рейкьянес; Южно-Исландский сегмент: Па – Лабрадор, Пб – Роколл; Иберийско-Ньюфаундлендский сегмент: Ша – Ньюфаундленд, Шб – Иберийский; Багамо-Канарский сегмент: IVа – Бермудский, IVб – Зеленого Мыса; Афро-Гвианский сегмент: Va – Сеара, Vб – Сьерра-Леоне; Анголо-Бразильский сегмент: VIа – Ресифи, VIб – Камерунский; Капско-Аргентинский сегмент: VIIа – Риу-Гранди, VIIб – Китовый; Южно-Атлантический сегмент: VIIа – Южно-Сандвичевый, VIIб – Агульяс. Геоблоки Индийского океана: Западно-Индийский сегмент: IXа – Аравийский, IXб – Сомалийский, IXв – Мадагаскарский, IXг – Кергелен-Крозе; Восточно-Индийский: Ха – Центрально-Индийский, Хб – Западно-Австралийский, Хв – Южный; Южно-Австралийский сегмент: XIа – Диамантина, XIб – Антарктический; Австрало-Новозеландский сегмент: XIIа – Австралийский (с шельфом), XIIб – Натуралистов, XIIв – Брокен, XIIг – Ново-Каледонский, XIIд – Ново-Зеландский, XIIж – Тасманов, XIIз – Фиджийский; Геоблоки Тихого океана: Северо-Западный сегмент: XIIIа – Шатского, XIIIб – Эаурипик, XIIIв – Онтонг-Джава, XIIIг – Манихики; Северо-Восточный сегмент: XIVа – Хуан-де-Фука, XIVб – Мендосино-Молокаи, XIVв – Молокаи-Галапагос, XIVг – Гватемальский, XIVд – Маркизский, XIVж – Перуанский; Южный сегмент: XVа – Табуаи, XVб – Чилийский, XVв – Беллинсгаузена, XVг – Приантарктический. Меж- и внутриблоковые граничные структуры: I – Китовая, II – Мальдивская, III – Восточно-Индийская, IV – Императорская-Гавайская, V – Уэйк-Неккер, VI – Лайн-Туамоту, VII – Новогвинейская, VIII – Сала-и-Гомес

Кроме 20 перечисленных полей, выделяется 47 площадей распространения ЖМК, КМК и гидротермальных корок. Контуры полей и площадей включают достоверно установленные и прогнозируемые продуктивные участки дна. С учетом этой особенности производилась оценка прогнозных ресурсов. Общая их величина для Мирового океана составляет 106,0 млрд т, в т.ч. 56,6 млрд т ЖМК, 45,2 млрд т КМК и 6,2 млрд т гидротермальные корки. В пределах хорошо изученных полей ЖМК Кларион–Клиппертон и Центрально-Индийского выявлены месторождения ЖМК. Их в океане 9. В пределах полей, представленных кобальтмарганцевыми корками, выделено 5 потенциальных месторождений в полях Магеллановых гор, Уэйк, Маршалловых островов, Лайн и Туамоту. Часть этих полей располагается в экономических зонах и не требует соблюдения правил, предусмотренных Международной конвенцией по морскому дну (США – Гавайский архипелаг, о-ва Лайн, Маршалловы острова; Япония – район о. Минамитори; Франция – о-ва Туамоту; Австралия – о-ва Кука); часть размещается в Международном районе Мирового океана (Магеллановы горы, поднятие Уэйк, Мидпасифик и др.).

К таким объектам проявлен интерес со стороны России, Китая, Южной Кореи. В частности, наша страна начала изучение скоплений КМК в районе Магеллановых гор (Тихий океан) заблаговременно, в 1986–1987 гг. В настоящее время она готовит заявочные материалы в Международный орган по морскому дну (МОД) при ООН с целью получения Международного сертификата, закрепляющего за Россией выбранный ею Заявочный Участок.

Глубоководные сульфиды и другие гидротермальные и гидротермально-осадочные образования распространены в океане в двух структурно-тектонических обстановках: вдоль дивергентных границ открытого океана, где нарождается, согласно спрединговому механизму, новая океаническая кора; и в задуговых бассейнах, по окраинам океанов, в пределах транзиталей, с активным проявлением мезозойско-кайнозойского рудогенеза.

В настоящее время установлено более 60 достаточно представительных сульфидных рудопроявлений (табл. 12, рис. 211).

**Поля и площади распространения
Fe-Mn образований с указанием типа руд**

Таблица 8

NN п/п	Название поля, площади	Типы руд
1	2	3
П о л я		
Тихий океан		
1	Кларион-Клиппертон	Ni-Cu(Co) Ni-Cu(Mn)
2	Центрально-Тихоокеанское	Ni-Cu(Co)
3	Калифорнийское	Ni-Cu(Mn)
4	Магеллановых гор	Co-Mn
5	Уэйк	Co-Mn
6	Мидпасифик	Co-Mn
7	Гавайское	Co-Mn
8	Лайн	Co-Mn
9	Пенрин	Ni-Cu(Co)
10	Южно-Тихоокеанское	Co
11	Перуанское	Mn, Mn(Ni)
12	Туамоту	Co-Mn
13	Менарда	Ni-Cu(Co)
Индийский океан		
14	Центрально-Индокоеанское	Ni-Cu(Mn)
15	Западно-Австралийское	Ni-Cu(Co)
16	Горы Экватор	Co-Mn
17	Мадагаскарское	Co
18	Диамантина	Ni-Cu(Co)
Атлантический океан		
19	Северо-Американское	Co
20	Плато Блейк	Co
П л о щ а д и		
Тихий океан		
21	Бейли	Ni-Cu(Co)
22	Горы Музыкантов	Ni-Cu(Co)
23	Кларион	Ni-Cu(Mn)
24	Гватемальская	Mn
25	Йомен	Co-Mn
26	Марианская	G
27	Огасавара	Co-Mn
28	Милуоки	Co-Mn
29	Маршалловых островов	Co-Mn
30	Южно-Гавайская	Co-Mn
31	Калифорнийская	Co-Mn
32	12°с.ш. ВТП	G
33	Токелау	Ni-Cu(Co)
34	Тици	Ni-Cu(Mn)
35	Бауэра	Mn
36	Северо-Фиджийская	G
37	Тонга	G
38	Феникс	Co-Mn
39	Кука	Co-Mn
40	Южно-Тасманийская	Co-Mn
41	Новозеландская	Co-Mn

Продолжение таблицы 8

1	2	3
Индийский океан		
42	Плато Скотта	Co
43	Крозе	Ni-Cu(Co)
44	Южно-Австралийская	Ni-Cu(Mn)
45	Агульяс	Co
46	Мозамбикская	Co-Mn
47	Плато Натуралистов	Co
Атлантический океан		
48	50°-60°с.ш. САХ	G
49	Бермудская	Co
50	Горы Новой Англии	Co
51	Поднятие Угловое	Co-Mn
52	Атлантис-Кейн	G
53	Жозефина	Co-Mn
54	Разлома Зеленого Мыса	Co
55	Разлома Вима	G, Co
56	Сьерра-Леоне	Co-Mn
57	Разлома Романш	Co-Mn
58	Гвинейская	Co-Mn
59	Бразильская	Ni-Cu(Co)
60	Дампир	Ni-Cu(Co)
61	Капская	Ni-Cu(Co)
62	12°ю.ш. ЮАХ	Co
63	12°ю.ш. фланг ЮАХ	Co-Mn
64	Хребта Китового	Co-Mn
65	30°ю.ш. ЮАХ	G
66	Пернамбуку	Co
67	Скоша	Co (?)

**Проявление массивных сульфидов,
рудноносных илов и рассолов**

Таблица 9

NN п/п	Океан, название объектов
Атлантический океан	
1	ТАГ, МИР, Снейк Пит, Брокен Спур, Лаки Страйк, Менез Гвен
2	Рудное поле Логачев
3	Владыны: Атлантис II, Вальдивия, Суакин (Красное море)
Тихий океан	
4	Трог Окинава, Идзу-Бониню
5	Трог Манус, бассейн Вудларх
6	Трог Лау
7	Хр. Хуан-де-Фука, хр. Эксплорер, хр. Эндевор
8	Калифорнийский залив, бассейн Гуаймас, 21°с.ш. ВТП
9	8°-12°с.ш. ВТП
10	Галапагос
11	21°-22°ю.ш. ВТП
12	Командорская котловина

Океанические фосфориты

Таблица 10

NN п/п	Океан, название объектов
Атлантический океан	
1	Западно-Атлантическая провинция
2	Марокканская провинция
3	Капская провинция
Тихий океан	
4	Япономорская провинция
5	Центрально-Тихоокеанская суперпровинция
6	Калифорнийская провинция
7	Перуано-Чилийская провинция
8	Область Чатем

Месторождения Мирового океана

Таблица 11

Ж М К	
1	Россия (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
2	Япония (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
3	Франция (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
4	СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ» (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
5	США (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
6	Китай (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
7	Корея (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
8	Германия (Кларион-Клиппертон, Тихий океан)
9	Индия (Центрально-Индокоеанское поле, Индийский океан)
К М К	
1	Россия (Магеллановы горы, Тихий океан)
2	Япония (о. Минамитори, Уэйк-Неккер, Тихий океан)
3	США, Южная Корея (Маршалловы острова, Тихий океан)
4	США (поднятие Лайн, Тихий океан)
5	Франция (Туамоту, Тихий океан)
Ф о с ф о р и т ы	
1	о. Науру (Меланезийская котловина, Тихий океан)
2	о. Оушен (Меланезийская котловина, Тихий океан)
3	о. Рождества (Австралия, Индийский океан)

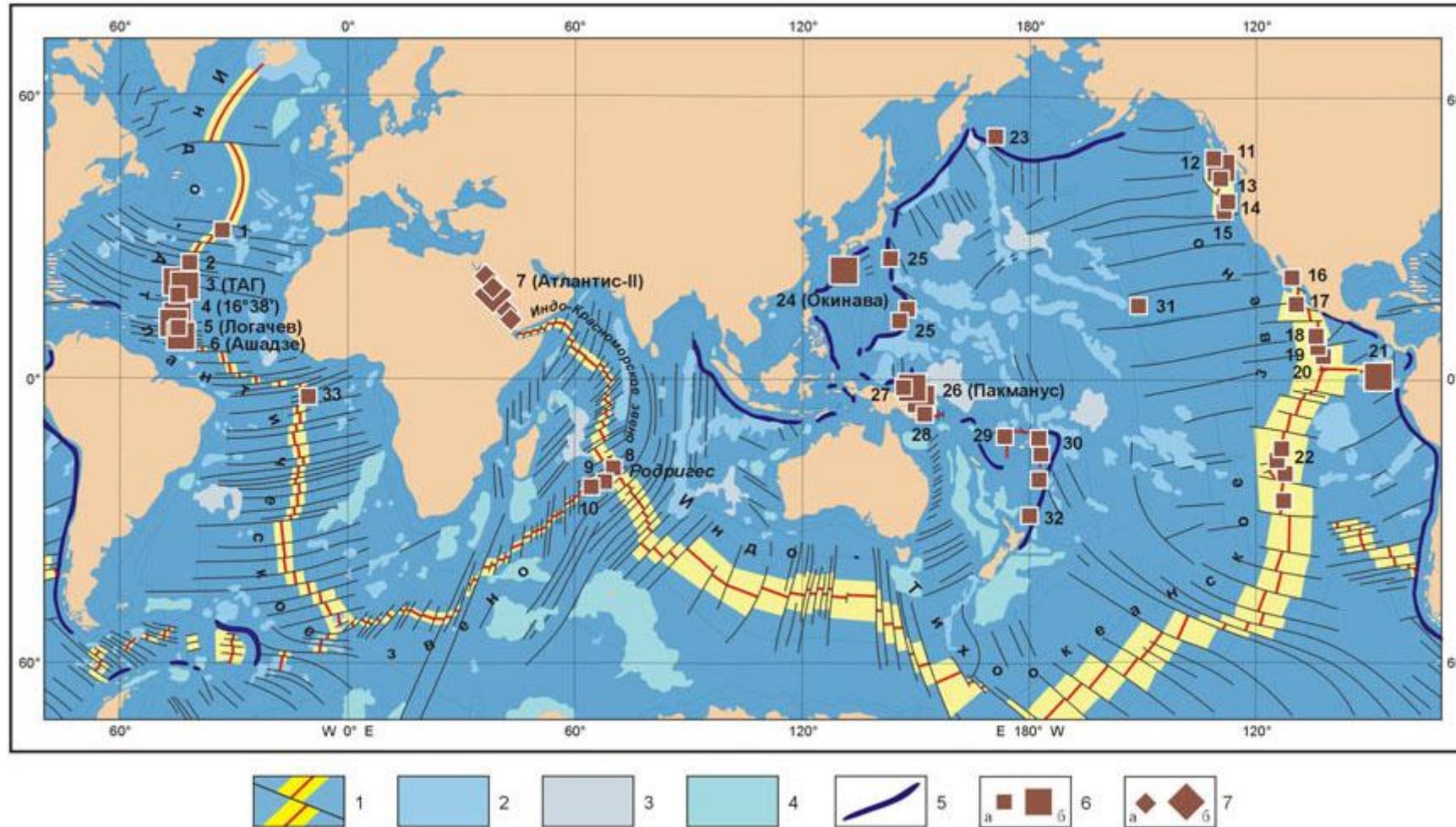


Рис. 211. Карта распространения гидротермальных и гидротермально-осадочных сульфидных руд Мирового океана

1 – осевая зона срединно-океанического хребта (СОХ) с центральным рифтом и трансформным разломом; *2* – вулканические и вулканотектонические поднятия; *3* – поднятия типа «океанских земель»; *4* – микроматерики и аваншельфы; *5* – окраинные желоба; *б* – скопления сульфидных руд: *а* – мелкие и средние, *б* – крупные; *7* – скопления металлоносных рассолов: *а* – мелкие и средние, *б* – крупные. Основные скопления гидротермальных и гидротермально-осадочных руд океана. Район САХ (0°–40° с.ш.): *1* – Лаки Страйк; *2* – Брокен Спур; *3* – рудный узел ТАГ (рудное тело Рона, постройка Мир); *4* – рудное поле 16°38' с.ш.; *5* – рудный узел Логачев; *6* – рудное поле Ашадзе. Красноморский рифт: *7* – впадина Атлантис II. Индийский океан – тройное сочленение Родригес: *8* – рудная зона MESO; *9* – Кайрайт; *10* – гора Джордан. Северо-восток Тихого океана: *11* – Миддл-Вели; *12* – хр. Эксплорер; *13* – хр. Эндевор; *14* – хр. Хуан-де-Фука; *15* – хр. Горда. Калифорнийский залив – ВТП: *16* – впадина Гуаймос; *17* – 21° с.ш. ВТП; *18* – 12° с.ш. ВТП; *19*, *20* – 6°–8° с.ш. ВТП. Галапагосский хребет: *21* – Галапагос. Южная часть ВТП: *22* – 20°–22° ю.ш. Западно-Тихоокеанская транзиталь: *23* – вулкан Пийпа; *24* – трог Окинава; *25* – дуга Идзу-Бонино, Марианская; *26* – Пакманус; *27* – Манус; *28* – Вудларк; *29* – Северо-Фиджийский бассейн; *30* – трог Лау. Океанические плиты: *31* – вулкан Лоихи (к юго-востоку от Гавайского поднятия); *32* – вулкан Бразерс. Южная Атлантика: *33* – 5° ю.ш.

1. В Северо-Атлантическом срединном хребте (5–40°с.ш.) установлено более 20 гидротермальных центров, значительная часть которых содержит глубоководные сульфидные руды: рудный узел «*Ашадзе*» (12°58'с.ш.), рудный узел «*Логачев*» (14°45'с.ш.), рудное поле 16°38'с.ш., рудопроявление 24°30'с.ш., *рудный узел ТАГ* (26°08'с.ш.), рудные объекты *Рейнбоу* (36°34'с.ш.) и *Лаки Страйк* (37°17'с.ш.). На 30°с.ш. выявлен крупный безрудный гидротермальный центр *Лост Сити*. В 2005 г. глубоководные сульфидные руды (ГПС) обнаружены к югу от экватора, в пределах Южно-Атлантического срединного хребта, в районе 5°ю.ш. и 9°33'ю.ш. (Petersen et al., 2005).

2. В Индоокеанском бассейне основные рудоносные гидротермально-осадочные объекты размещаются вдоль внутриконтинентального Красноморского рифта (рис. 211), в осевой части которого известно 13 глубоководных впадин. В двух из них *Атлантис II* и *Дискавери* – установлены крупные залежи рудоносных илов и рассолов. Межгосударственная комиссия в составе Германии, Саудовской Аравии и Судана еще в 1979 г. провела разведку и дала положительную оценку возможности их освоения. Однако угроза негативных экологических последствий добычи уникальных глубоководных руд со дна Красного моря воспрепятствовала реализации этого проекта. Вторая рудоносная площадь в Индийском океане намечается в районе тройного сочленения Родригес (рис. 211). Здесь выявлены характерные для срединных хребтов небольшие сульфидные постройки (Munch et al., 2001; Gamo et al., 2001; Johnson et al., 1993).

3. В Тихом океане глубоководные сульфидные руды широко распространены в срединных хребтах на востоке и в пределах Западно-Тихоокеанской переходной зоны (транзитали) на западе (рис. 211). Рудоносность установлена в системе хребтов Горда – Хуан-де-Фука – Эндевор – Эксплорер на северо-востоке океана, вблизи побережья Канады; в Калифорнийском заливе; в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, к северу от тройного сочленения Хесса (12°с.ш., 21°с.ш.) и к югу от него (20–22°ю.ш.). Крупное *рудное тело*, сложенное сульфидами, выявлено в субширотном хребте *Галапагос* на 86°з.д. В Западно-Тихоокеанской переходной зоне основные скопления ГПС располагаются в районе желоба Окинава и островной дуги Идзу-Бонино, к югу от Японии; между о. Новая Гвинея и о. Новая Ирландия, в море Бисмарка (Новогвинейском); в Северо-Фиджийском море и в тыловой части островной дуги Кермедек – в трогее Лау. Почти повсеместно, как в пределах СОХ, так и транзитали, рудоносные гидротермальные системы пространственно тяготеют к молодым активным осевым и тыловым рифтогенным структурам.

Таксономия рудных гидротермальных и гидротермально-осадочных скоплений океана разработана не так полно и глубоко, как для железомарганцевых образований. На «Металлогенической карте Мирового океана» (Объяснительная..., 1998) выделяются планетарные *МЕГАПОЯСА*, региональные таксоны *ПОЯСА*, объединяющие крупные скопления сульфидных руд, металлоносных осадков, гидротермальных корок, рудоносных илов и рассолов. Они отмечаются в пределах САХ, ВТП, хр. Хуан-де-Фука, Галапагосского хребта, залива Калифорния, Красного моря и прилегающих к нему сегментов СОХ в Индийском океане. В Западно-Тихоокеанской транзитали пояса намечаются в районе скоплений сульфидных руд, к югу от Японии и в Новогвинейско-Кермадекском секторе переходной зоны. Пояс гидротермальных и гидротермально-осадочных образований обычно связан с крупным сегментом СОХ, одной или двумя близко расположенными островными дугами в переходной зоне. Рудоконтролирующие структуры в пределах пояса обладают индивидуальным морфоструктурным обликом, сходной кинетикой формирования, характеризуются наличием аномалий теплового потока. Выделяемый таким образом пояс в океане сопоставим с металлогеническим поясом на суше (табл. 6).

РУДНАЯ ЗОНА (мегазона) – следующий региональный таксон. Как правило, это сегмент СОХ длиной в сотни километров, с контрастными перепадами глубин вдоль оси, горизонтальным смещением бортов, наличием тектонических блоков, в т.ч. сложенных плутоническими породами; характеризуется повышенным неоднородным тепловым потоком и

очаговым вулканизмом. Примером может служить *Азорская гидротермальная мегазона*, выделяемая в САХ, в интервале 30–40°с.ш. Здесь чрезвычайно широко проявлены гидротермальная деятельность и вулканизм, отмечается высокий тепловой поток ($> 200 \text{ мВт/м}^2$), установлены не крупные, но многочисленные проявления сульфидных руд: *Менез Гвен, Лаки Страйк, Солданья, Рейнбоу*. Рудные зоны намечаются также в интервале 24–26°30'с.ш. (ТАГ) и в интервале 12°30'–15°05'с.ш. того же сегмента СОХ (*рудный узел «Логачев»* – 14°43'с.ш. и *рудный узел «Ашадзе»* – 12°58'с.ш.). Они характеризуются четко проявленной гидротермальной активностью, высоким тепловым потоком (до 400 мВт/м^2) и часто встречающимися тектоническими блоками, сложенными древними плутоническими породами основного и ультраосновного состава. Их роль в последние годы рассматривается не только в плане структурного контроля, но и связывается с генетическими аспектами формирования сульфидного оруденения. Рудная зона обычно занимает 2–3 микросегмента осевой рифтовой зоны.

Рудный Узел – включает несколько сближенных объектов ГПС, занимающих единую упорядоченную структурно-тектоническую позицию, определяемую особенностями морфоструктурного строения бортов рифтовой долины, разломами и тектоническими геоблоками.

Рудное Поле – сближенные скопления сульфидных руд в пределах ограниченной площади, приуроченной к конкретному морфоструктурному или тектоническому элементу.

Рудная Залежь, Рудное Тело – одиночные или сближенные рудопроявления, представленные массивными сульфидами, залегающими на поверхности или имеющими продолжение на глубину.

Рудопроявление – локальное скопление сульфидных руд невыясненного или ограниченного масштаба.

Основными рудными компонентами сульфидных руд океана являются медь и цинк (табл. 12). В значительно меньшей степени они локально обогащены свинцом. Постоянные попутные металлы – золото и серебро.

Говорить о строгой геохимической специализации сульфидных руд океана сложно, но о тенденциях вполне допустимо. В пределах быстрого Индо-Тихоокеанского звена СОХ соотношения Cu и Zn в составе ГПС либо равны, либо Zn преобладает над Cu. Среди попутных отмечается Ag – более 100 г/т, Au – доли, иногда до 5 г/т. В медленном Индо-Атлантическом звене, в САХ Cu преобладает над Zn, иногда существенно (на порядок в рудном поле «Логачев»). Свинец составляет сотые доли процента. Из попутных характерно золото (до 10 г/т и более), особенно в монокомпонентных медных рудах. В сульфидных рудах Западно-Тихоокеанской транзитали, за исключением бассейна Манус, Zn преобладает над Cu. Свинец достигает 7–10 % (трог Окинава, дуга Идзу-Бонино). Среди попутных отмечается Ag, в отдельных пробах составляющее более 10 кг/т (Usui A. et al., 1994) и Au (Herzig et al., 2003).

Рудоносные илы и рассолы Красного моря представляют собой уникальные образования, не имеющие аналогов в других регионах океана. В них содержатся Cu, Zn, Pb, Au и Ag. Эти руды детально изучены во впадине Атлантик II и Дискавери Международной Саудовско-Немецкой компанией и подготовлены к промышленному освоению (В.Р. Гюльмисаров, 1986).

Образование сульфидных руд океана связано с гидротермальной деятельностью, сопутствующей спрединговому базальтовому вулканизму, вдоль осевого рифта СОХ, либо с вулканическими процессами в задуговых зонах спрединга, или в пределах самих островных дуг. Океанский сульфидообразующий рудогенез в СОХ составляет часть процесса

формирования новой океанической коры, связанного с финальными фазами вулканизма океанических базальтов, представленных пикрит-ферробазальтовыми разновидностями. Существенные рудогенерирующие функции выполняют и флюиды, обуславливающие сульфуризацию участков в местах накопления массивных сульфидных руд.

Генезис гидротермальных и гидротермально-осадочных сульфидных руд океана мантийно-коровый, связан с разгрузкой астенолинз, поставляющих из мантии базитовый материал для формирования океанической коры. Рудоносные илы и рассолы, металлоносные осадки и гидротермальные корки являются продуктами разгрузки глубинных гидротерм и флюидов. Они имеют корово-нептуническую природу, так как связаны с формированием новой океанической коры при участии океанской водной толщи. Эти генетические группы рудоносных образований – производные единого процесса, зарождающегося в мантии, проходящего через океаническую кору и отлагающего их вблизи или на поверхности дна при контакте с водной толщей океана. Металлоносные осадки и гидротермальные корки не имеют самостоятельного практического значения, но могут содержать важные поисковые признаки скоплений глубоководных полиметаллических сульфидов. Единая генетическая природа гидротермальных корок, металлоносных осадков и океанских сульфидных руд обуславливает их пространственное совмещение в центрах гидротермальной активности в осевых рифтовых зонах срединных хребтов; в островодужных структурах активных окраин океана; на вулканах внутри океанических плит. Критерием выделения металлоносных осадков является содержание Fe и Mn в бескарбонатном остатке, равное 10 % и более (Лисицын, 1978). Кроме рентгеноаморфных оксигидроксидов Fe и Mn, в металлоносных осадках почти всегда присутствуют Co, Ni, Cu, Zn, V, PЗЭ, P и др. элементы. Если содержание Fe достигает или превосходит 30 % от абиогенной части, то они относятся к категории рудоносных (Гурвич, 1998). В принципе к этой группе можно относить рудоносные илы и рассолы Красного моря, полуострова Челекен в Каспийском море, но механизмы формирования илов и рассолов более сложные. По положению относительно первоисточников гидротермального материала металлоносные осадки делятся на проксимальные, отлагающиеся вблизи очагов гидротермальной разгрузки, и дистальные, удаленные от источника гидротермального вещества.

Гидротермальные корки в меньшей степени привлекали исследователей, хотя их роль как индикаторов океанской гидротермальной деятельности и рудогенеза ни в чем не уступает металлоносным осадкам. Чаще гидротермальные корки приковывали к себе пристальное внимание как потенциальный рудный объект. В них, кроме оксигидроксидов Fe и Mn, содержится широкий спектр сорбированных рудных элементов, либо полностью повторяющий перечень металлов металлоносных осадков, либо содержащихся только в гидротермальных корках. Среди последних Ti, Ba, Mo, Pb, Sr, Zr, Pt, Rh (Co-Rich..., 1999). Однако, исследование химического состава гидротермальных корок в самых различных районах Мирового океана (Северо-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Маршалловы острова, дуга Кермадек, подводные вулканические горы Японского моря и др.) не выявили в них сколько-нибудь значительных концентраций микроэлементов, имеющих практическое значение. Нередко повышенные концентрации Cu и Zn могут лишь указывать на возможность присутствия в данном районе среди продуктов гидротермальной деятельности сульфидов.

Океанические фосфориты подразделяются на две большие группы: шельфовые и подводных гор (Батурин, 2004). Шельфовые фосфориты образуют несколько крупных провинций, протянувшихся вдоль окраин континентов на сотни, и даже тысячи километров в Тихом (Калифорнийская, Перуано-Чилийская, Япономорская) и Атлантическом (Западно-Атлантическая, Марокканская, Капская) океанах (рис. 210). Содержание P₂O₅ в океанических фосфоритах может достигать 25–32 %. Генезис сложный – биоседиментационно-диагенетический (Гайоты..., 1995) трактуется геологами с акцентом на различные рудоформирующие факторы. Однако существует один элемент, который их объединяет. Крупные скопления океанических фосфоритов образуются там, где в результате апвеллинга холодные глубинные воды выходят на поверхность океана. Для части шельфовых фосфоритов очевидна тесная связь с аналогичными образованиями (район полуострова Флорида, Марокканское побережье Африки), прослеживающимися на сопредельных континентах.

Фосфориты подводных гор и гайотов образуются в открытых районах океана, в пределах старых океанических плит и переходной неспрединговой зоны, где широко проявился внутриплитный вулканизм. Современные залежи фосфоритов образуются в привершинных частях подводных вулканических сооружений или в лагунных условиях океанических островов, обычно до глубин < 500 м. Наиболее крупные скопления океанических фосфоритов установлены в западной и северо-западной частях Тихого океана, где известны многочисленные подводные горы и гайоты: в районах поднятия Уэйк, Мидпасифик, хр. Неккер, Магеллановых гор, Гавайского архипелага (рис. 210). Здесь выделяется Центрально-Тихоокеанская фосфоритоносная мегапровинция. Скопления фосфоритов обычно пространственно ассоциируют с широко распространенными на склонах подводных гор и гайотов кобальтоносными железомарганцевыми корками. В схемах возможного освоения последних обычно учитывается попутное извлечение фосфоритосодержащего сырья.

Островные фосфориты – особый тип этих образований, формирующих крупные залежи на островах Науру, Оушен, Макатеа и Матайва в Тихом океане; острова Рождества в Индийском океане. Часть из них интенсивно эксплуатируется и уже выработана. Генезис островных фосфоритов связывается с биогенной деятельностью морских птиц (гуано), иногда с выветриванием островных почв. Последнее время генезис фосфоритов объясняется с помощью эндоапвеллинга, дренирующего глубинные породы морскими водами (Батулин, 2004) и, таким образом, выносящего на поверхность необходимый для образования P_2O_5 фосфор.

Газогидраты – своеобразное геологическое явление. Представлены в основном метаном. С водой, при определенных условиях (давлении и температуре), могут образовывать льдоподобную массу, в кристаллической решетке которой заключены молекулы газа. Такие залежи углеводородного материала дают основание относить их к твердым полезным ископаемым, хотя при нарушении установившегося природного равновесия газогидраты быстро переходят в газообразное состояние (Гинсбург и др., 1994).

Газогидратные включения имеют белый, серовато-белый цвет и чешуеобразный облик произвольной ориентировки во вмещающих осадках. Достоверные находки газогидратов были сделаны в 70-х годах XX столетия в Черном и Каспийском морях. По мере того как накапливались материалы о масштабности распространения газогидратов, возрастал интерес к этому «эффемерному» виду углеводородного сырья как альтернативе традиционным нефти и газу.

В настоящее время установлено более 60 газогидратоносных районов по прямым свидетельствам или признакам, главным образом по отражающим сейсмическим горизонтам (BSR), фиксирующим фазовый переход от газогидратного слоя к нижележащему свободному газу (рис. 212).

Предварительная ресурсная оценка газогидратов показала, что наиболее перспективным является Атлантический океан (почти 40 % от ресурсов Мирового океана), Индийский океан (15 %), Тихий океан (14 %), Сев. Ледовитый океан (11 %), континентальные окраины Антарктиды (20 %). Наиболее продуктивные залежи газогидратов связаны с очагами разгрузки глубинных флюидов. Для России, по последним данным, наибольший интерес представляют залежи газогидратов Охотского моря, где во впадине Дерюгина уже выявлены значительные их скопления. Газогидраты – популярный объект международных исследований. В рамках международного проекта CHAOS работают Япония, Россия, Корея, Бельгия и Германия. Исследования носят комплексный характер и включают эхолотирование, высокочастотное гидроакустическое зондирование, сонар бокового обзора, сейсмоакустическое профилирование, термальные измерения и опробование. По полученным данным, продуктивная площадь в районе впадины Дерюгина достигает 4,5 км².

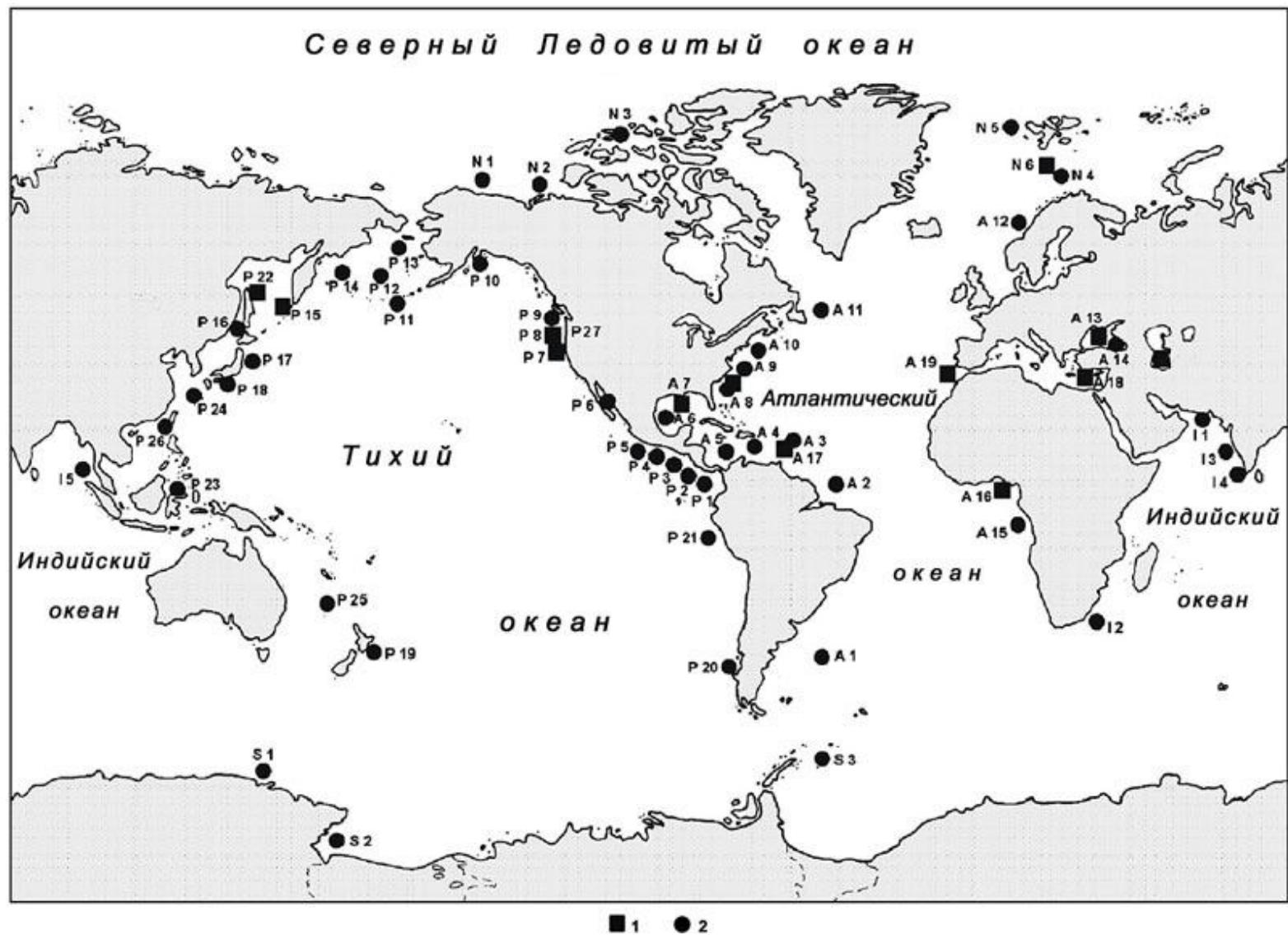


Рис. 212. Карта распространения газогидратов в Мировом океане (Гинсбург, Соловьев, 1994)

1 – прямые находки, 2 – признаки газогидратоносности.

Океаны: N – Северный Ледовитый, А – Атлантический, P – Тихий, S – Южный, I – Индийский (цифра означает порядковый номер газогидратного объекта в каждом из океанов)

Минерагения Тихого океана

Тихоокеанский мегабассейн распадается на древний (J_2-K_1) и молодой (K_2-Q), смещенные относительно друг друга и разделенные переходной неспрединговой зоной (K_1-K_2) с широко распространенными вулканическими поясами и ареальным наложенным вулканизмом (рис. 198). Такие вулканические структуры, как Императорские горы, Гавайская цепь подводных и надводных вулканических гор, линейное поднятие Лайн-Туамоту, формируют Великий Тихоокеанской геораздел (Красный, 1978), обозначающий границу между Пра-Пасификом и Нео-Пасификом. Внутри каждого из этих разновозрастных половин Великого Тихого океана четко обособляются грандиозные геоблоки, границами которых являются хорошо выраженные в рельефе дна демаркационные и трансформные разломы, а также вулканические пояса (рис. 210). Ансамбль геоблоков, связанных с древним Тихим океаном (к западу от Великого Тихоокеанского геораздела), включает геоблоки Шатского, Эаурепик, Онтонг-Джава, Манихики. В пределах молодого Тихого океана (к востоку от Великого Тихоокеанского геораздела) выделяются геоблоки Хуан-де-Фука, Мендосино-Молокаи, Молокаи-Галапагосс, Гватемальский, Маркизский, Перуанский, Табуаи, Чилийский, Беллинсгаузена, Приантарктический. Из крупных блокоразделяющих пограничных структур наиболее значительны Императорская, Гавайская, Уэйк-Неккер, Лайн-Туамоту, Новогвинейская, Сала-и-Гомес. Все они представляют крупнейшие на Земле вулканические пояса – поднятия, зародившиеся в раннем мелу вдоль разломов и ныне продолжающие свое развитие. Пространства Тихого океана, расположенные между ними, заняты абиссальными котловинами – Северо-Западной, Центральной, Восточно-Марианской, Филиппинской, Мелазийской (на западе); Северо-Восточной, Гватемальской, Перуанской, Чилийской (на востоке); Южной и Беллинсгаузена (на юге). В центре абиссальных котловин Пра-Пасифика возвышаются поднятия: в Северо-Западной котловине – поднятие Шатского, в Центральной – поднятие Магеллана, в Меланизийской – поднятие Онтонг-Джава, на юге Центральной котловины, в бассейне Пенрин – поднятие Манихики. Это особые геолого-тектонические структуры, выделенные Л.И. Красным (Красный, 1982) под названием «океанские земли» или оленды (Ocean Lands). Для них характерна увеличенная мощность коры за счет базальтового слоя и осадочной толщи в целом до 20 км и более с появлением в отдельных случаях сейсмического горизонта, условно отождествляемого с гранитным слоем (поднятие Онтонг-Джава). В пределах океанских земель типичное для океана полосовое магнитное поле сменяется некоррелируемыми аномалиями. Возраст пород, слагающих нижние части разреза осадочных толщ и абсолютный возраст вулканитов, залегающих в основании этих поднятий, по данным глубоководного бурения может быть близким начальным этапам развития океана, в целом нижнему мелу – верхней юре (скв. 50 и 50.1 на поднятии Шатского; скв. 167 – на поднятии Магеллана).

Деление Тихого океана на два различных по возрасту океанических бассейна определяет его минерагенический облик. В Тихом океане распространен широкий спектр многообразных продуктов океанского Fe-Mn рудогенеза: железомарганцевые конкреции всех установленных рудно-геохимических типов; кобальтмарганцевые корки с высоким (0,4–0,8 %) и очень высоким (более 0,8 %) содержанием кобальта. Гидротермальные Fe-Mn корки отлагаются вблизи и по периферии гидротермальных центров в срединно-океанических хребтах, на островодужных поднятиях, вокруг активных вулканов в пределах океанических плит. Глубоководные полиметаллические сульфиды установлены в осевых рифтовых зонах срединных хребтов, в задуговых и междуговых рифтовых зонах активных транзиталей. Фосфориты широко распространены на шельфе и континентальном склоне, поднятиях внутри окраинных морей переходной зоны, на вершинах и склонах подводных вулканических гор и гайотов внутри океанических плит; газогидраты на шельфе эпиконтинентальных морей и подводном склоне окраин континентов. В пределах Тихого океана также известны металлоносные осадки, бариты, цеолитовые глины и газогидраты.

Оксидные железомарганцевые образования

В Тихом океане размещаются самые крупные скопления железомарганцевых конкреций (рис. 210): в их числе поле **Кларион–Клиппертон** с прогнозными ресурсами около 17 млрд т сухой железомарганцевой массы. В ее составе преобладают (табл. 7) конкреции богатой никель-медной специализации с высоким содержанием марганца [Ni-Cu (Mn)]; *Центрально-Тихоокеанское поле*, в котором преимущественно развиты бедные никель-медные конкреции с незначительно повышенным кобальтом [Ni-Cu (Co)]. Специфический марганцевый тип конкреций распространен в *Перуанском поле* – Mn (Ni). Для этого геохимического типа характерно преобладание Ni над Cu почти в два раза, при содержании Co менее 0,1 %. В составе этих конкреций отмечаются два подтипа: богатый марганцевый (Mn до 42 %) при низком суммарном содержании Ni и Cu (< 1,07 %) и марганцевый подтип (Mn 33–35 %) при достаточно высоком суммарном содержании Ni и Cu (2,08 %). Первый подтип приурочен к верхней части продуктивного интервала, второй – к нижней (см. рис. 209).

В *Южно-Тихоокеанском поле* (рис. 15) распространены специфические по составу абиссальные конкреции (Co). Они содержат повышенные, очень стабильные концентрации Co (0,3–0,4 %) при суммарном содержании Ni и Cu обычно не выше 0,60 %.

Сообщество кобальтбогатых корок (Co > 0,4 %) представляет собой отдельный рудно-геохимический тип железомарганцевых образований – 2Co, распадающийся на два подтипа с содержанием кобальта до и выше 0,8 %. Первый встречается в пределах всего продуктивного батиметрического интервала от 500–600 м до 3500 м. Второй подтип формируется в основном в верхней части продуктивного интервала до 2000 м.

В соответствии с вертикальной геохимической зональностью продуктивные интервалы, в которых формируются различные геохимические типы конкреций и корок, располагаются в строгой связи с гидрогеохимическими разделами водной толщи океана. Кобальтбогатые Fe-Mn корки (2Co) образуются в интервале глубин, включающем слой кислородного минимума (Omin) и нижележащие водные горизонты до 3500 м. Примером являются поля **Магеллановых гор**, *Уэйк*, *Миднацифик*, *Гавайское*, *Лайн*, *Туамоту* (рис. 210).

Критическая глубина карбонатакопления (КГК) контролирует два геохимических типа ЖМК: непосредственно выше нее залегает продуктивный интервал (~ 450 м), в котором образуются бедные никель-медные [Ni-Cu(Co)] конкреции (рис. 209). Эти образования широко распространены в *Центрально-Тихоокеанском поле*, встречаются выше КГК в поле **Кларион–Клиппертон**, и **Пенрин** (рис. 210). Непосредственно ниже КГК располагается самый интересный в практическом отношении продуктивный интервал, в котором образуются богатые марганцем, никелем и медью конкреции с [Ni-Cu(Mn)]. Ширина интервала 350–400 м. Поле **Кларион–Клиппертон** – уникальный объект. В его пределах сложились оптимально благоприятные условия для формирования Ni-Cu типа ЖМК, так как большая часть поверхности его дна располагается в рамках единого продуктивного интервала. По мере изменения глубины от западного фланга поля к восточному, от 5300 до 4000 метров, плавно изменяется и батиметрическое положение КГК от 5100 (на западе – 155°з.д.) до 4600–4700 м в районе 130°з.д. и 4200 м на востоке, вблизи флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия. В итоге большая часть поверхности дна между разломами Кларион и Клиппертон оказывается внутри продуктивного интервала, в котором формируются богатые Ni, Cu и Mn конкреции типа Кларион–Клиппертон [Ni-Cu(Mn)] и незначительная часть залегает выше КГК, где отлагаются бедные никель-медные конкреции [Ni-Cu(Co)].

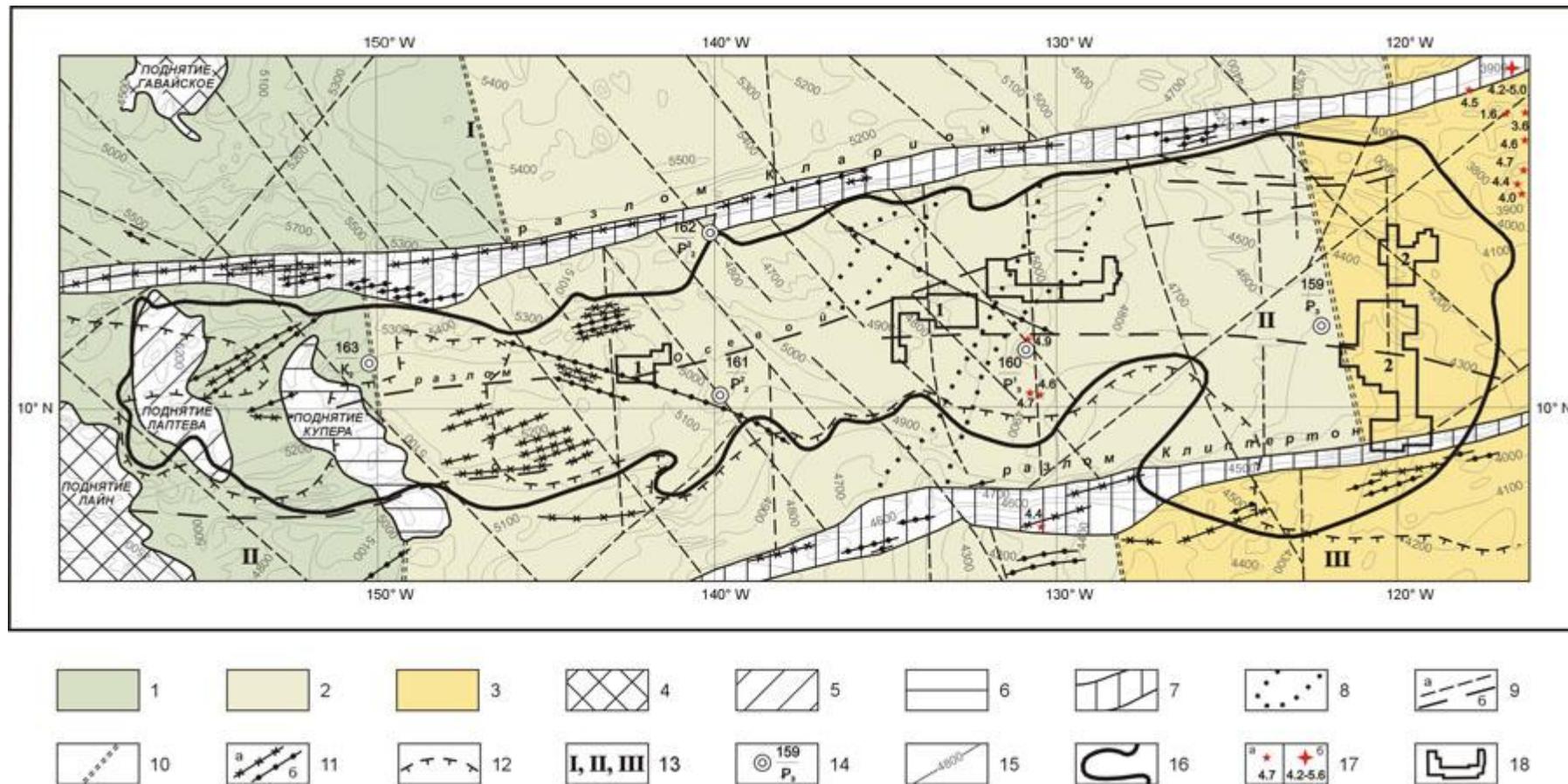


Рис. 213. Геолого-структурная схема строения поля Клариион-Клиппертон (Андреев, 2004)
 1 – переходная неспрединговая зона (K_1a-K_2km , 120–80 млн лет); 2 – поздняя океаническая плита ($K_2km-P_3^2$, 80–26 млн лет); талассиды: 3 – фланги СОХ ($P_3^2-N_2$, 26–10 млн лет); внутриокеанические поднятия: 4 – вулcano-тектонические (Гавайское, Лайн), 5 – вулканическое (Лаптева), 6 – тектоническое (Купера); 7 – зона трансформных разломов; 8 – тектонически ослабленная зона; 9 – разломы (а – диагональные и поперечные, б – продольные); 10 – границы океанических плит; 11 – мезорельеф: поднятия грядовые (а) и желоба (б); 12 – северная граница осадочного чехла мощностью 0,2 км и более; 13 – геоблоки (I – Молокаи, II – Клариион, III – Клиппертон); 14 – скважины глубоководного бурения (номер и возраст вскрытых пород в забое); 15 – изобаты; 16 – граница поля Клариион-Клиппертон; 17 – эпицентры землетрясений: а – единичные, б – групповые; цифры – магнитуда; 18 – выделенные Заявочные Участки месторождений ЖМК (1 – Россия, 2 – СО ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ)

Как следует из геолого-структурной схемы поля Клариион-Клиппертон (рис. 213), тектонический мегаблок, заключенный между одноименными разломами, расчленен на несколько более мелких разновозрастных геоблоков системами разломов северо-западного простирания. Четко отделяется самая западная его часть, осложненная поднятиями вулканического (Лаптева) и тектонического (Купера) происхождения. Следующий пережим в строении поля намечается в районе 140°з.д. Он трассируется по изобате 5000 м. В районе 130°з.д. хорошо фиксируются разломы северо-западного направления и ослабленная тектоническая зона северо-восточного простирания. Они совпадают со ступенью в рельефе дна, отражающей его

подъем на уровень 4900 м и выше, до 4200–4300 м к востоку, на стыке с флангом Восточно-Тихоокеанского поднятия. Стержневой продольной структурой поля *Кларион–Клиппертон* является Осевой разлом, прослеживающийся от 155°з.д. до 123°з.д. Параллельная дизъюнктивная структура наблюдается в интервале 135°з.д. – 118°з.д. к югу от Осевого разлома (рис. 213). Рельеф дна в поле *Кларион-Клиппертон* всхолмленный почти на всем его протяжении. Для западной части характерны холмы изометричной формы, размещающиеся в пространстве хаотично, иногда вытягивающиеся вдоль определенных линий, как, например, в случае поднятия Лаптева, на самом западе. В восточной части преобладает холмисто-грядовый рельеф с северо-западной и субмеридиональной ориентировкой гребней. Вблизи флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия наблюдаются изометричные и линейно-грядовые формы холмистого рельефа. На конкретных выделенных участках, заявленных *Россией* (1987 г.) и *совместной организацией восточноевропейских стран* СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ» (1991 г.), в котором наша страна принимает долевое участие, для первого характерен субмеридиональный грядовый рельеф, а для второго – сочетание грядового и изометрично холмистого рельефа (Инженерная..., 2004) (рис. 214).

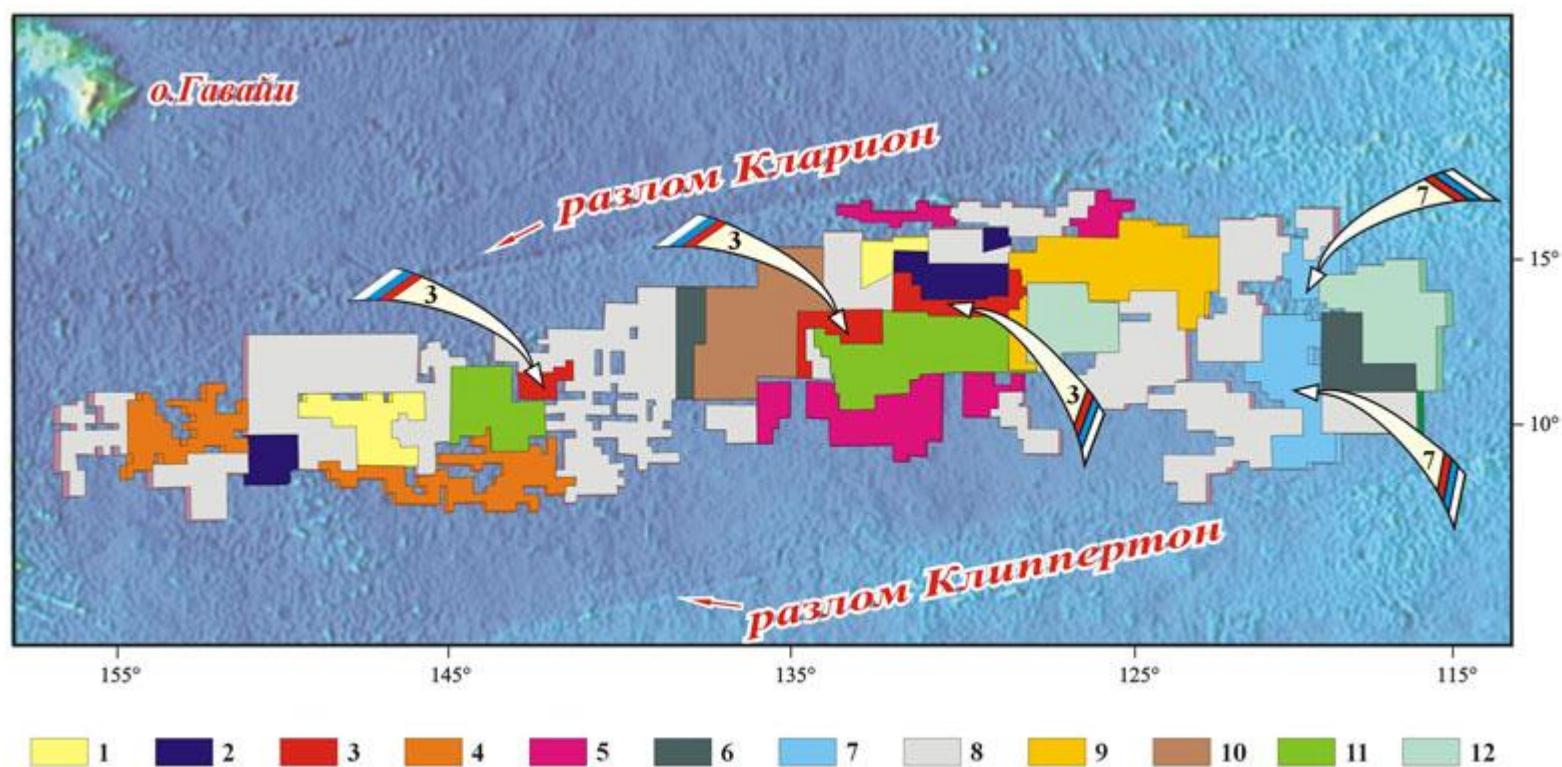


Рис. 214. Схема раздела поля Fe–Mn конкреций Кларион-Клиппертон между ведущими странами Мира и Международными консорциумами
 Участки, зарегистрированные первоначальными вкладчиками: 1 – Япония; 2 – Франция; 3 – Россия; 4 – Китай; 5 – Корея; 6 – Германия; 7 – СО ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ; 8 – участки, находящиеся под контролем Международной Организации по морскому дну (МОД ООН). Участки, на которые претендуют международные консорциумы: 9 – ОМА; 10 – ОМІ; 11 – ОМСО; 12 – КСОН.
 Стрелками указы участки, принадлежащие России полностью или на долевой основе (СО ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ)

На рис. 215 контуром показан заявочный участок России, по данным «Южморгеология» (г. Геленджик), показаны особенности изменения плотности залегания ЖМК (в кг/м²), и положение Российского заявочного участка, общей площадью 75 тыс. км².

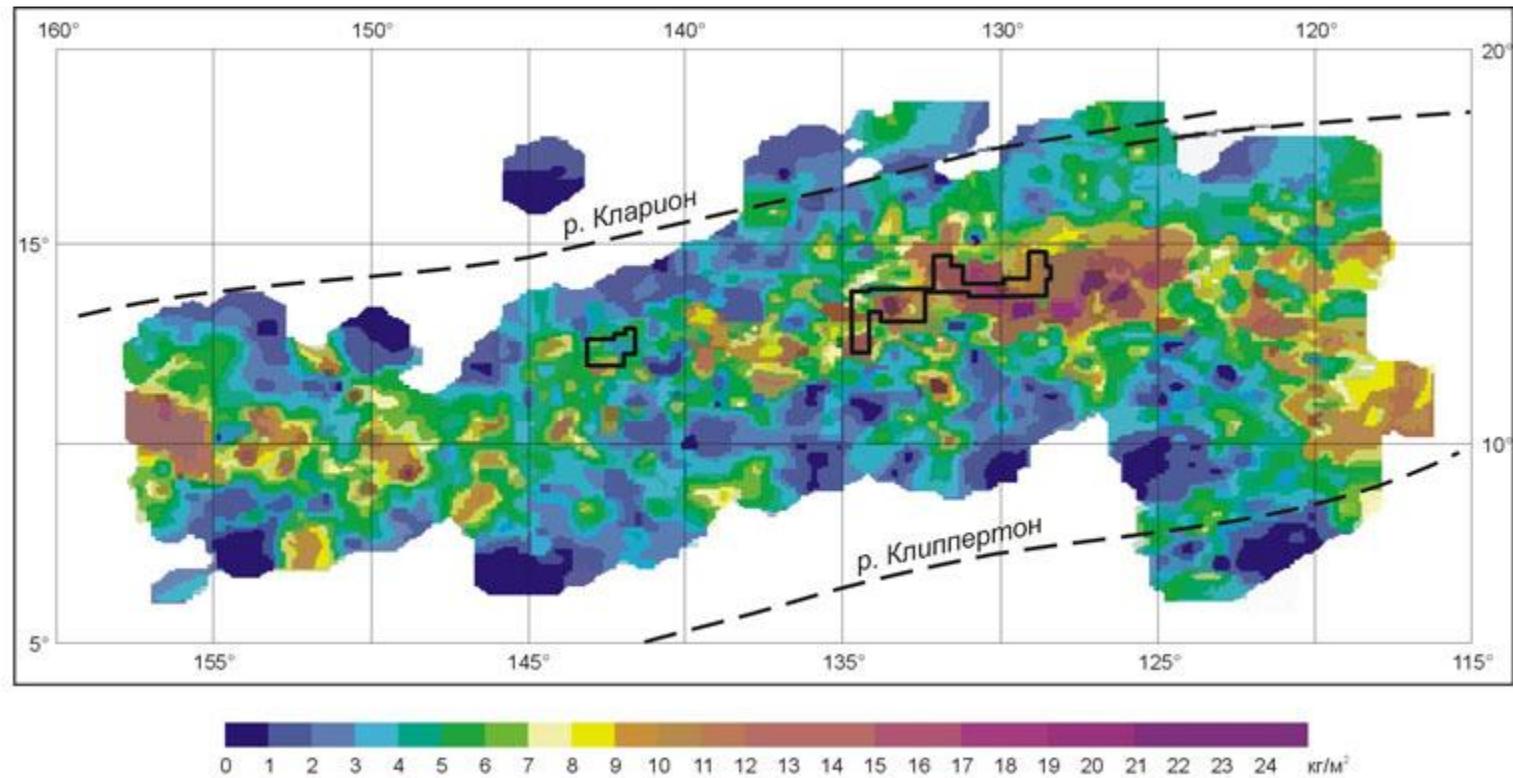


Рис. 215. Особенности изменения плотности залегания ЖМК в поле Кларсион-Клиппертон (составил В.М. Юбко, Южморгеология, 2005)

Он состоит из двух разобщенных частей: основной – Восточной, и небольшой – Западной. Участок СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ» располагается на восточном фланге поля Кларсион–Клиппертон. Его отличает значительно меньшая глубина залегания (4200-4500 м) скоплений ЖМК и своеобразный состав некоторой части железо-марганцевых стяжений, в которых содержания меди преобладают над содержаниями никеля. Средний состав конкреционных руд *российского участка и участка «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ»* приведен в табл. 13. Среди попутных элементов Мо, РЗЭ и Y, Fe (табл. 7).

Химический состав железомарганцевых руд месторождений ЖМК Российского Участка
и СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ»; поле *Кларион-Клиппертон*, Тихий океан.

Объекты ЖМК	P _{сух.} *** (кг/м ²)	Химический состав (вес. %)			
		Ni	Cu	Co	Mn
Месторождение ЖМК Российского Заявочного Участка*	14,7	1,42	1,15	0,23	30,17
Месторождение ЖМК СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ»**	7,0	1,31	1,23	0,18	30,08

* - Данные «Южморгеология», 2005

** - Данные СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ» (Инженерная..., 2004)

*** - P_{сух.} – Весовая плотность залегания ЖМК

Для сравнения комплексных месторождений между собой применяется понятие условный металл, в данном случае Ni условный. На уровне цен 1990 г. величина Ni_{усл} для месторождения ЖМК составляет 5,8–5,9 %. В период 2004–2006 гг. стоимость 1 т Ni на Мировом рынке достигла 14 185, Cu – 3250, Co – 43 800, Mn – 2150 дол. В итоге стоимостный показатель комплекса металлов, содержащихся в 1 т конкреционной руды океана, вырос почти в 1,5 раза. Эта величина стала реально сопоставимой и даже может превосходить стоимостные показатели богатых норильских руд месторождения Талнах, в которых содержится 2,54 % Ni, 5,10 % Cu (Норильский Никель, 2004 г.) и 0,15–0,16 % Co (Додин, 2003; Додин, 2005). Стоимость металлов в 1 т ЖМК (в недрах) составляет 1003 дол., стоимость металлов в 1 т норильской руды равна 790 дол..

Распределение ЖМК на заявочном участке России контролируется в основном тремя факторами:

1. Положением продуктивного батиметрического интервала – его проецированием на донную поверхность океана. Самые богатые Ni, Cu и Mn конкреции, определяющие рудный профиль *месторождений ЖМК в поле Кларион–Клиппертон*, формируются в вертикальном интервале порядка 350 м, непосредственно ниже КГК, величина которой варьирует от 5100 м на западе до 4200 м на востоке поля;

2. Типом «вмещающих» донных осадков, среди которых наиболее благоприятными для образования богатых рудных ЖМК являются слабосвязные плиоцен-плейстоценовые кремнисто-глинистые илы;

3. Особенности мезорельефа дна: наличием субгоризонтальных (с углами не более 4°) поверхностей в пределах вершинных участков, террасовидных ступеней на склонах абиссальных холмов и расположенных между ними базисных впадин.

Ширина рудных залежей от 250 м до 2,5 км, длина может достигать 10 км. Границы выражены четко и совпадают с бровками на крутых склонах и уступами у подножия холмов. Форма залежей ступенчатая, согласная с конфигурацией рельефа дна. По данным «Южморгеология» на 2005 г. ресурсы ЖМК, в пределах месторождения общей площадью

75,0 тыс. км², около 600 млн т сухой рудной массы. Наиболее богат восточный участок месторождения площадью более 60 тыс. км², в составе которого 32,2 тыс. км² покрыты сплошным конкреционным чехлом. Содержание металлов в ЖМК восточного участка: Ni – 1,42, Cu – 1,15, Co – 0,23, Mn – 30,17 %. Общие ресурсы металлов по российскому месторождению ЖМК: никель – 5,9, медь – 4,7, кобальт – 0,9, марганец – 124,3 млн т. Эти данные позволяют классифицировать его как месторождение-гигант комплексных руд стратегических металлов (Андреев и др., 2005). По шкале оценок наземных месторождений (Минеральное..., 1999), оно относится к числу весьма крупных по Ni, очень крупных по Mn, крупных по Cu; уникальных по Co. Работы в пределах *заявочного участка России* регламентированы согласно «Горному Уставу», разработанному в МОД ООН. В соответствии с принятыми в 2001 г. обязательствами по договору с этой Международной организацией, наша страна должна в течение ближайших 15 лет провести на месторождении ЖМК разведку с завершением первого этапа до 2010 г. Согласно разрабатываемой во ВНИИ Океангеология национальной стратегии работ в Мировом океане (2005–2006 гг.), ориентировочный срок промышленного освоения комплексного месторождения ЖМК намечается на рубеже 2021–2022 гг. Освоение *месторождения конкреций* позволит покрыть полностью дефицит страны в марганце за счет высококачественных оксидных конкреционных руд; восполнить, в связи с истощением богатых руд, спад добычи никеля в Норильском районе, на севере России; пополнить ресурсный фонд медьсодержащих объектов; существенно увеличить добычу в Стране кобальта, который может стать выгодным валютным экспортным продуктом, превосходящим по рентабельности традиционные наземные источники этого металла.

Указанный выше ресурсный потенциал конкреционной рудной массы (600 млн т) на *заявочном участке России* обеспечивает при годовой производительности 3 млн т сухой руды многократное перекрытие первоначального срока эксплуатации месторождения ЖМК, равного 20 годам, даже при суммарном коэффициенте подбора 0,5. Это означает, что период активного освоения одного *заявочного участка* может занять 80–100 лет.

Второй промышленно значимый вид океанического полезного ископаемого – кобальтмарганцевые корки (КМК). Усилия российской морской геологической службы сосредоточены на их изучении в районе Магеллановых гор в Тихом океане (рис. 216).

Условия залегания КМК существенно отличаются от ЖМК как по форме, рельефу, так и батиметрическому положению. Это сплошные горизонтально-слоистые наслоения на коренных выходах базальтов, известняков, алевролитов и уплотненных глин, агломератах различного состава, обнажающихся в привершинной и склоновой частях подводных гор и гайотов, возвышающихся над абиссальной равниной на 3500–4000 м. Fe–Mn корки формируют уникальный кобальтмарганцевый тип руд, в котором в качестве главных компонентов, присутствуют Co, Mn, Ni, в меньшей степени Cu (табл. 3). Среди попутных элементов – Mo, Pt, легкие РЗЭ и Y, Fe. В 1987–1994 гг. геологоразведочные работы двух морских организаций – Дальморгеология (г. Находка) и ВНИИОкеангеология (г. С.-Петербург) – были сосредоточены в Тихом океане, в его северо-западной части, сначала в пределах поднятия Мидпассифик, хр. Неккер, поднятия Уэйк, а затем в районе Магеллановых гор. Их итогом стали находки (рис. 21) крупных скоплений КМК на гайотах «МА-15» (Альба), «МЖ-35» (Федоров) и «МЖ-36», впоследствии названном в честь академика И.С. Грамберга. На рис. 217 приведена модель одного из типичных гайотов «МА-15» (Альба), иллюстрирующая особенности залегания рудных корок, их строение и состав.

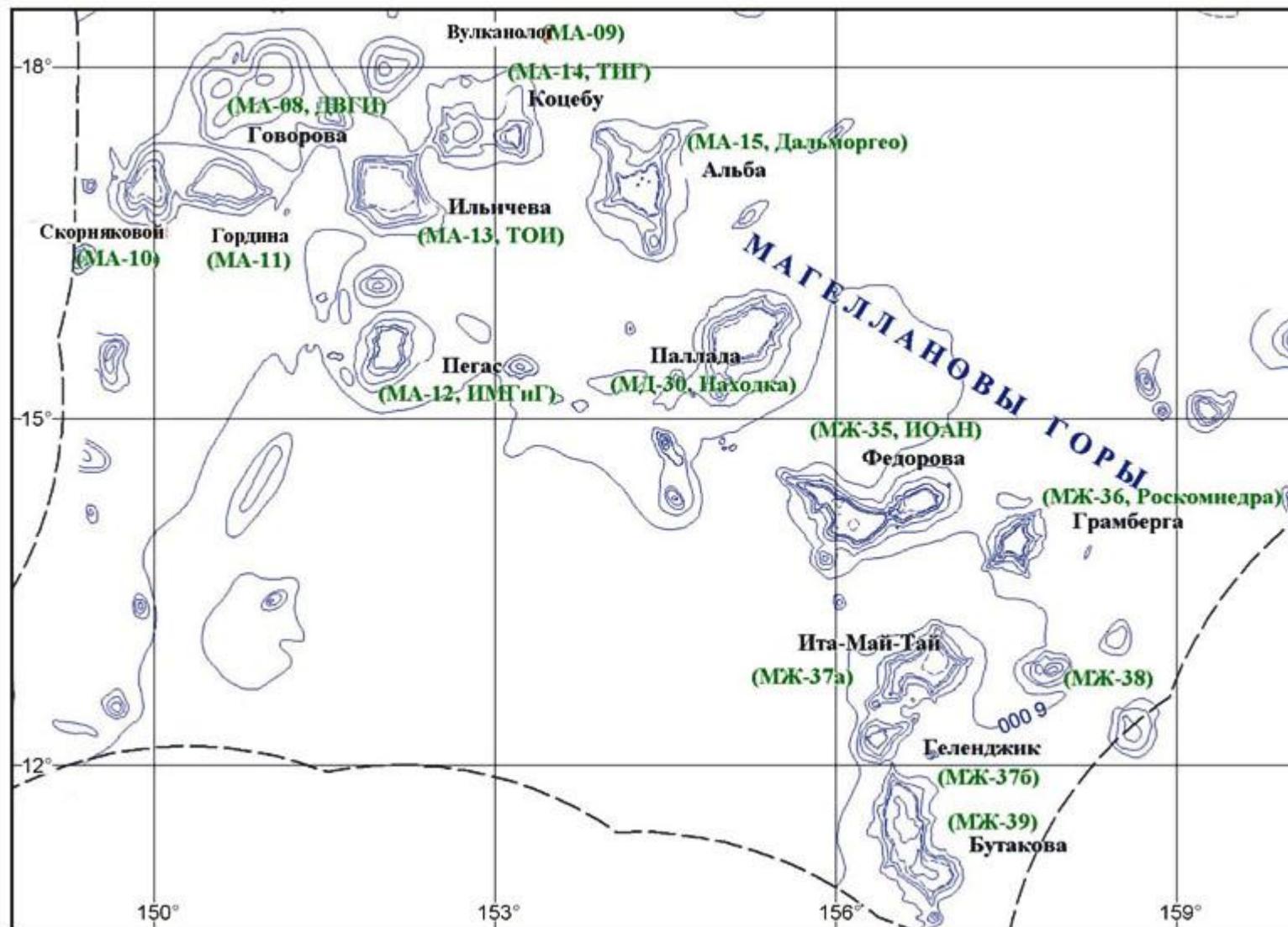


Рис. 216. Гайоты Магеллановых гор (Тихий океан), в пределах которых выявлены крупные залежи кобальтмарганцевых корок (данные М.Е. Мельникова, Южморгеология, 2007)

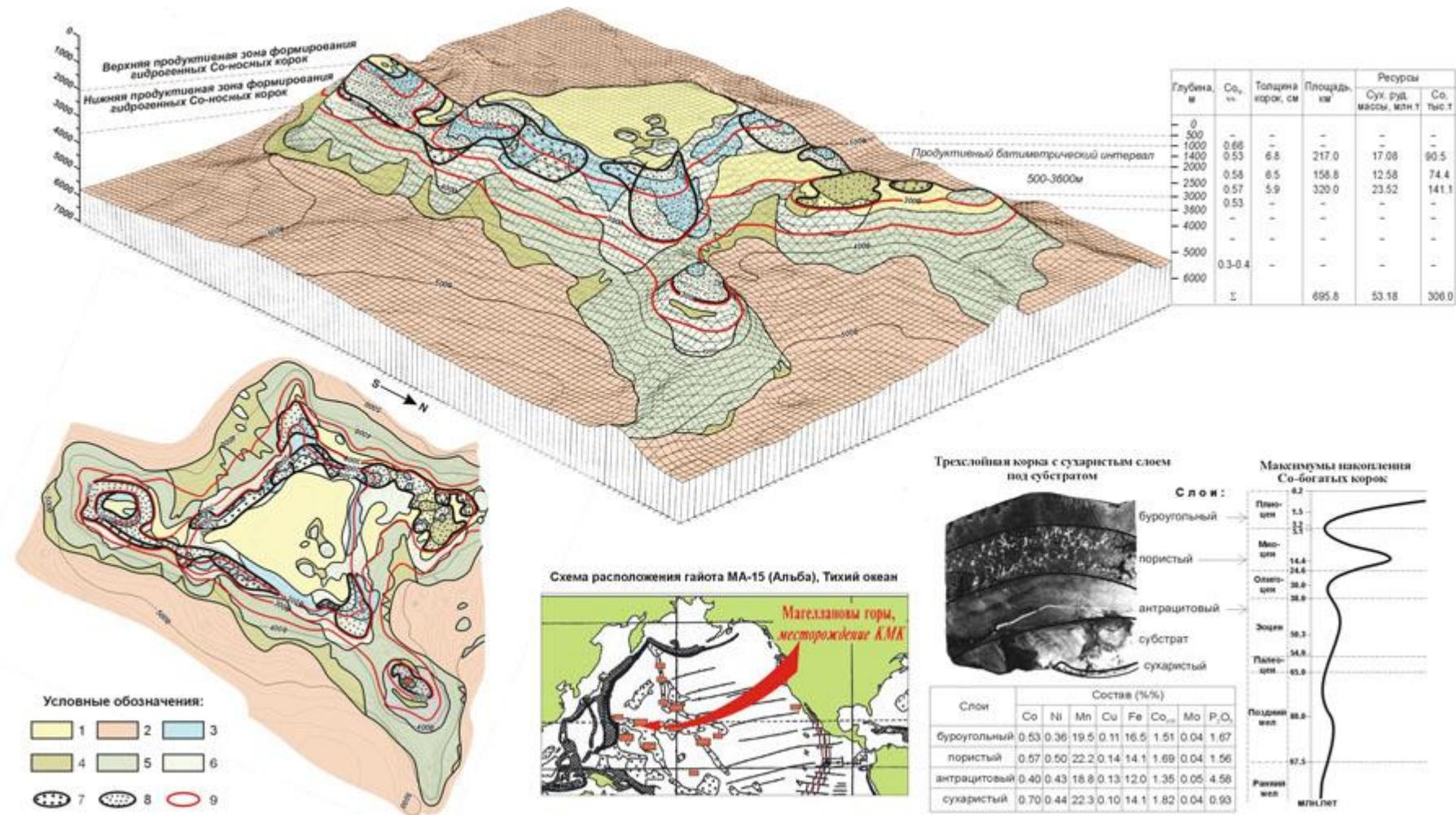


Рис. 217. Модель потенциального месторождения кобальтмарганцевых корок, гайот МА-15 (Альба), Магеллановы горы, Тихий океан
 1 – пески фораминиферовые (неоген–голоцен); 2 – илы глинистые, кремнисто-глинистые (неоген – голоцен); 3 – известняки (палеоцен–миоцен); 4 – склоновые брекчии, гравелиты, песчаники (верхний мел–палеоген); 5 – субщелочные базальты, трахибазальты (альб–сеноман); 6 – толеиты (апт–альб); 7 – рудные залежи; 8 – рудные тела; 9 – продуктивный батиметрический интервал

Основание гайота располагается на глубине 4500 м, верхняя кромка гайота поднимается до уровня 1360–1550 м. В плане гайот «МА-15» имеет трапециевидную форму, от углов которой отходят отроги, осложненные небольшими горами – сателлитами. В истории развития гайота выделяются три стадии: образование вулканического конуса; образование верхней абразионной поверхности на вулканическом конусе; погружение усеченного вулканического конуса – превращение его в гайот. Основание гайота слагают два комплекса базальтов: толеитовый (120–118 млн лет) и субщелочной (112–110 млн лет). Оказавшись в зоне активной поверхностной эрозии выше уровня океана, вулканическая гора за 8–

10 млн лет могла быть срезанной абразией и превратиться в остров-атолл, обросший в позднем мелу – палеоцене за 15–17 млн лет мощной рифогенной карбонатной «шапкой». Появление в этот момент глубоководных гидрогенных Fe-Mn корок указывает на резкое погружение океанского дна, или, что, в равной степени гипотетично, вызвано «лавинным» увеличением объема океанских вод вероятнее всего в начале линейного спрединга – 80 млн лет назад. Изучение десятков гайотов Тихого океана свидетельствует, что в разных его регионах большинство этих подводных форм рельефа дна имеет достаточно выдержанный батиметрический уровень плоской вершинной поверхности на глубине 1300–1500 м. В третичное время, 30–27 млн лет назад для плосковершинных подводных гор океана стало типичным проявление третьей стадии вулканической активности в виде рассеянных вулканических конусов, нередко сложенных лавами щелочного состава.

Вещественный состав и строение кобальтмарганцевых корок гайота «МА-15» типичны для этого вида океанического минерального сырья, не имеющего аналогов на континентах. Главными полезными компонентами являются Co – 0,64, Ni – 0,44, Mn – 22,3 %; среди попутных Mo – 0,04, Cu – 0,12, Fe – 16,6 %, Pt – 0,4 и легкие PЗЭ + Y – 1350 г/т. Строение корок слоистое (рис. 217), число слоев может варьировать от одного до пяти, чаще всего их три. Среди них (снизу вверх) антрацитовый, наслаивающийся на субстрат; пористый – промежуточный и буроугольный – самый верхний. Этот тип корок образуется на верхних поверхностях скальных пород гайота. На нижней поверхности глыб коренных пород формируется особый тип корок – черный сухаристый, отличающийся наиболее высокой концентрацией Co и Mn. Мощность многослойных корок варьирует от 2 до 12, в среднем 4,0–6,0 см. Сухаристые корки обычно маломощные (0,5 см). Для оценки продуктивности кобальтоносных корок удобно использовать расчетный параметр – весовую плотность залегания корок на 1 м². Эта величина намного выше, чем у ЖМК, обычно составляет 60 кг/м² и более. Исходной таксономической единицей для КМК является рудная залежь, в которую объединяются пространства гайота, покрытые корками с коэффициентом рудоносности 0,7 и выше. Мощность корок в пределах рудных залежей не менее 6 см, весовая плотность залегания 75,5 кг/м². Размеры рудных залежей составляют по длине несколько километров, по ширине варьируют от сотен метров до 10 км. Продуктивный батиметрический интервал охватывает глубины от бровки гайота – 1350 м, до уровня 3000 м на склонах вблизи подножия. Наиболее благоприятны для образования залежей корок отроги с горами-сателлитами, что хорошо видно на рис. 217. В верхней части склона корковые скопления тяготеют к субгоризонтальным площадкам и представляют собой слаборасчлененные сплошные покрытия. Ниже по склону условия залегания корок усложняются многочисленными неровностями рельефа дна. Резко проявляется разрушение сплошных наслоений на отдельные глыбы, появляются «пятна» полного отсутствия корок. Толщина корок в среднем варьирует незначительно – от 5,8 до 6,7 см. Ресурсный потенциал гайота «МА-15» оценивается по данным «Южморгеология» (2004 г.), в 86 млн т сухой руды (P₁ + P₂). Если в составе руд месторождения ЖМК главным является комплекс металлов Ni, Cu, Co и Mn, то в составе руд месторождения КМК ведущую роль играет Co, затем Mn и Ni. Содержание кобальта в железомарганцевых корках океана, в сравнении с наземными его месторождениями, очень высокое. В подавляющем большинстве случаев в месторождениях суши его концентрации не превосходят 0,15–0,20 %. Только в самых богатых рудах Замбии и Заира они варьируют соответственно в интервале 0,08–0,59 и 0,25–2,00 % (Запасы и добыча ..., 1990). Для океанских кобальтмарганцевых руд характерна высокая стабильность содержаний Co, составляющих 0,55–0,76 %, при средних значениях около 0,60 %. По принятым в России оценкам (Минеральное сырье 1999) кобальтобогатые руды содержат 0,1–0,3 % кобальта, бедные – 0,04–0,10 %. По ресурсным показателям крупные месторождения кобальта обладают запасами этого металла более 100 тыс. т. Эта граничная цифра только на одном гайоте «МА-15» (при Co – 0,6 %; ресурсы металла 514 тыс. т), превзойдена по прогнозным ресурсам (P₁ + P₂) более чем в 5 раз.

Полиметаллические сульфиды и металлоносные осадки

В эту группу в Тихом океане попадают два вида океанического минерального сырья: глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС) и металлоносные осадки. Крупные скопления ГПС установлены (рис. 211) в двух геолого-тектонических обстановках – на дивергентных границах, вдоль осевой зоны срединно-океанических хребтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) – полускорость спрединга 80–85 мм/год и Южно-Тихоокеанского поднятия (ЮТП) – полускорость спрединга 50–60 мм/год, составляющих восточную часть Индо-Тихоокеанского звена СОХ (рис. 3) самого «быстрого» спредингового образования в Мировом океане. В субширотной дивергентной зоне хребта Галапагос полускорость спрединга 30 мм/год; в сегментарно сильно разобщенных хребтах на северо-востоке Тихого океана: хр. Горда, Хуан-де-Фука, хр. Индевор и хр. Эксплорер полускорость спрединга 25–45 мм/год.

Наиболее значительными из скоплений ГПС являются *поле Миддл Вэлли* и *район Кобб, трог Эсканабе* (рис. 218).

По химическому составу это либо серноколчеданные (табл. 12), либо с незначительно повышенными концентрациями меди и цинка рудные образования. Заметные содержания меди и цинка отмечаются в северном объекте ГПС, в хр. Эксплорер. Рудные постройки описываемого региона представляют собой крупные холмы до 60 м высотой при размерах в поперечнике до 200–400 м.

Рудная залежь *Миддл Вэлли* (рис. 219) залегает в осадочной толще вдоль оси рифтовой долины. Она представлена крупными столбообразными телами, уходящими на глубину более чем 90 м. В нижней части разреза отмечено присутствие покровных базальтов и силлов того же состава. Сульфидный объект достаточно хорошо изучен с поверхности и разбурен в двух рейсах (№ 139 и № 169) 1992 и 1998 гг. скважинами глубоководного бурения судна «Joides Resolution». В первом из этих рейсов принимал участие сотрудник ВНИИОкеангеология С.Г. Краснов (Krasnov et al., 1994). Совместно с Т.В. Степановой он занимался изучением состава и геохимии сульфидных руд самого крупного рудного тела *Bent Hill* (скв. 856), в строении которого (сверху вниз) выделены приповерхностные рудные брекчии; затем массивные сульфиды; область, рассматриваемая как подводящая рудная зона. Ниже основного рудного тела отмечен маломощный оруденелый горизонт глубинной медной зоны. Вмещающими отложениями являются турбидиты, налегающие на покровные базальты, непосредственно выше которых расположен комплекс силлов (Zierenberg et al., 1998). Состав руд однообразный – преобладают серные колчеданы с содержанием Cu 0,32, Zn 0,53, Fe ~ 42, S 35,75 %. В пределах очень узких интервалов (несколько метров) в скв. 856 отмечаются содержания меди, достигающие 1,5–2 %, и цинка – 8–10 %. Глубина их залегания для меди 25 и 85 м, для цинка – 5 и 35 м. Концентрации Au не превосходят сотых долей г/т, Co – 0,02–0,04, Pb – 0,06 %. Основной минерал – пирит, в верхней части тела наблюдается ассоциация пирита с магнетитом и рассеянный пирротин (Ni 0,028 %) (Krasnov et al., 1994).

В Калифорнийском заливе, во впадине Гуаймос, к северу от Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 16), распространены активные холмы до 30 м высотой. Содержание цветных металлов в рудах невысокое (Cu 0,2, Zn 1 %).

«Быстроспрединговый» интервал ВТП (> 80 мм/год), от 12 до 21°с.ш., характеризуется распространением активных и реликтовых холмов вдоль осевого грабена срединного хребта. Холмы небольших размеров, что исключает возможность формирования крупных сульфидных залежей. По составу руды цинковые, сопутствуемые медной минерализацией (табл. 12).

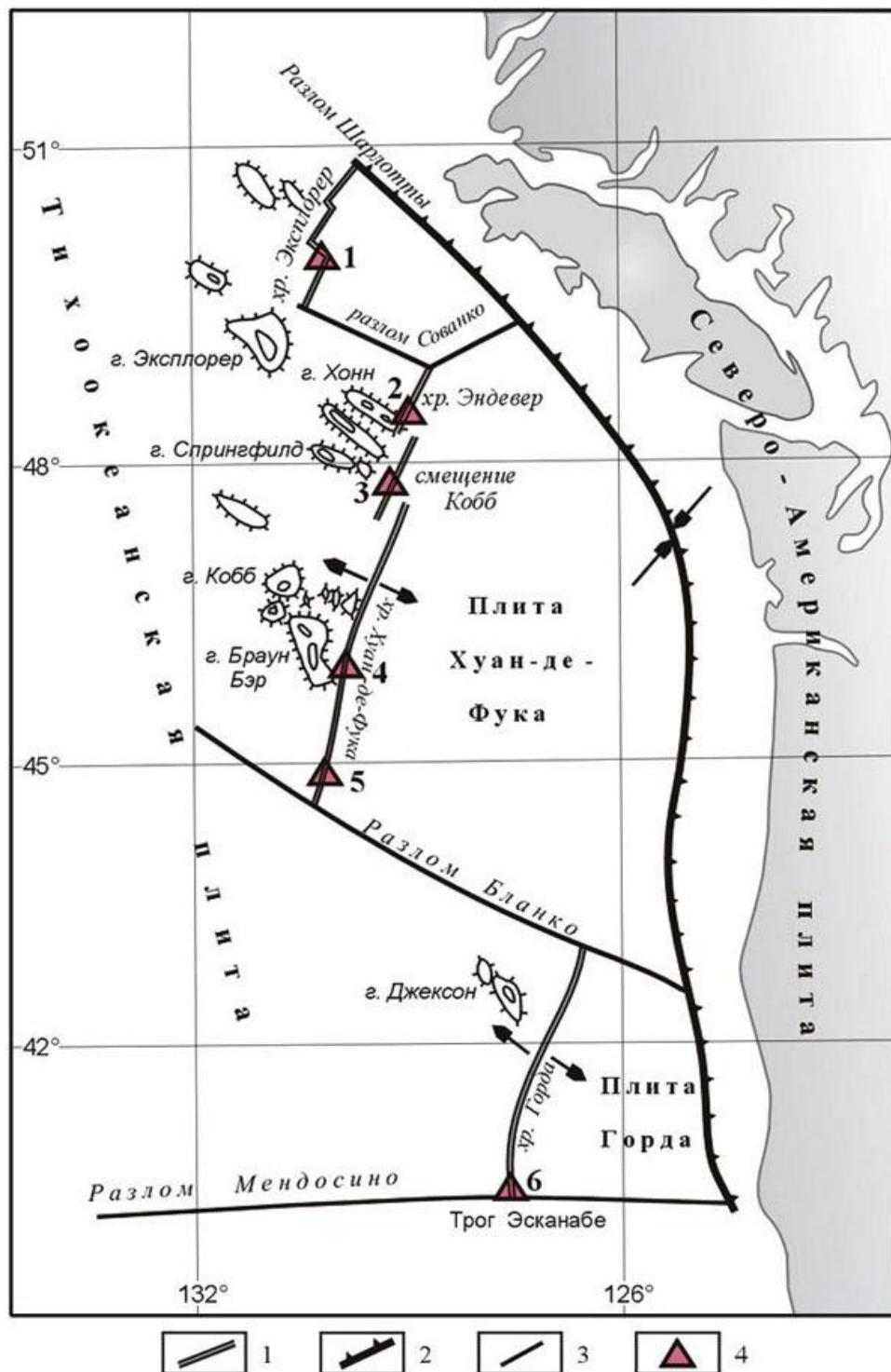


Рис. 218. Схема размещения гидротермальных рудопроявлений в системе хребтов: Горда, Хуан-де-Фука, Эндевер и Эксплорер (Тихий океан)
 1 – ось рифта; 2 – зона субдукции; 3 – трансформные разломы; 4 – рудопроявления: 1 – Эксплорер, 2 – Эндевер (Мидл Велли), 3 – Эндевер (смещение Кобб), 4 – г. Осевая, 5 – Хуан-де-Фука, 6 – трог Эсканабе

В ЮТП, на 20–22°ю.ш., общая ситуация не меняется. Преобладают локализованные в осевом грабене небольшие гидротермальные постройки до 10 м высотой. Состав сульфидных руд Cu-Zn.

В хр. Галапагос обнаружена **самая большая сульфидная залежь** (рис. 211, табл. 12) длиной до 1000, шириной 300 и мощностью 35 м, вытянутая вдоль южного борта рифтовой долины. Ее слагают медьсодержащие руды (4,98 % Cu). Общие ресурсы этого, одного из самых крупных скоплений глубоководных сульфидов в океане, оцениваются по разным источникам от 1,5 до 25 млн т рудной массы (Гидротермальные..., 1992) при оптимальной величине, вероятно, в 10 млн т.

Вторым типом геолого-тектонической обстановки, благоприятной для образования ГПС, являются конвергентные границы в пределах Западно-Тихоокеанской транзитали (рис. 198 и 210). Местоположение большинства из известных скоплений сульфидов в этом регионе непосредственно связано с задуговыми и междуговыми рифтовыми зонами. Среди них (рис. 211), с севера на юг, вулкан Пийпа, трог Окинава, район Идзу-Бонино, Марианский трог, море Бисмарка – Пакманус и о. Лихир, Соломоново море – Вудларк, Северо-Фиджийское море, трог Лау, дуга Кермадек, вулкан Бразерс – на стыке дуги Кермадек с Новой Зеландией.

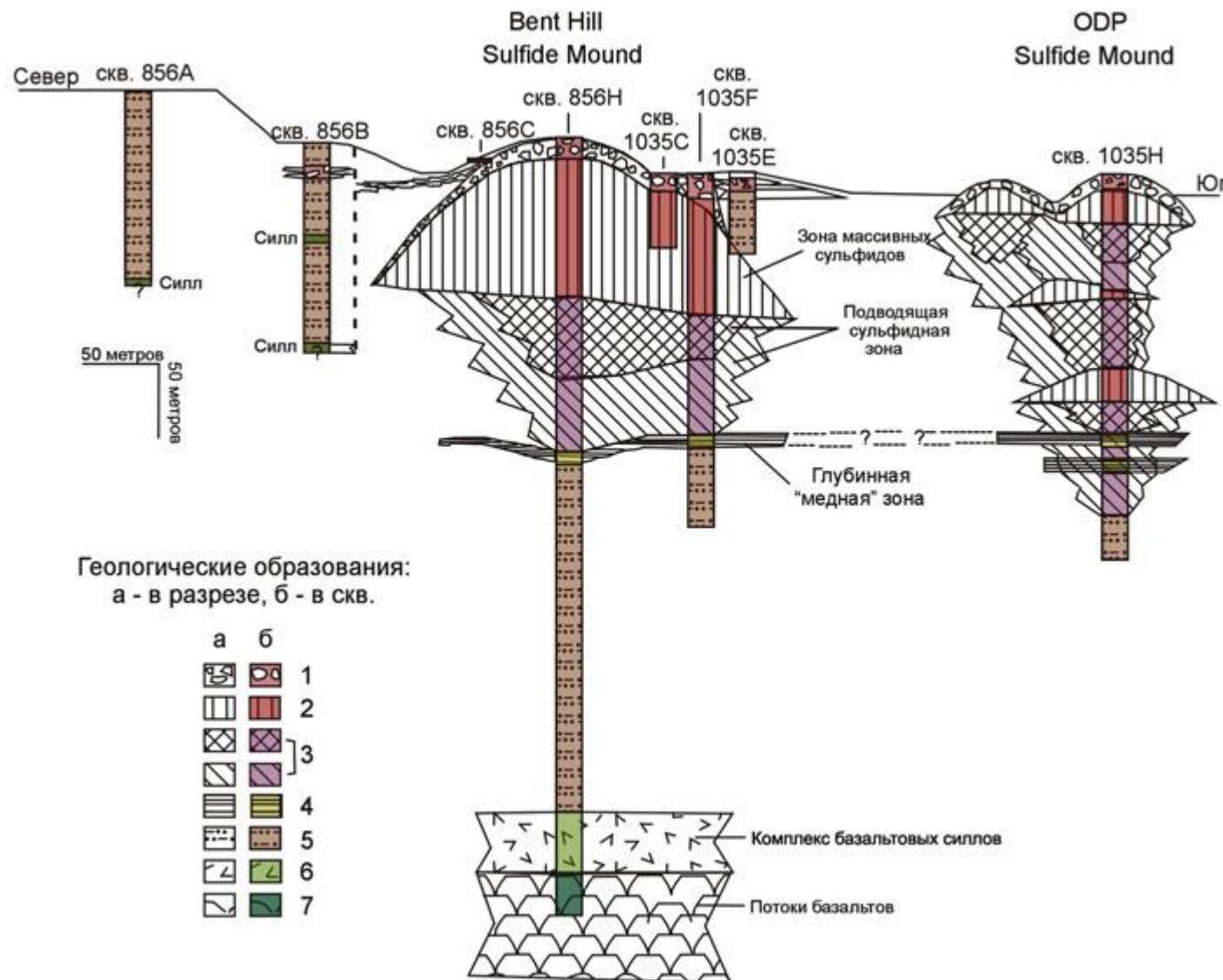


Рис. 219. Разрез (север-юг) через рудное поле Миддл-Велли, рейсы ODP 139 1992 г. и 169 1998 г. (Zierenberg et al., 1998)

1 – сульфидная брекчия, 2 – массивные сульфиды, 3 – подводящая сульфидная зона, 4 – глубинная «медная» зона, 5 – турбидиты, 6 – комплекс базальтовых силлов, 7 – потоки базальтов

Вулкан Пийпа – единственный, рассматриваемый как перспективный, рудный объект среди выявленных в пределах экономической зоны дальневосточных окраин России. Он располагается в Беринговом море на северном склоне поднятия Командорских островов предположительно в разломе трансформного типа. Глубина залегания вершины вулкана 450–550 м. Гидротермальное поле активное. С поверхности поле слагают продукты низкотемпературной деятельности: гипс, кальцит, барит с редкой вкрапленностью пирита. Массивных сульфидных руд пока не обнаружено. В единичных микровключениях сульфидов отмечается присутствие заметных количеств серебра. Над вулканом Пийпа и его окрестностями зафиксирован высокий тепловой поток ($> 200 \text{ мВт/м}^2$). Контуры этой аномалии указывают на возможное присутствие в районе других гидротермальных центров. В Охотском море признаки гидротермальной активности отмечаются во впадине *Дерюгина*, где установлены залежи баритов, содержащие сульфидные вкрапления.

В экономической зоне Японии, к югу от островов, открыты два промышленно-значимых объекта гидротермального генезиса (рис. 211). Оба связаны с островными дугами. Один рудный объект (рис. 220) располагается в желобе Окинава, примыкающем к дуге Нансей с запада, в ее южной части. Трог Окинава – один из крупнейших гидротермальных центров Западно-Тихоокеанской транзитали. Его длина – 1200, ширина 230 на севере, 60–100 км на юге. Глубина достигает 2300 м. Активная гидротермальная деятельность установлена в шести тыловодужных рифтах в средней и южной частях структуры. Наиболее крупное гидротермальное поле *Джейд* ($1,8 \times 0,6 \text{ км}^2$) образовано высокотемпературными ($\sim 350^\circ\text{C}$) рудоносными растворами, формирующими сотни сульфидных труб высотой до нескольких метров. Среди руд выделяются Zn-Pb; Ba-Zn-Pb; Zn-Cu и Fe-богатые типы. Среднее, содержание металлов в рудах Джейд: Zn 20,1, Pb 9,3, Cu 3,7 %; Ag 1900, Au 4,8 г/т (Glasby et al., 2003).

Другое поле глубоководных сульфидов располагается восточнее, вдоль оси дуги Идзу-Бонино (рис. 211), в кальдере вулкана Миоджин ($32^{\circ}06,2'$ с.ш., $139^{\circ}51'$ в.д.) и представляет собой крупную рудную залежь (рис. 221).

Вершина кальдеры диаметром около 7 км находится на глубине 520–800 м, на глубине 1350–1400 м она сужается до 3–4 км.

Стенки кальдеры сложены риолитами, брекчиями и пемзами. Рудная залежь *Санрайз* расположена у подножия восточной стенки кальдеры на глубине 1210 м. По своим масштабам рудопроявление вполне соответствует присвоенному ему названию «месторождение *Санрайз*» (Iizasa et al., 1992). Размеры видимой части рудного тела 400×400 м, средняя мощность 30 м. Из более сотни трубообразных построек две трети неактивны, из активных же выделяются черные дымы или мерцающие воды с $t = 278^{\circ}\text{C}$. Десятки сросшихся сульфидных холмов и трубообразных построек, вытянутых в хребты северо-западного простирания, расположены в кровле залежи.

Содержания основных металлов в рудах залежи *Санрайз* (37 анализов): Cu 0,12–30,7 (среднее 5,5 %); Zn 0,34–52,1 (среднее 21,9 %); Pb 0,08–11 (среднее 2,27 %); Au 0,8–4,9 (среднее 2,0 г/т); Ag 36–4530 (среднее 1213 г/т). При повышенных содержаниях Au и Ag, минералов золота и серебра в рудах не обнаружено. Скорее всего эти благородные металлы присутствуют в виде примеси в сфалерите.

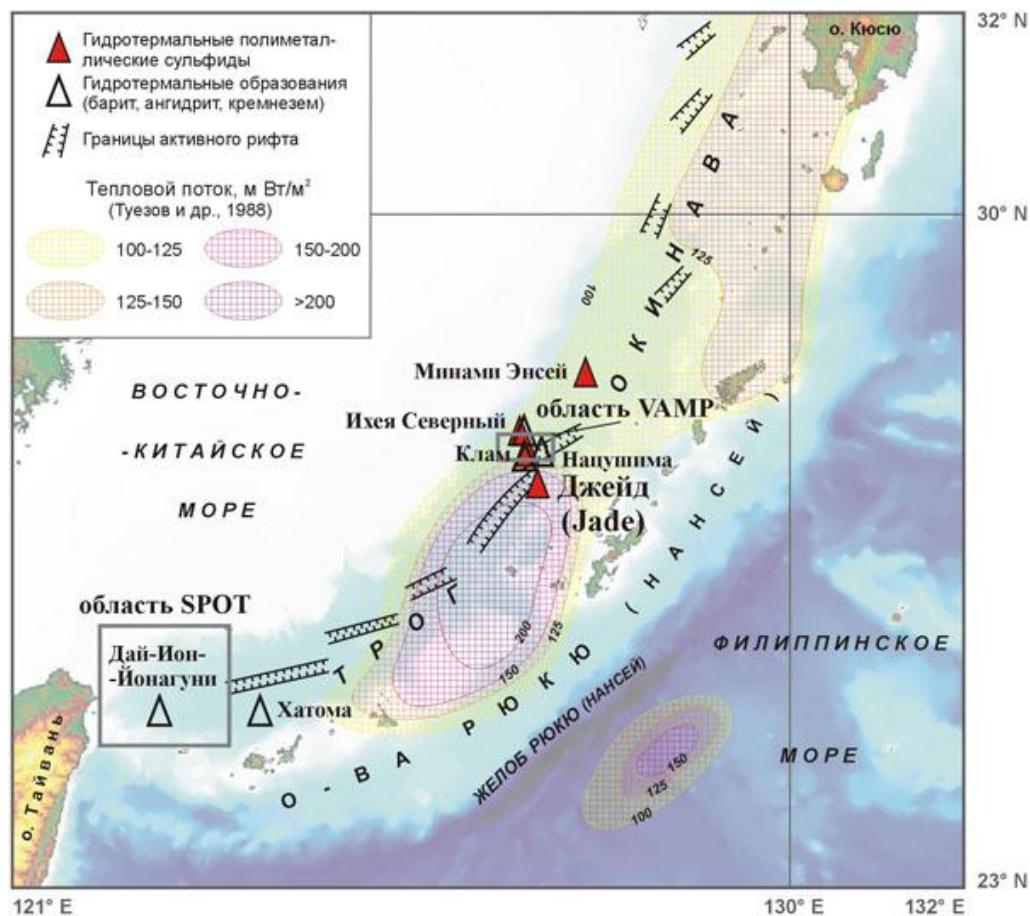


Рис. 220. Схема размещения гидротермальных образований в трогге Окинава (с учетом данных Glasby et al., 2003)

Перспективы рудоносности Идзу-Бонинской дуги, безусловно, будут возрастать в процессе дальнейшего изучения этой акватории. О высоком уровне и неравномерности гидротермальной активности в нем свидетельствует сильная ($38\text{--}900 \text{ мВт/м}^2$) дисперсия аномального теплового потока. Наибольшая интенсивность циркуляции гидротермальных (до 700 мВт/м^2) потоков фиксируется вдоль рифта Сумису, где выявлены многочисленные барито-кремнистые трубы и рудопроявления оксидного марганца.

В районе горы Каиката (рис. 221) локальный тепловой поток составляет 900 мВт/м^2 . Южнее плато Огасавара, в тыловой части того же звена островных дуг в Марианском трогге выявлена вкрапленная сульфидная минерализация. Сульфидизация продуктов современной вулканической деятельности наблюдается на многочисленных вулканах, протянувшихся цепочкой на юг до экватора, вдоль оси одноименной островной дуги (рис. 221).

К их числу относятся гидротермальные поля *Снейл Питс* и *Элис Спринг* ($18^{\circ}13'$ с.ш., $144^{\circ}41'$ в.д., 3600 м) в зонах интенсивной трещиноватости и структур обрушения на вершинах приосевых вулканов (высота 200–1000 м), вытянутых согласно оси спрединга (рис. 222).

Сульфидное оруденение представлено массивными сульфидными трубными (черные курильщики) и сульфидно-кремнисто-баритовыми постройками, сложенными сфалеритом, галенитом, халькопиритом, баритом. Температура гидротермальных растворов черных курильщиков 234–287°C. Геохимическая специализация оруденения – Pb-Zn-Ba. Содержание основных компонентов: Pb 7,4, Zn 10,0, Cu – 1,2, Ba 33,3 %, Ag – 184, Au – 0,8 г/т (Johnson et al., 1993).

Еще одно *гидротермальное поле* – *Forecast* (13°25,8'с.ш., 143°38,6'в.д., 1470 м) расположено на вершине подводной горы вблизи оси спрединга в южной части Марианского трога (рис. 222). Трубы высотой от 1,5 до 6,0 м состоят в основном из барита, пирита, кремнезема и марказита (Johnson et al., 1993).

Меланезийское звено островных дуг (рис. 198), протянувшееся в юго-восточном направлении вдоль северного края о. Новая Гвинея до Северо-Фиджийского моря и далее круто сворачивающее к югу и юго-западу в виде островной дуги Кермадек, наиболее богато рудопроявлениями глубоководных полиметаллических сульфидов. Объекты ГПС в нем залегают в активных рифтовых зонах на дне окраинных (Северо-Фиджийское) и внутренних (Пакманус и Вудларк) морей и в задуговых бассейнах (трог Лау) (рис. 211) С этими рудными скоплениями глубоководных сульфидов связаны реальные перспективы промышленного освоения. Речь идет в первую очередь о районе Пакманус в море Бисмарка (Ново-Гвинейском) (рис. 223).

Сложнопостроенная рифтовая зона тянется от о. Новая Гвинея до о. Новая Ирландия, через всю котловину Манус в широтном направлении. На севере от Тихоокеанского талассократона ее отделяет цепь мелких островов; на юге границей служит о. Новая Британия. В пределах рифта в 1991 г. на глубине 1650–1750 м вдоль гребня хр Пуал (Binns et al., 2002) открыта полоса гидротермальных образований протяженностью 13 км, приуроченная к возвышению в 500–600 м дацитового состава. В 1998 г. три гидротермальных центра в ее пределах были разбурены в рейсе 193 по программе глубоководного бурения. Одна скважина (1188) прошла 387 м, три другие – 206 м. Совокупность вновь выявленных сульфидных скоплений получила название гидротермальное поле **Пакманус** (от первых букв Папуа – Новая Гвинея – Австралия – Канада и Манус-котловина) (рис. 223). Многочисленные трубы поля сложены халькопиритом и сфалеритом с высокими содержаниями золота и серебра. Вмещающие породы представлены пестрым комплексом эффузивов от кислого до основного состава. Характерной особенностью вулканической толщи является ее сильное изменение под 35-метровым верхним горизонтом, сложенным свежими дацитами и риодацитами. Ярко проявлены аргиллитизация и хлоритизация до полного осветления основной породной массы и ее окремнения. В отличие от процессов, изменяющих вмещающую раму, с глубиной отмечается затухание сульфидной минерализации. Преобладает пирит, отмечаются рассеянный халькопирит и сфалерит, редкий пирротин. Есть все основания предполагать, что сплошные руды, залегающие на поверхности дна, переходят на глубине в штокверк – рудную брекчию. В 1997 г. (The day that..., 2005) гидротермальным полем *Пакманус* как рудным объектом заинтересовались промышленные фирмы «Наутилус Минералз Лимитед GEO» и «Placer Dome». Первая специализировалась в добыче Cu и Zn, вторая – Au. Четыре скважины поискового бурения погружными станками Британской геологоразведки вскрыли 5-метровые рудоносные отложения, в которых 13 г/т Au, 5 % Cu, 22 % Zn и 167 г/т Ag. В 0,4-метровом придонном слое скв. 65RD содержание Au составляло 35 г/т, а на отрезке 0,2 м достигало 57 г/т (Herzig et al., 2003).

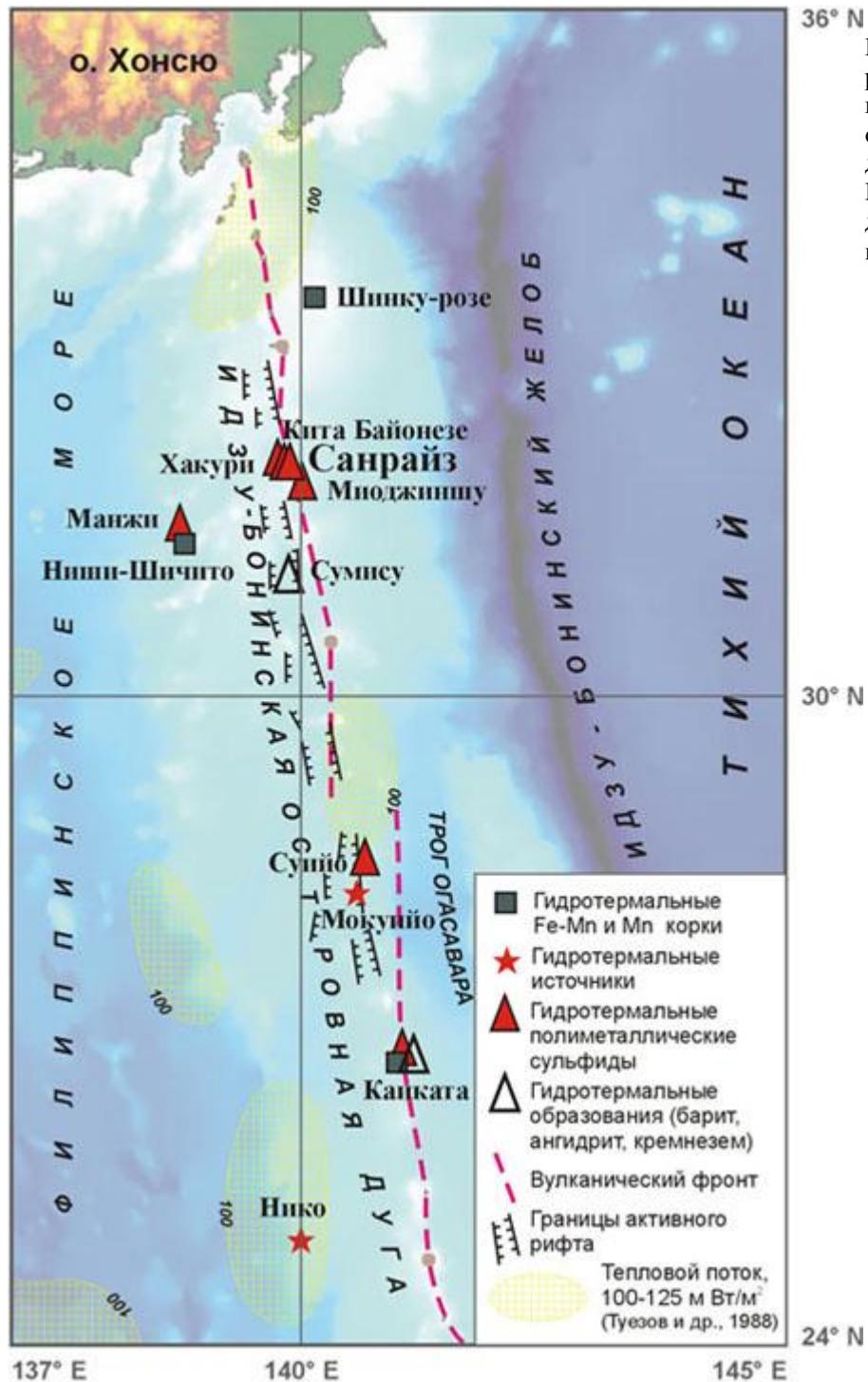


Рис. 221. Схема размещения гидротермальных образований островной дуги Идзу-Бонино (с учетом данных Iizasa et al., 2003, на японском языке)

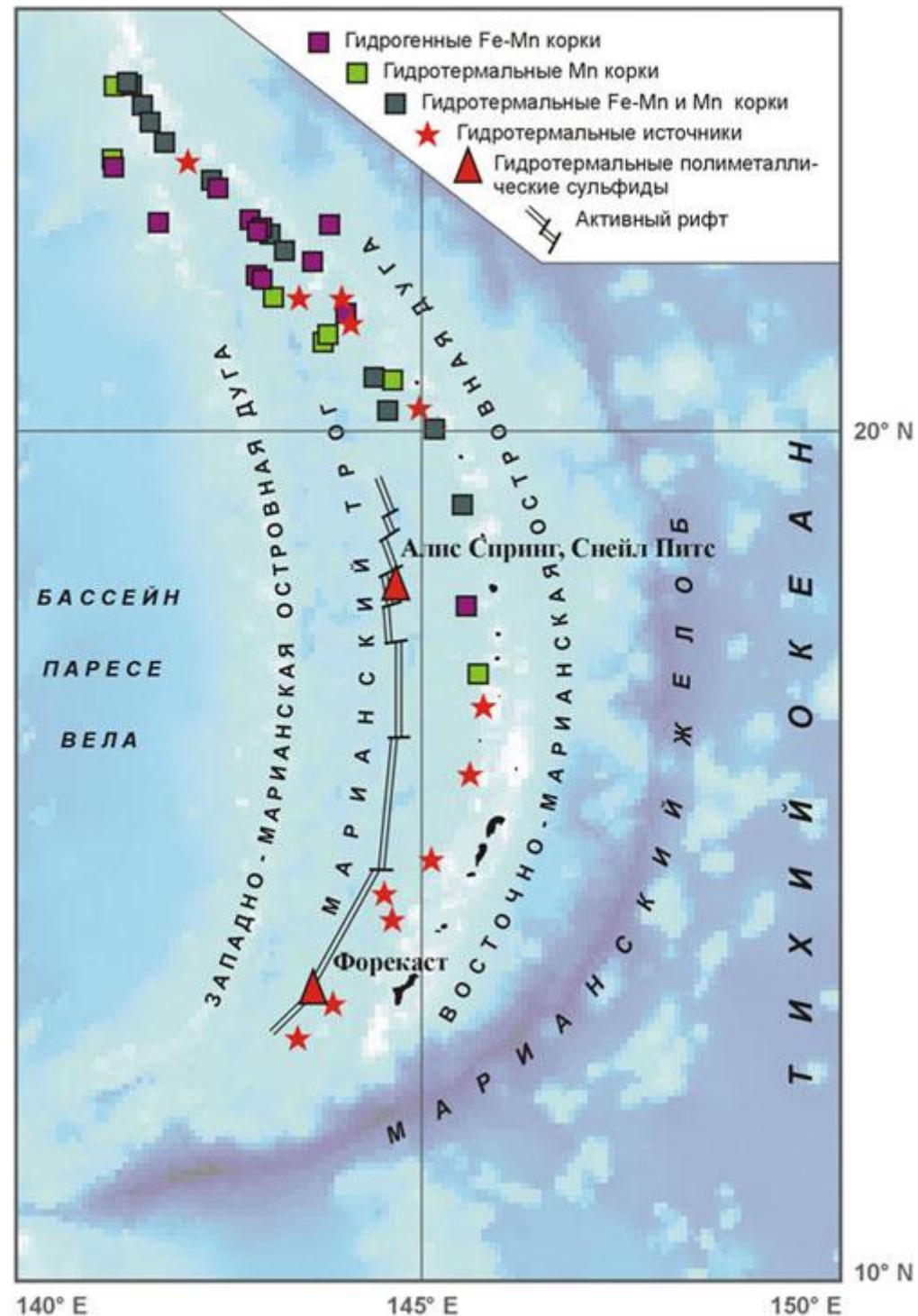


Рис. 222. Схема размещения гидротермальных образований Марианской островной дуги (Baulch et al., 2005)

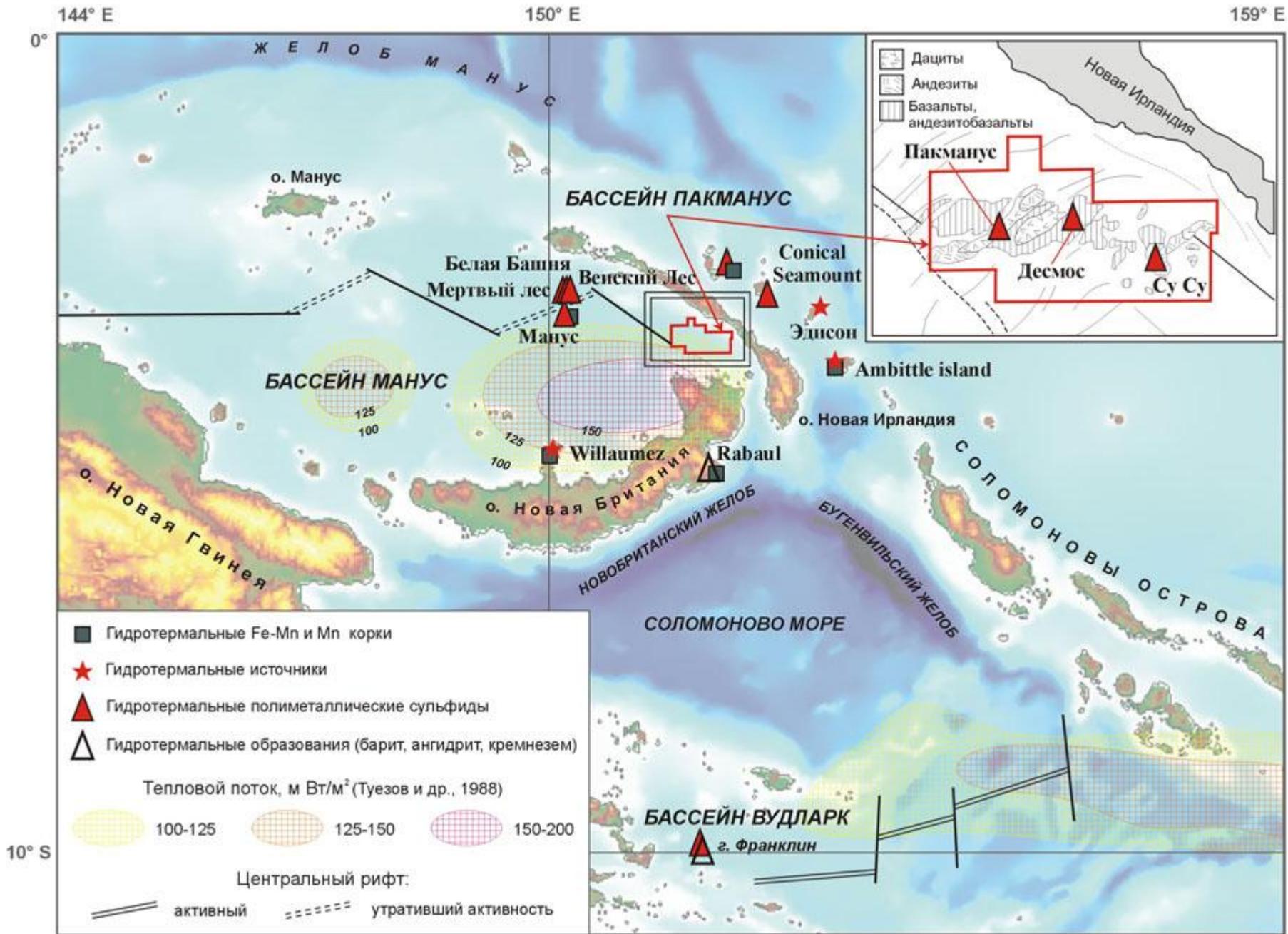


Рис. 223. Схема размещения гидротермальных рудопроявлений бассейна Пакманус (Binns et al., 2002)

В 1997 г. Папуа–Новая Гвинея, первая из стран мира, выдала «Наутилус Минералз Лимитед GEO» лицензию на разведку. В настоящее время эта компания заявила 7 участков общей площадью 15 000 км² с многочисленными сульфидными проявлениями. Она привлекла другую компанию «Placer Dome», которая специализируется на добыче золота. Их совместная работа основывается на условиях, что «Наутилус ...» будет добывать Cu и Zn из руд с содержанием Au менее 3 г/т, а «Placer Dome» будет обрабатывать руды с более высоким содержанием Au в основном с расчетом на извлечение этого благородного металла. К апрелю 2006 г. должен быть завершен первый этап поисково-разведочных работ, обеспечивающий возможность добычи золота со дна моря с доходом до 40 % от затрат на геологоразведочные работы в 7 млн дол. Эта цифра расходов названа компанией «Placer Dome».

К востоку от гидротермального поля *Пакманус*, в пределах внешней островной дуги Новая Ирландия, располагается о. Лихир, на котором в кратере вулкана Луиза разрабатывается крупное эпитермальное золотоносное месторождение Ladolam. К югу от о. Лихир, на глубине 1650 м, поднимается 600-метровый вулканический конус – подводная гора Conical с плоской (150 × 200 м) вершиной. На ней в 1994 г. обнаружено и в 1998 г. подтверждено наличие сульфидных руд, содержащих в среднем, 26 г/т Au при максимальных концентрациях этого металла до 230 г/т (Herzig et al., 2003).

Если *Пакманус* располагается к северу от о. Новая Британия в море Бисмарка, то рудное поле *Вудларк* лежит южнее этого острова, в Соломоновом море. Оно приурочено к западному краю молодой рифтовой структуры, сформированной вдоль юго-восточной периферии котловины Соломонова моря. Область, представленная молодой корой (не древнее 3 млн лет), вытянута в субширотном направлении от крайнего юго-восточного окончания о. Новая Гвинея до Соломоновых островов на востоке. Рудопроявление располагается на горе Франклин (рис. 223). Примечательно, что район этого гидротермального центра характеризуется низкой скоростью спрединга (2,7 см/год), нарастающей к востоку до 4,6 и 6,0 см/год. Изучение объекта проводилось НИС «Академик Мстислав Келдыш» (1990 г., ИОРАН) с использованием ОПА «МИР». Гидротермальное поле залегает на глубинах до 2138 м в вулканической кальдерной впадине размером 500 × 750 м, углубленной на 60–100 м. Состав продуктов гидротермальной деятельности в основном низкотемпературный. Широко развиты черные гидротермальные корки; оранжево-коричневый материал, обогащенный железом и опалом; достаточно крупные постройки, сложенные баритом и оксидами Fe, Mn и Si.

Рассеянная рудная минерализация (~ 2 %) представлена вкрапленниками пирита, сфалерита, реже халькопирита и галенита; Ag-Pb-Sb сульфосолями. Содержание цветных металлов низкое (табл. 12). Привлекает внимание Au (15 г/т) в баритовых постройках горы Франклин.

Перспективными рудными объектами являются гидротермальные центры, связанные с рифтовыми зонами Северо-Фиджийского моря. Здесь сходятся в тройном сочленении активные рифты субширотного и субмеридионального простирания (рис. 224).

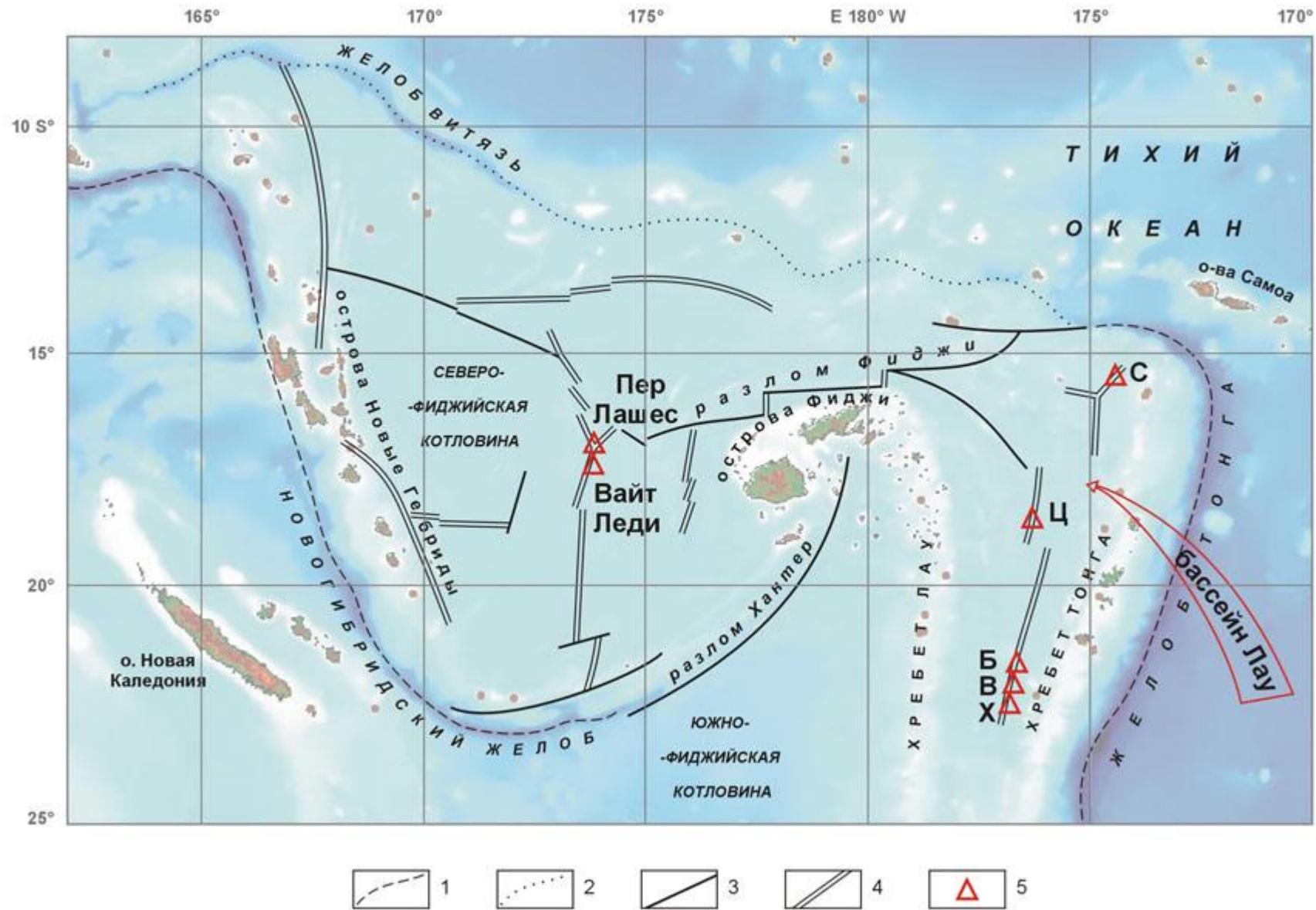


Рис. 224. Схема размещения гидротермальных рудопроявлений Меланезийского звена Западно-Тихоокеанской переходной зоны (с учетом данных Лисицына и др., 2006)
 1 – современный желоб; 2 – палеожелоб Витязь; 3 – разломы; 4 – рифтовые зоны; 5 – гидротермальные центры и их названия: Северо-Фиджийский регион (Пер Лашес и Байт Леди), бассейн Лау (С – северный Лау, Ц – центральный, Б – Белая Церковь, В – Ван Лили, Х – Хине Хина)

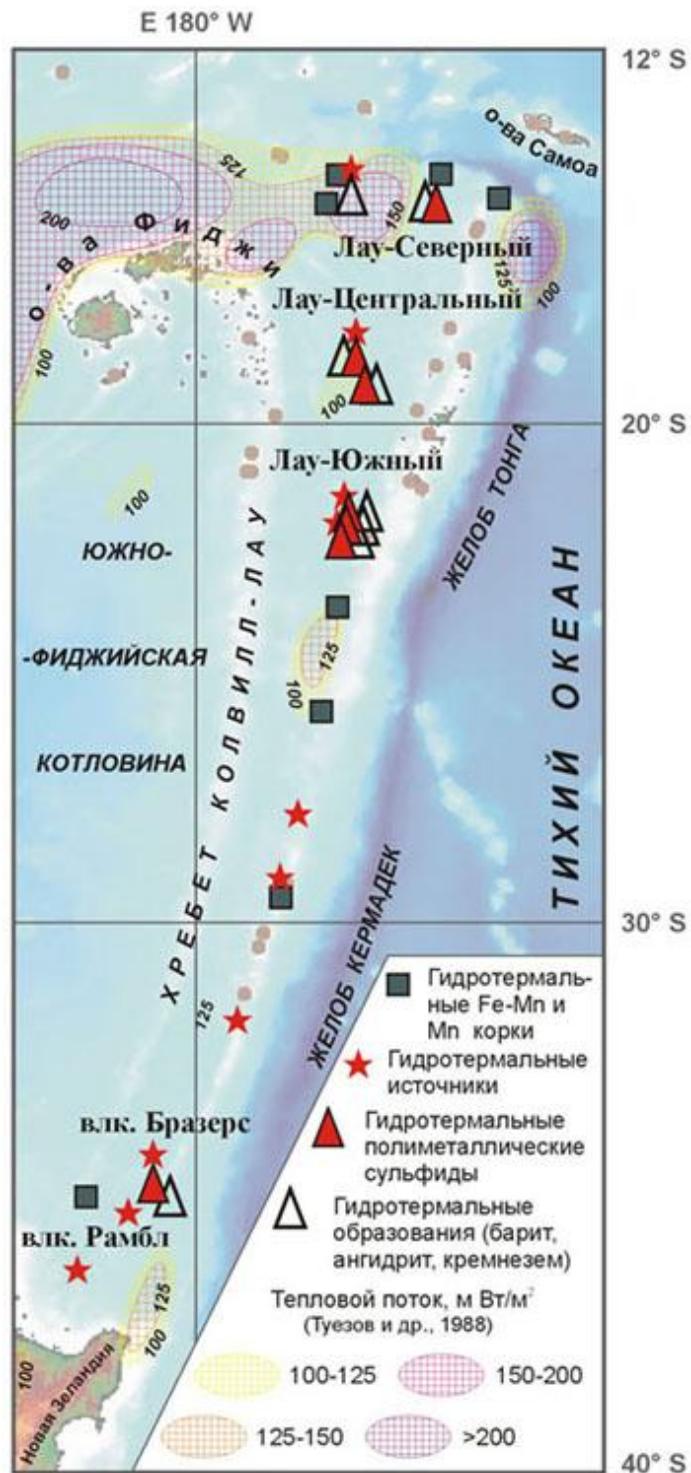


Рис. 225. Гидротермальные рудопроявления бассейна Лау и островной дуги Тонга-Кермадек (с учетом данных Богданова и др., 2006; Wright, 1998)

По данным (Богданов и др., 2006; Halbach et al., 1999), выделяются два рудоносных гидротермальных поля: активное *Вайт Леди* и реликтовое *Пер Лашес*. Они сложены тремя группами отложений (Богданов и др., 2006): сульфидными, сульфатными и железомарганцевыми. Среди сульфидных образований выделяются скопления медной (Cu 17,4, Zn 0,6, Fe 31,6 %), медно-цинковой (Cu 7,9, Zn 11,4, Fe 26,8 %) и железистой (Cu 0,6, Zn 1,3, Fe 38,3 %) специализаций. Формирование рудных построек происходит поэтапно и начинается с отложения сульфидов Fe и Zn. Затем следует высокотемпературная стадия отложения сульфидов меди. Третья стадия – брекчирование внутренних частей постройки, за которой следует низкотемпературная минерализация с отложением кремнезема и ангидрита.

Гидротермальные центры размещаются в активной рифтовой долине, в непосредственной близости к тройному сочленению, на глубине 2010–2020 м. Вайт Леди приурочено к днищу, Пер Лашес к восточному борту (рис. 224). Размеры первого гидротермального объекта в поперечнике 50 м, второго – достигают 2,0 км. Высота гидротермальных построек до 20 м.

Бассейн Лау занимает северную часть тыловой зоны островной дуги Кермадек. В нем выделены три группы гидротермальных центров: северная, центральная и южная (рис. 225).

Северная группа также изучалась НИС «Академик Мстислав Келдыш» (1990 г., ИОРАН) с использованием ГОА «МИР» (Богданов и др., 2006). Гидротермальные образования представлены низкотемпературными, средне- и высокотемпературными отложениями. Сульфидные скопления сложены халькопиритом, сфалеритом, пиритом и марказитом. Содержание меди, в среднем 18,5, цинка – 13 %. Размеры основной гидротермальной постройки 100 × 30 × 50, высота до 20 м.

Центральная группа гидротермальных проявлений располагается в пределах неовулканического хребта на днище рифтовой долины. На вершине хребта фиксируются своеобразные провалы – лавовые колодцы, где на глубине 5–6 м установлены сульфидосодержащие гидротермальные постройки столбообразной формы. Высота от долей до 9–10 м. Постройки изучались с применением ГОА «МИР». Они имеют зональное строение. Плотная внешняя оболочка обогащена Zn (30–40 %), содержит Cu (0,4–0,5 %), десятые доли процентов Pb. Промежуточный слой, сложенный рыхлым материалом, имеет в своем составе те же химические элементы: Zn 1,2–2,2, Cu 0,45–0,48 %, сотые доли процента Pb. Во внутренней части отмечается увеличение содержания Zn (31,7 %), количество Cu 0,29, Pb 0,22 % (Богданов и др., 2006).

Южная группа гидротермальных проявлений (рис. 224 и 225) располагается вдоль активного задугового центра спрединга на хребте, сложенном базальтами, андезитами и риодацитами. Отмечены три гидротермальных поля: *Хине Хина* – самое южное, *Ван Лили* – среднее и *Белая церковь (Вайт Черч)* – северное. Первое представлено 13 неактивными баритовыми и сфалеритовыми постройками высотой 2 м. На Ван Лили установлены черные и белые курильщики с сульфидными и барит-сульфидными трубами медной и цинковой специализации. Поле Белая Церковь сложено барит-сфалеритовыми образованиями. Содержания цветных металлов варьируют в широких пределах во всех рудных объектах Лау. По данным Fouquet et al. (Fouquet et al., 1991, 1993), выделяется 6 типов рудоносных отложений: Ва-Сu трубы (Cu = 10,23–34,0 %; Zn = 0,5–15,14 %); Ва-Zn трубы (Cu 0,08–1,59, Zn 0,88–48,27 %); массивные цинксодержащие сульфиды с барием (Cu 0,48–1,32, Zn 11,46–55,92 %); массивные медьсодержащие сульфиды (Cu 5–30,6, Zn 0,36–54,9 %); вулканическая брекчия (Cu 0,11–0,16, Zn 0,49–0,67 %); штокверк (Cu 4,43–8,43, Zn 0,44–10,68 %). В высокотемпературных медьсодержащих рудных скоплениях отмечается повышенное (до 470 г/т) содержание индия.

Фосфориты

В Тихом океане фосфориты распространены очень широко как в приконтинентальной части (*Япономорская, Калифорнийская, Перуано-Чилийская* провинции, область *Чатем*), так и в абиссали, на подводных горах (*Центрально-Тихоокеанская* мегапровинция), в районе поднятий Уэйк, Мид-Пасифик, Лайн, Магеллановых гор, Огасавара и др. (рис. 210). С практических позиций первоочередной интерес представляют «островные» фосфориты. На о. Науру, о. Макатеа и атолле Матаива, Соломоновых островах (о. Беллоне), о. Кито-Даито-Дзима выявлены и эксплуатируются их месторождения. Некоторые объекты, например фосфориты о. Оушен, полностью выработаны. Содержания P_2O_5 и ресурсные показатели приведены в табл. 14.

С целью подготовки залежей шельфовых фосфоритов к отработке морские геологоразведочные работы велись на плато Чатем вблизи о. Новая Зеландия. Отрывочные сведения о подъеме фосфатных руд в целях практического использования имеются на шельфе полуострова Калифорния, о. Джонстон (о-ва Лайн), о. Клиппертон у побережья Америки.

Для России практический интерес представляют скопления P_2O_5 в Японском море на Восточно-Корейской возвышенности (1350–1800 м), где обнаружены крупные «концентрированные» их залежи (Леликов, 2001). Фосфатные руды представлены, в основном, твердыми плитчатыми фосфатизированными диатомитами. Содержания P_2O_5 – 23,82–30,25 %. Сырье обладает высокими агрохимическими качествами, 43 % фосфатной массы легко растворяется в лимонной кислоте. Япономорские фосфориты без дорогостоящей предварительной подготовки эффективны при прямом использовании в сельском хозяйстве; могут служить исходным сырьем для получения фосфорной кислоты, аммофоса, простого и двойного суперфосфата.

Таблица 14

Прогнозные ресурсы рудной массы и запасы P_2O_5 на островах мирового океана

Название островного объекта	Содержание P_2O_5 (%)	Ресурсы рудной массы (млн. т)	Запасы P_2O_5 (млн. т)	Примечания
ТИХИЙ ОКЕАН				
1. о. Науру	37.3-40.3	30.0	10.2	Ежегодная добыча 1.5 млн. т P_2O_5
2. о. Оушен	39.05-40.32	-	50.0	Выработано
3. о. Макатеа - атолл Матаива	38.0	20.0	7.5	Ежегодная добыча 1.4-1.5 млн. т P_2O_5
4. Кито-Даито-Дзима	27.4-55.6	5.0-10.0	-	-
5. Соломоновы острова (о. Беллоне)	30.3	-	0.5	Выработано
6. Сала-и-Гомес	38.2	-	-	-
ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН				
7. о. Рождества	23.5-40.1	100.0	30.0	Разрабатывается. Ежегодная добыча 0.8-1.2 млн. т P_2O_5 .
8. о-ва Сейшельские	25.9-40.45	-	-	-
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН				
9. о. Трауира	24.9-28.2	6.0-11.0	-	-
10. о. Кюрасао	15.0-20.0	20.0-30.0	3.5	-
ВСЕГО по МИРОВОМУ ОКЕАНУ		181.0-201.0	98.2	

Газогидраты

Этот вид полезного ископаемого изучен крайне слабо, хотя тема газогидратов одна из наиболее популярных в научных работах и целеустремлениях геологов многих стран мира. В Тихом океане этим видом УВ сырья активно интересуются Япония, Южная Корея, Китай, Вьетнам на западе; Канада, США, Мексика на востоке. Российские геологи Г.П. Гинсбург и В.А. Соловьев (ВНИИОкеангеология, С. Петербург) являлись лидерами этого нового научного направления последние 12–15 лет. В 1994 г. ими открыт перспективный газогидратоносный район, расположенный в западном присахалинском борту впадины Дерюгина в Охотском море. В течение 1995–2001 гг. здесь проводились международные работы в рамках германо-российского проекта «КОМЕХ». Продуктивная газогидратоносная площадь северо-западного простирания составляет по ширине 20, по длине до 130 км (рис. 226).

В 2003 г. в рамках другого проекта СНАОС (Япония, Россия, Ю. Корея, Бельгия, Германия) начатые исследования были продолжены и позволили дать предварительную оценку масштабам газогидратопроявления. На полигоне площадью около 200 км² локатором бокового обзора выделено свыше 40 четко выраженных на дне структур, с которыми связаны очаги разгрузки газа, подтвержденные эхолотированием, отметившим более 70 акустических аномалий типа факел в водной толще. На трех продуктивных структурах Хаос, Иероглиф и Китами газовые гидраты подтверждены грунтовым пробоотбором. В 2005 г. газогидратоносное поле было существенно расширено в пределах западного борта *впадины Дерюгина*, где удалось обнаружить еще пять скоплений газогидратов на малых глубинах моря 385 и 390 м. Суммарная продуктивная площадь составила 4,36 км², плотность запасов газа 8–10⁸ м³/км², общие его ресурсы достигают 3,5 × 10⁹ м³.

Из других газогидратоносных районов в Тихом океане можно упомянуть Северные Курилы, Японское море, хр. Окусири к западу от о. Хоккайдо; северную и центральную части трога Нанкай – районы Токай и Сикоку; трог Окинава – район гидротермального поля Джейд; площадь к юго-востоку от Северного острова Новой Зеландии. Ресурсный фонд газогидратов Тихого океана оценивается в 32,2 млрд т условного топлива.

Бариты

Бариты широко распространены в Западно-Тихоокеанской транзитали (Астахова, 1996). Известно более 12 районов их проявления от Берингова моря на севере до бассейна Лау на юге. Образование баритов часто связывается с гидротермальной деятельностью, с барийнесущими флюидами, которые, вступая в реакцию с сульфатом морской воды, образуют залежи этого минерала. Появление баритов ассоциируется с возможностью их генетической общности с сульфидными рудами типа Куроко. Баритовая минерализация в океане может являться передовым фронтом гидротермальных потоков, формирующих сульфидные скопления на глубине.

Самое крупное из известных баритовых скоплений располагается в Охотском море, в центральной части впадины *Дерюгина* (рис. 226). Глубина залегания 1470–1480 м. Бариты встречены в виде мономинеральных травертиноподобных образований (96,5 % барита), баритово-кремнистых корок (80 % барита); в виде цемента в полимиктовых песчаниках и конгломератах (59 % барита), трубчатых тел и локальной «пропитки» отдельных участков вмещающих осадков, скоплений переотложенного барита. Баритовые скопления во впадине Дерюгина связываются (Деркачев и др., 2000) с ремобилизацией первоначально биогенного бария из нижележащих горизонтов осадочной толщи.

В результате разгрузки холодных флюидов, содержащих растворенные формы бария и метана, на поверхности дна формируются столбо- и блокообразные баритовые постройки в несколько метров высотой и небольшие карбонатные залежи в осадках.

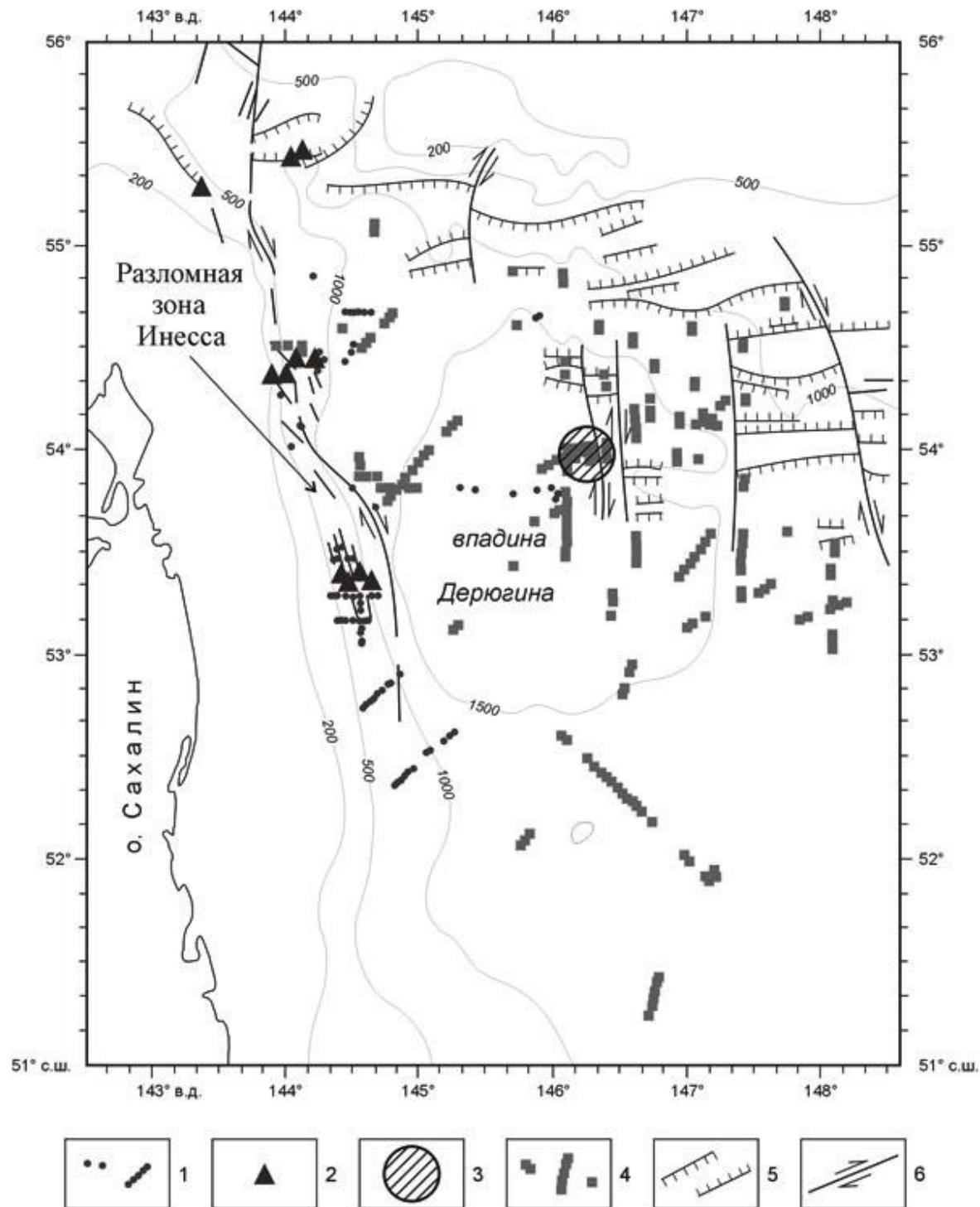


Рис. 226. Карта распространения газогидратоносных структур во впадине Дерюгина, Охотское море (Ludmann et al., 2003)

1 – газогидратоносные структуры; 2 – выходы газа; 3 – скопление баритов; 4 – глинистые диапиры; 5 – нормальные сбросы; 6 – разломы и смещения по ним

Размеры баритового поля оцениваются в 16 км^2 при высоте построек до 10 м. Их формирование протекало в течение последних 49 000 лет (Greinert et al., 2002). Ресурсный потенциал составляет около 10 млн т барита (Baranov et al., 2004), что позволяет рассматривать объект в качестве очень крупного баритового месторождения, на порядок превосходящего известные наземные месторождения (Минеральное сырье ..., 1999) этого вида минерального сырья.

Минерагения Атлантического океана

Если в Тихоокеанском бассейне четко проявлена асимметрия восточной его части по отношению к западной, то в Атлантике достаточно существенно различаются северная и южная части океана, разделенные субширотной зоной высокой концентрации гигантских смещений вдоль трансформных разломов (от разлома Вима до разлома Чейн). При симметричном характере проявления кинетики спрединга (рис. 200) относительно центрального рифта на юге океана скорости раздвижения были в основном более высокие (почти в два раза), кроме кратковременного периода в эоцене. Второй примечательной особенностью строения Атлантического океана является глубокое проникновение периферийных окраин сопредельных континентов (в первую очередь Африки) в пределы океанического ложа. Южная часть Африки в целом является регионом с аномальным строением мантии. На основе сейсмотомографических данных выделяется африканский суперплюм (Fucao et al., 1994), характеризующийся на глубинах 1000–2980 км разуплотнением мантийного вещества, снижением скорости распространения продольных и особенно поперечных сейсмических волн. Выше этой аномалии отмечается утонение литосферы и фиксируется повышенный тепловой поток – признаки, свойственные Южной и Восточной Африке и, в частности, уникальному минерагеническому плану Южно-Африканского геоблока, самому богатому по суммарной ценности полезных ископаемых среди тектонических континентальных структур (Минерально-сырьевые ..., 2000). Восточная часть Юж. Атлантики располагается в области влияния этого аномального явления. К числу океанических структур, тесно связанных с сушей, относится Китовый хребет – асейсмичное поднятие, приуроченное к крупному разлому северо-восточного простирания.

На схеме геоблоков (рис. 210) океанический бассейн Атлантики расчленяется серией крупных трансформных разломов на несколько мегасегментов, в каждом из которых формируется своя геодинамическая обстановка. В северной части океана выделяются (с севера на юг) мегасегменты Южно-Исландский, Иберийско-Ньюфаундлендский, Багамо-Канарский; в южной – Афро-Гвинеийский, Анголо-Бразильский, Капско-Аргентинский, Южно-Атлантический. Их разделяют трансформные разломы, которые можно отнести к классу демаркационных, нередко имеющих продолжение в пределах континентов. Вместе с осевой рифтовой зоной они образуют единую систему планетарных линеаментов, развивающихся как в пределах литосферы океанического, так и континентального типов. Кроме трансформов, дно Атлантического океана пересекают разломы, более тесно связанные со структурами суши. В их числе разломы Новой Англии (Келвина), Камерунский разлом и Китовый.

Оксидные железомарганцевые образования

Специфика атлантического рудогенеза наглядно проявляется на примере ограниченно развитых железомарганцевых конкреций имеющих преимущественно, Fe-Co специализацию. Выделяется всего одно поле глубоководных ЖМК – Северо-Американское бедной кобальтовой специализации. По современным оценкам, поле не представляет никакого практического интереса. Однако в историческом плане этот объект имеет определенные заслуги в деле изучения океанических конкреций. Здесь в середине 70-х годов прошлого столетия на НИС «Александр фон Гумбольдт» были начаты экспедиционные работы Восточноевропейских стран, ныне обладающих заявочным участком в поле *Кларион–Клиппертон* (Тихий океан) – СО «ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛ» (Болгария, Россия, Польша, Словакия, Чехия и Куба).

Северо-Американское поле (рис. 210) размещается в одноименной котловине. Оно с запада примыкает к флангам САХ. Состав конкреций характеризуется типичной для абиссальных котловин Атлантического сегмента Мирового океана Fe–Co специализацией. Содержание Co нередко достигает и превосходит 0,3 %. Элементы триады Mn–Ni–Cu содержатся в небольших концентрациях: Mn 13,6, Ni 0,35, Cu 0,16 %. Плотность залегания конкреций невыдержанная, в среднем 5 кг/м².

В южной части Атлантического океана (рис. 210) наиболее интересными объектами являются площади *Бразильская*, в конкрециях которой Mn 18,7, Ni 0,6, Cu 0,3, Co 0,3 %, и *Капская*, где содержание Mn 18,7, Ni 0,69, Cu 0,3, Co 0,19 %.

Довольно крупное Fe-Mn поле аваншельфового типа в виде толстого (до 6 см) покрытия, напоминающего конкреционную мостовую, залегает на *плато Блейк*, вблизи полуострова Флорида. Его прогнозные ресурсы – 2,26 млрд т сухой рудной массы, при содержаниях Mn 12,3, Ni 0,43, Cu 0,12 и Co 0,41 %. Плато Блейк изучалось одним из первых как объект возможного освоения Fe-Mn образований океана. Здесь в 1970 г. фирмой Дипси Венчурс (США) проведены испытания эрлифтного добычного оборудования, установленного на переоборудованном рудовозе «Дипси Майнер I», водоизмещением 7400 т. Оно позволяло с глубины 800 м поднимать на борт до 60 т рудной массы в час (Риффо, 1978). Однако содержание металлов в Fe-Mn образованиях оказалось недостаточным для рентабельной эксплуатации. Основная тяжесть геологоразведочных работ была перенесена в Тихий океан, в район разлома Кларион, где в 1974 г. фирме Дипси Венчурс (США) удалось открыть первое месторождение глубоководных железомарганцевых конкреций со средним составом: Mn 27,3, Ni 1,2, Cu 1,01, Co 0,2 % (площадью 30 тыс. км², глубина океана 2300–5000 м). Плотность залегания 10–15 кг/м². Эти параметры стали эталонной базой сравнения при изучении конкрециеносных абиссальных районов. Открытие *месторождения ЖМК в поле Кларион–Клиппертон* фирмой Дипси Венчурс явилось толчком к активизации геологоразведочных работ с использованием НИС «Проспектор» (США), «Вальдивия» и «Зонне» (ФРГ), «Хакури МАРУ» (Япония); возникновению международных консорциумов: группы «Кеннекотт», ОМА, ОМИ, ОМКО; национального консорциума Франции АФЕРНОД, национального консорциума Японии ДОМА.

В 1978–1979 гг. ОМА переоборудует рудовоз в добычное судно «Дипси Майнер II», с помощью которого проводит опытную добычу в масштабе 1:5 от планируемой производственной. Консорциум ОМИ переоборудует под добычное буровое судно «CEDKO-445» и испытывает его на глубинах до 5200 м к северу от Гавайских островов. В 1978 г. аналогичную задачу ставит и решает консорциум ОМКО на судне «Гломар Эксплорер» на относительном «мелководье» в 1800 м к востоку от Калифорнии. Модель агрегата сбора проводит добычу в масштабе 1:10 от производственной. Национальные консорциумы Франции и Японии ведут работу при поддержке правительства своих стран. Разрабатываются три варианта добычных систем: канатно-черпаковая, эрлифтная и автономных дистанционно-управляемых челночных аппаратов сбора и подъема ЖМК на полупогружную платформу водоизмещением 140 000 т. (Освоение..., 1986). В Советском Союзе активизация проблемы освоения ЖМК океана отмечается в конце 70-х – начале 80-х годов. В Мингео создается новая геологоразведочная отрасль – морская геология. Ставится задача в сжатые сроки занять достойное место в новом направлении работ в Мировом океане. Форсированный темп достигается благодаря привлечению ряда сторонних ведомств, способствующих судовому обеспечению геологоразведочных работ (Минсудпром), внедрению передовой навигационной техники, разработке схем металлургического передела конкреционной руды (Гипроникель, Минцветмет, Минчермет), проектированию крупнотоннажных судов специального назначения, разведки, добычи и транспортировки (ЦКБ «Восток»). Новаторским предприятием явилась организация в 1980–1982 гг. групповых океанических экспедиций, включающих 4–5 океанских судов одновременно, работающих по единому плану. Итогом этой концентрации усилий явилась заявка, поданная в 1982 г. в МОД ООН производственным объединением «Южморгеология» в качестве первоначального вкладчика на участок в приэкваториальной части Северо-Восточной котловины в пределах поля

Кларион–Клиппертон. По срокам она уступала только *заявке Индии*, претендовавшей на *участок ЖМК в Индийском океане*, в северо-западном углу Центрально-Индоокеанского поля (рис. 210).

Кобальтмарганцевые корки

Кобальтмарганцевые корки (КМК) установлены в Атлантическом океане на 6 объектах (рис. 210): поднятие *Угловое*, поднятие *Сьерра-Леоне*, цепь гор вдоль Камерунского разлома в *Гвинейском заливе*, восточные фланги *ЮАХ на 12° ю.ш.*, в *хр. Китовом*. Это не крупные скопления кобальтмарганцевых корок с ресурсами, немного превосходящими 0,5 млрд т рудной массы. В них обычно присутствуют *Со 0,4–0,6*, *Ni 0,2–0,4*, *Сu 0,05–0,08* и *Mn 15–25 %*. КМК как вид полезного ископаемого Атлантического океана с практических позиций заслуживает пристального внимания. Уступая по масштабам проявления, по составу они аналогичны тихоокеанским КМК, рассматриваемым как объекты освоения в будущем.

Полиметаллические сульфиды и металлоносные осадки

Описанный выше срединно-океанический хребет Тихого океана и примыкающие к нему с севера (Хуан-де-Фука) и востока (Галапагос) хребты со средней скоростью спрединга (~3,0 см/год) представляют в целом высокоскоростное спрединговое Индо-Тихоокеанское звено (> 5,0 см/год). В Атлантике осевую часть океана занимает срединный хребет, образующий низкоспрединговое Индо-Атлантическое звено (1–3 см/год). Северо-Атлантический хребет (САХ) от 0 до 40° с.ш., весьма продуктивен для флюидно-гидротермальной деятельности и глубоководного сульфидного рудообразования. В нем выявлено более двадцати сульфидных рудопроявлений (рис. 211).

Четыре объекта глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) открыты российскими геологами (табл. 12, рис. 227): 1. *руднопроявление 24°30' с.ш. (1988)*; 2. *рудный узел «Логачев» (1993–1994)*; 3. *рудный узел «Ашадзе» (2003)*; 4. *рудное поле 16°38' с.ш. (2005)*.

Два рудопроявления на 13°21' с.ш. и 13°31' с.ш. открыты в 2007 г. Объекты ГПС размещаются в рифтовой зоне срединно-океанического хребта: в пределах днища долины (Менез Гвен, Лаки Страйк, Брокен Спур, Снейк Пит, Пюи-де-Фолль) или восточного приподнятого борта (Рейнбоу, ТАГ, 24°30' с.ш, рудное поле 16°38' с.ш, рудный узел «Логачев»). Только рудный узел «Ашадзе» залегает в западном борту рифтовой долины, у подножия («Ашадзе-1 и 3») и на склоне («Ашадзе-2»).

Самым крупным и хорошо изученным объектом ГПС в Атлантическом океане является рудный узел *ТАГ*, открытый геологами США в 1985 г. на 26°08' с.ш. в восточном борту рифтовой долины. В состав рудного узла входят (рис. 228) гидротермально активное рудное тело Рона, глубина около 3700–3740 м; реликтовая постройка МИР, к которой примыкает небольшое скопление сульфидных руд Спутник на глубине 3450–3500 м; реликтовая зона Алвин (3410–3540 м); Восточное гидротермальное поле (2500–3295 м) с признаками истечения низкотемпературных водных растворов (Богданов и др., 2000). В 1994 г., в районе рудного тела **Рона**, буровое судно «Джойдес Резолюшен» пробурило 17 скважин (рейс 158, № 957) на глубину до 125 м (рис. 229).

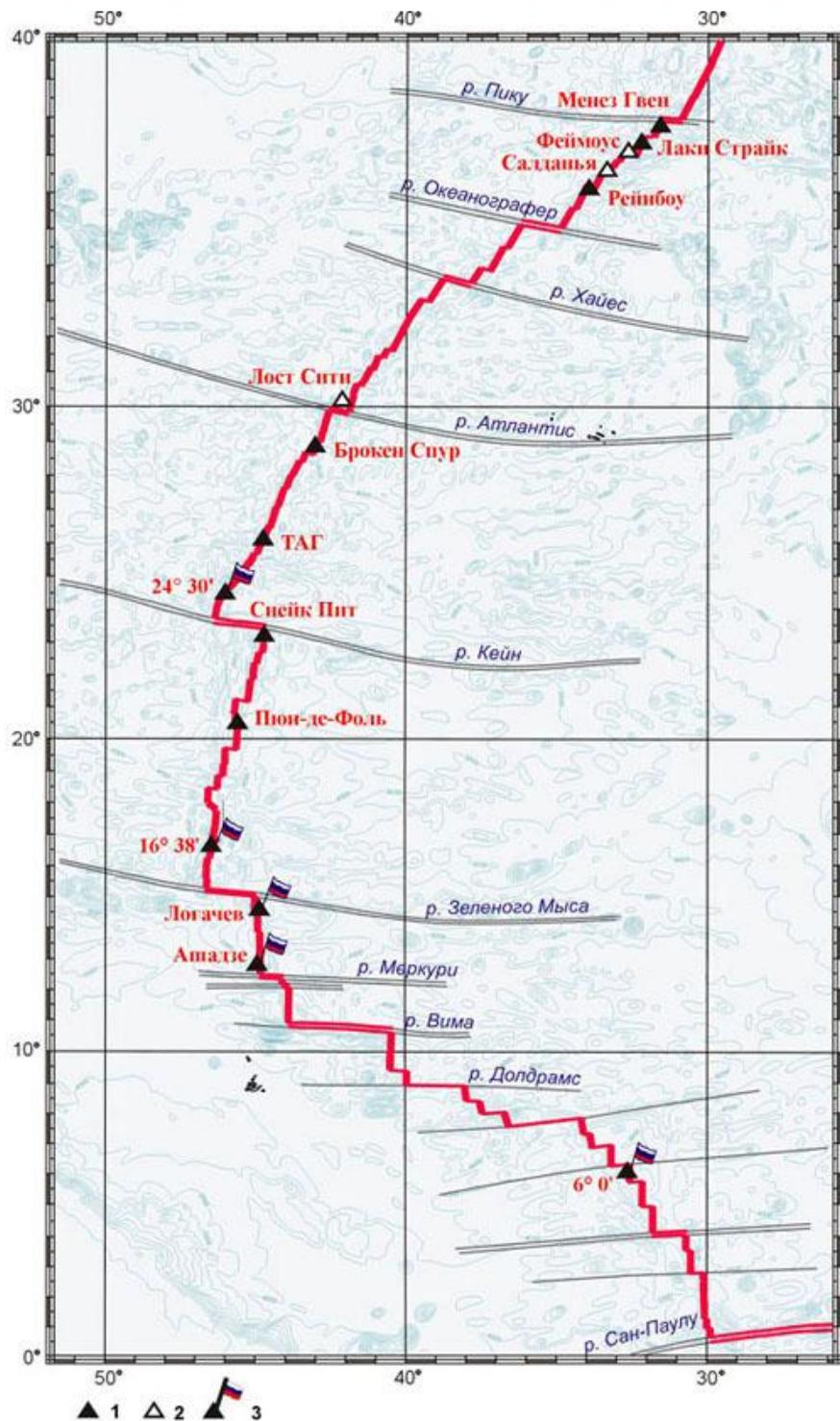


Рис. 227. Рудоносные гидротермальные поля и скопления ГПС Северо-Атлантического хребта (0°–40°с.ш.)
 1 – высокотемпературные гидротермальные поля с сульфидным оруденением; 2 – низкотемпературные гидротермальные поля; 3 – объекты ГПС, открытые в российских рейсах

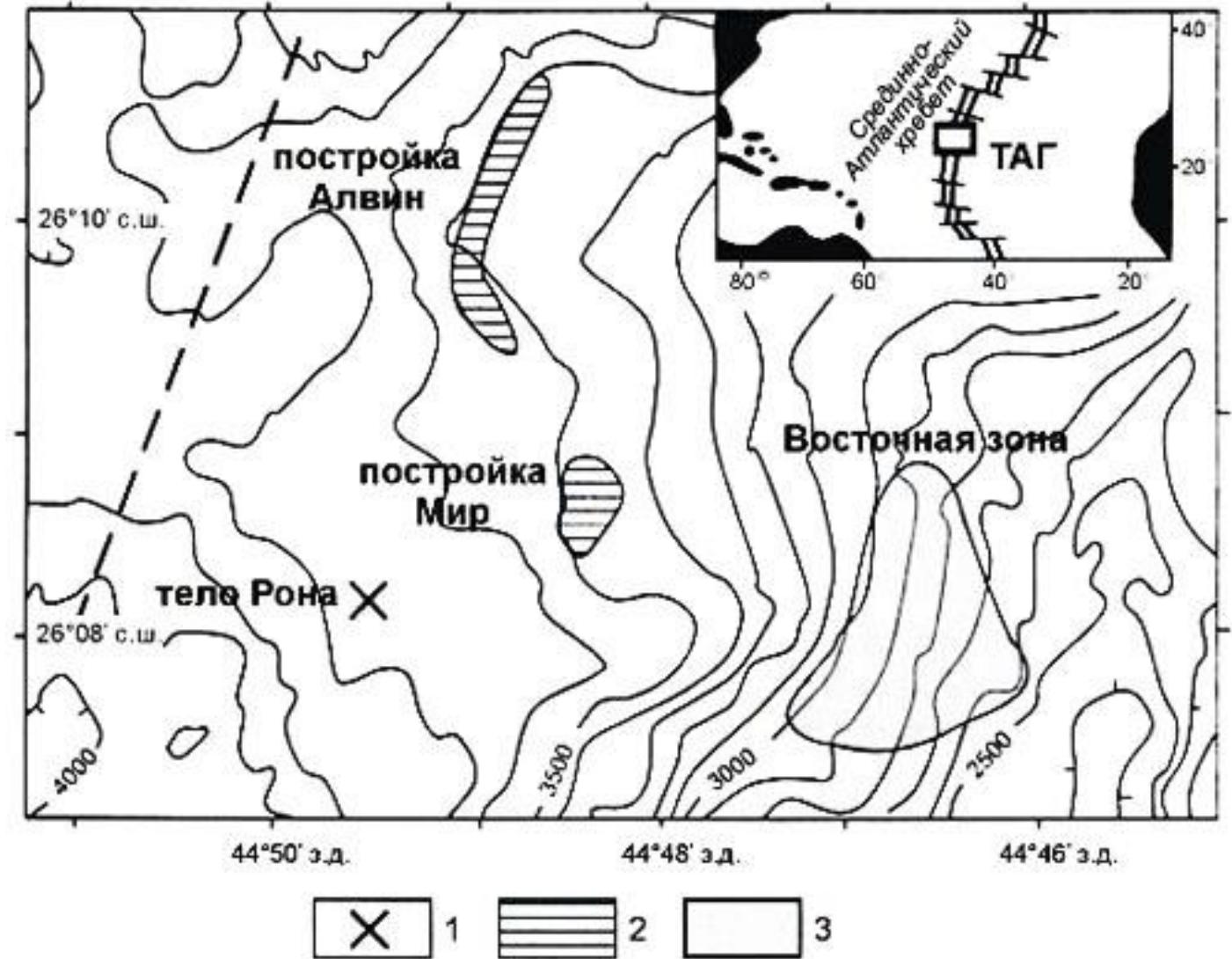


Рис. 228. Строение рудного узла ТАГ (26°08' с. ш.)
 1 – активная высокотемпературная гидротермальная постройка «Рона»; 2 – реликтовые гидротермальные высокотемпературные постройки «Мир» и «Алвин» (по Ю.А. Богданову, 2005); 3 – низкотемпературные гидротермальные отложения – «Восточная зона»

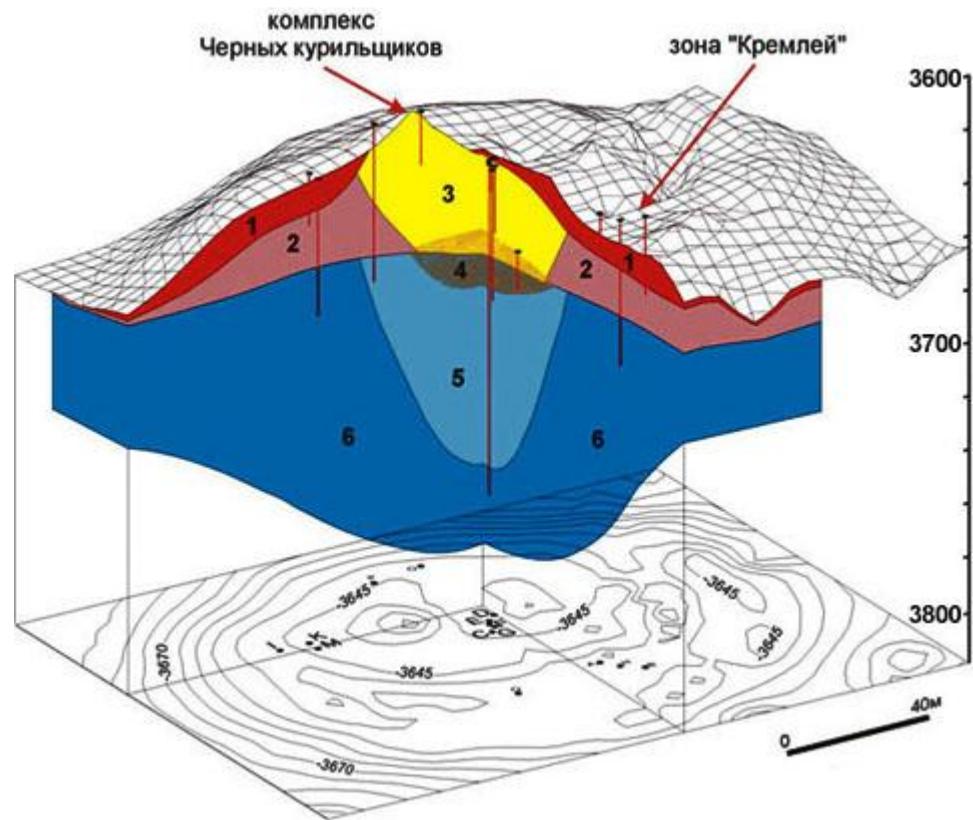


Рис. 229. Схема внутреннего строения гидротермально-активного тела Рона, рудный узел ТАГ (26°08'с.ш. САХ)
 1 – полиметаллическая зона; 2 – Si-полиметаллическая зона; 3 – Ca-полиметаллическая зона; 4 – Ca зона; 5 – Si-Ca зона; 6 – Si зона; красные линии – скважины ODP (рейс 158, 1994 г.)

Это пример детального изучения глубинной структуры крупного сульфидного тела, выявившего его зональное строение (Humphris et al., 1995). Приповерхностная часть рудного тела Рона до глубины 20 м сложена массивными сульфидными рудами, представленными пиритом и марказитом, халькопиритом, сфалеритом. Содержание Cu 0,88, Zn – 10,0 %; Au 5,6 г/т. Рудную зону подстилает ангидритовая зона, сложенная пирит-ангидритовой брекчией. Ниже залегает пирит-кремнезем-ангидритовая брекчия, и далее, на глубинах 100 м и более, хлоритизированная базальтовая брекчия.

Формирование рудного тела *Рона* проходило на протяжении 40–50 тыс. лет. Наиболее продуктивной была рудообразующая фаза продолжительностью около 25 тыс. лет (Lalou et al., 1990). Ресурсный потенциал тела оценивается в 3,89 млн т. Прогнозные ресурсы рудного узла *ТАГ* (с учетом постройки МИР и зоны Алвин) составляют 21,87 млн т сухой рудной массы, представленной двумя типами руд: медно-цинковым и медно-колчеданным с повышенным (до 5,6 г/т) содержанием золота (табл. 6).

Из объектов ГПС, открытых геологами России (рис. 227), наиболее интересным является рудный узел «Логачев» (рис. 230), включающий три локальных объекта:

- рудное тело «Логачев-1» (3050–2900 м), *рудопроявление* «Логачев-2» (2760-2640 м) и центр гидротермальной активности у подножия рифтовых гор – «Логачев-4» (2500-2600 м);
- рудное тело «Логачев-1» открыто и многократно посещалось НИС «Профессор Логачев» (Полярная экспедиция, г. Ломоносов). Проводились различные геологические и геофизические работы в модификации ВЭЗ-диполь (рис. 231).

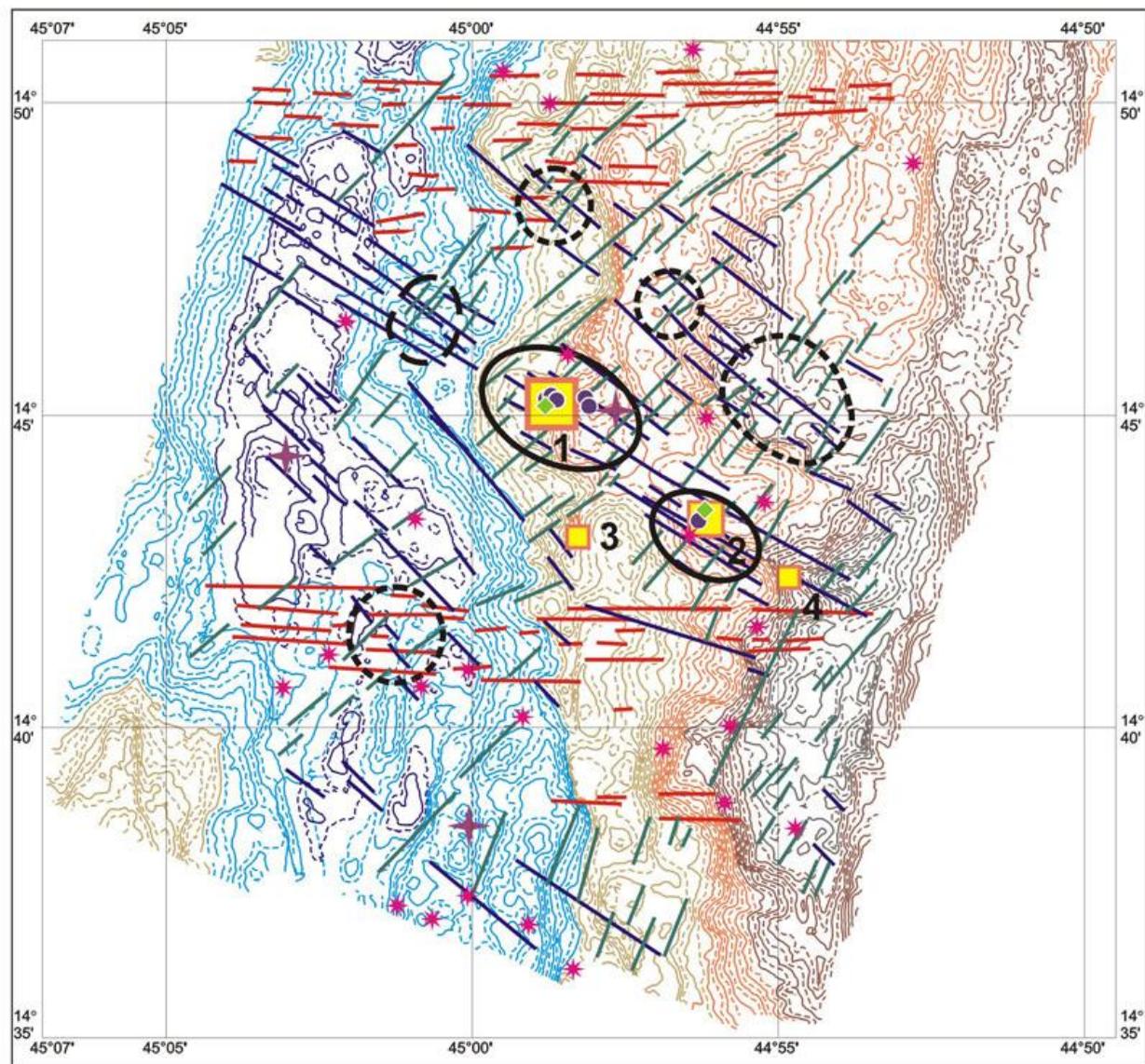


Рис. 230. Структурно-тектоническая схема рудного узла «Логачев» (САХ, 14°43' – 14°45'с.ш.) по данным линеamentного анализа
 Основные морфоструктурные элементы осевой зоны САХ: 1 – днище долины, 2 – борт рифтовой долины, 3 – рифтовые горы. Линейные элементы рельефа дна: 4 – субширотные (трансформные), 5 – северо-западные, 6 – северо-восточные. Узлы пересечения систем линейных элементов: 7 – с установленными рудопоявлениями, 8 – с предполагаемым рудообразованием, 9 – с предполагаемой гидротермальной деятельностью; 10 – эпицентры мелкофокусных землетрясений; 11 – Fe-Mn корки (Cu > 2 %); 12 – габбро и гипербазиты; 13 – гидрофизические и гидрохимические аномалии

Рудные объекты ГПС

- 1 рудное тело "Логачев-1"
 2 рудопоявление "Логачев-2"
 3 предполагаемое рудопоявление "Логачев-3"
 4 рудопоявление "Логачев-4"

- 1
 2
 3
 4
 5
 6

- 7
 8
 9
 10
 11
 12
 13

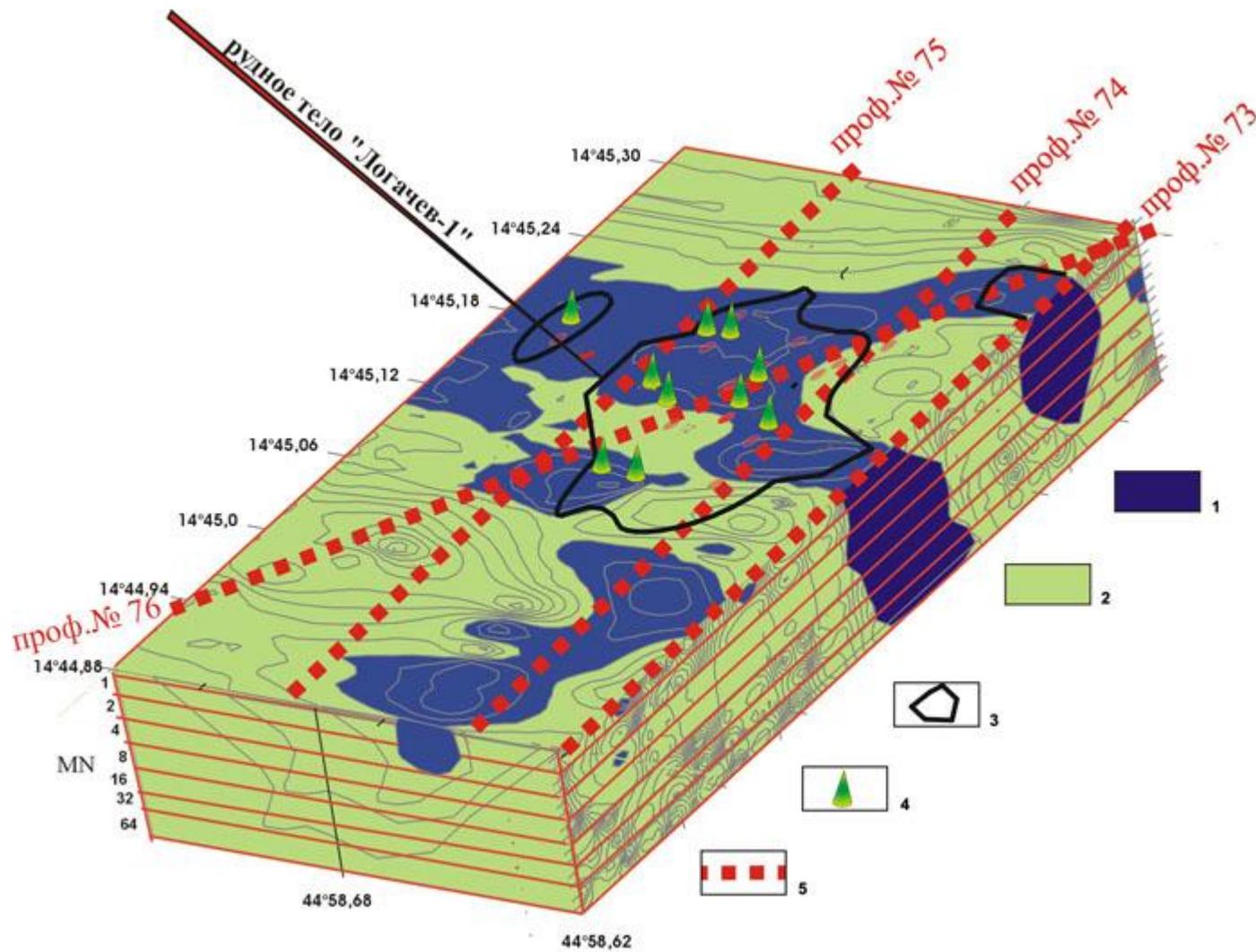


Рис. 231. Строение рудного тела «Логачев-1» по данным электроразведки (АМК «Рифт-3», Севморгео, 2004)
 Области значений ρ_k : 1 – $\rho_k < 0,6$ омм – предполагаемые площади распространения сульфидных руд, 2 – $\rho_k > 0,6$ омм – вмещающие породы (базальты (?), габбро, серпентинизированные перидотиты); 3 – геологические границы рудных образований, 4 – сульфидные постройки, 5 – профиль АМК «Рифт-3» и его номер

Руды отличаются очень высоким содержанием Cu (до 53,4 %) и Au (до 32,22 г/т), подразделяются на богатый медный и медно-цинковый типы. Ресурсный потенциал 1,75 млн т рудной массы. В целом прогнозные ресурсы рудного узла «Логачев», по данным ПМГРЭ (г. Ломоносов), оцениваются в 2,0 млн т руды при преобладании в их составе медьбогатого рудного типа. По электроразведочным данным, рудные скопления могут представлять столбообразные залежи, уходящие на глубину более 20–24 м (Андреев и др., 2005).

Рудный узел «Ашадзе» – самый южный из объектов ГПС, открытых в интервале 0–40°с.ш. САХ, на западном борту рифтовой долины, в пределах которого разместились *рудное поле «Ашадзе 1, 3»*, у подножия (глубина 4100–4300 м), и *рудопроявление «Ашадзе-2»* – на выположенной площадке в середине склона (глубина 3250–3300 м) (рис. 232).

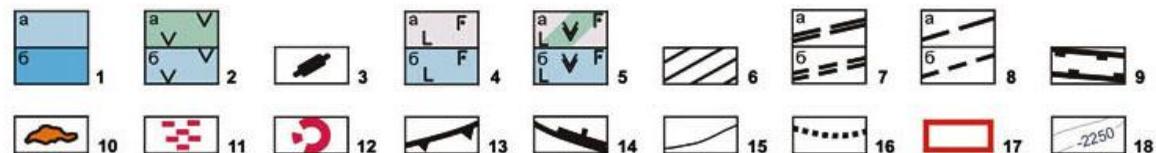
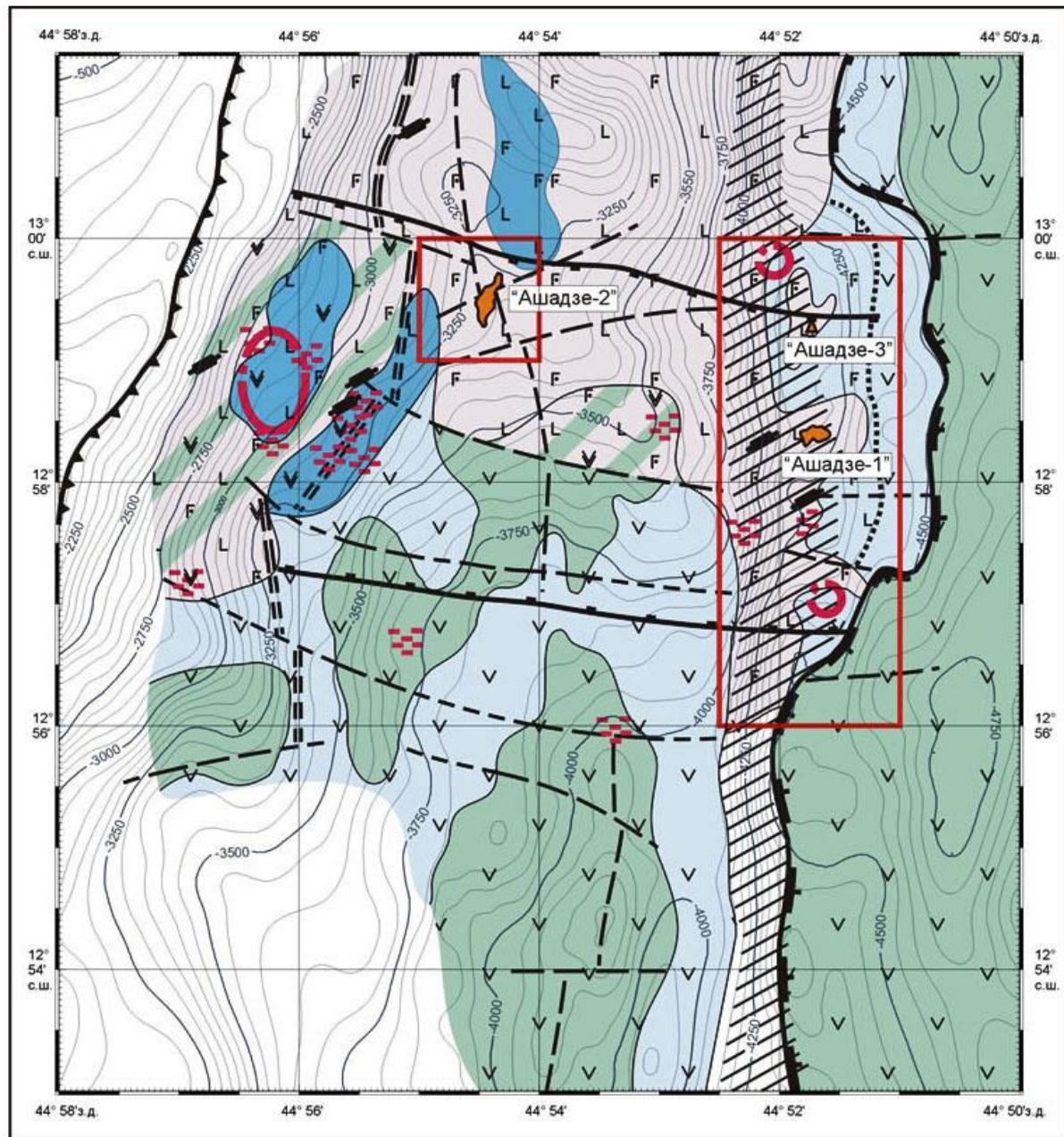


Рис. 232. Геологическое строение рудного узла «Ашадзе» (Бельтенов, Рождественская, ПМГРЭ, 2005)
 Донные осадки. 1 – плейстоцен-голоценовые кокколито-фораминиферовые илы: а – карбонатные $50\% < \text{CaCO}_3 < 75\%$; б – сильно карбонатные $\text{CaCO}_3 > 75\%$. Вулканические породы четвертичного возраста: 2 – толеитовые базальты: а – залегающие на поверхности дна; б – предполагаемые под осадками, 3 – долериты. Плутонические породы неуставленного возраста: 4 – габброиды, серпентинизированные перидотиты: а – залегающие на поверхности дна; б – предполагаемые под осадками; 5 – крупноглыбовые развалы метаморфизированных базальтов, перидотитов и габброидов: а – залегающие на поверхности дна; б – предполагаемые под осадками. Тектонические нарушения: 6 – зона краевого разлома; 7 – крупноамплитудные разломы (сбросы), выделенные по батиметрии: а – дешифрируемые на поверхности дна, б – предполагаемые под осадками; 8 – малоамплитудные тектонические нарушения (сбросы, сдвиги), выделенные по батиметрии и ГБО МАК: а – дешифрируемые на поверхности дна; б – предполагаемые под осадками; 9 – зона интенсивных тектонических деформаций, выделенная по интерпретации ГБО МАК; 10 – контуры выявленных гидротермальных рудных полей и рудопроявлений; 11 – зоны гидротермально-измененных пород с сульфидной вкрапленностью; 12 – донные осадки с минералами-индикаторами гидротермальной активности; 13 – внешняя граница рифтовой долины; 14 – контур дна рифтовой долины; 15 – геологические границы; 16 – геологические границы, предполагаемые под осадками; 17 – участки детальных работ; 18 – изобаты (сечение – 50 м)

Средний состав руд (табл. 12): Cu 10,26, Zn 19,33 %, Au 3,65 г/т. Преобладают медно-цинковый и медно-колчеданный рудные типы. Ресурсный потенциал оценивается в 3,5–4,0 млн т рудной массы (ПМГРЭ, 2006 г.). Линеаментный анализ батиметрической карты района рудного узла «Ашадзе» позволяет проследить основные направления разломов, предположительно контролирующих размещение скоплений ГПС, выделить узлы их пересечения. К их числу относятся линейные элементы СЗ и СВ простираний – самые молодые дизъюнктивные образования в пределах рассматриваемой осевой рифтовой зоны. Выположенные участки рельефа дна, к которым приурочены пересечения этих разломных систем, наиболее интересны для поиска новых объектов ГПС.

Рудное поле $16^{\circ}38' \text{с.ш.}$ – самое крупное скопление сульфидов из открытых российскими геологами (рис. 233).

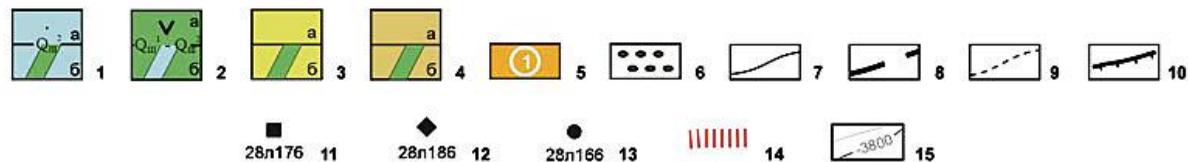
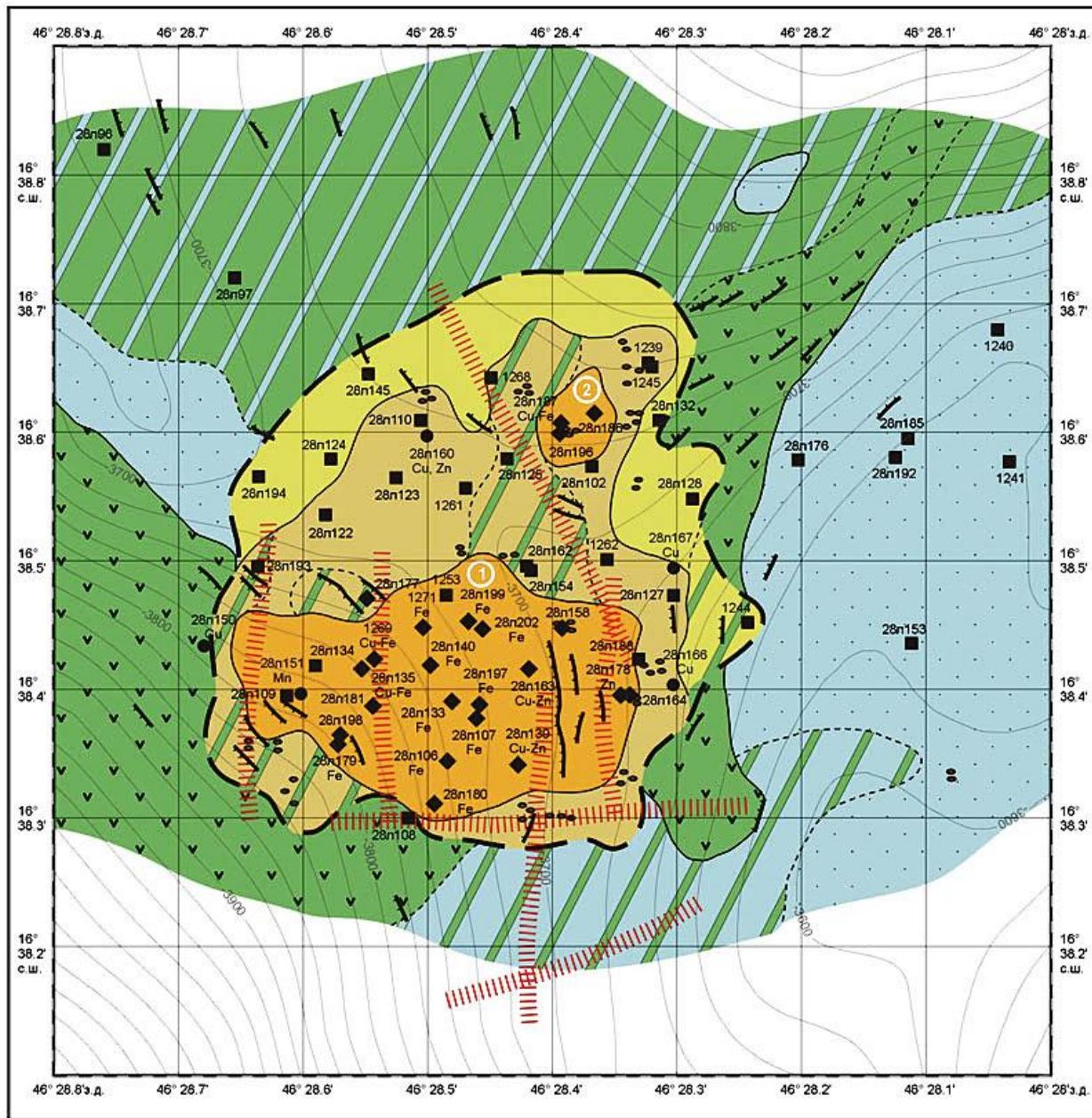


Рис. 233. Рудное поле 16°38'с.ш. (Марков, Рождественская, ПМГРЭ, 2006)
 Донные осадки. 1 – верхний плейстоцен, карбонатные кокколито-фораминиферовые илы: а – сплошной покров, б – с выходами коренных пород. Магматические породы. 2 – средний-верхний плейстоцен, толеитовые базальты: а – коренные выходы, б – частично перекрытые осадками. Гидротермальное рудное поле. 3 – металлоносные осадки (Fe~10 %): а – сплошной покров, б – с выходами коренных пород; 4 – рудоносные и рудосодержащие осадки (Cu+Zn>0.25 %, Fe>10 %): а – сплошной покров, б – с выходами коренных пород; 5 – рудные тела и их номера; б – гидротермальные Fe-Mn корки. Границы: 7 – геологические границы; 8 – граница гидротермального рудного поля; 9 – граница частичного распространения осадочного покрова; 10 – уступы. Станции опробования, содержащие сульфидные руды и их номера. 11 – коробчатый пробпоотборник (КП), 12 – телевизионный грейфер. Рудная специализация: Cu-Fe – медно-колчеданная, Cu-Zn – медно-цинковая, Zn – цинковая, Fe – серно-колчеданная. Станции с гидрохимическими аномалиями Cu, Zn, Mn и их номера. 13 – гидрофизический зонд (ГЗ), 14 – геофизические аномалии АМК «Рифт-3» по каналам ЕП и Еh; 15 – изобаты (сечение – 20 м)

Однако его слагают небогатые серно-колчеданные руды с содержаниями Cu 0,46, Zn 0,15 % и Au 0,72 г/т. В отдельных пробах отмечаются высокие содержания Cu, что оставляет некоторые перспективы улучшения сортности развитых в поле рудных скоплений. Прогнозные ресурсы, по данным ПМГРЭ (г. Ломоносов), 2006 г., превосходят 13,0 млн т рудной массы. По этому параметру объект занимает второе место в Атлантике, уступая только рудному узлу ТАГ.

Рудопроявление 24°30'с.ш. (рис. 227) характеризуется высокими содержаниями Cu 16,25, Zn 4,06 % и Au 10,4 г/т. Однако, объем выявленной рудной массы невелик. Несмотря на неоднократные безрезультатные попытки расширить продуктивную площадь, рудопроявление 24°30'с.ш. остается в числе рудных объектов, с которым связывается возможность открытия новых сульфидных скоплений, сложенных богатыми золотоносными Cu-Zn рудами.

Из объектов ГПС, открытых геологами других стран (рис. 227), следует отметить, кроме рудного узла *ТАГ*, *Снейк Пит* (Cu 2,8, Zn 1,8 %, Au 1,4 г/т) и *Лаки Страйк* (Cu 9,03, Zn 8,59 %, Au 0,72 г/т) (США), *Брокен Спур* (Cu 4,82, Zn 6,02 %, Au 0,68 г/т) (Великобритания); *Менез Гвен* (Cu 0,39, Zn 4,17 %) и *Пюи-де-Фолль* (Франция) – все расположены в осевой части рифта. Их прогнозные ресурсы варьируют от 0,2 до 1,0 млн т рудной массы. *Рейнбоу* (Cu 7,88, Zn 23,66 %, Au 3,1 г/т) (США) приурочено к восточному борту рифтовой долины. Прогнозные ресурсы 0,75 млн т руды.

Для подготовки заявочных материалов из объектов ГПС, расположенных в интервале 0–40°с.ш. САХ, интерес представляют рудный узел ТАГ (21,87 млн т рудной массы) и группа сульфидных скоплений, открытых российскими геологами: рудный узел «Логачев» + рудный узел «Ашадзе» + рудное поле 16°38'с.ш. Прогнозные ресурсы рудных узлов «Логачев» и «Ашадзе» составляют 5,5–6,0 млн т руды при высоких содержаниях Cu, Zn и Au (табл. 12). Третье скопление имеет прогнозные ресурсы более чем 13 млн т руды, но сложено оно бедными Cu и Zn серно-колчеданными рудами. Если в его пределах удастся открыть богатые медьсодержащие руды, то суммарный потенциал возможных заявочных объектов России только по подсчетам в верхнем 10–20-метровом приповерхностном слое, может возрасти до 20 млн т рудной массы. При этом в резерве остаются перспективы расширения продуктивных площадей в районе 24°30'с.ш., за счет опоискования восточного борта рифтовой долины.

Большой интерес с позиции выявления новых скоплений ГПС представляет район к северу от рудного узла «Ашадзе» в интервале 13–14°с.ш. Здесь хорошо развита асимметричная рифтовая долина и четко прослеживаются диагональные разломы северо-западного простирания. С юга продолжается продуктивный блок, в котором размещается рудный узел «Ашадзе»; на флангах отмечаются фрагменты древних рифтовых долин. Известно несколько точек с высоким (до 460 мВт/м²) тепловым потоком; трассируются две сейсмоактивные зоны: одна вдоль современной рифтовой долины, другая в 35–40 км к западу от нее, вдоль древнего осевого трога. Недавно открытые рудопроявления ГПС на **13°20' и 13°30'с.ш.** подтверждают этот оптимистический прогноз.

Южная часть срединно-океанического хребта Атлантического океана по строению и особенностям развития имеет общие черты с северным интервалом САХ (0–40°с.ш.). Здесь известно несколько крупных аномалий теплового потока, указывающих на наличие активной гидротермальной деятельности в пределах осевой рифтовой долины. В 2005 г. международная экспедиция установила сразу *два гидротермальных узла в районе 5°ю.ш. и 9°33'ю.ш.* Судном «Quest 4000» (Германия) подняты образцы массивных сульфидов, представленных пиритом и халькопиритом (Petersen et al., 2005). Велика вероятность, что дальнейшие исследования в этом регионе приведут к открытиям новых скоплений ГПС.

Фосфориты

Фосфориты развиты в Атлантике вдоль континентальных окраин. Это либо фосфориты шельфов, либо непосредственное продолжение наземных их скоплений (район Флориды, шельф Северо-Западной Африки – Марокко). Фосфоритоносные площади объединяются в три крупные провинции: на западе океана – *Западно-Атлантическая*, на востоке – *Марокканская* и *Капская* (рис. 210). Практически значимые скопления Р₂О₅ – месторождения установлены на островах *Трауира* (Бразилия) и *Кюрасао* (Нидерланды) вблизи побережья Венесуэлы. Содержания и ресурсы указаны в таблице 6. Собственно океанические фосфориты известны на поднятии Сьерра-Леоне (Р₂О₅ – 27,2–36,6 %), горах Новой Англии и Угловом поднятии, Китовом хребте, плато Св. Елены (Батурин, 2004).

Газогидраты

Основные скопления газогидратов установлены на шельфе и вдоль континентального склона Сев. Америки от о. Ньюфаундленд на севере до полуострова Флорида на юге (рис. 212). Наибольший интерес представляют газогидратные залежи *хр. Блейк Аутер*, вскрытые глубоководными скважинами 104, 533, 994, 997, 1057–1061. Эта структура примыкает с востока к континентальному склону и представляет собой аккумулятивный вал, залегающий на глубине 1300–4060 м. Скопления газогидратов на хребте Блейк Аутер имеют вероятнее всего фильтрационный характер. Восходящий газообразующий поток флюидов, идущий вдоль разломов, контролируется самой структурой хребта. Отложение газогидратов тесно связано с составом слагающих его осадочных толщ (Матвеева, 2002).

Скопления газогидратов известны также в *Мексиканском заливе* (скв. 618), вдоль побережья Юж. Америки (Бразилия, Аргентина); на востоке океана в Гвинейском заливе (конус выноса р. Конго), в заливе Кадис (Испания); на самом севере, в Норвежском море, в пределах грязевого вулкана *Хаакон-Мосби*. Ресурсные оценки газогидратов крайне затруднительны для Атлантики составляют 88,4 млн т УТ.

Минерогения индийского океана

Геолого-тектонические особенности строения дна Индийского океана определяют существенные различия минерогении его западной и восточной части. В первом случае преобладают признаки, указывающие на сходство океанского рудогенеза в западной половине Индийского океана с Атлантикой. Во втором, в восточной части океана, характер океанской минерогении имеет общие черты с Тихим океаном. Это позволяет констатировать, что в пределах Индийского океана проявились два типа океанской минерогении: Атлантический и Тихоокеанский.

Оксидные железомарганцевые образования

На западе Индийского океана преимущественно развиты скопления Fe-Mn образований Fe-Co специализации. К их числу относится *Мадагаскарское поле ЖМК*, в котором распространены умеренно обогащенные Co глубоководные конкреции; *Мозамбикская площадь*, объединяющая конкреции Co и Ni-Cu-Co специализаций; *площадь Агульяс*, где встречены конкреции шельфового типа с повышенным Co; *поле г. Экватор* в Сомалийской котловине, представленное кобальтбогатыми корками (рис. 210).

В центре, на востоке и юго-востоке Индийского океана, по другую сторону Индо-Красноморского звена COX, распространены ЖМК Ni-Cu специализации: *Центрально-Индийское поле* и *Южно-Австралийская площадь*; Ni-Cu-Co специализации: *Западно-Австралийское поле* и *поле Дамантина*. Кобальтмарганцевые корки (2Co) больших скоплений не образуют. Они установлены на горе Афанасия Никитина, Восточно-Индийском хребте и отдельных подводных горах. На границе с Австралией, в пределах аваншельфов: *плато Натуралистов*, *плато Скотта* и *Южно-Тасманийское* поднятие, распространены шельфовые конкреции и корки с повышенным содержанием Co (рис. 210).

Практический интерес представляет *Центрально-Индийское поле ЖМК*, в котором выявлены богатые Ni-Cu руды типа Кларион–Клиппертон. Их скопления сосредоточены в северо-западной части поля. Средний состав конкреций (вес. %): Ni – 1,06; Cu – 0,93; Mn – 23,32; плотность залегания до 10,0 кг/м²; глубина 5000–5500 м (Шнюков и др., 2002). В начале 80-х годов район детально изучен геологами Индии. Продуктивные площади включены в *Заявочный Участок* (рис. 210), который был закреплен за этой страной Международным сертификатом МОД ООН еще в 1987 г.

Полиметаллические сульфиды и металлоносные осадки

Гидротермально-осадочные образования представлены в Индийском океане рудоносными илами и рассолами, залегающими в глубоководных впадинах Красного моря, и небольшими проявлениями ГПС в срединном хребте, к северу и западу от тройного сочленения Родригес, в центре глубоководного океанического бассейна.

Вдоль оси Красного моря располагается 14 глубоководных впадин (рис. 234, *а*).

В 11 из них присутствуют рудоносные илы и рассолы (Бутузова, 1998). Наиболее крупные скопления залегают в двух впадинах: *Атлантис II* и *Дискавери*. Признаки активной гидротермальной деятельности в осевой зоне Красного моря обнаружены в 1948 г., повышенная соленость придонных вод – в 1959 г., непосредственное открытие рудоносных отложений произошло в 1963–1966 гг. в ходе многочисленных международных экспедиций на судах «Атлантис II», «Дискавери», «Чейн», «Метеор» и «Океанограф». Их изучение проводилось в последующие годы в экспедициях немецкого судна «Вальдивия» в 1969–1972 гг., а с 1976 г. НИС «Академик Курчатов», НИС «Профессор Штокман» и НИС «Акванавт» (ИОРАН), в 1984 г. ГИСУ «Донузлав» (ВНИИОкеангеология).

В конце олигоцена – начале миоцена (24–25 млн лет) на месте современного Красного моря существовал осадочный бассейн, в котором отложилась мощная (до 5–7 км) эвапоритовая соленосная толща. На границе миоцена и плиоцена (5 млн лет) вдоль оси этого бассейна заложился рифт, в результате чего образовались цепочки впадин с глубинами от 1100 до 2850 м. Скорости спрединга в среднем варьировали от 0,5 до 1,49 см/год при локальных значениях 3,0 см/год. Величина теплового потока в краевых частях глубоководных впадин 100–125, в осевой части от 250 до 3306 мВт/м² (Бутузова, 1998).

Образование рудоносных отложений Красного моря связано с действием эндогенных и экзогенных факторов: с гидротермальной деятельностью вдоль оси хребта; с взаимодействием глубинных флюидов с породами вмещающей эвапоритовой толщи и благоприятными условиями накопления и консервации тяжелых рудосодержащих илов и рассолов в пределах наиболее глубоководных частей приосевых впадин.

Вопрос об источниках первичных рудных элементов в составе гидротермальных и гидротермально-осадочных образований океана далек от окончательного решения. Наиболее вероятными являются два процесса: 1) выщелачивание металлов гидротермальными растворами из океанических базальтов (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd, Ag и Co); 2) вынос рудных компонентов в район действия гидротермальных систем в составе флюидной фазы магматических расплавов. Оба процесса, хотя и не обеспечены достаточной доказательной базой, рассматриваются как взаимодополняющие.

Красноморские рассолы имеют, по мнению Г.Ю. Бутузовой (Бутузова, 1998), экзогенное происхождение и формировались в разное время при растворении эвапоритовых отложений, слагающих стенки и дно впадин. Во впадине *Атлантис II* рудоносные залежи представлены «палеоводами», в других впадинах они могут быть современными. Вклад гидротермальной компоненты в баланс рудообразующих металлов в рифтовых впадинах оценивается (в %): для Fe – 78, Mn – 89, Zn – 88, Cu – 90, Pb – 72. По отношению к общей массе осадочных отложений Красного моря в целом доля Fe 2,2, Mn 5, Zn 5,1, Cu 5,9, Pb 1,6 %, что указывает на преобладание в регионе нормально-осадочного, биогенно-терригенного осадконакопления.

Наиболее детально изученная впадина *Атлантис II* (рис. 234, *б*) представляет удлиненную депрессию с размерами по изобате 2000 м, 14 × 5 км², глубиной 2170 м. Максимальная мощность высокоминерализованного рассольного горизонта – 170 м.

В осевой части он залегает на рудоносных илах и базальтах, в краевой – на эвапоритах. В составе горизонта выделяются два слоя.

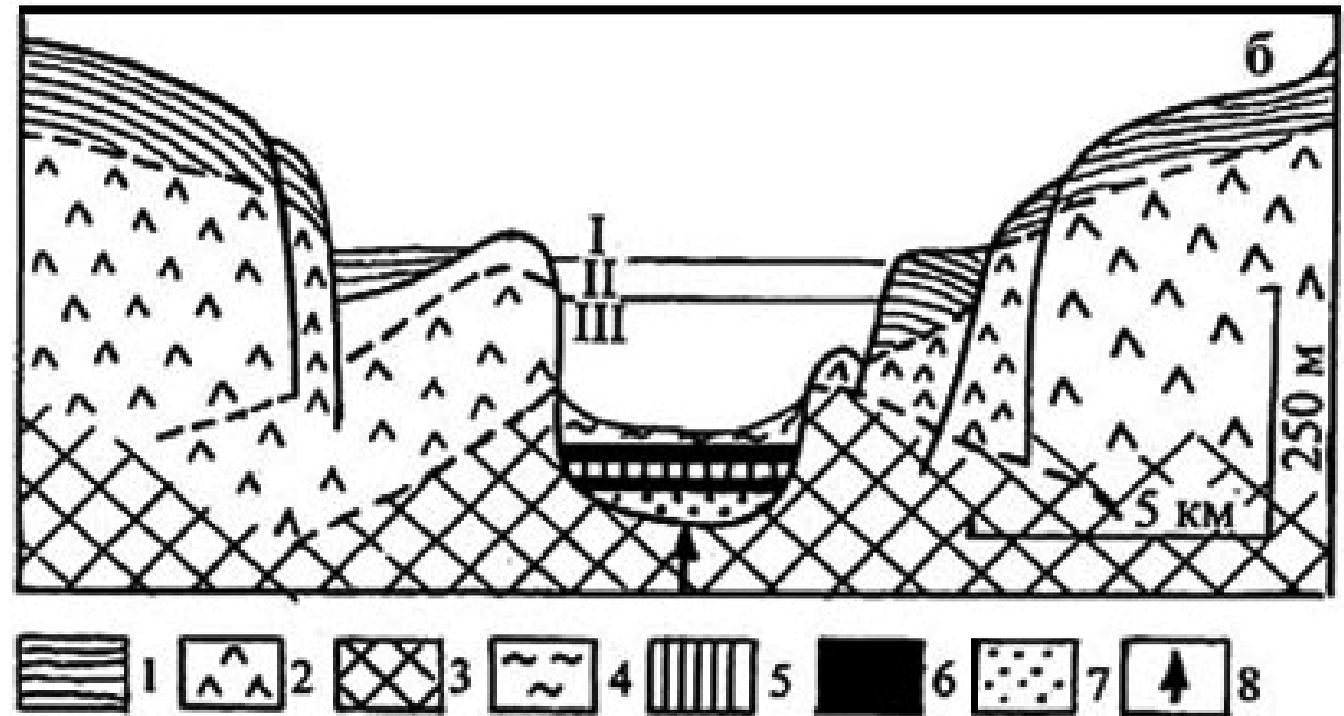
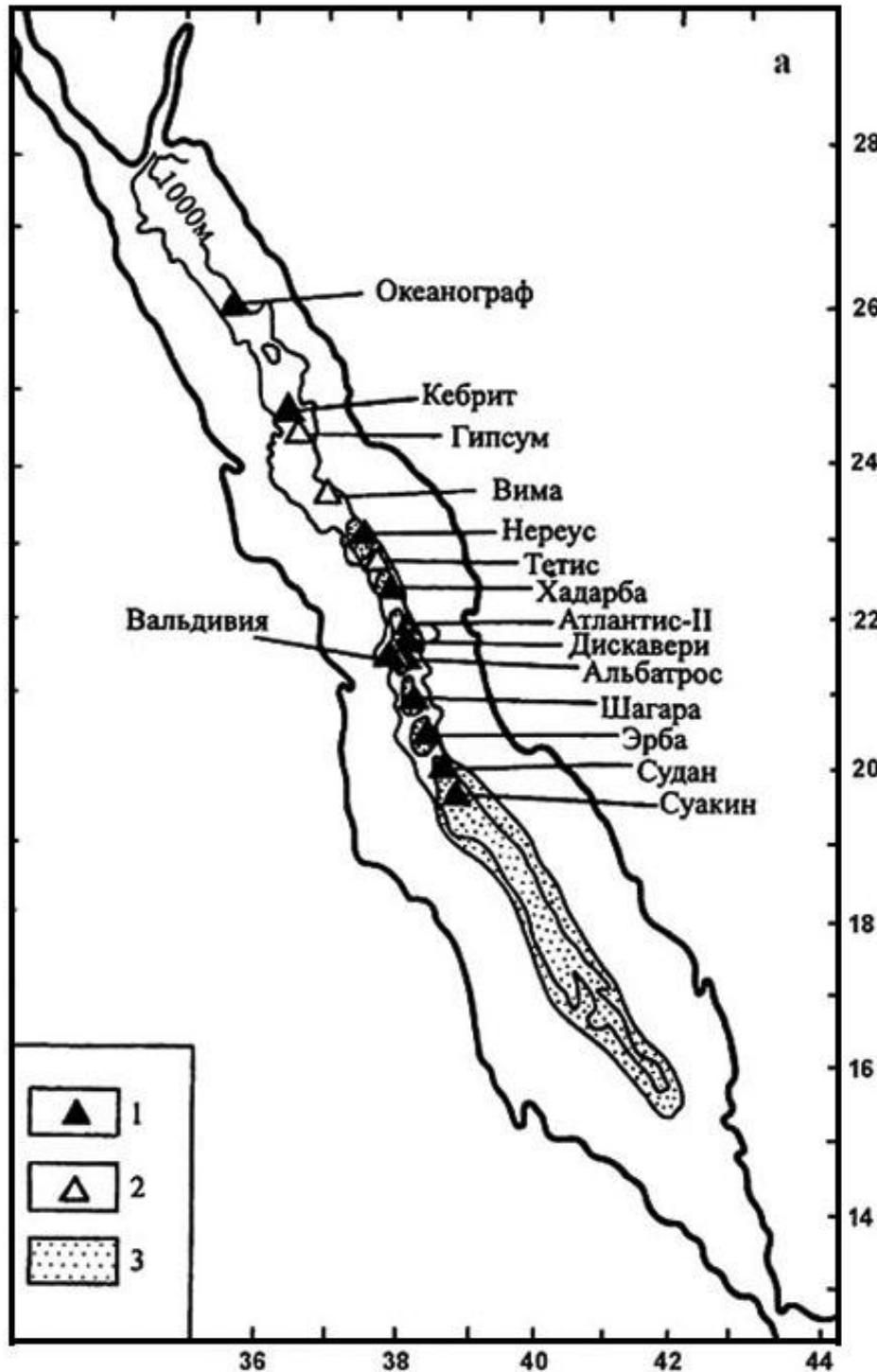


Рис. 234. Глубоководные впадины Красного моря: а – схема расположения впадин (Бутузова, 1998)

1 – впадины с рассолами, 2 – впадины без рассолов, 3 – области развития океанической коры;

б – строение впадины Атлантис II (Бутузова, 1998)

I – морская вода; II, III – соответственно, верхний и нижний слои рассольной толщи; 1 – плиоцен-четвертичные глинисто-карбонатные породы; 2 – миоценовые эвапориты; 3 – базальты океанической коры; 4–7 – литолого-минералогические зоны рудоносных отложений: 4 – аморфно-силикатная (AM), 5 – оксидная (CO), 6 – верхняя и нижняя сульфидные (SU_1 и SU_2), 7 – детритно-оксидно-пиритная (DOP); 8 – разгрузка гидротерм

Нижний слой (140 м) имеет температуру 65°C, высокую соленость 320‰ и низкие значения рН – 5,5–5,6 при полном отсутствии кислорода. Верхний слой (30 м) отделяется от нижнего резкой границей, на которой происходит скачкообразное изменение всех параметров. Температура снижается до 51°, соленость до 153‰, возрастает рН и появляется кислород. Рассолы обогащены Cl, Na, Ca, Si, Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cu и Pb. Гидротермально-осадочная толща (рудоносные илы), подстилающая рассолы, имеет мощность 20–30 м. В ее составе выделяется 5 литолого-минералогических зон (Бутузова, 1998): детритно-оксидно-пиритная – самая нижняя, залегающая на базальтах; нижняя – сульфидная; центральная – оксидная; верхняя – сульфидная и аморфно-силикатная (рис. 234, б). Концентрация рудных компонентов в рассолах впадины Атлантик II. (в кг/т): Fe – 8×10^{-2} ; Mn – 8×10^{-2} ; Zn – 6×10^{-3} ; Cu – 2×10^{-4} ; Pb – 6×10^{-4} . Содержания металлов в рудоносных илах (вес. %): Fe – 25,8–38,2; Mn – 0,45–1,43; Cu – 0,8–2,4; Zn – 1,2–9,4.

Впадина Дискавери (рис. 234, а) имеет изометричную форму, размеры ее по изобате 2000 м, $4,5 \times 2,5$ км², глубина 2224 м. Мощность толщи рассолов 209 м. Температура в нижней части 44,8, в верхней – 36°C. Признаков активной современной гидротермальной деятельности во впадине Дискавери не наблюдается. Подстилающие рудоносные илы слагают однородную толщу, в основании которой фиксируются железосодержащие горизонты (55–59 % Fe). Сульфиды представлены низкотемпературными модификациями, в основном, пирита.

Состав рассолов во впадине Дискавери (кг/т): Fe – 3×10^{-4} ; Mn – 5×10^{-2} ; Zn – 8×10^{-4} ; Cu – 7×10^{-5} ; Pb – 2×10^{-4} . Рудоносные илы содержат Fe 58,3–59,3, Mn 0,13–0,17, Cu 0,08, Zn 0,05 %.

Скопления рудоносных илов и рассолов во впадинах *Атлантик II* и *Дискавери* рассматриваются как потенциальные объекты возможного освоения с целью извлечения Zn, Cu, Pb, Ag и Au. Общая стоимость в недрах их ресурсов оценивается в 2,5 млрд дол. (Bischoff et al., 1983). Залежи рудоносных отложений опробованы и разведаны, решены технические и технологические вопросы добычи. Однако дальнейшего развития работы в районе месторождений не получили. Еще в конце 70-х годов прошлого столетия в связи с угрозой нанесения серьезного экологического ущерба уникальному красноморскому региону они были прекращены.

Рудоносные илы и рассолы Красного моря – явление в океане уникальное. Аналогов в других океанических регионах не имеют. В какой-то степени образования сходного типа наблюдаются в Каспийском море к западу от п-ова Челекен. Но по масштабам и обогащенности цветными металлами эти металлоносные отложения с красноморским феноменом не сопоставимы.

Нельзя сказать, что осевая зона срединно-океанических хребтов Индийского океана не привлекала внимания геологов и слабо изучена. Однако открытий крупных скоплений сульфидов в ее пределах пока не произошло. Известные проявления ГПС сосредоточены по периферии обширного ореола металлоносных осадков вокруг тройного сочленения Родригес в центре океана. Их три (рис. 235): гидротермальная зона *MESO* 23°23'ю.ш.; 69°14'в.д., глубина 2120–2400 м (Halbach et al., 1996); гидротермальное поле *Джордан* 27°51'ю.ш.; 63°56'в.д., глубина 2940 м (Munch et al., 2001); поле *Кайрей* 25°19'ю.ш.; 70°02'в.д., глубина 2450 м (Gamo et al., 2001). Гидротермальная зона *MESO* и поле *Кайрей* располагаются севернее тройного сочленения в Индо-Красноморском звене, характеризующимся умеренными скоростями спрединга ~ 3,0 мм/год. Гидротермальное поле *Джордан* смещено на запад в область еще более низких скоростей раздвижения в Западно-Индийском хребте, принадлежащем Индо-Атлантическому звену СОХ. Гидротермальная зона *MESO* имеет длину 1500 м при площади 0,6 км². Состав сульфидных руд, среди которых присутствуют массивные разновидности, позволяет выделить три типа: медно-колчеданный (Cu 7,39–31,6, Zn 0,14–0,4 %, Au 0,22–0,89 г/т); цинково-колчеданный (Cu 0,42–0,716, Zn 23,0–31,0 %, Au 0,24–0,36 г/т) и серно-колчеданный (Cu 0,44–0,56, Zn 0,12–0,29 %, Au 0,59–2,0 г/т). Медно-колчеданный тип руд является преобладающим.

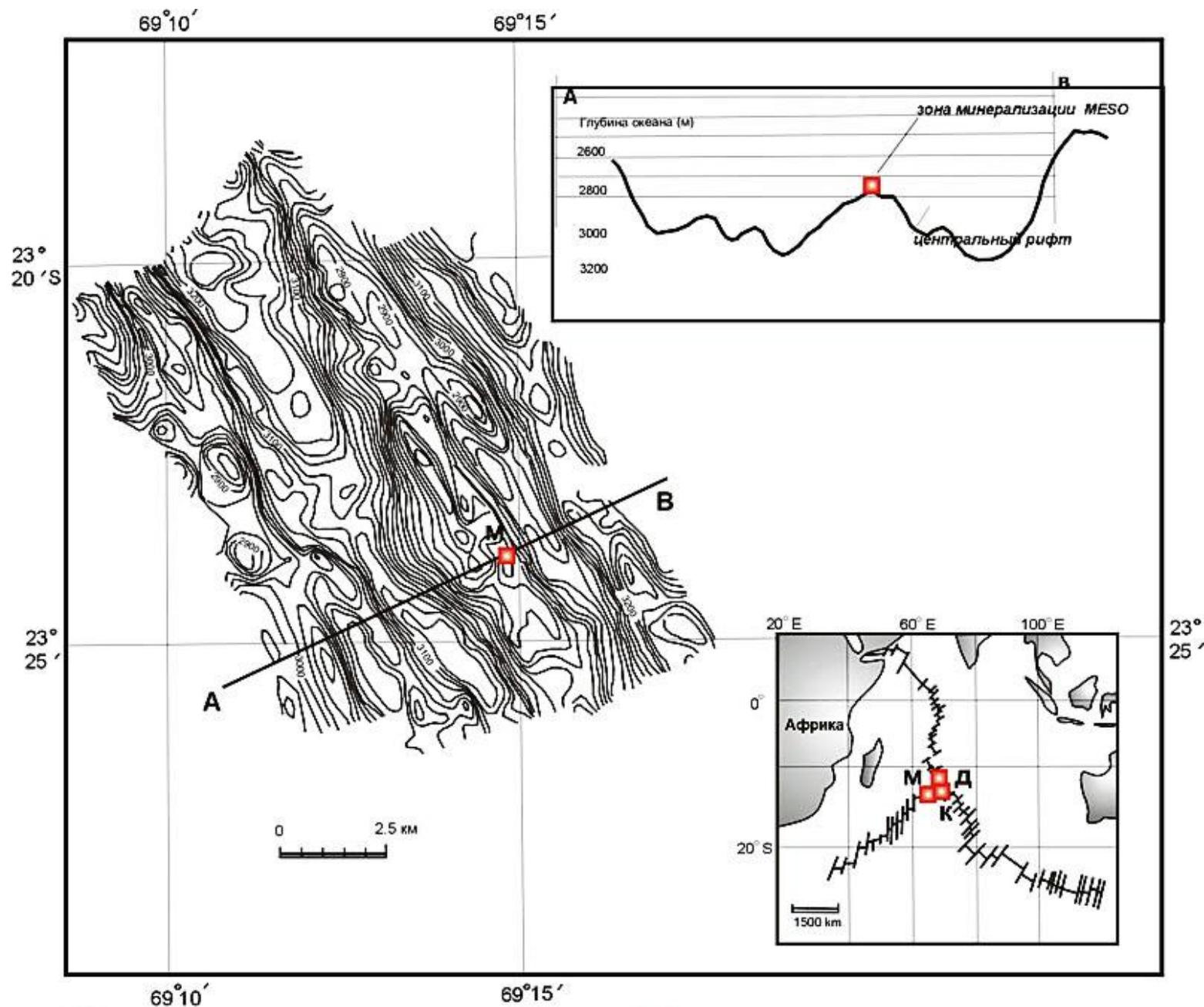


Рис. 235. Схема размещения зон гидротермальной активности в районе тройного сочленения Родригес, Индийский океан (Halbach, 1996; Gamo et al., 2001)

■ М - зона минерализации MESO

■ Д - поле Джордан

■ К - поле Кайрей

А - В - поперечный профиль рельефа
Центрального Индийского рифта

Поле *Кайрей* площадью $40 \times 80 \text{ м}^2$ представлено образованиями высокотемпературной (360°C) гидротермальной деятельности в виде активных черных курильщиков высотой до 10 м и более. Над объектом в водной толще методом CTD зафиксированы четкие гидрохимические аномалии Mn, Fe и CH_4 . Данные о составе сульфидных руд отсутствуют.

Гидротермальная зона *MESO* и поле *Кайрей* располагаются в одной структуре на расстоянии 30 км друг от друга. Первое на внутриосевом поднятии, второе – на поднятии, расположенном вне оси, на юго-западном склоне рифтовой долины.

Гидротермальное поле *Джордан* представлено реликтовыми постройками, диаметр которых достигает 30–40 м. Среди руд преобладают массивные разновидности, обогащенные сфалеритом и кремнеземом. Их состав: Cu 0,1–4,5, Zn 15,9–35,1, Pb 0,1–4,5 %, Ag до 1000, Au 0,7–11,9 г/т (Munch et al., 2001).

Фосфориты

Фосфориты в Индийском океане широкого распространения не имеют. Известны небольшие проявления на шельфе о. Сокотра, Сейшельских островов, к юго-западу от п-ова Индостан. Крупное скопление островных фосфоритов установлено на о. *Рождества*, в восточной части океана, вблизи Яванского желоба. Они представлены промышленными залежами, в которых содержание P_2O_5 составляет 23,5–40,1 %. Месторождение фосфоритов отрабатывается уже несколько десятилетий. Его ресурсы оцениваются в 100 млн т руды, запасы P_2O_5 составляют 30 млн т (табл. 14). Ежегодно добывается 0,8–1,2 млн т P_2O_5 (Запасы..., 1990).

Газогидраты

Этот вид полезного ископаемого (рис. 212) установлен на шельфе в северной части Аравийского моря, на юго-западном шельфе и континентальном склоне полуострова Индостан, в шельфовой зоне Юж. Африки. Известно, что к газогидратам проявлен повышенный интерес со стороны нескольких стран Индоокеанского бассейна, в частности Индии, которая ведет морские работы с целью выявления их скоплений в своей экономической зоне. Ресурсный потенциал газогидратов Индийского океана оценивается в 34,3 млрд т условного топлива.

Минерагеническая зональность океана

Специфика проявления океанской минерагении и состав океанических руд позволяют выделять океанические виды полезных ископаемых в обособленную группу минеральных ресурсов Земли, не известную на континентах. К числу таких «рудных эндемиков» в первую очередь можно отнести оксидные железомарганцевые конкреции (макро- и микро-) (ЖМК) и особенно кобальтоносные (кобальтмарганцевые) корки (КМК). Аналоги этих образований океана на суше не известны. Их отличают две особенности: крупный масштаб распространения и многоэлементный химический состав. Комплекс главных рудных компонентов представлен преимущественно металлами симатической группы: Mn, Ni, Cu, Co, Pt. Объем рудной массы Fe-Mn образований океана (ЖМК + КМК + гидротермальные корки), залегающих, как правило, в один слой на поверхности дна, оценивается в 106 млрд т. Если учитывать Fe-Mn образования (в т.ч. и микроконкреции), погребенные в осадочной толще океана, то этот вид полезного ископаемого, по особенностям залегания, становится не

двумерным, а объемным, слагающим горизонты мощностью от единиц до десятков метров. Ресурсный фонд Fe-Mn образований океана возрастает в этом случае до 400–500 млрд т рудной массы.

Литофациальная обстановка, благоприятная для накопления такого грандиозного объема океанических Fe-Mn образований, устанавливается в пелагических котловинах, где складывается консервативная среда, характеризующаяся низким темпом осадконакопления (1–3 мм/1000 лет), фациальной выдержанностью донных осадков и вялыми процессами их литогенеза. Мощность осадочной толщи, формирующейся в абиссальных районах океана за период, начиная со средней юры, в течение 170–200 млн лет, аномально малая – от 100 до 500–600 м. Состав океанических осадков и степень литификации достаточно своеобразны, что позволяет их отличать от наземных осадочных образований и проследить наличие или отсутствие на континентах. Еще Штилле (1964) отметил, что осадочные породы, подобные пелагическим отложениям современных океанов, не встречаются в разрезах континентальных образований палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста (Штилле, 1964). Позднее этот факт неоднократно отмечался многими геологами: В.Н. Холодовым (1986), П.П. Тимофеевым (1995), Е.М. Рудичем (1984) (Холодов, 1995; Тимофеев, 1995; Рудич, 1984). Убедительный материал, подтверждающий этот тезис, содержится в фундаментальной работе А.Б. Ронова (1993.), посвященной количественным характеристикам фанерозойской стратисферы Земли (Ронов, 1993). С использованием приведенных в ней данных о мощностях и скорости накопления осадочных толщ за период от 570 млн лет до современного показаны три графика интенсивности осадконакопления с интервалом через 10 млн лет: для всей осадочной оболочки Земли; отдельно для континентов; для океанов (рис. 236).

Величина и характер изменчивости этого показателя для континентов и океанов совершенно различные. Интенсивность осадконакопления в океанах на порядок ниже, чем в регионах альпийского, герцинского и каледонского тектогенеза (Ронов, 1993). Анализируя график интенсивности осадконакопления на континентах, можно заметить, что в рассматриваемом интервале времени (570 млн лет) на суше не существовали условия, характерные для открытого океана с его маломощной (0,4 км) осадочной толщей. Накопление осадочных отложений на континентах шло, по-видимому, во внутриматериковых морских бассейнах, в которых отсутствуют пелагические обстановки, свойственные абиссалиям постсреднеюрского океана. Из этого положения вытекает ответ на вопрос, почему на суше не происходило формирование оксидных Fe–Mn конкреций и корок, подобных океаническим.

В отношении гидротермальных и гидротермально-осадочных образований океана тезис об «эндемичности» применим не столь однозначно. Сульфидные руды океанов и континентов принципиальных геохимических и минералогических отличий не имеют. Конвергентность минералого-геохимических характеристик этого типа оруденения весьма часто используется для утверждения общности их происхождения и «открытия» новых океанов в горных районах материков, например на Урале. Как бы ни была популярна и общепризнана теория литосферных плит, на базе которой делаются выводы о генетическом родстве колчеданных руд на суше и ГПС в океане, следует, по-видимому, сообразоваться с реальной геологической фактурой, столь безоглядно вкладываемой в «прокрустово ложе» плейттектоники. Условия залегания сульфидных руд на континентах и в океанах существенно различны. Трудно представить себе, что на месте Урала в палеозое существовала океаническая пелагиаль со срединно-океаническим хребтом, а на месте Восточно-Тихоокеанского поднятия и других звеньев СОХ со временем возникнет континент с горной страной, подобной Уралу, с офиолитовым комплексом пород, слагающих мощную вулканогенно-кремнистую толщу (спилиты, яшмы).

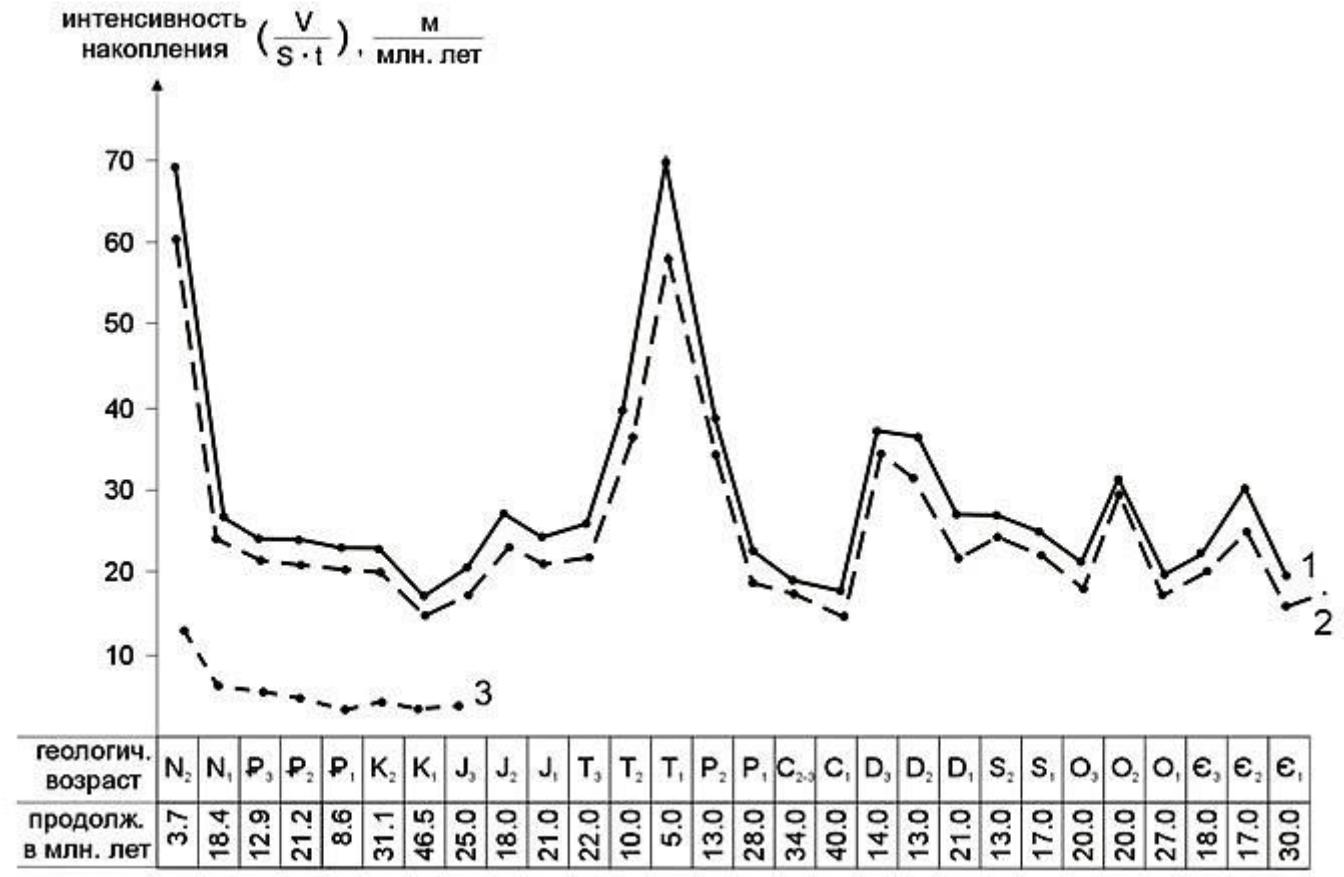


Рис. 236. Интенсивность осадконакопления в фанерозое на континентах и в океане
 1 – вся стратисфера; 2 – только осадочные образования континентов; 3 – осадочные отложения в океане; V/S-t – интенсивность осадконакопления, м/млн лет, где V – объем осадков, S – площадь распространения осадков, t – время осадконакопления

Появятся прорывающие ее цепи базит-гипербазитовых интрузий. Возникнут пояса высокоамплитудных линейных магнитных аномалий и аномалии типа гравитационной ступени – тех и других ныне в океане не установлено. Однако дискуссии на эту тему оказываются бесплодными. Признавая очевидный факт несходства офиолитов и магматических комплексов современного океана, сторонники «перманентных» океанов продолжают находить все новые и новые древние океаны на континентах. Не видя выхода из тупикового положения, большинство геологов смиренно соглашается с концепцией цикличного развития океанов Земли и принимает как догму, что офиолиты суши – это фрагменты древней океанической коры, лежащей в основании складчатых зон материков. Однако вопрос об адекватности названных выше геологических понятий как был, так и остается неразрешенным. Вероятно, на локальном уровне сходство химического состава, геохимии и минералогии океанических сульфидов с колчеданными рудами суши имеет основательную доказательную базу. Что

касается геологической инфраструктуры океанского сульфидообразования, то здесь возникает много остродискуссионных моментов. Признание полной аналогии океанских сульфидов и наземных колчеданов означает признание океанов в качестве начальной стадии формирования континентов, что едва ли подтверждается реальной картиной современного геологического облика Земли. Проявляющаяся на планетарном уровне дисимметрия отражает неоднородность ее строения, начиная с нуклеарного периода развития. Очевидно, что дисимметрия является исходной данностью планеты с момента ее превращения в геометрически квазистабильное тело. Это, в какой-то степени указание, работающее на «мельницу» фиксизма. Индо-Атлантический мегасегмент, в пределах которого сконцентрированы континенты и три наиболее «молодых» океана: Индийский, Атлантический и Ледовитый, противопоставляется Индо-Тихоокеанскому мегасегменту, занятому в основном древним Тихим океаном (Граumberг, 2003). В Индо-Атлантическом мегасегменте дифференциация глубинного вещества достигает более высокого уровня, завершающегося образованием сиала, а в Индо-Тихоокеанском мегасегменте ограничивается симой. В этом и состоит, по-видимому, сущность дисимметрии планеты.

Отмеченная особенность проходит через всю историю развития Земли в течение 4,5 млрд лет. Она определяет тип океанской минерагении, который преобладает в пределах мегасегментов: атлантический тип – в океанах Индо-Атлантического мегасегмента; тихоокеанский – в одноименном океане и в восточной части Индийского океана. Эта мегасегментация является первым и исходным планетарным элементом минерагенической зональности Мирового океана, отражающим ключевые различия в возрасте, строении и геодинамике развития океанических структур в западном и восточном полушариях Земли.

На других – региональных – уровнях дисимметрия выражается в различиях макроструктуры отдельных океанов и геодинамике их формирования. Для западного мегасегмента характерно развитие океанов с симметрично-осевым устройством и низкой скоростью спрединга, преобладанием пассивных транзиталей, ограниченным развитием островных дуг и желобов, дискордантностью океанических структур и структур континентального обрамления. Железомарганцевые образования в пределах океанов этого мегасегмента характеризуются преобладанием Fe–Co специализации. Гидротермально-осадочные отложения и сульфидные руды, развитые преимущественно в осевых зонах СОХ, имеют хорошо выраженную Cu-специализацию с попутным Au.

В восточном, Индо-Тихоокеанском мегасегменте океан, с учетом возраста слагающих его океанических плит и положения СОХ, является асимметричной структурой (рис. 198). Его дно формируется при высоких скоростях спрединга. По периметру располагаются полноразвитые активные транзитали, включающие окраинные желоба, островные дуги и внутренние моря; или транзитали андского типа, представленные только окраинными желобами. Структуры океана и континентального обрамления достаточно комплементарны и хорошо согласуются по простиранию, свидетельствуя об их взаимосвязи друг с другом, вероятно, начиная с палеозоя.

Железомарганцевые образования в Индо-Тихоокеанском мегасегменте характеризуются полным спектром геохимических типов при преобладании в составе ЖМК Mn-Ni-Cu ассоциации химических элементов. Отмечается высокая продуктивность Fe-Mn рудогенеза. Объем рудной массы в океанах восточного мегасегмента в четыре раза превосходит суммарный объем Fe-Mn образований Атлантического океана и западной половины Индийского.

Гидротермально-осадочные отложения и гидротермальные сульфидные руды в Тихоокеанском бассейне формируются в двух структурно-тектонических обстановках: в СОХ и в активных полноразвитых транзиталях Западно-Тихоокеанской переходной зоны. В СОХ преобладают сульфидные руды Zn-специализации с повышенными содержаниями Ag. В активных транзиталях встречены рудные скопления различного состава с преобладанием Zn + Cu и попутным Au (*Пакманус*), содержащие полиметаллический комплекс Cu + Zn + Pb с

попутным Ag (*трог Окинава*). Ресурсный потенциал ГПС Тихого океана почти в два раза превосходит Атлантику. Практический интерес уже сегодня имеют в основном объекты с высоким содержанием Cu, Zn и Au, расположенные в Западно-Тихоокеанской переходной зоне. Рудные скопления в СОХ Тихого океана представлены либо рассеянными сульфидными проявлениями, либо крупными телами, сложенными серно-колчеданными типами руд с низким содержанием Cu и Zn (*Миддл Вэлли, Эндевор*). Исключение составляет *хр. Галапагос*, где в пределах экономической зоны государства Эквадор известно *крупное рудное тело* (> 10 млн т), содержащее 4 % Cu. В итоге менее значительные по ресурсам объекты ГПС, выявленные в Северо-Атлантическом хребте (0–40°с.ш.), представляются в практическом плане предпочтительнее. Они формируют скопления с более высокой локализацией руд, в которых присутствуют высокие содержания Cu (> 10 %), Zn (> 15 %) и попутного Au (10–30 г/т) (рудный узел «*Логачев*», рудный узел «*Ашадзе*», *руднопроявление 24°30'с.ш.*).

Таким образом, в Мировом океане, в связи с дисимметрией Земли, в Индо-Атлантическом и Индо-Тихоокеанском мегасегментах отчетливо проявляются существенные различия в геологическом строении, геодинамике развития и времени заложения отдельных океанов. Как следствие этого, в них отмечены разные тенденции в геохимической специализации и масштабности проявления железомарганцевых образований и глубоководных сульфидов, что дает основание выделить два типа океанской минерагении: Атлантический в Атлантическом океане и западной части Индийского; Тихоокеанский – в Тихом океане и восточной части Индийского.

Для Fe-Mn образований океана общепланетарным фактором является субширотная климатическая зональность. Ее проявление обусловлено спецификой этого минерагенического феномена. Рудные компоненты, входящие в ЖМК и КМК, независимо от исходного происхождения, накапливаются и гомогенизируются в водной толще океана и уже затем отлагаются в составе Fe-Mn продуктов на океаническом дне (нептунический фактор). Указанный процесс требует затрат дополнительной энергии, которая черпается из внешней среды, связанной в основном с солнечной радиацией. Эмпирически установлено, что 95 % Fe-Mn массы океана сосредоточено в пределах *планетарного мегаяса*, между 35°с.ш. и 45°ю.ш. (рис. 208). В этом широтном интервале на поверхность падает более 70 % радиационной солнечной энергии и устанавливается положительное либидо, означающее, что в течение года количество поглощаемой водной толщей океана энергии преобладает над отраженной его поверхностью (Металлогеническая..., 1997; Андреев, 1994).

Внутри мегаяса минерагеническая зональность Fe-Mn рудообразующих процессов океана тесно связана с гидродинамикой и биопродуктивностью водной толщи. Циркуляционные (пассатные) течения и распределение БИОСа на поверхности водной толщи океана определяют типы и мощности донных осадков, частоту встречаемости и масштабность проявления Fe-Mn образований. Эти факторы обуславливают появление *трех поясов* распространения ЖМК и КМК: *Северного приэкваториального, Экваториального, Южного приэкваториального*. В приантарктической части Мирового океана (50–66°ю.ш.) прослеживается еще один пояс – *Субантарктический* (Андреев, 1984, 1994; Объяснительная..., 1998).

В пределах поясов сосредоточены основные объемы Fe-Mn рудной массы. Они могут обособляться в крупные скопления ЖМК и КМК, приуроченные в первом случае к абиссальным котловинам; во втором к внутриокеаническим поднятиям. На этом следующем после климатической зональности уровне начинают действовать хроно-морфо-тектонические факторы, предопределяющие образование региональных таксонов: полей и площадей распространения конкреций и корок. Вступают в силу такие дополнительные факторы, как возраст и режим формирования океанического фундамента, контролирующие латеральную зональность их распространения. Элементом латеральной зональности можно считать наличие продуктивных геоблоков (рис. 15), в которых идет наиболее интенсивное накопление продуктов океанского рудогенеза. Для ЖМК в Тихоокеанском мегасегменте

латеральная зональность выражается в тренде изменения их геохимической специализации в направлении омоложения океанического дна. В пределах ранних океанических плит (J_2bt-K_{1a}) преобладают конкреции Fe-Co специализации; в переходной неспрединговой зоне ($K_{1a}-K_2km$) – Ni-Cu-Co специализации; на поздних океанических плитах ($K_2km-P_3^2$) и примыкающих к ним глубоководных краевых участках талассид (N_1) – Mn-Ni-Cu специализации типа Кларион–Клиппертон; на флангах талассид (N_2) – Mn-Ni специализации перуанского типа. В районах, благоприятных для образования конкреций, в составе которых ведущую роль играет марганцевая ассоциация элементов (Mn-Ni-Cu), океанское дно формируется в режиме линейно упорядоченного спрединга.

В целом латеральная зональность в Индо-Тихоокеанском сегменте может быть описана формулой последовательной смены геохимической специализации конкреций от древних океанических структур к молодым: Fe-Co → Ni-Cu-Co → Mn-Ni-Cu → Mn-Ni.

Масштабное образование Fe-Mn корок проявляется на океаническом дне, которое, в дополнение к возрастному фактору – юрско-меловому возрасту океанического фундамента, осложнено многочисленными подводными горами и гайотами (плато Огасавара, Магеллановы горы, поднятия Уэйк, МидПасифик, Лайн). Иногда структуры, благоприятные для формирования кобальтмарганцевых корок, заходят в пределы поздних океанических плит на контакте с переходной неспрединговой зоной (Гавайское поднятие). Геодинамический режим становления океанического фундамента в районах распространения скоплений КМК характеризуется либо неупорядоченным спредингом, либо отсутствием признаков его проявления (неспрединговая зона). Крупные скопления кобальтмарганцевых корок на вулканических поднятиях обычно сопряжены с абиссальными котловинами, где формируются конкреции с Fe-Co и реже Ni-Cu-Co специализацией.

Особенности латеральной зональности проявляются в пространственной разобщенности полей Co-Mn корок и полей конкреций Mn-Ni-Cu специализации. Первые сосредоточены на древних участках океанического дна (J_2bt-K_2km), вторые на поздних океанических плитах и флангах СОХ (K_2km-N_2) (рис. 15). В Тихом океане это привело к концентрации объектов КМК к западу от Великого Тихоокеанского геораздела, в северо-западной части, в районе Магеллановых гор, поднятий Уэйк, МидПасифик, Маршалловых островов, на пограничных, входящий в геораздел, поднятиях Лайн и Гавайском (рис. 198, 210).

Конкреции, богатые Mn, Ni и Cu сосредоточены к востоку от Великого Тихоокеанского геораздела. Они приурочены к поздним океаническим плитам ($K_2km-P_3^2$) и флангам талассид ($P_3^2-N_2$). Конкреции типа Кларион–Клиппертон (Ni-Cu) залегают на олигоцен-раннемиоценовых участках океанического фундамента, сформировавшихся в режиме линейно упорядоченного спрединга. Конкреции перуанского типа (Mn-Ni) образуются на самых молодых (N_2) участках абиссальных котловин, являющихся краевой частью флангов Срединно-океанического хребта.

В Индо-Атлантическом мегасегменте четкой латеральной зональности в распространении Fe-Mn образований проследить не удастся. Это связано с тем, что количество геохимических типов ЖМК весьма ограничено. Полностью отсутствуют конкреции Ni-Cu и Mn-Ni специализацией. Масштабы распространения скоплений кобальтмарганцевых корок не столь значительны и многочисленны, чтобы говорить о их концентрации на океанических структурах определенного возраста и механизма формирования.

В число региональных факторов, благоприятствующих отложению Fe-Mn корок на подводных горах и гайотах, и конкреций в абиссальных котловинах, также входят седиментационные и литодинамические процессы, формирующие циркумконтинентальную зональность. Конкрециеобразование в котловинах зависит от состава донных осадков, скорости их накопления и косвенно от общей мощности осадочной толщи. При формировании Fe-Mn корок важную роль играет литодинамическая обстановка, обеспечивающая

освобождение поверхности коренных пород на склонах и вершинах подводных гор от рыхлых осадков и создающая тем самым благоприятные предпосылки для их наложения на твердом субстрате. Комплекс седиментационных и литодинамических факторов является неотъемлемой составной частью причинно-следственных отношений в системе Fe-Mn рудогенеза океана. Он контролирует оптимальные условия формирования его продуктов на дне. Эти факторы обуславливают седиментационно-литодинамический тип минерагенической зональности, функционирующей повсеместно, где идет отложение железомарганцевых образований на поверхности донных осадков. В абиссальных, на участках развития кремнисто-глинистых илов, седиментационно-литодинамический тип зональности дополняется процессами раннего диагенеза поверхностных донных осадков, вследствие чего в ходе ремобилизации Mn, Ni и Cu происходит существенное обогащение этими элементами ЖМК, залегающими на поверхности дна.

Универсально проявленной во всем Мировом океане является вертикальная гидро-геохимическая зональность океанической водной толщи (Андреев и др., 2002). Эта зональность обусловлена участием отмирающих биомасс фито- и биопланктона в стратификации водной толщи по вертикали с образованием геохимических барьеров. Каждый из них отвечает определенному состоянию разложения биогенных продуктов. Как известно, океанская биота представлена двумя большими группами планктонных организмов. Одна имеет карбонатную скелетную или панцирную основу, другие кремнистую. В результате их отмирания и постепенной аннигиляции в ходе опускания на океаническое дно в толще океанской воды образуется три геохимических барьера (рис. 209). Первый – слой кислородного минимума (Omin), на верхней границе которого начинается интенсивное разложение мягких частей отмершего биоса. Глубина верхней границы этого слоя 500–600 м. Нижняя граница может опускаться до 3000–3500 м. В пределах всего интервала устанавливается дефицит кислорода и избыток аммиачных соединений. Этот интервал является благоприятным для формирования кобальтмарганцевых корок (КМК) на склонах подводных гор и гайотов.

По масштабу КМК – одна из самых распространенных модификаций Fe-Mn образований океана. Их ресурсы составляют 43,1 млрд т рудной массы. Они уступают по объему только ЖМК, ресурсы которых в целом 56,6 млрд т, в том числе прогнозные ресурсы конкреций типа Кларион–Клиппертон – 17 млрд т, перуанского типа – 3,5 млрд т. Таким образом, КМК по ресурсному потенциалу значительно превосходят другие практически значимые разновидности Fe-Mn образований. В кобальтмарганцевых корках содержатся высокие концентрации Co 0,5–1,0, Mn 20 и Ni 0,46–0,50 %. Выделяются две их разновидности с содержанием до 0,8 % Co – встречаются во всем продуктивном интервале; с содержанием Co >0,8 % встречаются только в верхней части продуктивного интервала до глубин 2000 м.

Следующий (второй) геохимический барьер (рис. 209) – критическая глубина карбонатакопления (КГК) отвечает батиметрическому уровню, на котором складывается равновесный баланс между осаждающимся и растворяющимся карбонатным детритом, в основном планктонных нанофосилей и фораминифер. В донных осадках индикаторной меткой критического карбонатакопления является содержание CaCO₃ около 10 % (Лисицын, 1978). КГК располагается на глубинах от 4300 до 5100 м. Продуктивный батиметрический интервал (~ 500 м), непосредственно выше критической глубины карбонатакопления, благоприятен для формирования конкреций Ni-Cu-Co специализации (табл. 4), умеренно обогащенных Mn (~ 20 %), Ni и Cu (в сумме 1,0–1,5 %).

Батиметрический интервал непосредственно ниже критической глубины карбонатакопления (~ 350 м) – самый важный для формирования практически значимых ЖМК. В нем отлагаются богатые Ni-Cu конкреции типа Кларион-Клиппертон: Ni 1,2–1,4, Cu 1,0–1,2, Mn 27–31 %. В краевых частях СОХ, где формируются богатые Mn и Ni Перуанские конкреции,

положение продуктивного интервала несколько иное. Верхняя его граница проходит на 100–150 м выше критической глубины карбонатакопления, нижняя опускается на 400 м. Конкреции этого геохимического типа богаты Mn, от 33 до 43 %, и Ni до 1,4 % при концентрациях Cu в два раза меньших, чем Ni.

Третий (предполагаемый) геохимический барьер отвечает критической глубине кремненакопления – ниже него концентрации SiO₂ аморфного снижаются до 0 % (рис. 209). Эта глубина контролирует положение батиметрического интервала (~ 450 м), в котором накапливаются конкреции Co-специализации, умеренно, но стабильно обогащенные кобальтом (0,3–0,5 %) при невысоких содержаниях Mn (15 %), Ni и Cu (в сумме 0,6 %).

Вертикальная гидрохимическая зональность проявляется в обоих мегасегментах, но ее воздействие корректируется латеральной зональностью. В частности, в Индо-Атлантическом мегасегменте и на западе Тихого океана, на старых океанических плитах и в переходной неспрединговой зоне, непосредственно ниже глубины критического карбонатакопления, формируются в основном конкреции Ni-Cu-Co специализации. Конкреции Ni-Cu специализации типа Кларион–Клиппертон, характерные для этого продуктивного интервала на молодых океанических плитах, на более древних участках дна встречаются ограниченно. Например, конкреции типа «малина» в *Центрально-Тихоокеанском поле*.

Наиболее полно вертикальная гидрохимическая зональность выражена в бассейне Тихого океана. Здесь четко проявились все три геохимических барьера и наблюдаются все известные геохимические типы ЖМК и КМК. В восточной части Индийского океана распространены ЖМК типа Кларион–Клиппертон, но отсутствуют конкреции перуанского типа, богатые Mn, формирующиеся на краевых участках флангов быстроспрединговых СОХ. В Атлантике и в западной части Индийского океана отсутствуют конкреции типа Кларион–Клиппертон и перуанского типа. Здесь четко проявлен самый верхний гидрохимический барьер – слой кислородного минимума. Нестабильно прослеживается критическая глубина карбонатакопления; отсутствуют данные о поведении кремнезема в воде и донных осадках. В Индо-Атлантическом мегасегменте распространены кобальтмарганцевые корки на подводных горах и ограниченно конкреции Co и Ni-Cu-Co специализаций.

Таким образом, на планетарном и региональном уровнях процессы Fe–Mn океанского рудогенеза регулируются комплексом факторов, определяющих особенности состава, масштаб и закономерности (минерагеническую зональность) пространственного распространения его продуктов на океаническом дне.

Гидротермально-осадочные образования океана, в состав которых входят глубоководные полиметаллические сульфиды, также несут на себе влияние дисимметрии планеты. Их состав и масштабы распространения на планетарном уровне имеют достаточно существенные различия в Индо-Атлантическом и Индо-Тихоокеанском мегасегментах, подтверждая тем самым существование атлантического и тихоокеанского типов минерагении в океане. Однако в дальнейшем развитие рудогенерирующих гидротермальных процессов проходит в подчинении структурно-тектоническим факторам, связывающим их с зонами высокой вулкано-тектонической активности в срединно-океанических хребтах и активных транзиталях. Эта закономерность (структурно-тектоническая зональность) резко сокращает пространство возможного местонахождения объектов ГПС в океане. За рамками ее контроля, в пределах океанических плит, гидротермальная деятельность с признаками проявления сульфидной минерализации отмечалась эпизодически на отдельных вулканах (Лоихи) и вдоль разломов (Осевой разлом в тектоническом блоке Кларион–Клиппертон). Практического значения эти проявления пока не имеют.

Планетарные и региональные факторы и типы минерагенической зональности океана	Элементы Fe-Mn рудогенеза, контролируемые различными факторами и типами минерагенической зональности океана
Дисимметрия планеты с обособлением Индо-Атлантического и Индо-Тихоокеанского мегасегментов – самых крупных геологических неоднородностей Земли	Выделение двух типов океанской минерагении: в Индо-Атлантическом мегасегменте – Атлантического, в Индо-Тихоокеанском мегасегменте – Тихоокеанского
Широтная климатическая зональность, основанная на прослеживании на поверхности океанской водной толщи области положительного годового баланса тепловой энергии, получаемой извне (зона положительного либидо)	<i>Мегапояс распространения Fe-Mn образований Мирового океана (35–45°ю.ш.)</i>
Субширотные зоны гидродинамической активности и повышенной биопродуктивности поверхностных вод Мирового океана, внутри области положительного годового баланса тепловой энергии (мегапоояса распространения ЖМО)	<i>Пояса повышенной продуктивности Fe-Mn рудогенеза в составе мегапоояса (Северный приэкваториальный, Экваториальный, Южный приэкваториальный), Субантарктический пояс</i> в южной части Мирового океана (Mn нарастает, Co убывает)
Латеральная зональность, обусловленная хроно-морфо-тектоническими особенностями строения океанического дна. Прослеживаются вкрест простираения основных тектонических структур океана: океанических плит, переходной неспрединговой зоны, срединно-океанических хребтов; либо контролируется контурами продуктивных геоблоков	Обособление скоплений ЖМК и КМК в виде полей и площадей распространения конкреций и корок. Тренд геохимической специализации ЖМО в направлении от более древних к молодым структурам дна океана
Седиментационно-литодинамическая зональность (в т.ч. циркумконтинентальная), основанная на взаимосвязи условий отложения продуктов Fe-Mn рудогенеза с составом донных осадков и режимом их накопления на океаническом дне	Выделение благоприятных площадей для конкрециеобразования в абиссальных котловинах и образования Fe-Mn корок на склонах подводных гор
Вертикальная геохимическая зональность водной толщи океана, формирующаяся в контурах области положительного годового баланса тепловой энергии, получаемой извне на поверхности океанской водной толщи	Продуктивные батиметрические интервалы, приуроченные к геохимическим барьерам в вертикальном разрезе океанской водной толщи. Геохимические типы ЖМК и КМК, формирующиеся в продуктивных батиметрических интервалах

В тектонических структурах первого порядка, в срединных хребтах и в транзиталиях сульфидные руды пространственно связаны с мегазонами интенсивной энергоотдачи (Андреев и др., 1999). Их в океане выделяется шесть. Четыре тянутся вдоль срединно-океанических хребтов: Северо-Атлантическая, Южно-Атлантическая и Красноморская в Индо-Атлантическом мегасегменте; Восточно-Тихоокеанская в Индо-Тихоокеанском мегасегменте (рис. 202). Две располагаются в Западно-Тихоокеанской транзитали: Курило-Яванская и Тонго-Новогвинейская. Зоны интенсивной энергоотдачи характеризуются высоким тепловым потоком ($> 200\text{--}400 \text{ мВт/м}^2$), сейсмической и вулканической активностью. Почти все известные проявления ГПС располагаются в контурах этих зон, пространственно почти всегда контролируются активными рифтами: осевыми в срединно-океанических хребтах; тыловодужными (трог Окинава) и междуговыми (Пакманус и Вурдлак) в активных транзиталиях. Так складывается еще один тип минерагенической энерго-геодинамической зональности, осуществляющей на региональном уровне контроль за сульфидными рудопроявлениями.

Ключевыми таксонами, знаменующими переход от общерегиональной минерагении к количественной ресурсной оценке рудных объектов океана, являются поля распределения ЖМК и КМК, а также металлогенические зоны гидротермально-осадочных рудных образований. Общее число выделяемых в океане полей (рис. 210) – 20, в т.ч. 13 скоплений ЖМК и 7 скоплений КМК. В Тихом океане располагаются 7 полей ЖМК и 6 полей КМК (всего 13 подразделений). Большинство из них приурочено к Северному приэкваториальному поясу – 3

поля ЖМК и 5 полей КМК. В Индийском океане установлено 5 полей: 4 поля ЖМК и одно поле КМК. В Атлантике выделяются два поля ЖМК, одно из них располагается на аваншельфе (поле Блейк).

Металлогеническая зона гидротермально-осадочных рудных образований, включающих полиметаллические сульфидные руды, охватывает обычно 2–3 микросегмента длиной 20–40 км каждый. Они характеризуются аномально высоким тепловым потоком ($> 200 \text{ мВт/м}^2$) и сейсмической активностью. Можно предположить, что металлогенические зоны отвечают контурам крупных гидротермальных центров. На рис. 237 показаны *металлогенические зоны*, выделенные в САХ (0–40°с.ш.): ТАГ, «Логачев» и 16°38'с.ш., в которых установлены крупные скопления массивных сульфидных руд.

На севере рассматриваемого интервала САХ, между 36 и 38°с.ш., на протяжении более 200 км прослежена Азорская цепочка мелких «осевых» скоплений ГПС, металлоносных осадков и гидротермальных Fe-Mn корок: *Менез Гвен*, *Лаки Страйк*, *Феймоус* и *Солданья*. Они располагаются в пределах интенсивной аномалии теплового потока, которая продолжается к югу, в район 30°с.ш., где установлено крупное безрудное гидротермальное проявление *Лост Сити*. По размерам отмеченная площадь значительно превосходит вышеупомянутые металлогенические зоны и выделяется в качестве *Азорской* структурно-металлогенической зоны, распадающейся на две части: Северную – рудоносную и Южную, перспективную для обнаружения новых скоплений ГПС (рис. 237).

Выделение детальных таксономических подразделений внутри ключевых таксонов основано на использовании качественных и количественных критериев. В пределах полей ЖМК при минерагеническом районировании работают, в основном, три фактора: 1) продуктивный батиметрический интервал; 2) благоприятный вещественно-генетический тип донных осадков и мощность осадочной толщи, способствующие оптимальному формированию конкреций; 3) элементы мезорельефа дна, контролирующие образование высокопродуктивных залежей ЖМК. В зависимости от характера мезорельефа, представленного грядовыми или изометричными абиссальными холмами, и контуров составляющих их элементов могут образовываться залежи струйчатой и плащеобразной формы.

Для КМК ведущим является первый рудоконтролирующий фактор продуктивный батиметрический интервал – верхняя часть слоя кислородного минимума, сочетающийся с наличием подводных гор или гайотов, на склонах и вершинах которых он проецируется. Далее неперенным условием являются свободные от рыхлого осадочного материала поверхности коренных пород базальтового, карбонатного, кремнистого или иного состава, а также их наклон и экспозиция по отношению к омывающим придонным и промежуточным течениям. Наиболее высокая продуктивность КМК наблюдается на участках контрастного воздымания гребней, отрогов, конусов-сателлитов на склонах подводных гор и гайотов. Статистический анализ многочисленных продуктивных гайотов в северо-западной части Тихого океана позволяет определить преимущественную глубину залегания бровки плосковерхих гор вблизи отметки 1400 м. Ориентировочное положение верхней границы слоя O_{\min} водной толщи океана находится на уровне 500–600 м. Внутри продуктивного интервала достаточно четко выделяется верхняя его часть (рис. 209), где, наравне с обычными (Со – 0,5 %), нередко формируются богатые (до 0,8 % Со) и очень богатые ($> 0,8 \text{ % Со}$) корки, в которых отмечается повышенное содержание Mn (более 20 %) и Ni (до 0,6 %). Рудные залежи КМК имеют шнуровидную форму, размещаются по периметру плосковерхих вершин гайотов, опускаясь от линии перегиба вниз по склону, нередко повторяя очертания контуров вершинной поверхности. Протяженность рудных залежей может составлять несколько километров, при ширине от сотен метров до 1–2 км. Мощность (толщина) корок варьирует от первых до 10–12 см, максимально до 24 см.

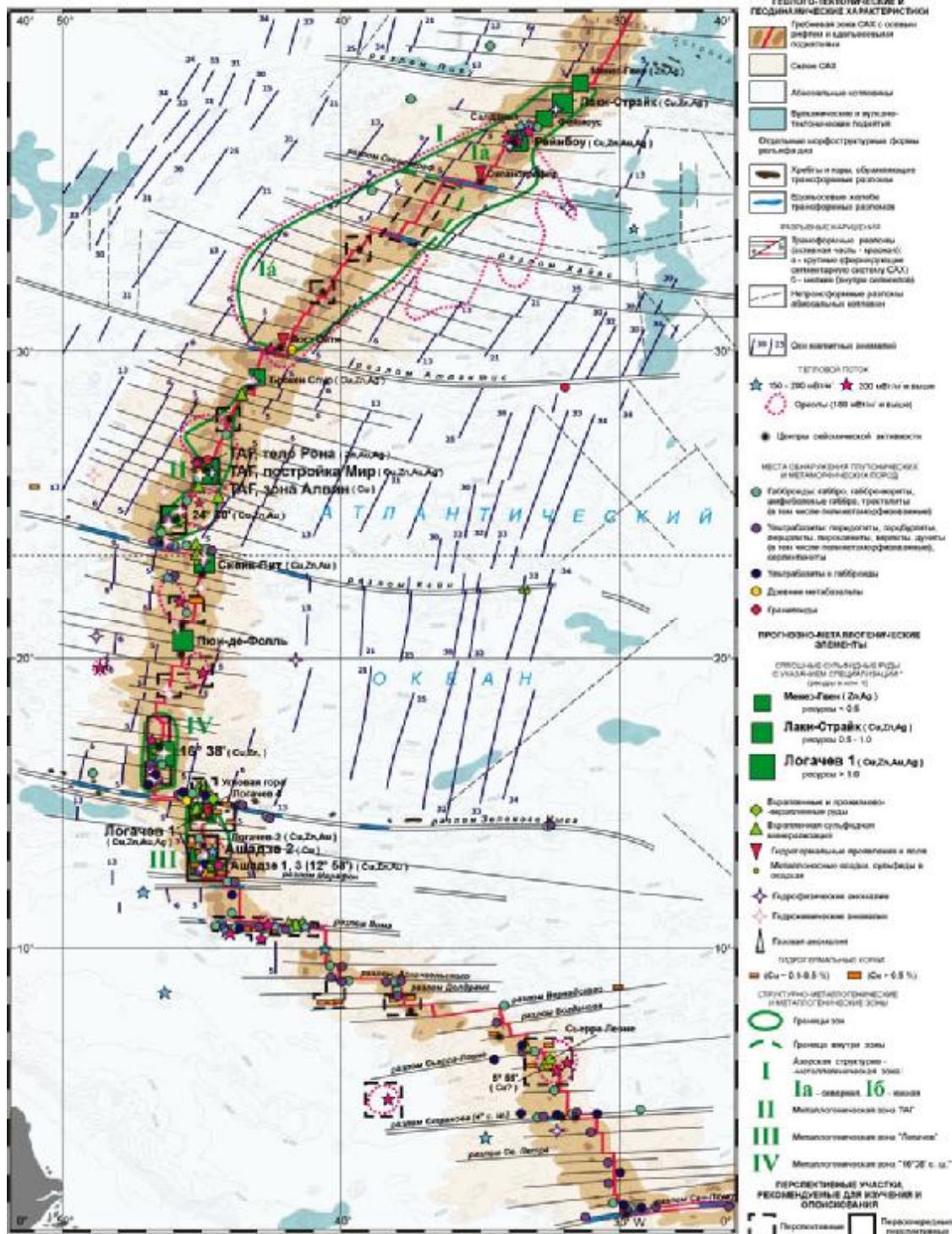


Рис. 237. Прогнозно-металлогеническая карта Северо-Атлантического хребта (0°-40°с.ш.)

Корки представляют собой многослойные образования. Чаще всего выделяются три слоя, в разной степени обогащенные Со: верхний, буроугольный – 0,53 %, промежуточный, пористый – 0,57 %, нижний, антрацитовый – 0,40 % (рис. 22). Глыбы, оторвавшиеся от коренных пород, покрываются Fe-Mn корками сверху, с боков и снизу. Нижние, смоляно-черные, сухаристые корки наиболее обогащены Со (0,7 %) и Mn (22,3 %). Корки достаточно прочно связаны с подстилающим субстратом, но при приложении механических усилий часто откалываются, особенно во влажном состоянии, по линии контакта, или ослабленным плоскостям наслоений подстилающих пород. Смещаясь вниз по склону, глыбы, покрытые рудными корками, формируют скопления вблизи нижней границы залежи или накапливаются в поперечных рассекающих ее «лощинах». Толщина корок в пределах рудных залежей в среднем составляет 6–7 см, что в пересчете на весовую плотность залегания дает 60–80 кг/м².

Зональность гидротермально-осадочных образований в пределах металлогенических зон изучается с использованием методов, объединяемых в две группы: структурно-морфо-геодинамическую и минералого-геохимическую. Первая включает анализ рельефа дна – его «визуализацию», геоморфологическое картирование, линеаментный и геодинамический анализы. Вторая группа – изучение состава и геохимии гидротермальных корок и донных осадков, а также литостратиграфии последних; гидрогеохимии и гидрофизики водной толщи; геохимии окolorудных изменений и аксессуариев в составе магматических пород. По результатам этих исследований выработаны поисковые критерии и диагностические признаки возможного присутствия скоплений ГПС. В пределах конкретных металлогенических зон проводится минералогическое районирование и формулируются основные положения закономерностей размещения ГПС в осевой зоне СОХ.

Они сводятся к следующему:

- 1) перспективные участки рифтовой долины осложнены угловатыми выступами борта в сторону долины, характеризуются изломанной границей борт – днище;
- 2) продуктивные интервалы борта рифтовой долины часто выглядят как монолитное блоковое образование;
- 3) крупные проявления ГПС тяготеют к бортам рифтовой долины, заметно возвышающимся над противоположным;
- 4) в пределах борта проявления ГПС чаще располагаются в его нижней части, в зоне сочленения с днищем рифтовой долины; в средней части борта объекты ГПС располагаются на субгоризонтальных площадках, имеющих форму вытянутой террасы (рис. 238);
- 5) среди рудоконтролирующих разломов преобладают диагональные (в первую очередь, северо-западные, затем северо-восточные); рудопроявления ГПС обычно залегают в узлах пересечения этих разломов (рис. 230);
- 6) для участков, на которых залегают ГПС, характерны геоблоковые структуры типа «поперечных» порогов. Объекты ГПС располагаются в блоках, окружающих наиболее высокий из них;
- 7) на схемах, отражающих распределение деформационных нагрузок в породах вулканического основания, скопления ГПС располагаются в зонах тектонической разрядки – реликтовые в центре, активные – по периферии этих зон (рис. 239).

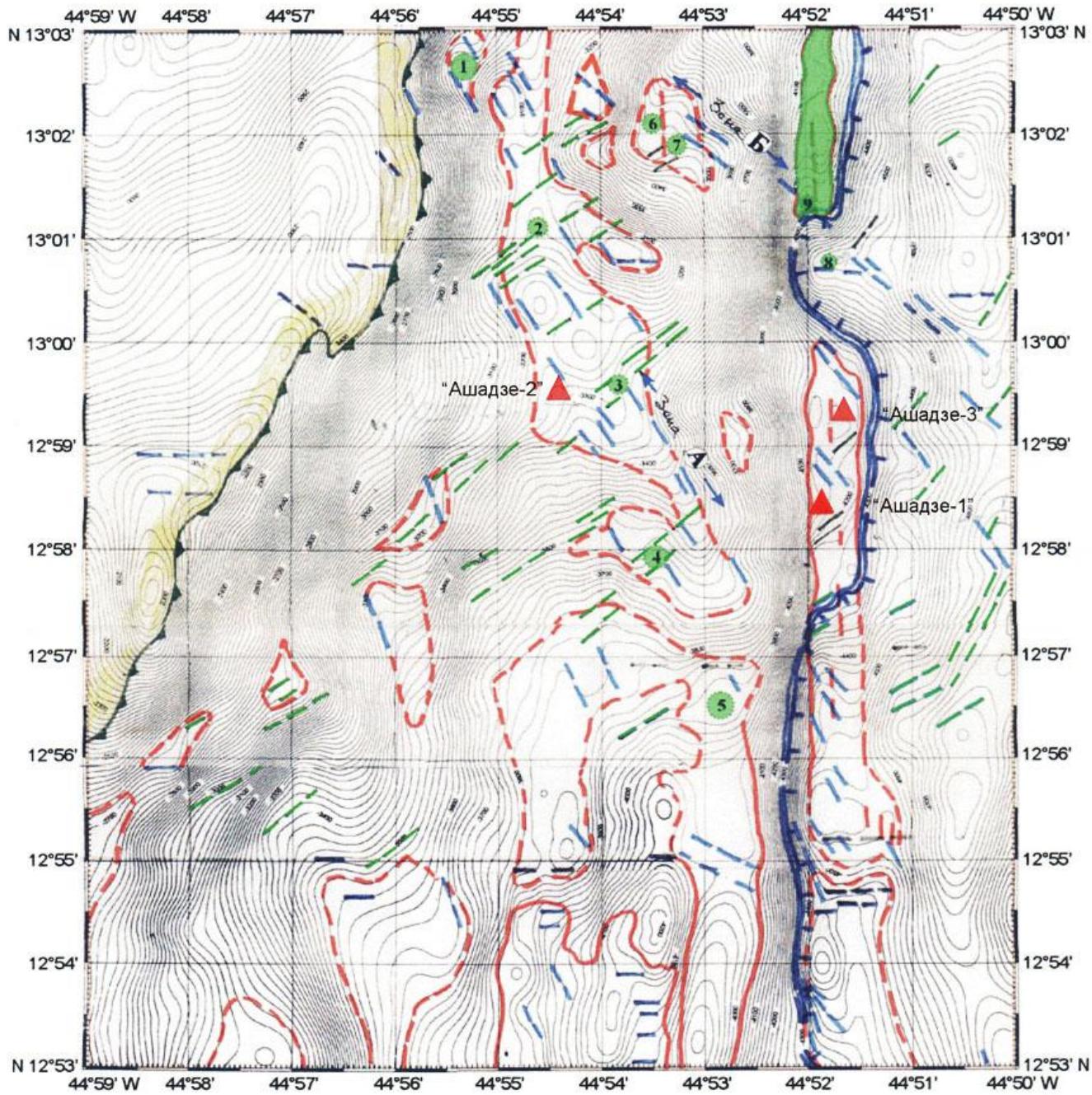


Рис. 238. Структурно-тектоническая схема рудного узла «Ашадзе» – западный борт осевой рифтовой долины по данным линейного анализа

Границы борта рифтовой долины: 1 – верхняя бровка, 2 – нижний вогнутый перегиб; 3 – линейные элементы: синий цвет – северо-запад, зеленый – северо-восток, красный – меридиональные, черный – широтные. Зона А и зона Б – системы сближенных линейных элементов северо-западного направления; 4 – участки уплощенного субгоризонтального рельефа дна; 5 – рудные объекты «Ашадзе-1, 2, 3»; 6 – участки дна, рекомендуемые для опоскования (конкретно к северу рудного поля «Ашадзе» – 12°58'–13°03' с.ш.); 7 – локальные участки, рекомендуемые для геологического опробования

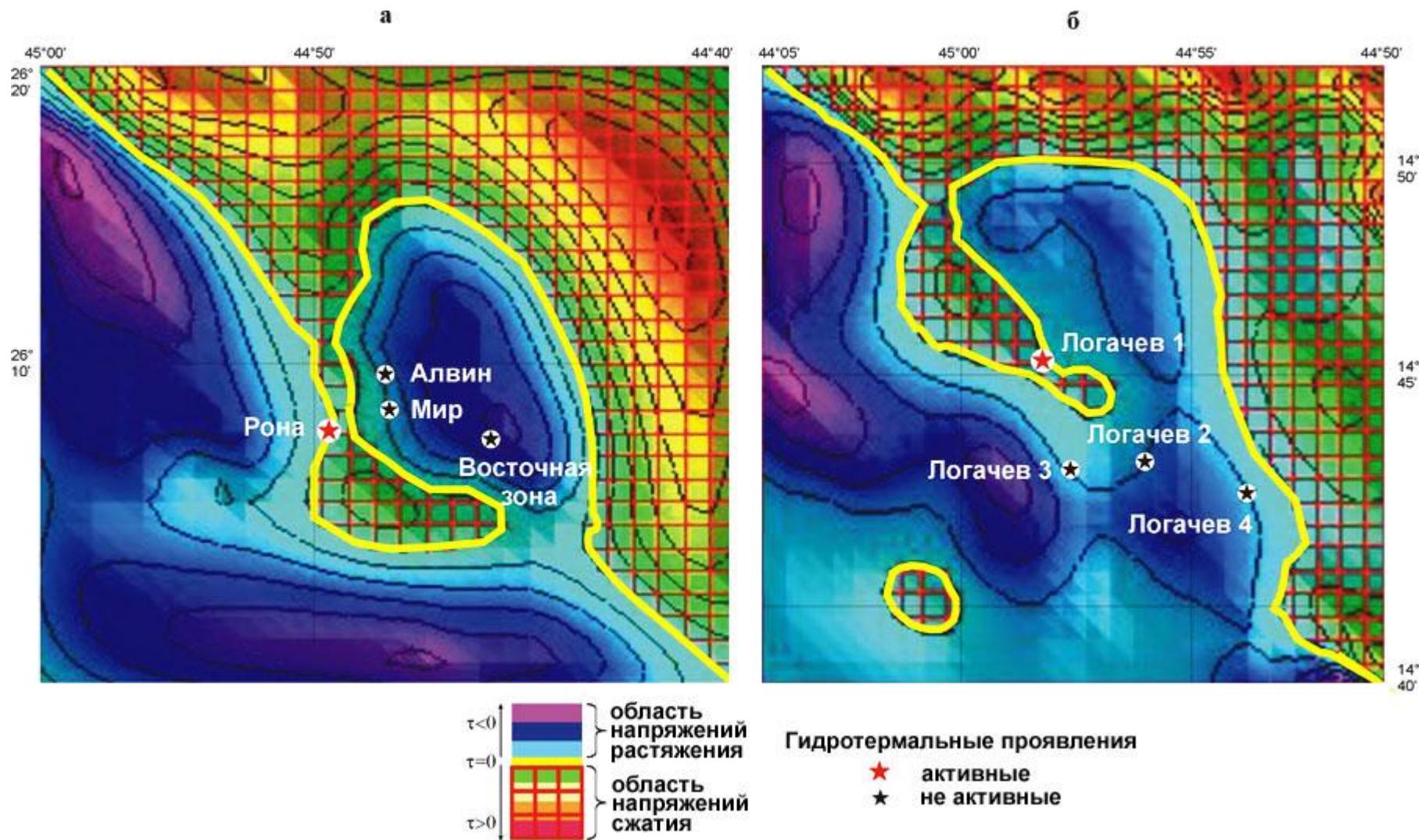


Рис. 239. Схема распределения деформационных нагрузок (по данным метода конечных элементов): *а* – в пределах рудного узла ТАГ; *б* – в пределах рудного узла Логачев (составили С.И. Петухов, П.А. Александров)

Анализ минералого-геохимических данных позволяет использовать гидротермальные корки в качестве поискового и оценочного критерия скоплений ГПС. По значению Mn/Fe, поведению Co и содержанию в корках Cu и Zn можно прогнозировать потенциальную рудоносность гидротермальной системы и возможное обогащение сульфидов рудными элементами. Хорошими геохимическими индикаторами являются Co и Cu. Содержания первого убывают по мере приближения к гидротермальному источнику, второго – нарастают. Отчетливая геохимическая зональность вблизи гидротермальных центров фиксируется в донных осадках (рис. 240).

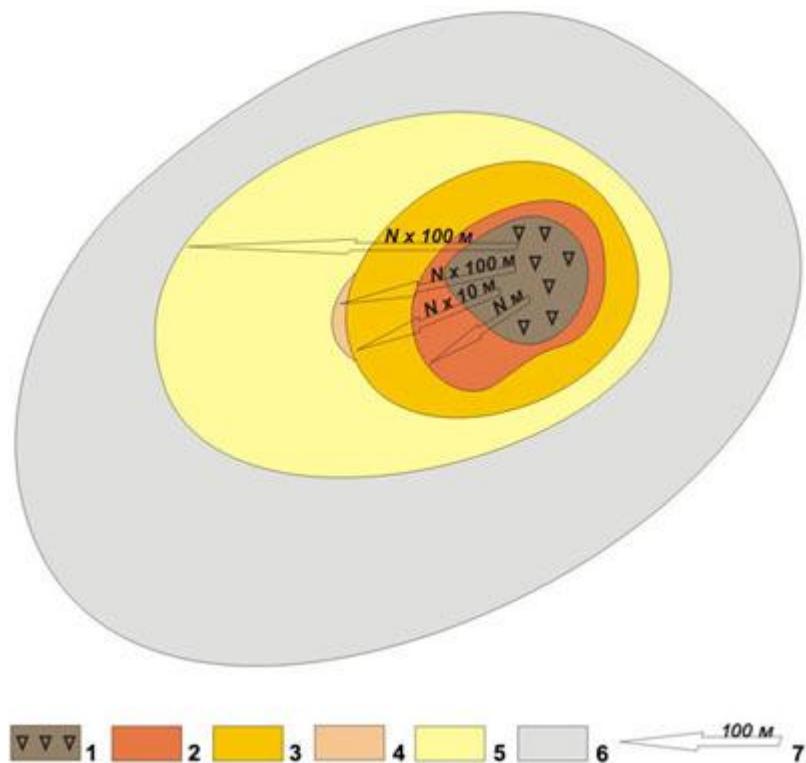


Рис. 240. Схема геохимической зональности донных осадков в районе рудных объектов ГПС «Ашадзе-1» и «Ашадзе-2», содержания Fe, Cu и Zn пересчитаны на БКВ (составила Е.А. Попова)
 1 – рудное тело, 2 – рудоносные (Fe – >30 %, Cu+Zn>0,25 %), 3 – рудосодержащие (Fe – 10–30 %, Cu+Zn>0,25 %), 4 – металлосодержащие (Fe~10 %, Cu+Zn>0,25 %), 5 – металлоносные (Fe~10 %, Cu+Zn<0,25 %), 6 – фоновые (Fe<10 %, Cu+Zn<0,1 %), 7 – расстояние от центра рудного тела

рудных тел, залегающих на месте намечаемого по крайне ограниченным геологическим данным рудного тела «Логачев-1» (рис. 241).

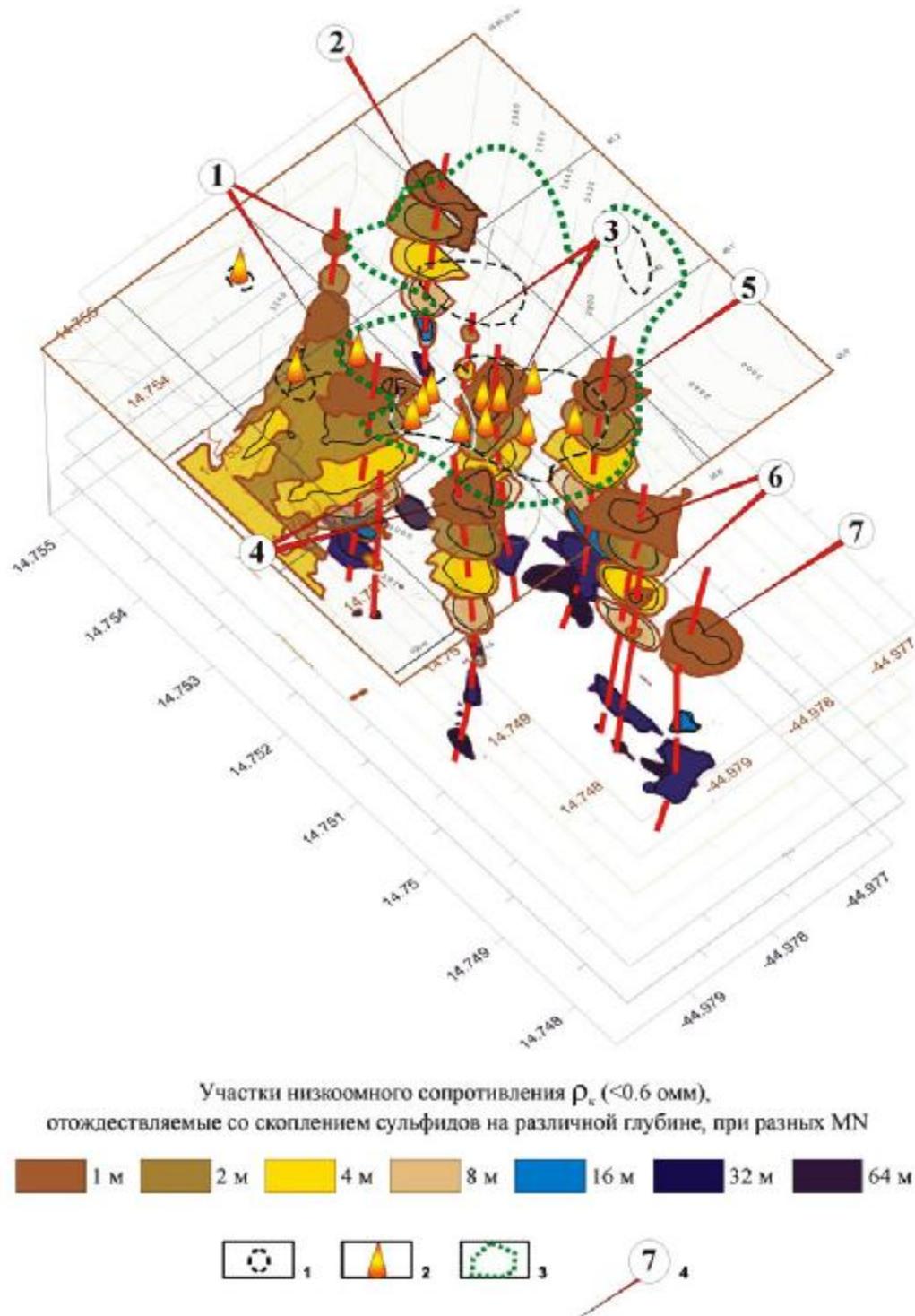
По низкоомным (< 0,6 Ом) значениям оконтурено семь крутопадающих рудных тел размером в поперечнике 30–40 м, с глубиной залегания нижних кромок порядка 24–30 м. Отдавая отчет в условности проделанных построений, нельзя не заметить геологического правдоподобия полученной картины как в плане поведения объектов в горизонтальных срезах, так и на глубине. Выделенные с помощью электроразведки рудные тела встраиваются в структурно-тектоническую схему строения участка; рудные тела на разных глубинах меняют конфигурацию. Некоторые из них выклиниваются или не имеют прямого выхода на поверхность дна. В случае подтверждения полученных данных контрольным бурением метод ВЭЗ-диполь может стать оперативным и довольно дешевым средством изучения и приближенной количественной оценки скоплений сульфидных руд на глубину в отсутствие буровой техники.

Содержания Fe и суммы Cu + Zn нарастают при приближении к местоположению объектов ГПС. Вторичные околорудные изменения во вмещающих базальтах также могут служить индикаторами рудообразования. Большое количество фенокристов в базальтах может быть признаком интенсивного фракционирования кристаллизующегося расплава и его флюидно-гидротермальной насыщенности, благоприятствующей появлению сульфидной минерализации. Гидротермальная проработка базальтов ведет к появлению вторичной минеральной ассоциации хлорит-кварц-парагонит и снижению содержаний легких РЗЭ на ранних стадиях и всего спектра редкоземельных элементов при более глубоких преобразованиях. Гидротермальные изменения нарушают стабильную ассоциативность цветных металлов (Ni, Co, Cu, Zn) в составе базальтов, порождают резкие изменения в их содержаниях.

На современном этапе изучения ГПС основной технической проблемой является отсутствие поискового бурения. Большинство рудных тел в океане изучены с поверхности, в редких случаях на глубину 3,0–3,5 м. Исключение составляют объекты ГПС, разбуренные на глубину 100 м и более, в рейсах бурового судна «Joides Resolution»: *Миддл Вэлли* в хр. Эндевор, Тихий океан, рейс 139; 1992 г. и рейс 169, 1998 г.; *ТАГ*, Атлантика, рейс 158, 1994 г.; *Пакманус*, Новогвинейское море, Западно-Тихоокеанская транзиталь, рейс 193, 2002 г. Полученные материалы позволяют оценить мощности рудных тел и их размеры по падению. Рудное тело *Bent Hill* (хр. Эндевор) простирается на глубину более 94 м, активная постройка Рона представляет собой линзообразную залежь, глубина залегания которой достигает 30 м. Сульфидные руды *Пакмануса* локализованы в приповерхностном слое мощностью 5 м.

Отсутствие данных о поведении рудных тел на глубине побудило в 2004 г. Полярную экспедицию (г. Ломоносов) провести на судне «Профессор Логачев» опытные работы методом ВЭЗ-диполь с применением придонной буксируемой установки АМК «Рифт-3» (Севморгео, г. С.-Петербург). В качестве исследуемого объекта выбрано рудное тело «Логачев-1» (рис. 35). Несмотря на то что условия эксперимента кардинально не соответствовали теоретическим, полученные результаты были обработаны (Андреев и др., 2005). На их основе построены и проинтерпретированы карты-схемы «р_к» в допущении, что электрические поля в океане ведут себя так же, как на суше. Итогом явилась модель гипотетических

Рис. 241. Блок-диаграмма изменения ρ_k на разных разносах MN в районе рудного тела «Логачев-1» (по данным «Рифт-3» в модификации дипольной установки ВЭЗ, Севморгео, 2004)
 1 – границы рудных тел, 2 – различные сульфидные трубы, 3 – обогащенные Cu осадки, 4 – номер рудного тела, намечаемого по э/р данным



Важнейшим элементом строения рудных тел является их геохимическая зональность в вертикальной и горизонтальной плоскостях, обусловленная главным образом температурными параметрами рудообразующих гидротерм. Независимо от происхождения первоисточников рудных компонентов, большинство геологов, ориентирующихся на результаты глубоководного бурения в районе ТАГ (рис. 33), едины в своих представлениях о связи Cu, Co и Se с высокотемпературными гидротермальными растворами (до 400°C); Zn, Cd, Au и Ag – со среднетемпературными гидротермами (200–300°C). Остаточные низкотемпературные (~ 100°C и менее) гидротермальные потоки приводят к образованию пирит-ангидритовых и пирит-кремнезем-ангидритовых агрегатов, к общему окремнению подстилающих пород и отложению на поверхности дна оксидных Fe-Mn корок. Однако вещественно-генетическое разнообразие сульфидных руд, даже в пределах одного узла, требует внесения в эту простую схему существенных корректив.

На рис. 242 приведена рудно-геохимическая модель рудного тела «Логачев-1», составленная с учетом геологических особенностей его строения.

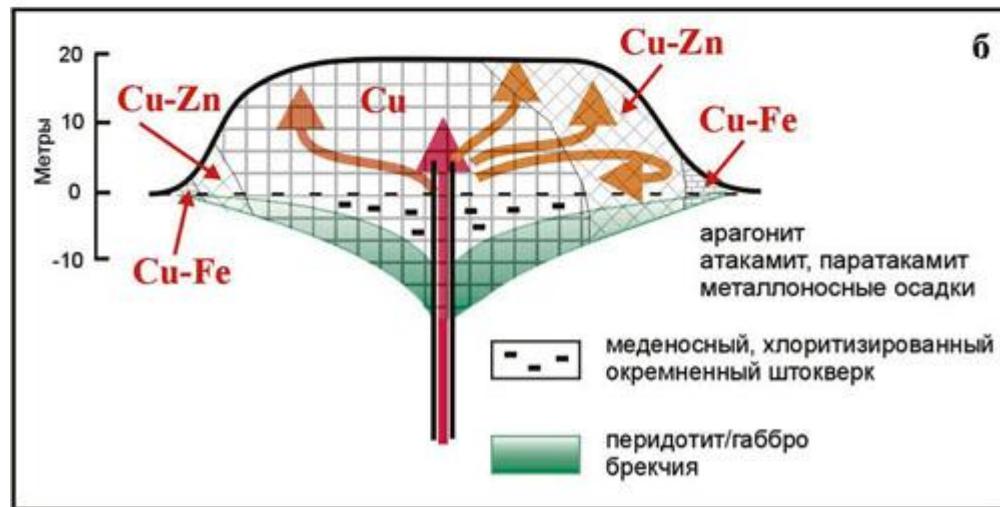
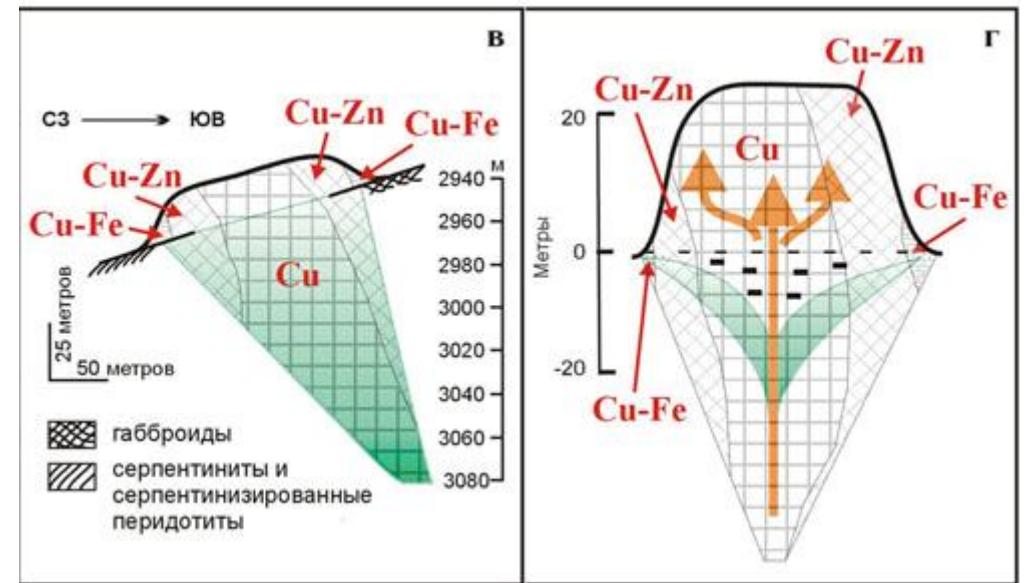
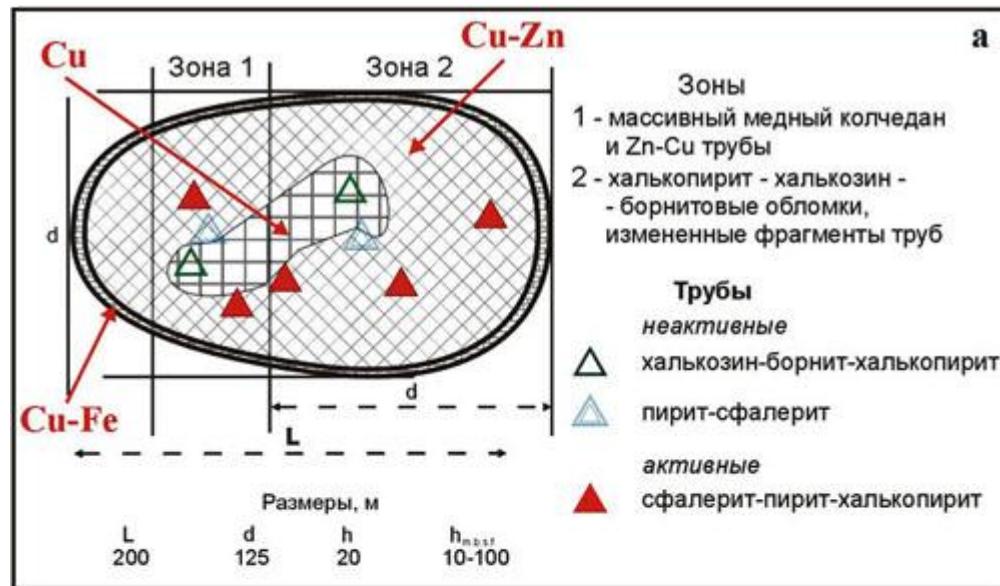


Рис. 242. Рудно-геохимическая модель рудного тела «Логачев-1»
 а – контур рудного тела в плане; вертикальные продольные разрезы рудного тела: б – без «штокверкового» корня, в – со «штокверковым» корнем, г – вертикальный поперечный разрез со «штокверковым» корнем. Типы руд: Cu – медный, Cu-Zn – медно-цинковый, Cu-Fe – медно-колчеданный

Отметим сразу, что активная постройка Рона (Cu – 0,99, Zn – 10 %, Au – 5,6, Ag – 102,4 г/т), разбуренная в 158-м рейсе глубоководного бурового судна «Joides Resolution» (1994 г.) и рудное тело «Логачев-1» (Cu – 37,75, Zn – 1,84 %, Au – 32,2, Ag – 44,5 г/т) представлены различными геохимическими типами руд и залегают в разных геологических обстановках. Первая – среди молодых базальтов; второе – в габбро и перидотитах, слагающих древние геоблоки. С учетом данных Полярной экспедиции, полученных в 20-м и 22-м рейсах НИС «Профессор Логачев» (2003 и 2004 гг.), в т.ч. с применением «неглубокого» бурения (3,0–3,5 м, построена модель строения рудного тела в вертикальном (продольном и поперечном) и горизонтальном срезах. Осевая часть рудного тела представлена богатым медным типом руд (Cu – 53,4, Zn – 0,1 %, Au – 11,3, Ag – 32,3 г/т), периферическая – медь-цинковым типом

колчеданных руд (Cu – 37,75, Zn – 1,84 %, Au – 32,2, Ag – 44,5 г/т). В краевой части установлены серно-колчеданные руды (пирит); продукты вторичного изменения сульфидов, гидрохлориды меди (Степанова и др., 2005).

Распределение геохимических типов руд и продуктов их вторичных изменений в пределах рудного тела «*Логачев-1*» отчетливо концентрически-зональное (рис. 242). Высокотемпературные руды (медный тип) залегают в корневой части рудного тела и в его центре, среднетемпературные (медно-цинковый тип) – по периферии, низкотемпературные (пирит, вторичные сульфиды, арагонит, кальцит, Fe-Mn корки) – в краевой части. На поверхности дна океана, независимо от зональности, медь-содержащие сульфиды подвергаются воздействию океанской водной толщи с образованием гидрохлоридных соединений атакамитового типа.

Наряду с элементами симметричного строения, отмечаются различия в вещественном составе руд западной и восточной частей тела. На западе преобладают высокомедистые минералы (халькопирит), среди цинксодержащих минералов доминирует вюртцит. Отмечаются очень высокие концентрации Au – до 66 г/т. На востоке высокомедистых руд меньше. Развита окисно-сульфидная и медно-железистая отложения. Преобладают минералы халькозин-дигенитовой группы. Встречаются различные модификации атакамита. Постоянно присутствуют пирит и сфалерит. Содержание Au до 40 г/т.

Рудный узел «Логачев» является уникальным среди океанических объектов ГПС, расположенных в СОХ (рис. 227). Высокомедистые руды с содержанием Cu более 50 % составляют около 30 % от поднятого материала. В 60 % образцов содержание Cu достигает 20 %. Au тяготеет к краевым частям тела. Отмеченные выше высокие его концентрации связаны с сульфидами цинка. В медных рудах центральной части рудного тела «*Логачев-1*» содержание Au 13–24 г/т. Рудный узел «*Логачев*» – очень интересный в научном и практическом плане объект ГПС. Среди потенциальных заявочных объектов ГПС от имени России – он основной, но считать его типичным, по-видимому, нельзя.

Перспективы освоения минерально-сырьевых ресурсов мирового океана

Мировой океан как резерв наземной минерально-сырьевой базы заинтересовал современную цивилизацию немногим более 50 лет тому назад после обнаружения в 1957 г. в Тихом океане, недалеко от острова Таити, Fe-Mn образований с высоким содержанием Co – 2 и Ni – 1 % (Андреев и др., 1984). Возникший после этой находки интерес к полезным ископаемым океана послужил в 60-х годах поводом для изучения Fe-Mn залежей конкреций и корок на плато Блейк у берегов Флориды в Атлантическом океане. Результаты проведенных геологоразведочных работ показали, что этот объект из-за низких содержаний Mn – 12, Ni – 0,4 и Co – 0,4 % не может быть отнесен к рентабельным, хотя чрезвычайно удобен по своему географическому положению. Поиски месторождений железомарганцевых конкреций были перенесены в Тихий океан, в район восточного замыкания трансформного разлома Кларион. Здесь в 1974 г. фирмой «Дипси Венчурс» (США) оконтурен перспективный район и подана Правительству США заявка, закрепляющая за этой коммерческой организацией права на его последующее освоение. Советский Союз после организации в 1946 г. Института океанологии АН (г. Москва) и ввода в 1949 г. в строй океанского экспедиционного судна «Витязь» проводил в океане систематические исследования, в том числе в районах распространения ЖМК, КМК, ГПС и фосфоритов. В научных рейсах участвовали чл.-кор. АН П.Л. Безруков, акад. РАН А.П. Лисицын, акад. Ук. АН Е.Ф. Шнюков, доктора г.-м. н. Н.С. Скорнякова, Г.Н. Батурин, И.О. Мурдмаа, Ю.А. Богданов, И.И. Волков и др. В этот период были заложены научные основы морской геологии.

Заявка, поданная в 1974 г. американской фирмой «Дипси Венчурс», побудила к активизации геологических работ на железомарганцевые конкреции многие страны мира, в т.ч. Францию, Германию, Великобританию, Японию в Тихом океане, в районе между разломами Кларион и Клиппертон; Австралию и Новую Зеландию, к изучению юго-западной части Тихого океана; Южно-Африканскую Республику – к планомерному исследованию примыкающих регионов Атлантического и Индийского океанов. Советский Союз включился в проблему в середине 70-х годов. В 1976 г. очень своевременно выходит в свет монография «Железомарганцевые конкреции Тихого океана», гл. редактор П.Л. Безруков, основные авторы Н.С. Скорнякова, Г.Н. Батулин, И.О. Мурдмаа, П.Ф. Андрущенко. Сегодня, спустя 30 лет, эта работа не только не утратила своего научного значения, но остается лучшей публикацией на данную тему, наравне с изданным в 1892 г. классическим трудом Murray J., Renard A.F. «Report on Deep Sea Deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. “Challenger” in the years 1872–1876» (Challenger Reports, London: Government Printer, 1891) о результатах экспедиции «Гломар Челленджер» (1872–1876 гг.), в которой впервые на дне океана были открыты ЖМК, КМК и фосфориты.

Планомерные геологоразведочные работы в нашей стране начались подразделениями Министерства геологии СССР в 1974 г., по инициативе руководителей НИИГА (ныне ВНИИОкеангеология, С.-Петербург) д. г.-м. н. Б.Х. Егiazарова и директора института, академика И.С. Грамберга, сначала совместно с Геологическим институтом (г. Берлин, ГДР) на судне «Александр Гумбольд» в Гвианской и Северо-Американской котловинах Атлантического океана, а затем в Тихом океане совместно с геологами ГДР, ЧССР и ВНР, в Центральной (1976, 1978 гг.) и Северо-Восточной котловинах (1977, 1979 гг.). В этот же период во ВНИИОкеангеология (1976 г.) создается специализированное подразделение: сектор геологии железомарганцевых конкреций, который в 1982 г. преобразуется в отдел геологии и минеральных ресурсов океана – головную организацию по проблеме изучения минеральных ресурсов Мирового океана. Сотрудники отдела участвуют в экспедиционных рейсах в океан и в подготовке заявочных материалов. Директор ВНИИОкеангеология академик И.С. Грамберг, будучи экспертом Международной организации по Морскому дну при ООН, в 1987 г. принимал участие как один из представителей первоначальных вкладчиков в получении Международного сертификата на выделенный России участок в центре поля Кларион–Клиппертон, Тихий океан площадью 75 тыс. км².

Со временем над первоначальными вкладчиками – обладателями международных сертификатов МОД ООН ужесточается циркулярный контроль в области геологоразведочных работ. В 2001 г. между МОД ООН и владельцами сертификатов заключен договор о проведении разведочных работ в ближайшие 15 лет. ФГУГП «Южморгеология» (г. Геленджик) уже приступила к их выполнению. Намечен и решается комплекс задач, связанных с завершением оконтуривания и изучением внутреннего строения месторождения ЖМК, разделением его на два полигона: Восточный – основной и Западный – заповедный (рис. 214, 215). Разрабатывается классификация и проводится картирование типов руд. По площади месторождения ЖМК, в целом производится оценка ресурсов по категории P_1 на детальных участках подсчет запасов по категориям C_1 и C_2 .

Основным перспективным районом выбора объекта и подачи заявки в МОД ООН на КМК являются Магеллановы горы (северо-запад Тихого океана). Здесь детально изучены четыре гайота (рис. 21): МА-15 (Альба), МЖ-35 (Федорова), МЖ-36 (Грамберга) и МЖ-37 (Ита-Майтаи). Они составляют основу заявки России. Кроме этих гайотов, ведется изучение других крупных скоплений КМК на гайотах МА-8, МА-10, МД-30, МЖ-34 и др., которые должны обеспечить в совокупности возможность подготовки двух продуктивных площадей с равными геолого-экономическими параметрами распространения кобальтмарганцевых корок: одной – для заявителя, другой – для МОД ООН. На современном этапе (2007 г.) в пределах указанных гайотов проводятся региональные работы и поиски с выходом на оценку ресурсов по категориям P_3 и P_2 . Достигнутый уровень работ на объектах КМК позволяет приступить к подготовке заявочных материалов, как только МОД при ООН выработает требования к заявкам на этот вид минерального сырья океана.

Геологоразведочные работы на ГПС сосредоточены в Северо-Атлантическом хребте в интервале 0–40°с.ш., где уже выявлены три рудных объекта. Однако их ресурсный потенциал недостаточен для подготовки заявочных материалов в расчете на два участка: для заявителя и для МОД ООН. С целью обнаружения новых объектов ГПС и расширения известных Полярная экспедиция (г. Ломоносов) проводит региональные работы и поиски в перспективных районах САХ: 12–14°с.ш.; 19–21°с.ш.; 21°30'с.ш. Разработка требований к заявочным материалам принята МОД ООН в качестве первоочередной задачи 2007 г.

Ресурсный потенциал океана

В основу ресурсных оценок минерально-сырьевого потенциала океана положены материалы многочисленных отечественных и зарубежных научно-исследовательских судовых экспедиций, результаты планомерных геологоразведочных работ от региональной до поисковой стадий, а также незначительный объем данных, полученных в ходе разведочных работ на месторождении ЖМК в поле Кларион–Клиппертон. Массивы исходной информации собраны в виде баз данных по ЖМК, КМК, ГПС и фосфоритам, объединенных в банк «Океангеоресурсы» (ВНИИОкеангеология, С.-Петербург). Геолого-экономическая оценка и анализ полученных результатов проводятся с использованием специализированной компьютерной информационно-аналитической системы (ИАС). Расчеты осуществляются с учетом методических рекомендаций по оценке прогнозных ресурсов, составленных для конкретных видов океанических полезных ископаемых.

Железомарганцевые конкреции и корки

Данные о ЖМК формировались по региональным таксонам: полям и площадям. Внутри хорошо изученных полей выделялись рудные зоны и скопления, рассматриваемые как месторождения. Затем оценивался ресурсный потенциал по океанам для Fe-Mn рудной массы (табл. 15) и отдельных металлов (табл. 16). Все геолого-экономические характеристики даны в натуральных показателях и их ценностном эквиваленте (в дол.), в недрах.

Таблица 15

**Прогнозные ресурсы (млрд. т. сухой рудной массы) ЖМК, КМК,
гидротермальных корок (G) в Мировом океане (в недрах)**

Океаны	ЖМК	КМК	G	Общая масса ЖМО
Тихий	48.5	29.6	3.1	81.2 (76.7 %)
Атлантический	3.5	8.4	3.0	14.9 (14.1 %)
Индийский	4.6	5.2	-	9.8 (9.2 %)
Мировой	56.6	43.2	6.1	105.9 (100)

Геолого-экономические показатели скопления Fe-Mn образований Мирового океана

Таблица 16

Океаны			Тихий океан				Атлантический океан				Индийский океан				Мировой океан				
			ЖМК	КМК	G	Общ.	ЖМК	КМК	G	Общ.	ЖМК	КМК	G	Общ.	ЖМК	КМК	G	Общ.	
Продуктивная площадь (тыс. км ²)			10894.2	2034.3	268.6	13197.1	838.4	595.7	262.1	1696.2	2172.5	496.2	–	2668.7	13905.1	3126.2	530.7	17562.0	
Ресурсы (сухие), млн.т			48540.0	29641.7	3143.8	81325.5	3486.5	8369.4	2980.8	14836.7	4616.7	5132.4	–	9749.1	56643.2	43143.5	6124.6	105911.3	
Основные	Mn	%	14.75 – 36.05	15.13 – 28.52	8.31 – 28.52	8.31 – 36.05	3.29 – 20.50	6.35 – 25.33	4.39 – 11.99	3.29 – 25.33	12.50 – 24.04	13.00 – 18.73	–	12.50 – 24.04	3.29 – 36.05	6.35 – 28.52	4.39 – 28.52	3.29 – 36.05	
		млн.т	Ресурсы	11032.88	5744.62	587.43	17364.93	500.36	1075.08	243.14	1818.58	977.44	797.62	–	1775.06	12510.68	7617.32	830.57	20958.57
	млн.\$	Ценность	23714072.3	12347486.2	1262622.1	37324180.6	1075473.7	2310781.2	522605.1	3908860.0	2100909.53	1714404.42	–	3815313.95	26890455.53	16372671.82	1785227.2	45048354.55	
	Ni	%	0.378 – 1.242	0.297 – 0.510	0.087 – 0.203	0.087 – 1.242	0.130 – 0.713	0.115 – 0.538	0.022 – 0.713	0.022 – 0.907	0.186 – 0.907	0.311 – 0.585	–	0.186 – 0.907	0.130 – 1.242	0.115 – 0.585	0.022 – 0.230	0.022 – 1.242	
		млн.т	Ресурсы	421.08	127.68	3.89	552.65	17.345	20.504	4.789	42.638	39.78	21.77	–	61.55	478.205	169.954	8.679	656.838
	млн.\$	Ценность	5970872.4	1810489.7	55159.7	7836521.8	245950.3	290744.7	67907.5	604602.5	564076.42	308696.43	–	872772.85	6780899.12	2409930.83	123067.2	9313897.15	
	Cu	%	0.068 – 1.039	0.055 – 0.197	0.028 – 0.098	0.028 – 1.039	0.088 – 0.509	0.022 – 0.283	0.021 – 2.958	0.021 – 2.958	0.109 – 0.782	0.042 – 0.344	–	0.042 – 0.782	0.068 – 1.039	0.022 – 0.344	0.021 – 2.958	0.021 – 2.958	
		млн.т	Ресурсы	317.47	36.914	1.84	356.224	6.594	29.890	2.315	38.799	23.67	8.69	–	32.36	347.734	75.494	4.155	427.383
	млн.\$	Ценность	1032348.9	120037.0	5983.3	1158369.2	21442.5	97196.2	7528.0	126166.7	76970.11	28258.15	–	105228.26	1130761.01	245491.35	13511.3	1389764.16	
	Co	%	0.032 – 0.460	0.342 – 0.726	0.047 – 0.268	0.032 – 0.726	0.105 – 0.417	0.173 – 0.499	0.034 – 0.359	0.034 – 0.499	0.143 – 0.282	0.206 – 0.581	–	0.143 – 0.581	0.032 – 0.460	0.173 – 0.726	0.034 – 0.359	0.032 – 0.726	
		млн.т	Ресурсы	118.61	164.46	3.32	286.39	12.159	24.961	5.996	43.116	8.75	19.82	–	28.57	139.519	209.241	9.316	358.076
	млн.\$	Ценность	5194417.9	7202377.6	145396.5	12542192.0	532492.4	1093144.4	262589.4	1888226.2	383198.37	867999.06	–	1251197.43	6110108.67	9163521.06	407985.9	15681615.63	
Полупричные	Fe	%	4.13 – 17.11	12.76 – 20.20	9.88 – 19.27	4.13 – 20.20	9.06 – 18.17	13.11 – 25.66	13.00 – 20.56	9.06 – 25.66	9.12 – 18.08	10.72 – 18.57	–	9.12 – 18.57	4.13 – 18.17	10.72 – 25.66	9.88 – 20.56	4.13 – 25.66	
		млн.т	Ресурсы	5094.87	4431.55	442.44	9968.86	392.81	1332.94	372.76	2098.51	535.04	752.88	–	1287.92	6022.72	6517.37	815.20	13355.29
	млн.\$	Ценность	1946240.4	1692852.0	169012.1	3808104.5	150053.5	509183.1	142394.3	801630.9	204385.28	287600.16	–	491985.44	2300679.18	2489635.26	311406.4	5101720.84	
	Mo	%	0.016 – 0.068	0.032 – 0.068	0.022 – 0.046	0.016 – 0.068	0.016 – 0.043	0.029 – 0.064	0.004 – 0.031	0.004 – 0.064	0.016 – 0.042	0.028 – 0.032	–	0.016 – 0.042	0.016 – 0.068	0.028 – 0.068	0.004 – 0.046	0.004 – 0.068	
		млн.т	Ресурсы	21.888	10.269	1.082	33.239	1.352	1.71	0.36	3.422	0.864	1.506	–	2.370	24.104	13.485	1.442	39.031
	млн.\$	Ценность	1113442.7	522384.1	55041.3	1690868.1	68776.3	86987.6	18313.2	174077.1	43951.68	76610.22	–	120561.90	1226170.68	685981.92	73354.5	1985507.1	
	V	%	0.033 – 0.066	0.033 – 0.081	0.032 – 0.058	0.032 – 0.081	0.034 – 0.077	0.068 – 0.128	0.012 – 0.082	0.012 – 0.048	0.035 – 0.059	0.028 – 0.059	–	0.028 – 0.059	0.033 – 0.077	0.028 – 0.128	0.012 – 0.082	0.012 – 0.128	
		млн.т	Ресурсы	22.242	14.938	1.179	38.359	2.227	3.536	1.127	6.89	0.798	1.646	–	2.444	25.267	20.120	2.306	47.693
	млн.\$	Ценность	733925.9	492913.6	38903.8	1265743.3	73485.0	116678.5	37188.0	227351.5	26331.85	54313.56	–	80645.41	833742.75	663905.66	76091.8	1573740.21	
	Редкие	La	г/т	35.8 – 481.4	4.5 – 799.2	108.7 – 135.5	4.5 – 799.2	118.0 – 287.5	11.97 – 370.0	–	11.97 – 370.0	163.0 – 272.0	87.0	–	87.0 – 272.0	35.8 – 481.4	4.5 – 799.2	108.7 – 135.5	4.5 – 799.2
			тыс.т	Ресурсы	7505.55	6527.31	229.0	14263.86	492.868	538.31	–	1031.178	546.12	55.75	–	601.87	8546.538	7121.37	229.0
		млн.\$	Ценность	28904.0	25130.3	881.7	54916.0	1897.6	2072.5	–	3970.1	2102.56	214.64	–	2317.20	32904.16	27417.44	881.7	61203.3
Ce		г/т	63.62 – 1689.0	349.1 – 1620.0	195.0 – 357.7	63.62 – 1689.0	732.0 – 2160.8	44.33 – 2000.0	–	44.33 – 2160.8	945.7 – 1464.0	521.0	–	521.0 – 1464.0	63.62 – 2160.8	44.33 – 2000.0	195.0 – 357.7	63.62 – 2160.8	
		тыс.т	Ресурсы	22553.42	24991.03	531.38	48075.83	2800.85	2684.58	–	5485.43	2977.72	333.86	–	3311.58	28331.99	28009.47	531.38	56872.84
млн.\$		Ценность	141804.8	157131.2	3341.1	302277.1	17610.4	16879.3	–	34489.7	18722.41	2099.14	–	20821.55	178137.61	176109.64	3341.1	357588.35	
Pt		г/т	0.053 – 0.216	0.050 – 0.787	0.041 – 0.063	0.041 – 0.787	0.074 – 0.216	0.019 – 1.076	0.002 – 1.826	0.002 – 1.826	0.047 – 0.124	–	–	0.047 – 0.124	0.047 – 0.216	0.019 – 1.076	0.002 – 1.826	0.002 – 1.826	
		тыс.т	Ресурсы	5.094	7.797	0.074	12.965	0.159	0.667	0.716	1.542	0.291	–	–	0.291	5.544	8.464	0.79	14.798
млн.\$	Ценность	142858.7	218663.2	2075.3	363597.2	4459.1	18705.7	20079.8	43244.6	8160.95	–	–	8160.95	155478.75	237368.9	22155.1	415002.75		
Общая ценность, млн.\$			40018888.0	24589464.9	1738416.9	66346769.8	2191640.8	4542373.2	1078605.3	7812619.3	3428809.16	3340195.78	–	6769004.94	45639337.96	32472033.88	2817022.2	80928394.04	
Ценность на 1 м ² (\$)			3.67	12.09	6.47	5.03	2.61	7.62	4.12	4.61	1.58	6.73	–	2.54	3.28	10.39	5.31	4.61	

Стоимости основных и попутных металлов в ЖМО брались и анализировались из бюллетеней мирового рынка за период 2001–2005 гг., с осреднением за 2004 и 2005 гг. или заимствовались из журнала «Пульс цен» (табл. 17).

Таблица 17

Средние стоимости основных и попутных металлов ЖМО в \$ за тонну (USGS Mineral Information ..., 2005, «Пульс цен», Информационный бюллетень МЭРТ РФ январь-август 2005 г.)

Металл	Стоимость 1 т (в \$)	Металл	Стоимость 1 т (в \$)	Металл	Стоимость 1 т (в \$)
Mn	2149.4	Co	43794	V	32997.3
Ni	14180.0	Fe	382.0	La/Ce	3850.0/6287.5
Cu	3251.8	Mo	5087.0	Pt	28044516.0

Ценностные характеристики Fe–Mn образований океана (ЖМК, КМК и G) приведены в табл. 18.

Таблица 18

Распределение ценностных характеристик ЖМК, КМК и G в различных океанах и Мировом океане (трлн. \$)

Океаны	ЖМК	КМК	G	Общая ценность (в недрах)
Тихий	40.0	24.6	1.7	66.3
Атлантический	2.2	4.6	1.1	7.9
Индийский	3.4	3.3	-	6.7
Мировой	45.6	32.5	2.8	80.9

В сообщество ЖМК входят четыре геохимических типа конкреций: богатый Ni-Cu, тип Кларион–Клиппертон; Ni-Cu-Co – умеренно обогащенный основными металлами, центрально-тихоокеанский тип; Mn-Ni перуанский тип, богатый марганцем и никелем; Co-умеренно обогащенный кобальтом – южнотихоокеанский тип. Их ресурсные и ценностные характеристики приведены в табл. 19.

Таблица 19

**Ресурсные (млрд. т) и ценностные (трлн. \$) характеристики различных геохимических типов
ЖМК и КМК (в числителе – ресурсы, в знаменателе – ценность)**

Океаны	ЖМК			КМК		G	Итого
	Ni-Cu	Ni-Cu-Co	Mn-Ni	Co	2Co		
Тихий	16.3/15.8	14.5/12.2	3.6/3.2	14.1/8.8	29.6/24.6	3.1/1.7	81.2/66.3
Атлантический	-	1.1/0.8	-	2.4/1.4	8.4/4.6	3.0/1.1	14.9/7.9
Индийский	0.7/1.3	3.4/1.9	-	0.5/0.2	5.2/3.3	-	9.8/6.7
Мировой	17.0/17.1	19.0/14.9	3.6/3.2	17.0/10.4	43.2/32.5	6.1/2.8	105.9/80.9

Поля распространения ЖМК и КМК делятся по ресурсным и ценностным показателям в недрах на три группы:

- первая группа – с ресурсами 5 млрд т и более рудной массы при их ценности в недрах более 3,5 трлн дол.;
- вторая группа – поля с ресурсами рудной массы 1,0–5,0 млрд т и ценностными показателями в недрах 1,0–3,5 трлн дол.;
- третья группа – ресурсы рудной массы ниже 1,0 млрд т при ценности в недрах менее 1,0 трлн дол.

В первую группу входят такие поля, как *Кларион–Клиппертон*, в котором распространены рудные конкреции, богатые Mn, Ni, Cu и Co (17,4 млрд т руды; 16,7 трлн дол.); *поле Миднацифик* (9,5 млрд т руды; 8,1 трлн дол.); *Центрально-Тихоокеанское поле* (7,2 млрд т руды; 5,2 трлн дол.).

Во второй группе оказываются, в основном, поля КМК: *поле Магеллановых гор* (3,3 млрд т руды; 2,8 трлн дол.); *Уэйк* (1,6 млрд т руды, 1,4 трлн дол.); *Гавайское* (2,0 млрд т руды, 1,8 трлн дол.); *Лайн* (2,4 млрд т руды, 2,3 трлн дол.), а также поля конкреций: *Перуанское*, богатое Mn и Ni (3,0 млрд т руды, 3,1 трлн дол.) и *Южно-Тихоокеанское*, в конкрециях которого стабильно присутствует кобальт (~ 0,4 %) (4,2 млрд т руды, 2,6 трлн дол.).

Ряд полей КМК, располагающихся на гайотах в северо-западной части Тихого океана, *Миднацифик*, *Магеллановых гор*, *Уэйк*, окружены абиссальными котловинами, на поверхности которых залегают значительные скопления конкреций кобальтовой специализации: *Миднацифик* (0,5 млрд т руды; 0,3 трлн дол.); *Уэйк* (3,1 млрд т руды; 2,2 трлн дол.); *Магеллановы горы* (3,4 млрд т руды; 2,4 трлн дол.). Поля *Уэйк* и *Магеллановых гор* являются объектами комплексными. В их пределах практический интерес представляют как корки (2Co), так и конкреции (Co). С позиции долговременной перспективы освоения ЖМО Мирового океана КМК обладают наибольшими прогнозными ресурсами, в целом равными 43,2 млрд т рудной массы, превосходящими в отдельности ресурсы других геохимических типов ЖМК, например, конкреций типа *Кларион–Клиппертон* в 2,5 раза, конкреций перуанского типа в 12,0 раз. Это обстоятельство необходимо учитывать при разработке стратегии будущего освоения ЖМК и КМК Мирового океана с расчетом возможности

отработки не только кобальтоносных корок на гайотах, но и абиссальных конкреций, залегающих в сопредельных глубоководных котловинах. Подобные комплексные объекты, представленные одновременно корками и конкрециями, особенно интересны. В этом случае резко возрастает ресурсный потенциал, в частности *поля Магеллановых гор*, до 6,7 млрд т руды; ценность в недрах – 5,2 трлн дол.; *поля Уэйк* – до 4,7 млрд т руды; ценность в недрах – 3,6 трлн дол..

Геологоразведочные работы, проведенные в 1987–2007 г., позволяют оценить ресурсы рудной массы, содержащихся в ней металлов и их ценностные показатели в недрах конкретных объектов ЖМК, в пределах выделенного участка в поле Кларион–Клиппертон, и КМК в *поле Магеллановых гор*. Месторождение ЖМК имеет площадь 40,0–42,5 тыс. км² при средней весовой плотности залегания конкреций 14,7 кг/м². В конкреционных рудах содержится Mn 30,17, Ni 1,42, Cu 1,15 и Co 0,23 %. Ориентировочный ресурсный потенциал месторождения (категории P₂ и P₁) более 600 млн тонн сухой рудной массы. Это крупный комплексный объект, в недрах которого присутствует 181 млн т высококачественного марганца, 8,52 млн т никеля, 6,90 млн т меди и 1,38 млн т кобальта. Ценностная значимость в недрах этих ресурсов составляет около 350 млрд дол.

Изученные *рудные залежи КМК* на гайотах МА-15 (Альба), МЖ-35 (Федоров), МЖ-36 (Граммберг) и МЖ-37 (Ита-Майтан) составляют более 4 тыс. км². Средняя толщина рудных корок 6–7 см, что в пересчете на весовую плотность равно 70–80 кг/м² рудной массы. Содержания металлов в руде: Mn 21,3, Co 0,56, Ni 0,45 %. Общая их ценность в недрах около 200 млрд дол. В настоящее время сделаны первые шаги в разработке правил и требований к заявочным материалам. По предварительным данным, продуктивная площадь, планируемая в пределах одной заявки, может достигать 10 тыс. км², что ведет к существенному увеличению ценностных показателей потенциального месторождения КМК. Россия готова к формированию окончательной заявки в МОД ООН.

Полиметаллические сульфиды

В Мировом океане достаточно полно охарактеризованы 22 объекта: 11 – в Тихом, 10 – в Атлантическом и один – в Индийском океанах. Кроме последнего, представляющего рудоносные илы и рассолы, все объекты сложены сульфидными рудами. В табл. 12 приведены прогнозные ресурсы рудной массы и комплекса металлов + сера для отдельных океанических бассейнов и для Мирового океана в целом.

Общие ресурсы ГПС в океане составляют 146,29 млн т сухой рудной массы, в.т.ч. Тихий – 94,89 млн т, Атлантика – 51,40 млн т. В Индийском океане ресурсных данных по сульфидам нет. Ценность рудоносных илов и рассолов во впадинах Красного моря «*Атлантис II*» и «*Дискавери*», в недрах, равна 286,5 млн дол. Суммарная ценность в недрах ГПС Тихого и Атлантического океанов – 78,9 млрд дол., в том числе 54,6 млрд дол. – Тихий и 24,3 млрд дол. – Атлантический океаны (табл. 20).

Таблица 20

Геолого-экономические показатели скоплений ГПС Мирового океана

		Океан		
		Тихий	Атлантический	Мировой
Ресурсы (сухие), млн.т		94,89	51,40	146,29
Cu	%	0,2 – 9,07	0,39 – 16,25	0,2 – 16,25
млн.т	Ресурсы	4,106	3,860	7,966
млн.\$	Ценность	13365,402	12550,680	25916,082
Zn	%	0,14 – 22,7	0,15 – 23,64	0,14 – 23,64
млн.т	Ресурсы	12,274	1,822	14,096
млн.\$	Ценность	15654,655	2323,500	17978,155
Pb	%	0,015 – 9,3	0,004 – 0,09	0,004 – 9,3
млн.т	Ресурсы	1,559	0,015	1,574
млн.\$	Ценность	1733,140	18,921	1752,061
Au	г/т	0,14 – 20,0	0,68 – 10,4	0,14 – 20,0
тонн	Ресурсы	644,419	240,978	885,397
млн.\$	Ценность	7253,980	2697,293	9951,273
Ag	г/т	3,54 – 1213	8,34 – 361,9	3,54 – 1213
тонн	Ресурсы	36810,2	3474,9	40285,1
млн.\$	Ценность	8189,541	773,193	8962,734
Fe	%	5,82 – 44,1	1,22 – 41,28	1,22 – 44,1
млн.т	Ресурсы	20,745	14,128	34,873
млн.\$	Ценность	7734,118	5396,869	13130,987
S	%	6,7- 52,2	17,3 – 45,34	6,7 – 52,2
млн.т	Ресурсы	19,500	16,467	35,967
млн.\$	Ценность	658,122	555,769	1213,891
Общая ценность, млн.\$		54588,958	24316,225	78905,183

Геолого-экономические показатели по конкретным объектам ГПС приведены в табл. 21 и 22. Российские морские геологи Полярной экспедиции (г. Ломоносов) и ВНИИОкеангеология (г. С.-Петербург) в последние годы ведут регулярные исследования в Северо-Атлантическом срединном хребте (0–40°с.ш.). Ими открыты *рудный узел «Логачев»* (1993–1994 гг.), *рудный узел «Ашадзе»* (2003 г.), рудное поле *16°38'с.ш.* (2005 г.), *перспективное рудопроявление 24°30'с.ш.* (1988 г.). Суммарный ресурсный потенциал (P₃) трех первых объектов составляет 18,5 млн т рудной массы. Согласно экспертной оценке, прогнозные ресурсы рудопроявления 24°30'с.ш. могут достигать 5 млн т руды. По предварительным расчетам (Андреев и др., 2005), минимально рентабельный объект ГПС должен составлять не менее 15 млн т рудной массы. С учетом передачи адекватного скопления сульфидных руд в МОД ООН, заявочный объект, следовательно, должен содержать не ниже 30 млн т руды богатого медного (> 15 %) или медно-цинкового (Cu ≥ 5, Zn ≥ 10 %) колчеданного типа при содержании Au не менее 3–5 г/т.

Геолого-экономические показатели скоплений ГПС Атлантического океана

Название Параметры	Рудный узел Ашадзе	Рудный узел Логачев	Рудное поле 16°38' с.ш.	Снейк Пит	Рудное поле 24°30' с.ш.	ТАГ	Брокен Спур	Рейнбоу	Феймоус	Лаки Страйк	Менез Гвен
Основные металлы	Cu, Zn, Au	Cu, Zn, Au	Fe, Cu	Cu, Zn	Cu, Zn, Au	Cu, Zn, Au	Cu, Zn	Zn, Cu	Не определена	Cu, Zn	Fe, Zn
Общая площадь, км ²	0,2088	0,22	0,482	0,3		0,43	0,25	0,015	0,0006	1,0	0,0002
Ресурсы (сухие), млн.т	3,5	2	13,075	1,0	> 5	21,87	0,4	0,75	0,35	0,75	0,2
Cu	%	10,26	37,75	0,46	2,8	16,25	8,4	4,82	7,88	9,03	0,39
млн.т	Ресурсы	0,22	0,755	0,060	0,028	0,812	1,837	0,019	0,059	0,068	0,0008
млн.\$	Ценность	715,396	2455,109	195,580	91,050	2642,088	5973,817	62,695	192,181	220,228	2,536
Zn	%	19,33	1,84	0,15	1,8	4,06	5,52	6,02	23,64	8,59	1,17
млн.т	Ресурсы	0,069	0,037	0,020	0,018	0,203	1,207	0,024	0,178	0,064	0,0023
млн.\$	Ценность	88,003	46,935	25,014	22,957	258,907	1539,693	30,712	226,128	82,168	2,984
Pb	%	0,02	0,015	0,05	0,03	0,03	0,02	0,047	0,004	0,09	0,09
млн.т	Ресурсы	0,0007	0,0003	0,0065	0,0003	0,0015	0,004	0,0002	0,0003	0,0007	0,0002
млн.\$	Ценность	0,896	0,384	9,367	0,384	1,920	5,598	0,241	0,038	0,864	0,231
Au	г/т	3,65	32,2	0,72	1,36	10,4	4,1	0,68	3,1	0,72	
Тонн	Ресурсы	21	64,4	9,414	1,36	52	89,667	0,272	2,325	0,54	
млн.\$	Ценность	236,389	724,926	105,970	15,309	585,344	1009,347	3,062	26,172	6,079	
44,5	г/т	71,1		8,34	45,3	42,7	118,6	39,8	361,9	85,99	41,6
тоннт	Ресурсы	65	89	109	45,3	213,5	2593	15,9	271,4	64,5	8,3
млн.\$	Ценность	14,463	19,803	24,253	10,080	47,505	576,963	3,538	60,389	14,352	1,847
Fe	%	28,3	16,89	41,28	37,55	17,55	26,9	35,1	28,99	28,33	1,22
млн.т	Ресурсы	0,684	0,338	5,397	0,376	0,878	5,883	0,140	0,217	0,2312	0,002
млн.\$	Ценность	261,288	129,040	2061,792	143,441	335,205	2247,317	53,633	83,056	81,165	0,932
S	%	32,75	19,61	45,34	35,56	21,32	31,77	38,5	28,43	30,54	17,3
млн.т	Ресурсы	1,146	0,392	5,928	0,356	1,066	6,948	0,154	0,213	0,229	0,035
млн.\$	Ценность	38,686	13,237	200,077	12,002	35,978	234,498	5,198	7,196	7,730	1,168
Общая ценность, млн.\$		1355,120	3389,433	2621,052	295,223	3906,948	11587,234	159,077	595,161	412,586	9,698

Геолого-экономические показатели скоплений ГПС Тихого океана

Название Параметры		Миддл-Вэлли*		Эндевор		Хуан- де-Фука	Эксплорер	Гуаймас		13° с.ш. ВТП	20-22° ю.ш. ВТП	Галапагос	Окинава	Санрайз	Пакманус
Основные металлы		Fe, Zn		Zn, Fe		Zn, Au, Ag	Cu, Zn, Ag	Zn		Cu, Zn	Cu, Zn	Cu, Fe	Cu, Zn, Pb, Ag	Cu, Zn, Au, g	AgCu, Zn, Au, A
Общая площадь, км ²				0,038		0,01	0,7065 ?				0,005	0,1	1,08	0,16	
Ресурсы (сухие), млн.т		8,8	17,6	0,5	1,0	0,25	12,0	2,0	3,0	2,0	0,04	10,0	10,0	9,0	30,0
Cu	%	0,43	0,43	0,42	0,42	0,43	8,1	0,2	0,2	9,07	7,0	4,98	3,7	5,5	5,0
млн.т	Ресурсы	0,038	0,076	0,002	0,004	0,001	0,972	0,004	0,006	0,181	0,003	0,498	0,37	0,495	1,500
млн.\$	Ценность	123,048	246,096	6,829	13,658	3,496	3160,750	13,007	19,511	589,876	9,105	1619,396	1203,166	1609,641	4877,700
Zn	%	1,41	1,41	3,56	3,56	22,7	9,0	1,0	1,0	11,2	12,0	0,14	20,1	21,9	22,0
млн.т	Ресурсы	0,124	0,248	0,018	0,036	0,057	1,08	0,02	0,03	0,224	0,005	0,014	2,01	1,971	6,60
млн.\$	Ценность	158,252	316,503	22,702	45,404	72,379	1377,432	25,508	38,262	285,690	6,122	17,856	2563,554	2513,554	8417,640
Pb	%	0,015	0,015	0,06	0,06	0,35	0,1	0,4	0,4	0,24	0,03	0,07	9,3	2,27	0,6
млн.т	Ресурсы	0,0013	0,0026	0,0003	0,0006	0,0009	0,012	0,008	0,012	0,0048	0,00001	0,007	0,93	0,2043	0,18
млн.\$	Ценность	1,689	3,379	0,384	0,768	1,120	15,358	10,238	15,358	6,143	0,015	8,959	1190,214	261,463	230,364
Au	г/т	0,7	0,7	0,14	0,14	4,9	0,8	0,2	0,2	0,26	0,36	0,2	4,8	20,0	13,0
тонн	Ресурсы	6,16	12,32	0,07	0,14	1,225	9,6	0,4	0,6	0,52	0,0144	2,0	48,0	180,0	390,0
млн.\$	Ценность	69,341	138,682	0,788	1,576	13,789	108,064	4,503	6,754	5,853	0,162	22,513	540,318	2026,190	4390,080
Ag	г/т	3,54	3,54	4,60	4,60	186,0	112,0	69,0	69,0	57,0	120,0	10,0	1900,0	1213,0	167,0
тонн	Ресурсы	31,2	62,3	2,3	4,6	4,65	1344	138	207	114	4,8	100	19000	10917	5010
млн.\$	Ценность	6,932	13,863	0,512	1,024	10,347	299,051	30,706	46,059	25,366	1,068	22,251	4227,652	2429,120	1114,765
Fe	%	39,51	39,51	36,1	36,1	5,82	10,8	5,9	5,9	26,13	28,68	44,1	8,59	11,7	14,9
млн.т	Ресурсы	3,477	6,954	0,180	0,361	0,0146	1,296	0,118	0,177	0,5226	0,0115	4,41	0,859	1,053	4,47
млн.\$	Ценность	1328,168	2656,336	68,951	137,902	5,558	495,072	45,076	67,614	199,6332	4,382	1684,62	328,138	402,246	1707,540
S	%	38,07	38,07	37,7	37,7	18,6	26,8	6,7	6,7	25,0	22,7	52,2	32,3	н.о.	н.о.
млн.т	Ресурсы	3,350	6,700	0,188	0,377	0,0465	3,216	0,134	0,201	0,5	0,0091	5,22	3,23	-	-
млн.\$	Ценность	113,068	226,136	6,362	12,724	1,569	108,54	4,522	6,784	16,875	0,306	176,175	109,012	-	-
Общая ценность, млн.\$		1800,498	3600,995	106,527	213,055	108,258	5564,265	133,561	200,341	1129,437	21,161	3551,770	10162,054	9242,474	20738,088

Примечание: * - 8,8 млн.т - одно рудное тело Vent Hill (1994); после открытия в 1998 г. южного сдвоенного рудного тела в целом по Миддл-Вэлли 17,6 млн. т. руды.

Фосфориты

Общий ресурсный потенциал P_2O_5 в океанических фосфоритах оценивается в 9,2 млрд т при средних содержаниях P_2O_5 в рудах 20 %. Их ценность в недрах 460 млрд дол. На суше прогнозные ресурсы P_2O_5 составляют 5,3 млрд т при средних содержаниях 15 % (Запасы..., 1990).

Для России практический интерес представляют *залежи фосфоритов Японского моря* с ресурсами 0,9–1,0 млрд т и средним содержанием P_2O_5 28,3 %; ценность в недрах 49,7 млрд дол.

Отдельную группу составляют *островные залежи фосфоритов: о. Науру, о. Оушен, о. Макатеа и о. Матаива, о. Кито-Даито-Дзима, на Соломоновых островах (о. Беллоне) – Тихий океан; о. Кюрасао, о. Трауира – Атлантика; о. Рождества – Индийский океан*. Большинство активно эксплуатируется, некоторые отработаны (о. Оушен). Общие ресурсы – 180–200 млн т фосфоритовой руды, запасы – 120 млн т P_2O_5 . Содержания P_2O_5 – от 17,5 до 41,0 %. Ценность в недрах 3,4 млрд дол. Наиболее крупные *островные месторождения фосфоритов* в Тихом океане: *о. Науру* > 30 млн т P_2O_5 , *о. Оушен* > 50 млн т (ныне отработано); в Атлантике: *о. Кюрасао* 20–30 млн т P_2O_5 ; в Индийском океане: *о. Рождества* 100 млн т P_2O_5 .

Газогидраты

Глобальные оценки достоверно установленных газогидратов по океанам:

Тихий океан – 32,2 млрд т условного топлива (УТ), ценность в недрах 2,6 млрд дол.

Атлантический океан – 88,4 млрд т УТ, ценность в недрах 7,7 млрд дол.

Индийский океан – 34,3 млрд т УТ, ценность в недрах 2,7 млрд дол.

Мировой океан – 154,9 млрд т УТ, (без Северного Ледовитого океана), ценность в недрах 13,0 млрд дол.

(Соловьев, 2006 г.).

Экспертные оценки прогнозных ресурсов газогидратов по всему Мировому океану колеблются в широких пределах от 1×10^{15} до $7.6 \times 10^{18} \text{ м}^3$, что повышает на порядок ожидаемую ценность в недрах до трлн дол. (Гинсбург и др., 1994).

Бариты

Из большого многообразия баритовых проявлений в глубоководных районах Мирового океана практическое значение имеют *скопления $BaSO_4$ в Охотском море, на восточном борту впадины Дерюгина*. Общая продуктивная площадь оценивается в 16 км². Содержания баритов варьируют от 25 до 80 %. По экспертной оценке ресурсный потенциал баритов составляет 10 млн т (Baranov et al., 2004). Ценность баритовых залежей – 353 млн дол.

Геолого-экономические предпосылки освоения минеральных ресурсов мирового океана

Ресурсный фонд полезных ископаемых глубоководных районов Мирового океана представлен комплексом стратегических металлов Mn, Ni, Cu, Co, Zn, сопутствующих благородных металлов – Au, Ag, Pt, Rh и РЗЭ. Их содержания и прогнозные ресурсы приведены в табл. 23.

Таблица 23

Содержание и ресурсы стратегических металлов в рудах Мирового океана и континентов

Основные виды океанического минерального сырья	Металлы	Мировой океан (Андреев и др., 1999; Андреев и др., 2006)		Континенты (Запасы..., 1990; Конъюнктура..., 1997; Недра России, 2002; Прогнозные..., 1994)		Океан/ континент
		Содержания, %	Потенциальные ресурсы, млн. т	Содержания, %	ресурсы, млн. т	
Железомарганцевые образования: железомарганцевые конкреции и кобальтмарганцевые корки	Ni	0.6-1.4	656.8	0.3-2.44	90.0-95.0	6.91
	Cu	0.4-1.2	427.4	0.6-4.00	725.0	0.59
	Co	0.2-0.8	358.1	0.1-0.6	6.0	59.68
	Mn	20-42	20958.6	20-44	8900.0	2.35
	Mo	0.04-0.06	39.0	0.01-0.12	11.4	3.42
	PЗЭ	0.05-0.17	72.76	4.7-5.2	30.0	2.44
	Pt, г/т	0.3-0.8	0.015	3.9-4.2	0.025	0.6
Глубоководные полиметаллические сульфиды	Cu	3.7-37.7	8.0	0.6-4.0	725.0	0.59
	Zn	2.9-9.2	14.1	4.0-10.0	298.0	0.05
	Pb	0.8-4.14	1.57	0.5-12.0	126.0	0.01
	Au, г/т	60-186	0.001	2-15 г/т	0.76	0.01
	Ag, г/т	2.38-10.7	0.040	10-400 г/т	0.533	0.08
Фосфориты	P ₂ O ₅	15-40	9193.0	20-30	5300.0	1.74

Для сравнения даны аналогичные параметры тех же металлов наземных месторождений. Из анализа данных следует вывод о существенном превышении ресурсного потенциала океана над аналогичной ресурсной базой континентов.

«Океанический» никель почти в 7 раз превосходит ресурсные показатели этого металла на суше. Его средние содержания в конкрециях на заявочном участке России в *поле Кларион–Клиппертон* 1,41 %, того же порядка, как в большинстве месторождений суши (в месторождениях Ni в Канаде – 1,61, ЮАР – 0,36, Новая Каледония – 2,1 %), но в 1,75 раза уступают уникальным сплошным Cu–Ni рудам Талнаха (Норильский рудный узел), в которых средние концентрации этого металла 2,63 %.

Ресурсы марганца в океане в 2,35 раза больше аналогичных показателей на суше. Марганцевые руды океана относятся к типу высокосортных оксидных руд с низким содержанием фосфора (~ 0,2 %) и устойчивым средним содержанием марганца 27–31 %. На суше они соответствуют умеренно богатым разновидностям марганцевых руд.

Особенно значительны ресурсные показатели, «океанического» кобальта и молибдена. В целом абиссальные районы океана можно отнести к богатой кобальтоносной провинции, ресурсы кобальта в которой превосходят наземные почти в 60 раз при весовых средних содержаниях 0,5–0,6, иногда достигающих 0,8–1,0 %. Огромные кобальтоносные Fe–Mn массы сконцентрированы на ограниченных площадях: на склонах гайотов и в верхних частях подводных гор. Ресурсы «океанского» молибдена в 3,42 раза превосходят наземный его потенциал. Молибден встречается в устойчивых содержаниях как в КМК, так и в ЖМК, равных 0,04–0,05 %, что превосходит концентрации этого металла в большинстве обрабатываемых месторождений на континентах (0,02–0,03 %).

Среди сопутствующих полезных компонентов в составе Fe-Mn образований наибольший интерес представляют легкие лантаноиды (лантан, церий) и иттрий, содержания которых в сумме обычно превосходят 1 кг/т, и платина, встречающаяся в КМК в концентрациях 0,3–0,4 г/т совместно с родием (сотые доли г/т). Максимальные содержания Pt достигают 4,5 г/т (Aoki, 1994).

Таким образом, ЖМК и КМК являются комплексными оксидными рудами, в которых главными полезными компонентами являются Ni, Cu, Co, Mn, к ним примыкает Mo. В числе попутных РЗЭ (лантаноиды) + иттрий, платина часто совместно с родием. Fe-Mn матрица этих руд обладает хорошо выраженными сорбционными свойствами по отношению к Cu, Ni, еще более к Co, и особенно интенсивно экстрагирует Cd, Zn и Bi. Одна тонна ЖМК поглощает из сточных вод до 450 кг SO₂.

В массивных сульфидных рудах океана основными полезными компонентами являются Cu и Zn. В активных транзиталях их дополняет Pb. Содержания Cu и Zn в ГПС (табл. 20) заметно превосходят их концентрации в наземных колчеданных месторождениях, например Урала. Гайское месторождение: Cu – 1,84, Zn – 0,70 %, Au – 1,15, Ag – 14 г/т. Учалинское месторождение: Cu – 0,97, Zn – 3,8 %, Au – 1,6, Ag – 15 г/т. Дегтярское месторождение: Cu – 1,4, Zn – 1,9 %, Au – 1,2, Ag – 10–30 г/т.

Минерально-сырьевая база России в прошлом, настоящем и обозримом будущем была и будет основой экономики нашей страны. После развала Советского Союза структура этой базы утратила универсальность. Возник острый дефицит в марганце. Страна практически не располагает месторождениями гидроокисных марганцевых руд. Не стабильно состояние медьсодержащих и цинксодержащих промышленных объектов. Обозначились сроки исчерпания Cu-Ni руд Норильского рудного узла, обеспечивающего России второе место по экспорту никеля и первое по платиноидам. В ближайшей перспективе ожидается истощение молибденовых руд.

Геополитический фактор, который преобладал до недавнего времени в оценке минерально-сырьевого потенциала Мирового океана, более не отвечает реальному положению дел. Полезные ископаемые океана переходят из объектов отдаленного будущего в категорию сырьевых резервов среднесрочного характера. Их освоение можно связывать с современным состоянием национальных и мировых ресурсных баз стратегических металлов и оценивать стоимостные, а также и конъюнктурные достоинства, исходя из складывающихся рыночных цен и тенденций. Ниже приведены основные геолого-экономические характеристики месторождения ЖМК, оконтуренного на заявочном участке в поле *Кларион–Клиппертон* (Тихий океан):

- ресурсный потенциал по рудной массе 600 млн т;
- продуктивная площадь 40–42 тыс. км²;
- средняя весовая плотность залегания 14,7 кг/м²;
- средние содержания металлов и их прогнозные ресурсы: Mn – 30,17 % (181 млн т), Ni – 1,42 % (8,52 млн т), Cu – 1,15 % (6,90 млн т), Co – 0,23 % (138 тыс. т).

Ценность в недрах месторождения ЖМК 350 млрд дол. Стоимость металлов на 1 м² – 14,27 дол. (381 руб.) (табл. 24). В сравнении с наземными объектами, месторождение комплексных Fe-Mn руд (ЖМК) адекватно двум крупным месторождениям Ni и Cu и двум уникальным месторождениям Mn и Co. Ориентировочный срок окупаемости 12–16 лет.

Стоимостная ценность металлов ЖМК и КМК на 1 м² поверхности дна (в \$)

	Весовая плотность залегания	Средние содержания, %				Итого на 1 м ²	
		Ni	Cu	Co	Mn	\$	руб
Заявочный Участок ЖМК. Кларион-Клиппертон (Тихий океан)	14,7 кг/м ²	1,42	1,15	0,23	30,17	14,27	381
Потенциальные Заявочные объекты КМК. Магеллановы горы (Тихий океан)	80,0 кг/м ²	0,45	0,12	0,56	21,3	61,66	1646

Потенциальное месторождение КМК в Магеллановых горах (Тихий океан), размещенное на 5–6 гайотах, может иметь:

- ресурсный потенциал по рудной массе – 400 млн т;
- продуктивную площадь – 5 тыс. км²;
- среднюю весовую плотность залегания корок при толщине 6–7 см – 80,0 кг/м²;
- средние содержания металлов и их прогнозные ресурсы: Mn – 21,3 % (85,2 млн т), Ni – 0,45 % (1,8 млн т), Co – 0,56 % (1,12 млн т).

Ценность в недрах *месторождения КМК* – 240 млрд дол. Стоимость металлов на 1 м² – 61,66 дол. (1646 руб.) (табл. 24). Это комплексное месторождение КМК адекватно значительным месторождениям Mn и Ni, а также уникальному месторождению Co на суше. Ориентировочный срок окупаемости 6 лет.

Представление о модели потенциального месторождения ГПС складывается из следующих параметров:

- прогнозные ресурсы – 15 млн т руды;
- средние содержания и прогнозные ресурсы металлов в глубоководных сульфидных рудах (на примере рудных узлов «Логачев» и «Ашадзе»): Cu – 10,2–37,75, среднее 24 % (3,6 млн тонн), Zn – 1,84–19,33, среднее 10,6 % (1,6 млн т); Au – 3,65–32,2, среднее 18,0 г/т (270 т), Fe – 15,3–26,7, среднее 21 % (3,15 млн т).

Ценность (в недрах) согласно данной модели потенциального месторождения *ГПС* ≈ 15 млрд дол.

По ресурсному потенциалу модель заявочного объекта ГПС принадлежит к категории средних месторождений Cu и Zn, сложенных очень богатыми Cu, Zn и Au рудами.

Ценностные соотношения будущих месторождений океана с известными наземными российскими месторождениями близкого состава показаны на рис. 243.

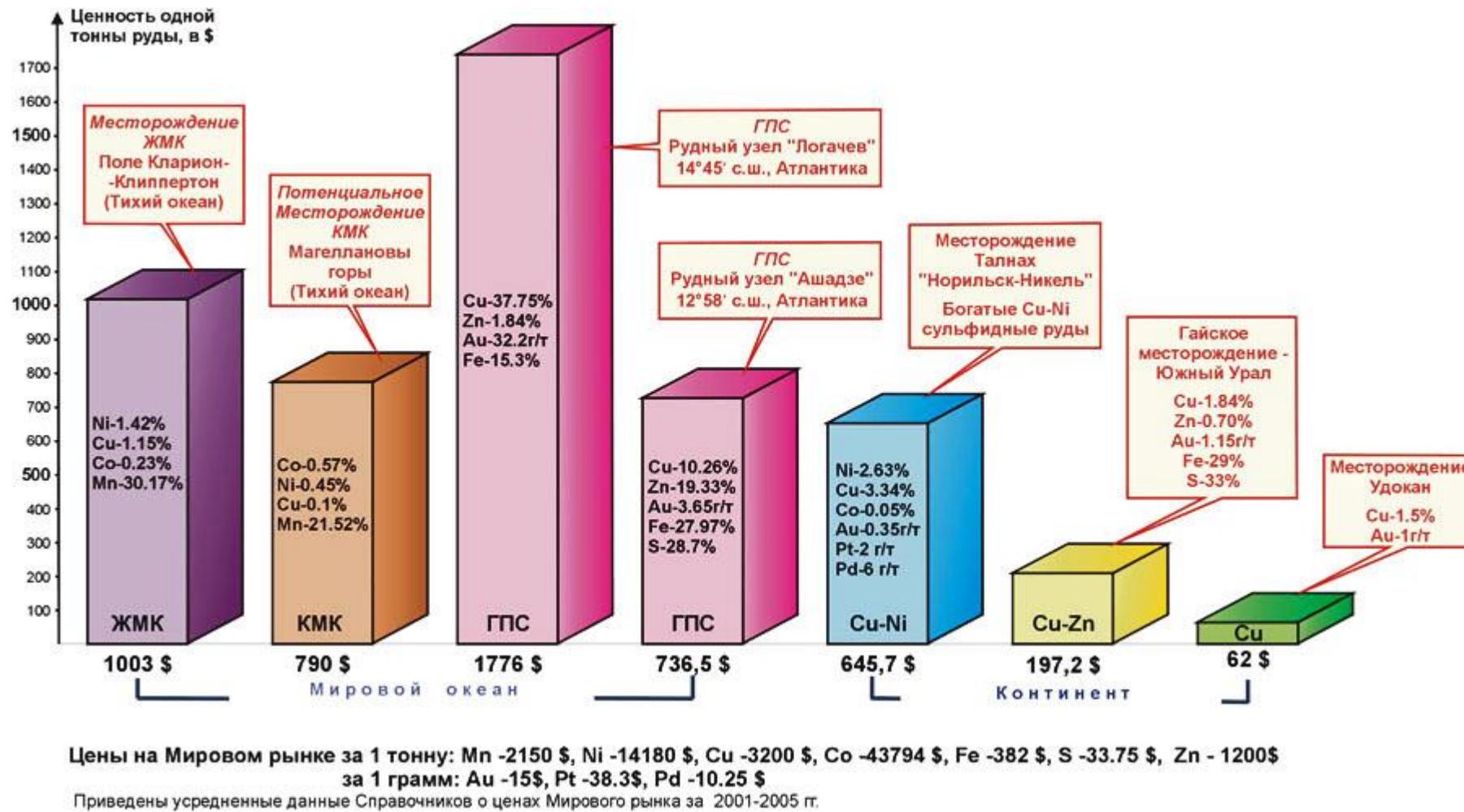


Рис. 243. Стоимостные характеристики (в недрах) одной тонны рудной массы океанических (ЖМК, КМК, ГПС) и наземных (Талнах, Гайское, Удокан) рудных объектов

По суммарной стоимости металлов в тонне руды месторождения ЖМК на заявочном участке в поле Кларрион-Клиппертон (Тихий океан), потенциального месторождения КМК в Магеллановых горах (Тихий океан), рудных объектов ГПС «Ашадзе» и «Логачев» (Атлантика), с одной стороны; и Cu-Ni сульфидного месторождения Талнах (Норильский рудный узел), Cu-Zn колчеданного Гайского месторождения (Южный Урал), меднорудного месторождения Удокан (Забайкалье), с другой – составляют следующий убывающий ряд:

Площадь месторождения ЖМК – $40\,000\text{ км}^2$ (коэффициент рудоносности – $0,6-0,7$) $\times 14,27 \approx 350$ млрд дол.

Площадь месторождения КМК – $2\,731\text{ км}^2$ (коэффициент рудоносности – $0,75$) $\times 61,66 \approx 130$ млрд дол.

Итого месторождения \approx 480 млрд дол.

Стоимость металлов с постоянной тенденцией повышения цены на мировом рынке сырья в (2004 – 2005 гг.) за 1 т: Mn – 2150, Ni – 14180, Cu – 3250, Co – 43790 дол.

Рудный объект «*Логачев*» (Атлантика) – 1776 дол.; → месторождение *ЖМК Заявочный Участок*, поле *Кларион–Клиппертон* (Тихий океан) – 1003 дол.; ® потенциальное месторождение *КМК, Магеллановы горы* (Тихий океан) – 790 \$; → рудный объект *ГПС «Ашадзе»* (Атлантика) – 736,5 \$ → месторождение Талнах (Норильский рудный узел) – 645,7 дол.; → Гайское колчеданное месторождение (Южный Урал) – 197,2 дол. → месторождение Удокан (Забайкалье) – 62 дол. Из приведенных цифр видно, что комплексные, богатые металлами океанские руды заметно превосходят близкие по составу наземные их разновидности в ныне эксплуатируемых (колчеданные месторождения Урала) или планируемых к освоению в ближайшие годы (медистые песчаники Удокана). К океаническим рудным объектам приближаются только уникальные Ni-Cu платиноносные руды Норильского рудного узла. Однако случись их открытие сегодня, освоение этого уникального месторождения-гиганта, ставшего ныне мировым лидером в добыче никеля и платиноидов, в силу близорукости рыночной экономики никогда бы не состоялось.

Таким образом, в пользу экономического фактора и положительной оценки возможностей освоения минеральных ресурсов океана свидетельствуют:

- общий, существенно превосходящий сушу, ресурсный потенциал стратегических металлов (Mn, Ni, Co, Mo) в рудах океана (табл. 23), с одной стороны; тенденции к истощению ресурсов наземных месторождений указанных металлов, с другой;
- стабильные (Ni, Cu, Co, Mo, Mn) в ЖМК и КМК (табл.16) и высокие (Au), до ураганных (Cu, Zn, Ag), в ГПС их содержания (табл. 21 и 22);
- локализация рудных Fe-Mn масс в виде комплексных месторождений, относимых к категории крупных и уникальных, со сроками эксплуатации более 20 лет;
- поверхностное залегание рудных залежей, исключаяющее вскрышные работы, высокие технологические качества океанских, в первую очередь Fe-Mn руд;
- ценностные характеристики (в недрах) океанских месторождений, в целом (табл. 24), в пересчете на 1 т руды, превосходящие аналогичные показатели большинства наземных месторождений (рис. 243).

Вышесказанное позволяет рассматривать полезные ископаемые глубоководных районов Мирового океана не только как стратегический резерв минерально-сырьевой базы России, а в качестве реального объекта освоения на рубеже и за пределами 2020 г. В 2006 г. в Концепции изучения и подготовки к освоению минеральных ресурсов дна океана, разработанной для МПР РФ и Морской коллегии при Правительстве РФ во ВНИИОкеангеология (г. С.-Петербург), названы ориентировочные сроки начала эксплуатации месторождений *ЖМК* и *КМК* – 2021–2022 гг., месторождения *ГПС* – в период 2025–2030 гг. Предусматривается обеспечение геологоразведочных работ в океане современной научно-методической основой знаний, разработка технических (в т.ч. судовых) средств и технологии добычных работ, технологии металлургического передела океанических руд, создание многоуровневой информационно-аналитической системы управления и стратегического планирования исследований в океане. Важным элементом успешного решения проблемы освоения минеральных ресурсов Мирового океана является надежное обеспечение интересов России в Международном органе по морскому дну (МОМД) при ООН, согласно Международной конвенции по морскому праву (1982 г.), определившей правила изучения и освоения «всеобщего достояния человечества» – минеральных ресурсов дна Мирового океана за пределами зон национальной юрисдикции.