Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

БЛИНОВА Елена Викторовна

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В РИФТОВОЙ ВПАДИНЕ ГУАЙМАС, КАЛИФОРНИЙСКИЙ ЗАЛИВ

Специальность 25.00.06 – Литология

ДИССЕРТАЦИЯ на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель: доктор геол.-мин. наук В.Б. Курносов

оглавление

ВВЕДЕНИЕ
РАЗДЕЛ 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И СТРОЕНИЕ
ВПАДИНЫ ГУАЙМАС 14
Глава 1-1. Тектоническая структура Калифорнийского залива и впадины
Гуаймас14
Глава 1-2. Геология окружающих территорий 18
Глава 1-3. Строение впадины Гуаймас 21
Глава 1-4. Представления о принципиальном строении гидротермальной
циркуляционной системы во впадине Гуаймас 27
РАЗДЕЛ 2. ОСАДКИ ВПАДИНЫ ГУАЙМАС И ХАРАКТЕРИСТИКА
СКВАЖИН
РАЗДЕЛ 3. ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДКОВ
ПОД ВЛИЯНИЕМ ОСНОВНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ВО
ВПАДИНЕ ГУАЙМАС 50
Глава 3-1. Оценка влияния основной гидротермальной системы на
химический состав осадочного чехла впадины Гуаймас 50
Глава 3-2. Минеральный состав гидротермально измененных осадков. 70
Глава 3-3. Глинистые минералы в осадках южного трога впадины
Гуаймас
Глава 3-4. Изучение изменений химического состава во фракциях
(высокотемпературная зона) 120
РАЗДЕЛ 4. ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДКОВ ПОД
ВЛИЯНИЕМ СИЛЛОВ
Глава 4-1. Изменение химического состава осадков 139
Глава 4-2. Изменение минерального состава осадков 145
РАЗДЕЛ 5. ВЗАИМОСВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
ОСАДКОВ И ТРАНСФОРМАЦИИ СОСТАВА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
РАСТВОРОВ

Таблица П1. Химический состав осадков из скважины 477 впадины Гуаймас

Таблица П2. Содержание химических элементов (мкг/г) в исходных осадках впадины Гуаймас

Таблица ПЗ. Содержание химических элементов (мкг/г) в гидротермально измененных осадках впадины Гуаймас, скв. 477А

Таблица П4. Описание минерального состава тяжелых фракций осадочного разреза, вскрытого скважинами 477 и 477А

Таблица П5. Химический состав гранулометрических фракций гидротермально измененных осадков из скважины 477А, впадина Гуаймас

Таблица П6. Химический состав гранулометрических фракций неизмененных осадков (реперов) из скважин 477, 478, 481,481А, впадина Гуаймас

Таблица П7. Состав РЗЭ гранулометрических фракций гидротермально измененных осадков из скважины 477А и исходных осадков (реперов) из скважин 477, 478, 481,481А, впадина Гуаймас

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Глобальная система срединно-океанических хребтов протягивается примерно на 60000 км через все океаны. По их оси расположены рифтовые зоны, являющиеся центрами спрединга, в которых происходит образование океанической коры и движение ее в стороны. Этот глобальный тектоно-магматический процесс сопровождается формированием гидротермальных систем, в которых изменяются как породы новообразованной океанической коры при взаимодействии с циркулирующими в ней растворами, так и сами растворы.

Гидротермальная деятельность в осевых зонах срединно-океанических хребтов изучается на поверхности дна и под ним. При исследованиях на дне основное внимание направлено на подводные источники, прежде всего на «черные курильщики», и их производные – гидротермальные рудные постройки, а также гидротермальные рудоносные плюмы в толще океанической воды и гидротермально-осадочные отложения - металлоносные осадки, расположенные вдоль срединно-океанических хребтов. Исследования гидротермальных процессов, происходящих в самой океанической коре, возможны только через изучение гидротермально измененных пород при бурении глубоководных скважин (Программа океанского бурения – Осеаn Drilling Program).

Важное место в исследовании гидротермальных процессов, происходящих под поверхностью дна, занимают осевые зоны приконтинентальных участков срединно-океанических хребтов, перекрытых осадочными толщами большой мощности, ДО 2 KМ, сквозь которые мигрируют горячие растворы, разгружающиеся в конечном итоге на дне в виде гидротермальных источников. Наращивание новой океанической коры в таких зонах происходит под мощной толщей донных осадков, а осадочный покров непосредственно участвует в рудогенезе. Скорости осадконакопления в данных районах на несколько порядков превосходят скорости, наблюдаемые в рифтах открытой части Мирового океана [Богданов и др., 2006]. К настоящему времени участками с таким типом гидротермальной системы, которые доступны для изучения, являются, прежде

всего, впадина Гуаймас в Калифорнийском заливе, Срединная долина в северной части хребта Хуан-де-Фука и трог Эсканаба в южной части хребта Горда. В данной работе были детально изучены геохимические и вещественные преобразования осадочного покрова во впадине Гуаймас.

процессе взаимодействия раствор-порода происходит перестройка B минерального и химического состава пород осадочного покрова, преобразование органического вещества, образование сульфидных минералов и, соответственно, осуществляется заключительная перед поступлением в океан трансформация рудоформирующих растворов. Это глобальное явление, включающее перестройку вещественного состава пород осадочного покрова И ee влияние на трансформацию состава растворов, с привлечением данных по химическому составу гидротермальных источников на дне, как единый процесс, слабо изучено. Данная работа направлена на заполнение этого пробела и получение ответа на вопрос: какие реальные изменения происходят с породами осадочного покрова, а также с растворами, мигрирующими сквозь него в гидротермально активных осевых зонах срединно-океанических хребтов.

Впадина Гуаймас в Калифорнийском заливе является одним из уникальных объектов, разбуренных скважинами глубоководного бурения и благоприятными для изучения преобразований осадков большой мощности, перекрывающих гидротермально активную осевую зону срединно-океанического хребта, В условиях миграции горячих растворов **СКВОЗЬ** осадочную толщу, И, установления соответственно, ДЛЯ влияния осадочного покрова на трансформацию состава растворов в процессе их взаимодействия с осадками. Кроме того, этот объект позволяет выявить роль силлов в гидротермальном изменении осадков.

Цель работы и основные задачи исследования. Целью данной работы является установление основных закономерностей преобразования вещественного состава осадков в гидротермальных процессах в современном приконтинентальном участке океанского рифта, перекрытого осадочным чехлом, и определение влияния этого процесса на трансформацию состава металлоносных

растворов при миграции сквозь осадочный покров. Достижение поставленной цели включает решение следующих основных задач:

- Установить и количественно охарактеризовать перестройку минерального и химического состава осадков под воздействием основной гидротермальной системы, сформированной в осевой части рифтовой зоны.
- 2. Оценить влияние осадочного покрова на трансформацию состава металлоносных растворов, проходящих сквозь него.
- Выявить влияние силлов на преобразование вещественного состава осадков в зонах контакта и определить роль этих изменений в общем процессе трансформации растворов в осадочном покрове.
- Создать на примере впадины Гуаймас модель гидротермального преобразования осадков и трансформации состава рудообразующего раствора при его прохождении сквозь осадочный покров на ранних стадиях раскрытия океанов.

Фактический материал исследований. В И методика основу диссертационной работы положены литолого-геохимические и минералогические исследования, проведенные В лаборатории вулканогенно-осадочного И гидротермального литогенеза Геологического института РАН в период с 2010 по 2015 гг. Каменный материал собран автором в кернохранилище Программы океанского бурения (Ocean Drilling Program - ODP) при Техасском университете в г. Колледж Стейшн, штат Техас, США. Образцы были отобраны из керна скважин, пробуренных во впадине Гуаймас Калифорнийского залива в 64 рейсе научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер». Всего было отобрано 148 образцов пород (112 образцов осадочных пород, 36 образцов базальтов и долеритов) из скважин 477, 477А, 478, 481 и 481А, пробуренных во впадине Гуаймас. В скважине 477, пробуренной в южном троге впадины Гуаймас до глубины 191 м, было отобрано 39 образцов (из них 27 образцов из осадочных пород и 12 из магматических пород); в скважине 477А, которая пробурена в 165 метрах от 477 скважины до глубины 267,5 м, - 22 образца (15 из осадочных пород и 7 из магматических пород); в скважине 478 (глубина 464 м) – 40 образцов (32 из осадочных, 8 из магматических пород); в скважине 481/481А – 47 образцов (38 из осадочных, 9 из магматических пород). Проведено детальное петрографическое изучение 140 шлифов. Проанализировано 135 образцов осадочных и магматических пород.

Определен валовый химический состав. Изучение содержания макроэлементов (оксидов) в осадках, а также в базальтах/долеритах силлов, проведено методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) под руководством С.М.Ляпунова. Совместно с РФА использованы методы аналитической химии для раздельного определения Fe_2O_3 и FeO, а также CO_2 , Сорг, H₂O⁺ и H₂O⁻. Содержание микроэлементов, включая редкоземельные элементы (РЗЭ), изучено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с разложением образцов осадков (пудры) в автоклаве, анализ магматических пород основного состава осуществлен без разложения в автоклаве. Анализы ICP-MS выполнены в лаборатории ядерно-физических И масс-Институте спектральных методов анализа В проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская область) под руководством В.К. Карандашева.

Для сравнения результатов ICP-MS разных лабораторий было изучено несколько образцов осадков в лаборатории геохимии Института океанологии РАН (г. Москва) под руководством А.В.Дубинина. Кроме того, все образцы базальтов из скважин 477, 477А, 478 и 481А были проанализированы и в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН под руководством С.М.Ляпунова. В конечном итоге в работе были использованы результаты силикатного анализа, полученные методом РФА в лаборатории С.М.Ляпунова. Для микроэлементов, включая РЗЭ, использованы результаты ICP-MS, полученные в лаборатории В.К.Карандашева, с добавлением нескольких элементов из результатов РФА, которых нет в результатах ICP-MS (Br, Cl, Ge, I).

Микроскопическое изучение осадков проводилось в петрографических шлифах под микроскопом BIOptic BP-100 (Е.В.Блинова), изучение валовых образцов и отдельных фракций (включая тяжелую подфракцию) сделано под бинокуляром (Е.В.Блинова под руководством В.В.Петровой), просмотр образцов и свежих (тяжелой подфракции сколов) на сканирующем электронном микроскопе CamScan MV2300 c приставкой для энергодисперсионного рентгеновского микроанализа INCA 250 в лаборатории физических методов породообразующих минералов ГИН РАН (E.B. Блинова изучения под руководством Н.В.Горьковой, А.Т.Савичева, В.В. Петровой), изучение прозрачнополированных шлифов осадков проведено на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром Oxford X-MaxN в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Е.В.Блинова под руководством В.Д.Щербакова).

Разделение на гранулометрические фракции проводилось в лаборатории вулканогенно-осадочного и гидротермального литогенеза ситованием после полного выделения из породы фракций <0.001 мм и 0.001-0.01 мм методом отмучивания (фракция <0.001 мм – слив верхних 7 см суспензии через 24 часа; фракция 0.001-0.01 мм - слив верхних 10 см суспензии через 20 минут). Каждый образец осадочных пород, за исключением нескольких образцов, был разделен на 8 фракций (<0.001 мм, 0.001-0.01 мм, 0.01-0.05 мм, 0.05-0.1 мм, 0.1-0.25 мм, 0.25-0.5 мм, 0.5-1 мм, >1 мм).

Глинистые минералы изучались во фракции <0.001 мм, отмученной из гидротермально измененных и неизмененных осадков. Рентгеновское изучение ориентированных препаратов тонкодисперсных частиц проводилось на дифрактометре D8 Advance Bruker на CuK_а излучении в два этапа. Вначале препараты, приготовленные из фракции <0.001 мм для всех образцов, были сняты со скоростью 2° 2 θ в минуту в интервале от 2° до 32° 2 θ (экспресс-съемка) в воздушно-сухом состоянии, насыщенные глицерином, иногда этиленгликолем, и прогретые при 550°С в течение 2-х часов. По результатам предварительного изучения глинистых минералов были выбраны образцы для более точной фазового количественной диагностики состава И ИХ оценки методом

моделирования рентгеновских экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов тонкодисперсных частиц [Sakharov et al., 1999].

Моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов фракции <0,001 мм осадков осуществлено Б.А.Сахаровым с использованием программ Б.А. Сахарова и А.С. Наумова, которые основаны на математических алгоритмах, приведенных в монографиях В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976], В.А. Дрица и К. Чубаря [Drits, Tchoubar, 1990] и Б.А. Сахарова и Б. Лансона [Sakharov, Lanson, 2013]. Более подробно методика изучения глинистых минералов будет рассмотрена в главе 4, посвященной изучению влияния основной гидротермальной системы на осадки впадины Гуаймас.

Использовались опубликованные данные, а также фондовые материалы и архивные диссертационные работы по тектонике, геологии и геофизике, прежде всего, по тепловому потоку, рассматриваемого объекта, источникам поставки терригенного материала, биопродуктивности, гидродинамических условий накопления осадков, геохимии и минералогии осадочных толщ и силлов во впадине Гуаймас.

Научная новизна работы

- На современном методическом и аналитическом уровне установлены основные закономерности преобразования вещественного состава осадочного покрова в процессе взаимодействия осадков с гидротермальным раствором в осевой зоне современного приконтинентального участка океанского рифта.
- Существенно уточнены и расширены представления о химическом составе исходных и гидротермально измененных осадков впадины Гуаймас. Впервые с использованием современного масс-спектрометрического метода анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) для осадков из скважин 477, 477А, 478, 481/481А получены новые данные о содержаниях микроэлементов: Li, Be, Sc, Ga, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U, а также редкоземельных элементов.

- На примере впадины Гуаймас впервые оценено для большой группы химических элементов реальное воздействие осадочного покрова на мигрирующие него гидротермальные растворы В срединносквозь океанических хребтах, перекрытых осадочным чехлом большой мощности. Исследование проведено на основе изучения перераспределения химических элементов в осадках при их гидротермальном изменении в условиях разных температур в процессе взаимодействия раствор – осадки и сравнения с оценкой искажения состава раствора, которое определено при сопоставлении состава подводных гидротермальных источников во впадине Гуаймас и на 21°с.ш. ВТП, где осадков нет.
- Дана прогнозная оценка изменения химического состава раствора по ряду элементов (Sb, Cs, Tl, Mo, Bi, Ni, Hf, Ta, W, Ti, P, Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Th, U), для которых нет измерений содержаний в растворах впадины Гуаймас.
- На примере впадины Гуаймас предложена модель гидротермального изменения осадков и трансформации состава горячего раствора при его прохождении сквозь осадочный покров на ранних стадиях раскрытия океанов.

Теоретическая и практическая значимость работы. Результаты изучения гидротермально измененных оценки трансформации осадков И состава гидротермального раствора в процессе его прохождения сквозь осадочный покров в осевой зоне приконтинентального рифта во впадине Гуаймас являются базовыми и актуальными при исследовании гидротермального процесса в осадочном чехле аналогичных объектов в других районах Мирового океана. Кроме считаются того, подводные гидротермы аналогами древних рудообразующих ответственных формирование систем, за колчеданных месторождений на континентах [Лисицын, 2000]. Полученные результаты исследования необходимы и могут быть использованы при интерпретации генезиса древних сульфидных месторождений, известных на континентах, и для прогнозирования новых колчеданных месторождений. Изучение процессов, приводящих преобразованию осадочной толщи и К перераспределению

элементов, а также механизмы их накопления позволят выявить процессы, приводящие к образованию рудных залежей.

Основные защищаемые положения

- 1. Основная перестройка вещественного состава осадков во впадине Гуаймас произошла долгоживущей гидротермальной В условиях системы, сформированной в осевой части рифтовой зоны. Изменение минерального состава выражено в появлении кварца, альбита, хлорита, эпидота, сфена, пирита И пирротина, сфалерита, самородных металлов, локальным образованием сапонита, и сопровождается ростом в осадках концентрации Си, Zn, Cd, Mo, Bi, Ag и уменьшением содержания K, Li, As, Rb, Cs, Tl, Sb, Ba, Br. Остальные РЗЭ, элементы, включая остаются инертными ИЛИ малоподвижными.
- 2. Роль силлов в изменении осадков второстепенна и локальна. Силлы сильно воздействуют на преобразование осадков, расположенных над ними. Происходит растворение диатомей, доломитизация и окварцевание осадков, хлоритизация терригенного биотита, альбитизация плагиоклаза, формирование сапонита и смешанослойного хлорит-смектита. В измененных осадках увеличивается концентрация Mg, Sc, Cr, V, Co, Ni, Mo и уменьшается содержание K, Li, As, Rb, Cs, Tl, Sb, Zn, Cd, Ag, Ba. Осадки, находящиеся под подошвой силлов, их заметного влияния на себе не испытали.
- 3. При гидротермальных рудообразующих миграции растворов сквозь осадочный покров происходит существенная трансформация их состава в процессе взаимодействия раствор-осадки. Изменение содержания Cu, Zn, Cd, К, As, Rb в осадках коррелируется с данными, полученными при сравнении состава подводных гидротермальных источников в осевой зоне ВТП на 21°с.ш. и растворов, прошедших через осадочный чехол во впадине Гуаймас. Отсутствие такой корреляции для остальных проанализированных элементов указывает на то, что растворы, разгружающиеся на 21°с.ш. ВТП из базальтового фундамента, и растворы, поступающие в верхнюю часть осадочного покрова во впадине Гуаймас, не полностью идентичны.

Личный вклад автора. Автор детально просмотрела, обработала и проанализировала разрезы скважин 477, 477А, 478, 481/481А глубоководного бурения (суммарная длина скважин 1115 м); отобрала образцы из керна скважин для лабораторного изучения; провела сравнительный анализ и обобщение полученных результатов с опубликованными ранее в отечественных и зарубежных литературных источниках и фондовых материалах данными; сделала выводы по изменению вещественного состава и влиянию осадочного покрова на трансформацию растворов мигрирующих сквозь него.

Автором было проведено детальное петрографическое изучение 140 шлифов осадочных и магматических пород в поляризованном свете под микроскопом, оптико-минералогический и электронно-микроскопический анализ валовых образцов и отдельных фракций (включая тяжелую подфракцию). Автор обработала и графически оформила с использованием современных программных пакетов Golden Software Strater 2, Golden Software Surfer 12, Golden Software Grapher 8, Corel Draw X6, Gold-геохимик 2.0 все аналитические результаты, включая результаты рентгено-дифрактометрического изучения глинистой фракции, результаты химического анализа 135 образцов, данные по тепловому потоку из международной базы данных.

Апробация работы. Результаты исследований, положенные в основу диссертационной работы, докладывались на VI Всероссийском литологическом совещании (Казань, 26-30 сентября 2011 г.), 28th IAS Meeting of Sedimentology (Zaragoza, Spain, 5-8 July 2011), 29th IAS Meeting of Sedimentology (Schladming, Austria, 10-13 September 2012), VII Всероссийском литологическом совещания (Новосибирск, 28 - 31октября 2013 г.), XX Международной Научной Конференции (Школе) по морской геологии (Москва, 18-22 ноября 2013), Российском совещании с международным участием «Геохимия литогенеза» (Сыктывкар, 17-19 марта 2014), II Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» (Владивосток, 7-11 сентября 2015), а также на ежегодных научных конкурсных сессиях отдела литологии и сессиях научных работ молодых ученых ГИН РАН.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 10 работ, из них 2 статьи в рецензируемых журналах, входящих в перечень ВАК. Еще одна статья в журнале, рекомендуемом ВАК, на данный момент находится в печати.

Структура работы. Диссертация состоит из введения, 5 разделов (включающих 10 глав) и заключения. Её объем составляет 221 страницу, включая 66 иллюстраций, 23 таблицы и 1 приложение. Список литературы состоит из 86 наименования, из них 61 иностранных.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю В.Б.Курносову за руководство и постоянное внимание на всех этапах подготовки работы. Автор благодарит за полезные консультации В.В.Петрову, А.Р.Гептнера, Б.А. Сахарова, М.И.Тучкову, С.Д. Соколова, М.Д. Хуторского, Р.И. Недумова, И.О.Мурдмаа (ИО РАН), сотрудников лаборатории химико-аналитических исследований под руководством С.М. Ляпунова. За плодотворные дискуссии автор признательна А.А.Пейве, А.В.Артамонову, С.Г.Сколотневу, Е.В.Щепетовой, П.И.Федорову, А.В.Дубинину, (ИО РАН). Автор также благодарна Е.В. Ватрушкиной, Ю.Г. Мариновой, В.Д. Щербакову за помощь и поддержку.

Автор выражают благодарность Т.Д. Зеленовой за выделение фракции <0.001 мм из осадков, а также за фракционирование осадков, и приготовление ориентированных препаратов для рентгеновской съемки, А.Т.Савичеву и Н.В.Горьковой за проведение работ на сканирующем электронном микроскопе, А.Л. Соколовой и Е.В. Покровской за проведение рентгеновской съемки этих препаратов, сотрудникам лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН под руководством С.М. Ляпунова за проведение химического анализа образцов, Г.Н. Новикову за пробоподготовку образцов осадков и магматических пород для химического анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 11-05-00347, 14-05-00153), Международной ассоциации седиментологов (IAS Postgraduate Grant Scheme 2nd session 2012).

РАЗДЕЛ 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И СТРОЕНИЕ ВПАДИНЫ ГУАЙМАС

Глава 1-1. Тектоническая структура Калифорнийского залива и впадины Гуаймас

Первые идеи о том, что Калифорнийский залив образовался в процессе рифтогенеза юго-западной окраины Северо-Американского континента, появились в геологической литературе начиная, как минимум, с Вегенера [Wegener, 1924]. Современная плейт-тектоническая модель Калифорнийского залива формировалась благодаря вкладу таких ученых, как Шепард [Shepard, 1950], Менард [Menard, 1960], Гамильтон [Hamilton, 1961], Ковач [Kovach, 1962], Руснак и Фишер [Rusnak, Fisher, 1964], Вилсон [Wilson, 1965], Вайн [Vine, 1966], Мур [Moore, 1973] и многих других.

В современном понимании Калифорнийский залив представляет собой рифтовую систему, состоящую из нескольких коротких спрединговых сегментов, разделенных протяженными трансформными разломами (Рис. 1.1). Эта система рифтов лежит на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия и переходит на континенте в систему разломов Сан-Андреас.

Движение Калифорнийского полуострова от Северо-Американского континента началось примерно 5 млн. лет назад, и за это время он переместился на 300 км [Гидротермальные образования..., 1990]. Открытие залива началось, когда Фарралон-Тихоокеанский спрединговый центр распространился на северо-восток и правосторонний сдвиг между Тихоокеанской и Северо-американской плитой перепрыгнул с шельфовой зоны на полуостровную дугу (Peninsular range Batholith), что спровоцировало современному разлому Сан-Андреас движение по открытие И Калифорнийского залива.

Представление о рифтовой природе грабена Калифорнийского залива поддерживается данными о высоких значениях теплового потока и о гидротермальных отложениях в котловине Гуаймас, данными сейсмического

профилирования об утонении и нарушенности сбросами деформированного осадочного чехла в этом грабене-рифте [Удинцев, 1987]. Скорость спрединга в устьевой части залива оценивается в 5,6 см/год [Moore, Currey, 1982]. Его начало датируется концом миоцена.



Рис. 1.1. Схема тектонического строения Калифорнийского залива. [Currey, Moore, 1982]

Осевая зона Калифорнийского залива и его северо-восточный борт представляют собой сейсмически активную зону, в которой очаги землетрясений находятся на глубинах в диапазоне 30 км, т.е. относятся к категории приповерхностных [Удинцев, 1987].

Дно залива сложно расчленено системой рифтовых желобов и поперечных разломов, разделяющих их. Рифтовые впадины образуют замкнутые котловины с глубинами до 2000-2500 м - это впадины Гуаймас, Кармен, Фараллон и Пескадеро (Рис. 1.2).



Рис. 1.2. Расположение основных крупных впадин Калифорнийского залива. [Rusnak et al.,

В Калифорнийский залив впадает река Колорадо, которая с Кордильер Северной Америки выносит огромное количество осадочного материала. Этот материал разносится течениями по всему заливу. В результате рифты оказались полностью засыпанными рыхлыми осадками, а спрединг и вулканизм, обеспечивающие формирование новой океанической коры, происходят под осадочным покровом. Вулканические породы в рифте нигде не обнаружены. Соответственно, гидротермальные рудоносные растворы, формирующиеся в недрах океанической коры, прежде чем достигнут поверхности дна, пересекают толщу осадков [Богданов, 2006].

Глава 1-2. Геология окружающих территорий.

К востоку от Калифорнийского залива протягиваются Мексиканские Кордильеры, фундамент которых сложен докембрийскими и палеозойскими метаморфизованными образованиями, прорванными гранитными интрузиями. Выше залегает францисканская формация (юра-палеоген), перекрытая неоген-четвертичным орогенным комплексом.

С запада залив отделен от Тихого океана Калифорнийским полуостровом, который является южным продолжением гор Сьерра-Невада и имеет примерно такое же геологическое строение.

Состав поступающего терригенного материала в бассейн Калифорнийского залива контролируется в первую очередь речным сносом крупных рек (р. Колорадо на севере залива) и р. Яки (Yaqui), впадающей в залив в центральной части восточного побережья).

Состав материала переносимого этими реками определяется, в свою очередь, составом и природой размываемых территорий, которые подразделяются на физиографические провинции [Byrne, Emery, 1960]. Всего вокруг Калифорнийского залива выделяется восемь таких провинций (Рис. 1.3), семь из которых имеют непосредственное влияние на состав терригенного материала, поступающего в залив.

Четыре из них находятся в западной части: провинция южной оконечности полуострова (Southern Cape), Ла Пас (Isthmus of La Paz), провинция южно-центральной части полуострова (South-central peninsula), северной части полуострова (Nothern Peninsula). Две провинции находятся в восточной части залива (провинция пустыни Сонора (Sonoran Desert), тихоокеанской прибрежной равнины (Pacific coastal plain) и одна провинция пустыни Колорадо (Colorado desert) выделяется в северной части залива.

Интерес при исследовании осадков впадины Гуаймас представляют в основном только три из них – провинция пустыни Сонора, тихоокеанской прибрежной равнины и южно-центральной части полуострова, так как основной снос материала во впадину Гуаймас идет именно с этих территорий

(Рис. 1.4). Провинция пустыни Сонора представлена в основном широкими аллювиальными троговыми равнинами, которые перемежаются с горными хребтами палеозойского и мезозойского возраста, состоящими из осадочных, метаморфических, интрузивных и вулканических пород.



Рис. 1.3. Физиографические провинции территорий, окружающих Калифорнийский залив. [Вугпе, Emery, 1960]

Прибрежная зона представляет собой песчаные пляжи за исключением некоторых районов, где наблюдаются каменистые скальные выходы, как например, у города Гуаймас. Провинция тихоокеанской прибрежной равнины расположена на восточном побережье к югу от города Гуаймас и является вторым основным поставщиком терригенного материала в бассейн. На восточном побережье основной снос идет с южно-центральной части полуострова, сложенной олигоцен-миоценовыми вулканическими породами преимущественно андезитового состава.



Рис. 1.4. Источники сноса материала в Калифорнийском заливе. [Rusnak et al., 1964]

Глава 1-3. Строение впадины Гуаймас.

Впадина Гуаймас находится в центральной части залива и является примером интенсивной тектонической, седиментационной и гидротермальной активности в течение ранних стадий формирования океанической коры при рифтинге континентальной окраины. Впадина характеризуется более высокими скоростями осадконакопления, нежели в устье залива, и значительно более низкими, чем в северной части залива. Интрузии, внедряющиеся в осадок предположительно никогда не выходили на поверхность, а всегда были погребены под толщей осадков.

В строении впадины выделяются два сегмента, представляющие собой спрединговые центры, ограниченные флангов с ДВУМЯ длинными трансформными разломами. Эти длинные трансформные разломы, вероятно, разграничивают участки, где океаническая кора наращивалась во время настоящей фазы открытия залива ИЗ континентальной коры ИЛИ протоокеанической коры залива.

По данным исследователей эволюция системы спрединговых центров и разломов состоит из первоначального распада границ рифта в систему ортогональных спрединговых центров и трансформных разломов [Sharman 1976]. По сейсмическим данным, полученым Филлипсом [Phillips, 1964], впадина Гуаймас простирается к северу от нормальной океанической коры в центральной части залива.

Значения теплового потока во всем заливе высокие, но особенно его значения велики в южном троге впадины Гуаймас. Его величина достигает здесь 1200 мВт/м² [Williams, 1982; Currey et al., 1982].

По данным измерений, проведенных в 64 рейсе программы глубоководного бурения, основным механизмом формирования в южном троге аномально повышенного теплового потока является гидротермальная конвекция [Currey, Moore, 1982].

Впадина Гуаймас - самый северный из перечисленных выше_бассейнов Калифорнийского залива. Он располагается между двумя трансформными

разломами, Сальсипуэдрос на севере, протягивающимся почти по центру залива, и безымянным разломом на юге, идущим близко к берегу полуострова и параллельно ему. Недалеко от впадины Гуаймас находится вулканический остров Тортуга, сложенный океаническими базальтами. По данным сейсмопрофилирования методом преломленных волн бассейн океанической корой. Магматическая подстилается активность В спрединговом центре впадины Гуаймас начала проявляться, начиная с момента открытия бассейна. Мощность магматической интрузивной коры по геофизическим данным оценивается 6-8 км, здесь В не включая дополнительно сложно поддающуюся суммарную оценке мощность интрузивных тел, пронизывающих осадочный слой [Lizarralde, 2007].

В центре бассейна располагаются два узких трога рифтовой природы: Южный и Северный. Они имеют северо-северо-восточную ориентировку, перпендикулярную трансформным разломам и, соответственно, направлению растяжения. Южный трог смещен относительно северного на восток на 18 км. Когда эти троги были впервые закартированы, то предполагалось, что они соединены трансформным разломом. Более детальные работы установили, что окончания трогов кулисно заходят один за другой, т.е. здесь имеет место перекрытие рифтов и трансформного разлома нет [отчет 12 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»].

Впадина Гуаймас геологически была изучена очень подробно как иностранными учеными (64-й рейс DSDP), так и в рамках научноисследовательских рейсов, проводимых нашими соотечественниками (12-й, 49-й рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш» 1985, 2003 гг). Данные непрерывного сейсмопрофилирования показали присутствие мощной осадочной толщи, однако, не выявили заметного отражения от базальтового фундамента.

Данные бурения и измерения теплового потока позволили предположить интенсивную гидротермальную циркуляцию в обоих трогах впадины Гуаймас. Гидротермальные образования были открыты с помощью буксируемых аппаратов и были детально исследованы с подводного обитаемого аппарата "Алвин", а также с подводного аппарата "Сиклифф". Были обнаружены гидротермальные источники типа черных курильщиков, рудные залежи и подводные оазисы жизни.

Троги имеют примерно одинаковое строение. Они представляют собой узкие - 3-4 км шириной - депрессии, протягивающиеся, соответственно, Южный трог на 25 км, Северный трог на 35 км. Дно трогов опущено относительно бортов на 100-120м, ограничения трогов местами, особенно с западной стороны, очень резкие, представляют собой почти вертикальные стенки. В других случаях переходы от бортов ко дну более плавные, хотя и образованы то более крутыми, то пологими склонами, вероятно, отражающими существование погребенных сбросовых уступов. Дно трогов находится на глубинах 2000-2030, редко 2040м, тогда как ложе впадины Гуаймас имеет отметки в среднем 1850-1880м. Внутри этих трогов присутствуют невысокие - 30-80м, редко 100 м высотой - холмы.

Южный трог.

Наиболее детально был изучен южный трог впадины Гуаймас, где наблюдаются выходы поверхность высокотемпературных на дна гидротермальных растворов с образованием построек типа белых и черных курильщиков [Lonsdale et al., 1980]. Глубина залегания дна троговой долины, заполненной рыхлыми верхнеплейстоценовыми осадками, составляет порядка 2000-2030 м. По данным исследований строения трога с использованием глубоководных аппаратов его ширина составляет порядка 2500-2700 м [отчет 12 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»]. В центральной части выделяется трещиноватости зона (рис. 1.6), представляющая собой так называемую «главную гидротермальную трещину» [Богданов и др., 2006], наличие которой обусловлено процессом рифтогенеза и спрединга, которые выражены на поверхности осадка в виде системы небольших гьяров, шириной до 50 см.

В краевых частях трога выделяются несколько холмов: у западной стенки находятся Южный, Западный и Северный холмы, у восточной – Новый и Восточный. Морфологически они представляют собой куполовидные структуры с плоской вершиной и крутыми склонами. Размеры холмов составляют порядка 1,5-2 км в длину и 0,5-1 км в ширину, а высота над дном трога достигает 50-100 м.

Визуальные наблюдения с использованием подводных обитаемых аппаратов (ПОА), а также результаты изучения материала, полученного грунтовыми трубками и дночерпателями в 12-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» удалось установить, что под маломощным слоем рыхлых осадков на холмах залегают аргиллиты, аналогичные встреченным в стенках, обрамляющих трог с запада и с востока.

По природе холмы условно делятся на две группы. Образование первых связано с поднятием блоков осадков в результате процесса внедрения крупных магматических тел, форма которых, вероятно, отражена в форме самих холмов. Литификация рыхлых глинистых осадков до аргиллитов была обусловлена гидротермальным воздействием внедрившихся магматических тел [отчет 12 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»].

В связи с тем, что силлы, внедренные в осадки и вскрытые скважинами глубоководного бурения, прослеживаются и в зонах, где дно трога не имеет морфологически выраженных холмов или других заметных в рельефе аномалий, по размеру магматические тела, ответственных за формирование холмов, должны значительно превышать силлы. По мнению Богданова с соавторами [Богданов и др, 2006] эти базальтовые тела представляют собой лакколитоподобные купола, внедрившиеся в более древнюю осадочную кору (рис. 1.4)

Северный холм с крутыми склонами и плоской вершиной – наиболее крупный из таких холмов, Вертикальные стенки южного и восточного склонов Северного холма сложены аргиллитами. Схожее строение имеют Западный, Южный и Восточный холмы.

Другую группу образуют гидротермальные холмы. Они локализованы в районе осевой гидротермальной трещины и представляют собой скопления построек гидротермальных источников. Выделяются два крупных холма: Гидротермальный в северной части трога и Новый в южной, имеющие сходное строение. Высота гидротемального холма составляет порядка 20-25 м над дном трога, размеры 0,5 км на 0,5 км. Основная часть построек представлена гидротермальными образованиями типа курильщиков, которые возвышаются над перекрывающими их илами. Помимо этого наблюдаются сложенные преимущественно сульфидами (в твердые рудные корки, основном пирротином) являющиеся продуктом И гидротермальных Гидротермальный отложений. ХОЛМ практически целиком сложен гидротермальными отложениями и может рассматриваться в качестве единой гидротермальной постройки, на поверхности которой имеется большое число гидротермальных труб (многие из которых активны) [Богданов и др, 2006].

Наращивание новой океанической коры в условиях интенсивной поставки огромных масс осадочного материала в зону спрединга происходит в форме подповерхностных вулканических тел (Рис. 1.5).



Рис. 1.5. Схематический геологический разрез через Южный трог впадины Гуаймас в районе 27°02′ с.ш. 1- рыхлые осадки; 2 – литифицированные осадки; 3 – молодые базальтовые внедрения; 4 – более древнее базальтовое основание. [Богданов и др, 2006]

Северный трог.

Северный трог по строению во многом похож на Южный, но имеет более расчлененную морфологию. Также внутри трога выделяются холмы: Северный, Западный и Восточный, морфологически не отличимые от аналогичных холмов Южного трога. Дно трога, заполненное рыхлыми

диатомовыми илами, залегает на глубине 2000-2040 м. Существование гидротермальных было холмов пока не доказано, НΟ имеются соответствующие предположения. Гидротермальная активность проявлена в слабой мере и выражена в появлении белых пятен бактериальных матов, присутствии черных илов. обогащенных сероводородом. Холмы предположительно имеют ту же природу, что и в южном троге и обусловлены присутствием вулканических куполов под холмами. Результаты глубоководного бурения подтверждают данную интерпретацию. Скв. 481 на глубине 200 и 350 м от дна пересекла несколько силлов, которые могут быть боковыми ответвлениями от скрытых под толщей осадков вулканических куполов.



Рис. 1.6. Схема структурного строения южного трога впадины Гуаймас: 1 – разломные уступы; 2 – холмы, возникшие над вулканическими куполами; 3 – гидротермальные холмы; 4 – гидротермальные источники; 5 – главная гидротермальная трещина. Построена по данным [Богданов и др, 2006; Von Damm, 1985b]

Глава 1-4. Представления о принципиальном строении гидротермальной циркуляционной системы во впадине Гуаймас

Процесс гидротермальной циркуляции в срединно-океанических хребтах представляет собой глобальное явление. Весь объем воды Мирового океана, составляющий 1370 млн. км³, проходит полный цикл прохождения через океаническую кору в гидротермальных системах за 3-8 млн. лет [Лисицын, 2000].

Для образования и последующего существования гидротермальной системы необходимо наличие высокой проницаемости 30H (зон трещиноватости) для проникновения морской воды породы В новообразованной океанической коры и магматической камеры, тепловое воздействие которой обуславливает разогрев воды и формирование восходящего потока раствора, разгружающегося в конечном итоге на дне в виде подводных гидротермальных источников [Рона, 1986; Лисицын и др., 1990; Курносов, 1986 г.]. Кроме того, магматическая камера является барьером, препятствующим проникновению воды в более глубокие горизонты океанической коры [Зоненшайн и др., 1992]. При разогреве морской воды она теряет Mg^{2+} , SO_4^{-2-} , OH^- и H^+ и трансформируется из слабошелочной натриево-магниево-хлоридно-сульфатной кислый В натриево-кальциево-хлоридный восстановительный гидротермальный раствор [Seyfried, Mottl, 1992; Лисицын, 2000; Богданов, Сагалевич, 2002]. При реакции с вмещающими магматическими породами, начиная с температуры 50-80°С, происходит также процесс окисления [Богданов, Лисицын и др., 2006]. Система имеет нисходящий поток воды, проникающий В новообразованную океаническую кору ПО проницаемым зонам трещиноватости. По мере увеличения глубины и при приближении опускающихся вод к источнику тепла, по пути к промежуточной магматической камере неглубокого залегания морская вода нагревается, достигает близкритических характеристик, способствующих изменению плотностных свойств и повышению плавучести водных масс. Таким образом, формируется восходящий поток гидротермальной циркуляционной системы. Вода перемещается из зоны прогрева в вышележащие области, а на ее место поступают новые порции океанской воды, проникающей в кору.

По мере движения морской воды вниз по разрезу пород верхней океанической коры ее химический состав трансформируется в процессе взаимодействия вода-порода и преобразуется в гидротермальный высокотемпературный рудоносный раствор.

Особенности строения гидротермальной системы и состава подводных источников во впадине Гуаймас

Первые подтверждения гидротермальной активности во впадине Гуаймас Калифорнийского залива, перекрытой осадочным чехлом мощностью в несколько сот метров, были получены при измерении теплового потока [Lawver et al., 1975; Lawver, Williams, 1979, Peter, Scott, 1988]. Эти авторы установили экстремально высокие его значения, которые достигали в некоторых частях впадины 1250мВт/м². В дальнейшем во впадине Гуаймас были обнаружены гидротермальные источники С температурами флюида >300°С [Lonsdale, Becker, 1985; Campbell et al, 1988].

Гидротермальные растворы, разгружающиеся во впадине Гуаймас Калифорнийского залива и прошедшие сквозь осадочный покров, сильно отличаются по составу от других океанских гидротерм, изученных в осевых зонах срединно-океанических хребтов, расположенных в открытой части океанов на большом расстоянии от континентов.

Содержание Mn и Fe здесь на порядок ниже, чем в рифтах открытой части океана [Von Damm, 1982a,b]. Она установила заметное снижение металлоносности фильтрующихся через мощную осадочную толщу гидротерм впадины Гуаймас по сравнению с растворами других океанских гидротерм и повышенное содержание в них аммония и цезия. Одной из характерных черт состава является аномально повышенное содержание HCO_3^- , а также повышенное содержание иодид и бромид-ионов. Мобилизация последних происходит из разлагающегося органического

вещества в отличие от других океанских гидротерм, что обусловлено, вероятно, растворением карбонатного материала, содержащегося в осадочной толще Калифорнийского залива. Помимо этого причиной может служить процесс распада органического вещества под влиянием внедряющихся в осадочную толщу магматических тел. [Лисицын и др., 1992].

РАЗДЕЛ 2. ОСАДКИ ВПАДИНЫ ГУАЙМАС И ХАРАКТЕРИСТИКА СКВАЖИН

Во впадине Гуаймас мощность осадочного слоя, перекрывающего рифтовую зону, составляет несколько сотен метров. Это связано с высокими скоростями осадконакопления и частичной изолированностью всего бассейна Калифорнийского залива. Экстремально высокие скорости осадконакопления во впадине Гуаймас обусловлены активным речным стоком, а также высокой биопродуктивностью бассейна. По данным сейсмики мощность осадочного покрова во впадине составляет более 1 км [Phillips, 1964; Moore, 1973]. Скорость осадконакопления во впадине Гуаймас составляет 1200 м/млн лет [Calvert, 1966, Currey, Moore, 1982], что в 1000 больше, чем в рифтах открытого океана.

В начале данного исследования был детально опробован керн из скважин глубоководного бурения, пробуренных в 64 рейсе по Программе глубоководного бурения (DSDP) в центральной части впадины Гуаймас из скважины 481/481A (северный трог), из скважины 477 и углубившей ее скважины 477A (южный трог), а также из скважины 478, расположенной между ними (рис. 2.1).

Все скважины вскрыли в верхней части четвертичные отложения, представленные слабо литифицированными диатомовыми осадками с высоким содержанием воды и примесью терригенного материала. В каждой скважине были обнаружены силлы. Силлы представлены базальтами и долеритами, которые по составу идентичны типичным толеитам H-типа COX [Sauders, 1982; Фишер, 1987; Kurnosov et al., 2008].

Результаты измерения теплового потока в районах бурения скважин показали существенные различия. Максимальные значения были зафиксированы в южном троге (рис. 2.2, 2.3). Тепловой поток в месте бурения скважины 477 составил порядка 838 мВт/м² [Currey, Moore et al., 1982]. Максимальные его значения достигают 1250 мВт/м² около скважины 477А

[Williams et al., 1979; Curray, Moore et al., 1982]. Осадки в низах разреза (скв. 477А) оказались сильно гидротермально изменены [Kastner, 1982]. Тепловой поток в местах бурения скважин 478 и 481/481А близок к стандартному фоновому тепловому потоку открытого океана, который составляет 60-70 MBT/M^2 [Von Herzen, Uyeda, 1963]. В районе бурения скважины 478 тепловой поток составляет 153 MBT/M^2 , около точки 481 167 MBT/M^2 [Curray et al., 1982].



Рис. 2.1. Структурная схема впадины Гуаймас и расположение скважин глубоководного бурения.



Рис. 2.2. Карта изолиний теплового потока во впадине Гуаймас. Построена по данным [Подгорных, Хуторской, 1997; The Global Heat Flow Database..., 2011].Синий прямоугольник оконтуривает область построения изолиний теплового потока.



Рис. 2.3. Распределение теплового потока (красная линия) и батиметрический профиль южного трога (черная линия) с расположением точки бурения 477 [Сиггеу, Moore et al. 1982]. Единицы измерения теплового потока ЕТП=41,91 мВт/м².

Во время бурения скважины 477 возникли технические проблемы и на глубине 191 м бурение было остановлено и перенесено на 165 м к юго-востоку, где была пробурена скважина 477А. В верхней части скважины 477А, в интервале 32,5-62,5 метров, также как и в скважине 477, была вскрыта серия силлов, но меньшей мощности и на меньшей глубине. Бурение проведено без отбора керна, и только начиная с глубины 181 м и до забоя скважины (267 м) керн был отобран.

Ниже приведены описания разрезов, выполненные участниками рейса глубоководного бурения, и отобранные для решения поставленных в данной работе задач образцы.

Скважина 477.

Скважина 477 расположена в центральной части южного рифта впадины Гуаймас. Глубина Калифорнийского залива в данной точке 2013 м. Скважина пробурена до глубины 191 м [Currey, Moore, 1982].

Осадочные породы можно подразделить на два комплекса, которые отделяются друг от друга мощной серией силлов. Возраст всей пробуренной осадочной толщи - верхний плейстоцен [Currey, Moore, 1982]. Ниже приведены описания комплексов, выделенных [Currey, Moore et al., 1982].

Первый комплекс (0-58м) представлен биогенными (преимущественно диатомовыми) илами с прослоями глинистых и песчанистых алевритов, песчанистых алевролитов и песков. В низах этого комплекса на верхней границе с силловым комплексом появляются неокатанные обломки базальтов. Верхи разреза сильно обводнены и слабо литифицированы. Примесь терригенного материала составляет менее чем 15%. Терригенная составляющая осадков представлена в основном кварцевыми и плагиоклазовыми зернами, редкими фрамбоидами пирита и глинистыми минералами. Диатомеи в основном имеют хорошую сохранность и составляют порядка 60% осадка. Помимо диатомей встречаются остатки карбонатных наннофоссилий, спикул

губок, диктиоховых водорослей (силикофлагеллят) и обломков растений терригенной природы. С глубиной осадки уплотняются.

В интервале 58-105,5 м пройден силловый комплекс. Все породы силлов относятся к N-MORB.

Второй комплекс представлен породами, пройденными ниже силла. В интервале 105,5-191 м скважина вскрыла коричневато-серые и темно-серые известковистые и алевритистые аргиллиты, известковые и алевритистые глины, глинистые пески, алевролиты и аргиллиты. Отложения плотные, местами слабо брекчированные. Породы практически не содержат животных остатков, за исключением единичных прослоев (секция 477-19-СС), где встречаются редкие перекристаллизованные раковины мелководных бентосных фораминифер. В целом, турбидитовые структуры, встреченные в породах этого комплекса, идентичны встреченным выше силла и дают основание предполагать, что до и после внедрения силла имели место одинаковые седиментационные процессы. В нижней части скважина вскрыла сильно гидротермально измененные осадки.

Прямо под силлом появляется доломит в виде ромбовидных зерен. Пирит встречается повсеместно в породах комплекса, но различается по морфологии. В неизмененных породах выше силла пирит встречается в основном в виде фрамбоидов, а в зоне прямо под силлом в виде кубических кристаллов или прожилков в аргиллитах. Пирит в нижних частях скважины сменяется пирротином, что связано с увеличением концентрации H_2S . Ангидрит встречается в виде изоморфных, круглых белых скоплений. Местами его содержание достигает 40%. Также встречаются калиевые полевые шпаты (КПШ), цеолиты.

Ниже приведены литологические колонки скважин (рис. 2.4) и список отобранных из скважин 477, 477А образцов и проведенных анализов (табл. 2.1).



Рис. 2.4. Литологические колонки скважин 477 и 477А с расположением образцов.

Таблица 2.1

Отобранные образцы из скважин 477 и 477А и список проведенных анализов.

Скважина	JIa6. №	Образец	Глубина (mbsf)	РФА	ICP-MS	XRD экспресс	XRD симулир.	СЭМ шлифы	СЭМ зерна	СЭМ свежие сколы
	2695	477-1R-CC, 10-14	0,1	+	+	-	-	-	-	-
	1249	477-2R-1, 75-79	1,75	+	+	+	+	-	+	+
	2696	477-2R-3, 70-74	4,6	+	+	+	+	-	+	-
	3100	477-3R-1, 65-68	11,15	+	+	+	-	-	-	-
	3101	477-3R-1, 108-112	11,58	+	+	+	-	-	-	-
	1250	477-3R-2, 74-80	12,54	+	+	+	+	-	+	-
	2697	477-4R-CC, 0-5	21,31	+	-	-	-	-	-	-
	1251	477-5R-2, 55-60	31,25	+	+	+	+	-	+	-
	1252	477-7R-1, 84-88	49,34	+	+	+	+	-	-	+
	1253	477-7R-2, 75-79	50,55	+	+	+	+	+	-	-
	2698	477-7R-CC, 10-15	50,7	+	+	+	+	-	-	+
477	1265	477-15R-1, 0-5	105,5	+	+	+	+	-	+	-
	3102	477-15R-1, 36-40	105,86	+	+	+	-	-	-	-
	2701	477-15R-1, 92-98	106,42	+	-	+	-	-	-	-
	2702	477-16R-1, 28-34	115,28	+	+	+	+	+	-	-
	2703	477-16R-1, 115-117	116,15	-	-	-	-	-	-	-
	2704	477-16R-2, 75-78	117,25	+	-	-	-	-	-	-
	2705	477-16R-4, 95-100	120,35	-	-	-	-	-	-	-
	1266	477-16R-5, 45-50	121,15	+	+	+	+	-	-	+
	1267	477-17R-2, 70-74	126,66	+	+	+	+	-	-	+
	2706	477-17R-3, 68-70	127,98	+	-	+	-	-	-	-
	2707	477-19R-1, 110-112	144,6	+	-	+	-	-	-	-
	1268	477-19R-3, 0-5	146,3	+	+	+	-	-	-	+
	2708	477-20R-2, 80-85	154,95	+	+	+	-	-	-	-
	2709	477-21R-1, 29-33	162,79	+	-	+	-	-	-	-
	2710	477-22R-1, 77-81	172,77	+	+	+	-	-	-	-
	1269	477-23R-1, 96-101	182,46	+	+	+	-	-	-	-
	1270	477A-5R-1, 7-11	191,07	+	+	+	+	+	-	-
	2719	477A-5R-1, 98-100	191,98	-	-	-	-	-	-	-
	2720	477A-6R-CC, 4-7	200,54	-	+	+	-	-	-	-
	1271	477A -7R-1, 36-42	210,36	+	+	+	+	-	+	+
	2721	477A -8R-1, 5-8	219,55	+	+	+	-	-	-	-
	1272	477A -9R-1, 47-53	229,47	+	+	+	-	-	+	-
477A	1273	477A -10R-1, 51-55	239,01	+	+	+	+	-	+	-
	2053	477A -10R-1, 105-110	239,55	+	+	+	-	-	-	-
	2721-1	477A -10R-CC, 0-5	239,65	+	+	+	-	-	-	-
	1274	477A-11R-1, 5-10	248,05	+	+	+	-	-	-	-
	2054	477A -11R-1, 45-50	248,45	+	+	+	+	+	+	+
	2055	477A -12R-1, 0-5	257,5	+	+	+	-	-	-	-
	2722	477A -12R-CC, 0-5	257,55	+	+	+	+	-	+	-

Примечание. mbsf – метры ниже поверхности дна.
Скважина 477А.

Скважина 477А пробурена к юго-востоку от скважины 477. Глубина скважины 267 м. В этих скважинах проводились исследования минерального состава и были выделены минеральные зоны [Kastner, 1982; Kelts, 1982]. Все интервале образцы. отобранные В 181-267 М, относятся к зоне высокотемпературного изменения пород (минеральная ассоциация кварцальбит-хлорит-эпидот-сфен-пирит-пирротиновая). Ниже глубины 191 М появляются эпидот, микрокристаллы кварца, хлорит, альбит. Количество эпидота с увеличением глубины возрастает и доходит до 30-40% [Currey, Moor et. al, 1982]. Кварц представлен двумя модификациями – терригенный и новообразованный. Альбит и КПШ представлены в небольших количествах. Эпидот часто встречается в виде сростков с кварцем и в ассоциации с плагиоклазом.

Ниже приводится таблица минеральных зон (табл. 2.2), выделенная М. Кастнер [Kastner, 1982]. С учетом этой зональности были отобраны образцы для более детального изучения. Скважина 477А полностью выделяется в отдельную субзону (D). Эта зона является основным предметом изучения в работе, так здесь наиболее проявлены как интенсивно процессы преобразования пород под воздействием гидротермальных растворов, проходящих сквозь осадочный чехол во впадине Гуаймас.

Таблица 2.2

Минеральные зоны	выделенные в скв.	477,	, 477A	[Kastner,	1982].
------------------	-------------------	------	--------	-----------	--------

Интервал	Минеральная ассоциация	Степень изменения
0-32	Смесь обломочных минералов кварца, плагиоклаза, полевого шпата и глинистые минералы (смешаннослойные смектит/иллит, иллит, хлорит/каолинит), биогенный опал-А, кальцит и незначительное количество диагенетического клиноптилолита и пирита.	Неизмененные осадки
32-58	Термально измененная зона. Обломочные плагиоклаз, кварц. Новообразованный кварц, скорее всего из опала-А, кол-во которого уменьшается при приближении к силлу. При приближении к силлу также уменьшается содержание клиноптилолита, который на глубине ниже 50 м замещается анальцимом. Хорошо окристаллизованный смектит, Кальцит и доломит до 50 м, пирит, гипс, возможно гетит.	Термальная зона на верхнем контакте с силлом
58-105	Комплекс силлов	Комплекс силлов
105-120	Зона на нижнем контакте с силлом. Эта зона также подверглась влиянию глубоко живущей основной гидротермальной системы. Вблизи силла только небольшое количество обломочного плагиоклаза, отсутствует опал-А, опал-СТ. Но много кварца - обломочного и новообразованного. Гидротермальная система силла под ним ответственна прежде всего за образование идиоморфных зерен КПШ. Примеси обломочных глинистых минералов. Основной глинистый - хорошо окристаллизованный смектит. Нет кальцита, но есть протодоломит(?). Есть пирит, гипс, ангидрит. На глубине примерно 115м присутствует немного опала-А и примазки гидротермального КПШ и смектита. Образуется много протодоломита. Интервал 110-120м является переходной зоной между термально измененными осадками на нижнем контакте с силлом и зоной гидротермального воздействия глубинной системы. Клиноптилолит отсутствует в пределах этого интервала.	Термальная зона на нижнем контакте с силлом, а также зона воздействия основной гидротермальной системы
120-160	Гидротермально измененные осадки. Опал-А отсутствует во всей зоне. Субзона А: Смесь обломочного и новообразованного кварца, обломочного и альбитизированного плагиоклаза, и небольшое количество гидротермального КПШ. Впервые появление новообразованного хлорита. Кальцит (нет доломита). Пирит, гипс, ангидрит, высокие содержания сфена и эпидота, возможно некоторое количество натролита.	Гидротермально измененные осадки
160-175	Субзона В: тоже что и в А), но отсутствуют обломочные глинистые минералы и гидротермальный калиевый полевой шпат. Увеличивается количество перекристаллизованного кварца и альбитизированного плагиоклаза.	Гидротермально измененные осадки
175-185	Субзона С: тоже что и в В), но хлорит широко распространен, помимо этого присутствует пирротин и пирит.	Гидротермально измененные осадки
185-267	Субзона D: кварц-альбит-хлорит-эпидот с пиритом и небольшим количеством пирротина. С увеличением глубины возрастает количество эпидота.	Гидротермально измененные осадки (зеленосланцевая зона)

Скважина 478.

Скважина 478 пройдена между Южным и Северным трогом, в 12 км от активного рифта южного трога. Она вскрыла 350 м осадков, пересекла два силла и затем вошла в базальтовый фундамент (или силл большой мощности).

Исходя из модели плитовой тектоники и скоростей спрединга возраст океанической коры в месте бурения составляет приблизительно 400 000 лет [Currey, Moore, 1982]. При бурении были вскрыты диатомовые осадки и турбидиты, в которые внедряются долеритовые силлы (рис. 2.5).

В разрезе скважины выделяется четыре литологических комплекса. Ниже приведены описания этих комплексов по [Currey, Moore, 1982].

Комплекс 1 (0-188,2 м) представлен верхнеплейстоценовыми (NN21) глинистыми диатомовыми илами, диатомовыми глинами с прослоями турбидитов и подразделяется на два подкомплекса. Первый из них (0-127м) представлен чередованием оливково-коричневых диатомовых ИЛОВ И переотложенными пачками бледно-оливково-серых диатомитов и серых мелкозернистых песков. Диатомовые илы содержат до 60% диатомей, помимо этого в их составе присутствуют кварц, полевые шпаты и глинистые минералы. Встречаются остатки радиолярий и фораминифер (2-3%). Пирит присутствует в количестве 2-5% и в основном сосредоточен внутри панцирей диатомей. Второй подкомплекс (127-188,2 м) был выделен по признаку более высоких скоростей аккумуляции материала. Здесь сокращается количество прослоев как серого песка, так и оливково-коричневых диатомиовых илов. Вышележащие осадки сменяются здесь на более плотные, массивные серовато-оливковые диатомиты с примесью алевритового материала. Следы биотурбации и другие нарушения осадков встречаются крайне редко и развиты локально. В целом состав осадков представлен остатками диатомей (до 60%), наннофоссилий (3%), глинистыми (30%), остатками растений (7%). Пирита немного, в основном он находится в виде кубических кристаллов.

Второй комплекс (188,2-260 м) включает в себя песчаники и диатомовые глины с примесью алевритового материала, в которые внедрились два

долеритовых силла. Верхний, более мощный (12-13 м) состоит по сейсмическим данным из двух отдельных магматических тел. Нижний более тонкий силл (мощностью 4 м). Над верхним силлом (188-222 м) отложения представлены литифицированными светло-оливково-серыми алевролитами с доломитовым цементом, которые переслаиваются с диатомитами, идентичными выше и нижележащим. Между силами осадочные породы представлены диатомовыми аргиллитами, практически без песчаных прослоев, по составу представленные панцирями диатомей (до 50%), наннофоссилиями (5-7%), пиритом (1-3%) терригенным материалом, сложенным преимущественно кварцем и полевыми шпатами (8-10%), глинистыми минералами (20-40%).

Третий комплекс (260-342 м) сложен типичными фоновыми диатомовыми глинами с примесью алевритового материала, подстилающиеся ламинированными диатомовыми глинами с доломитовым прослоем над песчаниками в районе нижнего контакта с силлом. Диатомовые водоросли указывают на возраст менее 260000 лет. Скорости седиментации трех верхних комплексов составляют примерно 1300 м/млн лет.

Четвертый комплекс (342,5-464 м) представлен серией силлов. В целом все осадки практически не изменены, за исключением приконтактовых зон с силлами.

Неизмененные осадки из скважины 478 вызывали интерес в первую очередь как реперы для сравнения с ними гидротермально измененных осадков. Ниже приведен полный список отобранных образцов (табл. 2.4). Отбор образцов проводился из зон влияния силлов и из неизмененных осадков (табл. 2.3).



Рис. 2.5. Литологические колонки скважин 478 и 481А с расположением образцов. Условные обозначения см. на рис. 2.4.

Таблица 2.3

Минеральные зоны, выделенные в скв. 478 [Kastner, 1982].

0-185 Обломочный кварц, плагиоклаз, КПШ. Глинистые минералы представлены иллитом, смешаннослойным смектит-иллитом, хлорит-каолинитом. Биогенный опал-А, кальцит. Диагенетические пирит, клиноптилолит. Неизмен осад 185-215 Кварц, плагиоклаз. Доломит (не сосуществует вместе с кальцитом). Клиноптилолит. Гипс. Пирит Термальная верхнем ко силля 215-240 Силл 1 Силля 240-247 Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Обломочные всего появившегося во время внедрения силла. Кальцит. Клиноптилолит, гипс, пирит. Термальная нижнем ко силля 247-250 Зона, аналогичная по минеральному составу терригенного, биогенного и диагенетического материала зоне 0-185. Неизмен осад 247-250 Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Природа некоторых зерен КПШ неясная – обломочные или гидротермальные. Глинситые минералы представлены небольшим количеством Неизмена осади	енные ки я зона на онтакте с ом 1 1 я зона на онтакте с ом енные ки
185-215 Кварц, плагиоклаз. Доломит (не сосуществует вместе с кальцитом). Клиноптилолит. Гипс. Пирит Термальная верхнем ко силля 215-240 Силл 1 Силл 240-247 Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Обломочные глинистые минералы и опал-А в больших количествах, чем на верхнем контакте. Немного новообразованного смектита, вероятнее всего появившегося во время внедрения силла. Кальцит. Термальная нижнем ко силля 247-250 Зона, аналогичная по минеральному составу терригенного, биогенного и диагенетического материала зоне 0-185. Неизмена осади Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Природа некоторых зерен КПШ неясная – обломочные или гидротермальные. Глинситые минералы представлены небольшим количеством	я зона на онтакте с ом 1 1 я зона на нтакте с ом енные ки
215-240 Силл 1 Силл 240-247 Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Обломочные глинистые минералы и опал-А в больших количествах, чем на верхнем контакте. Немного новообразованного смектита, вероятнее всего появившегося во время внедрения силла. Кальцит. Клиноптилолит, гипс, пирит. Термальная нижнем ко силла 247-250 Зона, аналогичная по минеральному составу терригенного, биогенного и диагенетического материала зоне 0-185. Неизменс осадн осадн Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Природа некоторых зерен КПШ неясная – обломочные или гидротермальные. Глинситые минералы представлены небольшим количеством	1 1 я зона на нтакте с ом енные ки
Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Обломочные глинистые минералы и опал-А в больших количествах, чем на верхнем контакте. Немного новообразованного смектита, вероятнее всего появившегося во время внедрения силла. Кальцит. Термальная нижнем ко 240-247 Зона, аналогичная по минеральному составу терригенного, биогенного и диагенетического материала зоне 0-185. Неизмене осади 247-250 Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Природа некоторых зерен КПШ неясная – обломочные или гидротермальные. Глинситые минералы представлены небольшим количеством	я зона на нтакте с ом енные ки
247-250 Зона, аналогичная по минеральному составу терригенного, биогенного и диагенетического материала зоне 0-185. Неизмен- осади Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Природа некоторых зерен КПШ неясная – обломочные или гидротермальные. Глинситые минералы представлены небольшим количеством	енные ки
Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Природа некоторых зерен КПШ неясная – обломочные или гидротермальные. Глинситые минералы представлены небольшим количеством	
250-253 терригенного илита и новообразованного хорошо Термальная 250-253 окристаллизованного смектита. Количество опала-А сокращается, в верхнем ко основном опал-СТ. В самой нижней части опал-СТ силло новообразованным кварцем. Кальцит по всей зоне (доломита нет). Клиноптилолит сменяется в середине зоны на анальцим. Пирит. Гипс встречается. с	я зона на онтакте с ом
253-256,5 Силл 2 Силл	I 2
Обломочный кварц, плагиоклаз без изменений. Небольшие количества обломочных глинистых минералов. Мало опала-А, намного больше опала-СТ. Кроме непосредственного контакта с силлом в зоне присутствует кальцит. Много клиноптилолита на контакте. Примеси гипса. Пирит.	я зона на нтакте с ом
259-290Зона, аналогичная по минеральному составу терригенного, биогенного и диагенетического материала зоне 0-185.Неизмене осади	енные ки
290-325 Средний состав терригенного материала остается прежним: Отдаленна отдаленна: 290-325 кварц, плагиоклаз, глинистые минералы. Апал-А только в примесных количествах. термаль тримесных количествах. Протодоломит, кальцит. влияния м силл Клиноптилолита нет. Немного пирита и гипса. силл	ая зона ьного ощного 1а
325-337 Средний состав терригенного материала остается прежним: кварц, плагиоклаз, но уменьшается количество глинистых Средняя минералов до минимума. Нет опала –А. Опал-СТ, кварц. термал Кальцит. Нет доломита, клиноптилолита. Немного пирита и измененно гипса.	часть іьно ой зоны
337-339 Преимущественно кварц, смесь терригенного и новообразованного, меньше плагиоклаза. Нет опала-А, опала- СТ, клиноптилолита. Хорошо окристаллизованный смектит. В интервале 338-338,8 иллит. Ниже опять только смектит. Кальцит есть, но исчезает в непосредственной близости от силла. Доломита и клиноптилолита нет. Пирит. Гипс. Контакта с контакта с основан 351-364 Силл 3 Силл	а гвенного мощным вым ом (или

Jla6. №	Образец	Глубина (mbsf)	РФА	ICP-MS	XRD экспресс	XRD симулир	СЭМ шлифы
2723	478-1R-1, 0-5	0	+	+	+	-	-
3103	478-2R-1, 50-54	4	+	-	+	-	-
2724	478-3R-3, 10-14	16,1	+	+	+	-	+
3104	478-3R-3, 41-47	16,41	+	-	+	-	-
3105	478-7R-6, 82-88	58,92	+	-	+	-	-
2725	478-11R-3, 100-104	93	+	+	+	-	-
2726	478-11R-6, 35-40	96,45	+	+	+	-	-
2727	478-19R-3, 100-103	163,5	+	+	+	-	-
3106	478-20R-4, 95-100	170,45	+	-	+	-	-
2728	478-22R-3, 105-110	187,95	+	+	+	-	-
2729	478-25R-CC, 10-12	212,6	+	+	+	-	-
2730	478-26R-1, 32-37 #5	222,32	-	-	-	-	-
2731	478-27R-1, 61-65 #5	232,11	-	-	-	-	-
2732	478-28R-1, 15-19	241,15	+	+	+	-	-
2733	478-28R-2, 115-120	243,65	-	-	-	-	-
2734	478-28R-4, 100-104	246,5	-	-	-	-	-
2735	478-28R-6, 75-79	248,85	-	-	-	-	-
2736	478-29R-1, 45-49	250,95	+	+	+	-	-
2737	478-29R-2, 125-129	253,15	+	+	+	-	-
2738	478-29R-CC, 0-4	253,3	-	-	-	-	-
2739	478-30R-1, 40-42	256,9	+	+	+	-	-
2740	478-30R-1, 125-130	257,75	-	-	-	-	-
2741	478-30R-2, 50-54	258,5	+	+	+	-	-
2742	478-31R-1, 0-4	260	+	+	+	-	-
2743	478-34R-2, 70-74	290,7	+	+	+	-	-
2744	478-35R-1, 130-135	299,3	+	+	+	-	-
2745	478-36R-1, 115-120	308,65	+	+	+	-	-
2746	478-36R-2, 75-80	309,75	+	+	+	-	-
2747	478-39R-1, 70-74	327,2	+	+	+	-	-
2748	478-39R-3, 60-64	330	+	+	+	-	-
2749	478-40R-1, 13-17	336,13	+	+	+	-	-
2750	478-40R-1, 125-129	337,25	+	+	+	-	-
2751	478-40R-2, 50-54	337,9	+	+	+	-	-
2752	478-40R-2, 125-129	338,65	+	+	+	-	-
2753	478-40R-2, 140-144 #B	338,8	-	-	-	-	-
2754	478-40R-3, 2-5	338,92	+	+	+	-	-

Примечание. mbsf – метры ниже поверхности дна.

Скважина 481/481А.

Толща осадков, вскрытая при бурении, датируется верхним плейстоценом [Сиггеу, Мооге, 1982], она прорвана множественными силлами. Осадки разделены на два условных комплекса на отметке 200 метров по границе изменённых пород и силла. Выше этой границы накопление осадков, вероятно, имело более интенсивный характер, что подтверждается частыми включениями тонкого песчанистого алеврита, привнесённого речным сносом. Скважина 481 и 481А коррелируются с помощью песчаных прослоев встречающихся в 10 метровом интервале обеих колонок до глубины 45 метров. Хорошая корреляция этих скважин и расположение практически в одной точке дает основание в работе рассматривать их как один непрерывный разрез [Сигrey, Мооге, 1982].

В отчетах по результатам глубоководного бурения все осадки из этой скважины подразделяются на два комплекса[Currey, Moore, 1982].

Комплекс 1. Верхняя часть разреза представлена в целом выдержанными прослоями оливково-коричневого диатомового ила с включениями серого Встречаются отложения турбидных потоков, которые илистого песка. представлены тонкими прослоями, от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, с неотчётливо изменяющимся цветом и структурой [Currey, Moore, 1982]. Прослои можно отличить по постепенному переходу от тёмно-жёлтого, бледно-оливкового диатомового ила к оливково-коричневому и оливково-серому глинистому алевриту ДО тёмного тонкого средне сортированного песка. Присутствие неустойчивых моносульфидов в осадках, говорит о большой скорости седиментации. Тонкие прослои песка содержат большие концентрации фораминифер и зёрен плагиоклаза. Примерный состав турбидитов: 35 – 50% раковины диатомовых, 35 – 40% глинистые минералы, 10% кальцитовых наннофоссилий, 3 – 7% полевого шпата и 1 – 3% кварца. Пирит встречается повсеместно. Вмещающие осадки отличаются от турбидита немного более тёмно-коричневым оттенком и неотчётливой пятнистостью (следы биотурбации). Кроме того, встречаются более тонкие прослои турбидита, состоящие из раковин диатомовых (20 – 35%), карбонатных нанофоссилий (10 – 15%), глинистых минералов (30 – 45%), полевого шпата (10 – 18%), кварца (4 – 10%) и пирита (1 – 3%). В некоторых прослоях встречаются обломки раковин моллюсков.

В интервале 33,85 – 34,55 м был обнаружен 70 сантиметровый оливковосерый осадок плотностного потока. Основная его часть представлена терригенным алевритом с 10 – 15% раковин диатомовых. Конволютные складки свидетельствуют о том, что осадок был перемещён на небольшое расстояние, возможно он был доставлен со стенки рифта [Currey, Moore, 1982].

Комплекс 2. Ниже первого силла выход керна уменьшился, хотя диатомовый ил оказался более консолидированным, чем можно было ожидать от глубины его залегания, это объясняется влиянием внедрившегося силла. В данном комплексе также присутствуют ещё два участка с осадками плотностного потока, по составу, цвету и текстуре они сходны с таковыми в первом комплексе, ближе к подошве наблюдается увеличение содержания песка, а также древесных и раковинных обломков. Выделяется переслаивание двух типов: (а) выдержанные миллиметровые слойки светло-оливково-серого и светло-оливкового диатомового ила, а также (б) тонкослоистые алевритовые глины с тёмными слойками (вероятно органика) и известковой глиной. Под воздействием интрузий раковины диатомовых были растворены.

Из скважины 481/481А была отобрана серия образцов (табл. 2.6) из разных минеральных зон по [Kastner, 1982]. Выделенные в скважинах 478 и 481/481А минеральные зоны (табл. 2.5) в целом можно разделить на три группы: зоны неизмененных осадков, зоны термального воздействия над силлами, зоны термального воздействия под силлами. Из этих двух скважин при выборе реперов нас интересовали в первую очередь зоны неизмененных осадков. Осадки из остальных зон изучались нами при исследовании влияния гидротермальной системы, связанной с внедрением силлов в осадочный покров. Минеральные зоны, выделенные в скв. 481/481A [Kastner, 1982].

Интервал	Минеральная ассоциация	Степень изменения
0-130	Обломочный кварц, плагиоклаз, КПШ. Глинистые минералы представлены иллитом, смешаннослойным смектит-иллитом, хлорит- каолинитом. Биогенный опал-А, кальцит. Диагенетические пирит, клиноптилолит.	Неизмененные осадки
130-171	Кварц, плагиоклаз, опал существует до глубины 140 м, а в интервале 130-140 его количество резко сокращается. С глубины 150 м кварц, полевой шпат. Смектит, иллит до 169 м. Хорошо окристаллизованный Со 169 м иллит, хлорит. На 170 м появляется анальцим, сидерит. Кальцит, пирит, гипс на протяжении всего интервала.	Термальная зона на верхнем контакте с силлом
171-198	Силл 1	Силл 1
198-210	Кварц, полевой шпат, нет опала-А. Смектит. Пирит. Нет кальцита, клиноптилолита.	Термальная зона на нижнем контакте с силлом
210-328	Потоки (зона неизмененных осадков, аналогичная зоне 0-130м. На глубине 240-249 появление единичных зерен сидерита. Пирит и сидерит вместе не сосуществуют в зоне.	Неизмененные осадки
328-334	Силл 2	Силл 2
334-351	Обломочный и новообразованный кварц, плагиоклаз, опал - СТ. Хорошо окристаллизованный смектит. Анальцим (вместо клиноптилолита). Нет кальцита.	Измененные осадки между силлами
351-364	Силл 3	Силл 3

Таблица 2.6

Отобранные образцы из скважины 481/481А и список проведенных анализов.

JIa6. №	Образец	Глубина (mbsf)	РФА	ICP-MS	XRD	СЭМ шлифы
2814	481-1H-1, 0-5	0	+	+	+	_
2815	481-2H-2, 5-8	6,25	-	-	-	-
2816	481-2H-2, 35-40	6,55	+	+	+	-
2817	481-8H-1, 1-7	33,31	-	-	-	-
2818	481-8H-1, 115-120	34,45	-	-	-	-
2819	481-8H-3, 16-21	36,06	+	+	+	-
2820	481-8H-3, 48-54	36,38	+	+	+	-
2821	481-10H-1, 65-70	43,45	-	-	-	-
2822	481-11H-3, 73-78	50,98	+	+	+	+
2823	481A-4R-2, 55-59	72,55	+	+	+	-
3107	481A-6R-4, 42-48	94,42	+	-	+	-
2824	481A-6R-5, 75-80	96,15	+	+	+	-
3108	481A-9R-4, 7-12	122,57	+	-	+	-
2825	481A-9R-6, 110-115	126,6	+	+	+	-
2826	481A-11R-2, 75-80	139,25	+	+	+	-
2827	481A-13R-5, 120-125	163,2	+	+	+	-
2828	481A-14R-1, 50-55	166	+	+	+	-
2829	481A-14R-2, 75-80	167,75	+	+	+	-
2830	481A-14R-4, 5-10	169,85	+	+	+	-
2831	481A-14R-4, 50-53	170,3	+	+	+	-
2832	481A-14R-4, 55-56	170,35	-	-	-	-
2833	481A-14R-4, 90-94	170,7	+	+	+	-
2834	481A-14R-4, 96-100	170,76	-	-	-	-
2835	481A-14R-4, 125-129	171,05	+	+	+	-
2836	481A-15R-1, 40-45 #1G	175,4	-	-	-	-
2837	481A-15R-1, 55-60 #1I	175,55	+	+	+	-
2838	481A-15R-1, 76-79 # 1M	175,76	-	-	-	-
2839	481A-15R-1, 112-115 #1Q	176,12	+	+	+	-
2844	481A-18R-1, 0-6	203,5	+	+	+	-
2845	481A-20R-1, 0-5	222,5	+	+	+	-
2846	481A-24R-1, 70-75	261,2	+	+	+	-
2847	481A-25R-1, 105-110	271,05	+	+	+	-
2848	481A-28R-1, 75-79	299,25	+	+	+	-
2849	481A-30R-3, 60-65	321,1	+	+	+	-
2850	481A-30R-3, 125-130	321,75	-	-	+	-
2851	481A-30R-4, 35-37	322,35	-	-	+	-
2852	481A-30R-5, 26-31	323,76	-	-	+	-
2853	481A-30R-6, 70-75	325,3	-	-	+	-
2854	481A-31R-1, 100-104	328	+	+	+	-
2855	481A-33R-1, 23-26	346,23	+	+	+	-
3109	481A-33R-1, 62-67	346,62	+	-	+	-

Примечание. mbsf – метры ниже поверхности дна.

РАЗДЕЛ 3. ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДКОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ ОСНОВНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ВО ВПАДИНЕ ГУАЙМАС

Глава 3-1. Оценка влияния основной гидротермальной системы на химический состав осадочного чехла впадины Гуаймас

М. Кастнер [Kastner, 1982] выделила две гидротермальные системы во впадине Гуаймас. Основная долгоживущая гидротермальная система сформирована в осевой части рифтовой зоны над магматическим очагом. Вторая система (кратковременная) связана с воздействием силлов на осадки.

Химический состав осадков, испытавших изменение в этих двух гидротермальных системах, изучен в данной работе в скважинах 477 и 477А. Неизмененные осадки изучены в скважинах 478 и 481/481А, а также в скважине 477 в интервале 0-32 м. Они использованы в качестве реперов для сравнения с ними гидротермально измененных осадков для выявления степени изменения химического состава в условиях разных температур в основной гидротермальной системе, а также при тепловом воздействии на них силлов.

Общий характер распределения макро- и микроэлементов в южном троге впадины Гуаймас (скв. 477/477А), в том числе в зоне высокотемпературного изменения показан на рис. 3.1, 3.2. Химический состав (средние содержания макроэлементов и микроэлементов) исходных неизмененных осадков, выбранных в качестве реперов для сравнения, и гидротермально измененных осадков приведен в табл. 3.1.

Измененные осадки (скважина 477/477А) проанализированы в зоне относительно низкотемпературных изменений, в интервале глубин 110-191 м, и в зоне с признаками высокотемпературного изменения осадков, произошедшего при температуре 300±50°C (интервал 191-267 м).



Рис. 3.1. Распределение породообразующих компонентов в скважине 477 и 477А. (Условные обозначения см. на рис. 2.3).



Рис. 3.2. Распределение микрокомпонентов в скважине 477 и 477А. (Условные обозначения см. на рис. 2.3).



Рис. 3.2 (Продолжение). Распределение микрокомпонентов в скважине 477 и 477А.



Рис. 3.2 (Продолжение). Распределение микрокомпонентов в скважине 477 и 477А.

3.1.1. Зона высокотемпературных изменений (191-267м)

Осадки из высокотемпературной зоны неоднородны и гранулометрически представлены алевритовыми и песчаными разностями. Последние состоят из осветленных под воздействием гидротермальных процессов и неосветленных отложений.

Для оценки изменения химического состава осадков под воздействием гидротермальных процессов проведен сравнительный анализ химического состава гидротермально измененных и исходных неизмененных осадков (реперов). Результаты этого сравнения показаны в виде элементограммы средних составов гидротермально измененных осадков, нормированных по среднему составу неизмененных осадков (рис. 3.3). На графиках помимо элементограмм, представленных в виде сплошных линий, изображены прямоугольные зоны, характеризующие разброс значений содержаний химических элементов и статистически представляющих собой интерквартильный размах¹. В виде «усов» на графиках приведены максимальные и минимальные значения содержаний в выборке за вычетом выбросов.

Макроэлементы. В осадках, измененных в высокотемпературных условиях (интервал глубин 191-267 м в точке бурения 477), содержание Si, Ti, Al, Mn, P остается без изменения по сравнению с содержанием этих элементов в исходных неизмененных осадках. Выявлено слабое увеличение содержания Fe, Mg, Ca, a также S и F (рис. 3.3). Содержание Na также слабо возрастает. Перечисленные химические элементы остаются неподвижными или слабо подвижными в высокотемпературной зоне (~300°C) подводной гидротермальной системы и, соответственно, по этим элементам состав раствора при прохождении сквозь осадочный покров практически не меняется. Исключение составляет K. Его содержание в измененных осадках из этой зоны сильно уменьшается, примерно в 50 раз.

¹ Интерквартильный размах - разность между третьим и первым квартилями. Является характеристикой разброса распределения величины и является аналогом дисперсии.

Таблица 3.1

Химический состав исходных (реперов) и гидротермально измененных осадков впадины Гуаймас

			Исхо	дные оса	ідки							Гидроте	ермально	измененн	ые осадки	адки					
Рейс	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64		
Скважина	477	477	478	478	481	481A	481A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A		
Керн, секция	3R-1	3R-1	2R-1	3R-3	11H-3	6R-4	6R-5	5R-1	6R-CC	7R-1	8R-1	9R-1	10R-1	10R-1	11R-1	11R-1	11 R- 1	12R-1	12R-CC		
Интервал (см)	65-68	108-112	50-54	41-47	73-78	42-48	75-80	7-11	4-7	36-42	5-8	47-53	51-55	105-110	5-10	45-50	45-50	0-5	0-5		
Лаб. номер	3100	3101	3103	3104	2822	3107	2824	1270	2720	1271	2721	1272	1273	2053	2721-1	1274	2054	2055	2722		
Глубина, м	11,15	11,58	4	16,41	50,98	92,42	96,15	191,1	200,5	210,4	219,6	229, 47	239	239,55	239,7	248,1	248,5	257,5	257,6		
Разности осадка*	1	1	2	2	2	2	2	2	1б	la	la	la	2	2	1б	la	1б	16	1б		
(вес. %):																					
SiO ₂	62,4	65,3	63,6	63,5	59,3	60,3	63,2	58,5	74,1	68,4	63,1	59,6	66,8	69,4	67,8	56,1	65,4	65,0	67,1		
TiO ₂	0,59	0,52	0,57	0,55	0,83	0,54	0,88	0,75	0,48	0,65	0,78	0,68	0,51	0,44	0,62	0,76	0,63	0,69	0,67		
Al_2O_3	13,7	13,4	13,4	14,7	13,7	14,1	14,0	14,1	11,0	12,3	13,0	11,3	11,5	9,5	12,3	10,5	11,8	13,9	13,1		
Fe ₂ O ₃	3,97	3,51	3,72	3,47	4,81	3,66	3,59	2,33	0,85	3,25	2,37	7,73	2,24	2,33	2,69	6,01	2,09	1,62	2,82		
FeO	0,46	0,28	0,43	0,34	0,26	0,96	1,06	3,88	2,34	1,92	3,39	2,38	3,54	2,82	1,63	0,60	0,28	3,24	2,67		
MnO	0,07	0,06	0,17	0,05	0,18	0,07	0,06	0,16	0,07	0,07	0,13	0,10	0,13	0,15	0,08	0,23	0,05	0,06	0,07		
MgO	2,65	2,08	2,22	2,36	2,61	2,80	2,49	5,57	2,39	2,21	4,56	2,95	4,21	4,43	2,84	3,93	2,87	3,00	3,48		
CaO	3,46	3,18	3,25	3,55	4,72	2,87	3,52	5,89	2,38	3,27	4,49	4,76	3,26	3,38	4,27	11,44	8,20	5,12	3,91		
Na ₂ O	2,75	2,97	2,91	2,89	3,40	2,21	2,92	3,81	3,68	4,18	3,64	3,83	3,19	2,69	4,26	2,00	4,55	4,28	4,24		
K_2O	2,66	2,86	2,53	2,95	2,69	2,57	2,88	0,37	0,19	0,23	0,17	0,14	0,08	0,12	0,17	0,11	0,18	0,16	0,19		
P_2O_5	0,28	0,23	0,12	0,24	0,23	0,26	0,22	0,27	0,11	0,20	0,21	0,25	0,24	0,26	0,18	0,29	0,20	0,19	0,17		
п.п.п.	6,37	5,01	6,36	4,68	7,72	9,20	4,57	3,64	1,67	3,11	3,89	6,10	3,59	4,26	2,28	7,78	3,41	2,36	2,14		
Сумма	99,39	99,40	99,25	99,29	100,49	99,51	99,39	99,23	99,24	99,74	99,78	99,86	99,31	99,73	99,13	99,74	99,69	99,60	100,49		
S	1,07	0,84	0,90	0,95	0,58	1,13	0,47	0,92	0,34	0,51	0,57	1,62	0,44	0,24	0,48	2,05	0,54	<0,1	0,57		
Cl	0,75	0,70	0,73	0,42	1,29	0,64	0,52	0,77	0,41	0,62	0,68	0,92	0,70	1,41	0,33	0,59	0,52	-	0,28		
CO_2	1,0	1,1	0,8	0,7	1,3	1,5	0,3	0,6	0,6	<0,20	<0,2	0,3	0,3	-	<0,2	<0,20	-	<0,2	<0,2		
C opr.	<0,1	<0,1	0,29	<0,1	0,71	0,81	<0,1	0,22	<0,1	0,07	0,62	0,33	0,36	0,55	<0,1	2,71	0,32	-	<0,1		

Таблица 3.1 (Продолжение).

	Исходные осадки								Гидротермально измененные осадки										
Рейс	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64
Скважина Керн секция	477 3R-1	477 3R-1	478 2R-1	478 3R-3	481 11H-3	481A 6R-4	481A 6R-5	477A 5R-1	477A	477A 7R-1	477A 8R-1	477A 9R-1	477A 10R-1	477A 10R-1	477A 11R-1	477A	477A	477A 12R-1	477A
Интервал (см)	65-68	108-112	50-54	41 <u>-</u> 47	73_78	42-48	75-80	7 - 11	4 - 7	36-42	5-8	47-53	51-55	105-110	5-10	45-50	45-50	0-5	0-5
Лаб. номер	3100	3101	3103	3104	2822	3107	2824	1270	2720	1271	2721	1272	1273	2053	2721-1	1274	2054	2055	2722
Глубина, м	11,15	11,58	4	16,41	50,98	92,42	96,15	191,1	200,5	210,4	219,6	229, 47	239	239,55	239,7	248,1	248,5	257,5	257,6
Разности осадка	1	1	2	2	2	2	2	2	16	la	la	1a	2	2	16	1a	1б	16	16
(мкг/г): Е	405	414	470	401	416	250	225	(20)	220	520	461	1000	410	160	222	700	240		212
F Br	495 70	414 47	470 45	20	416	359 34	525 11	15	339 8	530 9	461 12	26	13	460 38	333 9	18	540 5	-	9
Li	47,1	42,9	48,9	48,7	47,3	55,0	41,7	7,1	4,9	3,7	5,8	1,8	7,4	7,9	4,0	2,7	3,5	3,0	3,7
Ве	1,4	1,4	1,3	1,4	1,4	1,5	1,5	1,8	1,5	1,7	2,1	1,2	2,3	1,5	1,7	1,4	1,6	1,7	1,9
Sc	9,9	6,7	7,7	7,4	8,2	11,0	7,1	11,5	5,3	6,8	11,6	8,9	10,1	8,9	7,8	9,8	6,1	7,3	7,1
v	88,6	84,6	98,1	74,0	99,2	96,9	87,8	112	41,5	74,0	109	98,7	105	117	71,1	103	66,3	79	66,2
Cr	43,6	30,0	35,4	21,4	43,4	38,3	41,5	55,8	10,7	30,8	43,8	34,9	53,5	54,8	31,7	38,9	24,6	14,6	23,6
Со	12,2	8,9	9,3	8,9	12,8	11,6	11,2	12,1	4,9	10,2	21,5	38,4	18,2	7,3	6,5	17,6	5,7	9,8	11,0
Ni	24,8	18,7	21,6	18,3	26,4	28,0	17,3	25,7	6,9	19,5	29,1	77,7	47,8	46,2	13,1	25,7	13,4	14,8	15,8
Cu	17,7	16,2	18,1	17,0	23,4	27,9	16,5	322	28,7	87,3	89,9	665	109	6,8	59,4	89,1	32,3	80,3	55,0
Zn	99,9	72,6	78,7	66,9	105	93,1	78,1	961	417	131	193	1933	1114	178	149	1891	55,5	86,7	60,5
Ga	15,5	13,9	14,1	14,9	16,2	16,2	16,8	16,7	9,7	13,9	16,2	14,1	16,6	13,6	12,8	17,2	12,2	12,9	13,5
As	10,0	9,0	8,9	10,0	13,4	13,9	10,8	1,4	0,5	1,6	0,2	$< \Pi O$	$< \Pi O$	0,2	0,55	0,35	1,5	$< \Pi O$	< 110
Rb	104	103	93,7	104	93,7	105	100	8,7	3,3	4,5	2,8	1,7	1,4	2,5	3,2	2,0	3,6	2,5	2,9
Sr	424	428	419	430	371	280	329	430	364	402	505	391	392	394	607	730	515	484	452
Y	23,9	20,6	20,5	20,4	20,3	24,7	21,3	21,6	14,3	18,9	24,0	20,9	22,1	20,0	17,1	23,2	15,8	19,9	19,7
Zr	154	165	167	164	137	161	142	140	103	139	152	124	135	106	130	173	119	144	155
Nb	12,6	10,9	11,7	11,9	11,1	12,9	12,4	11,2	8,5	10,5	11,8	9,0	9,1	8,2	9,7	11,4	9,7	11,9	10,6
Мо	3,5	2,0	4,5	1,9	3,5	4,8	1,4	6,4	0,44	2,1	6,5	7,2	18,4	26,0	1,1	3,1	1,3	0,9	1,1
Ag	0,20	0,19	0,20	0,14	0,29	0,27	0,14	0,09	0,60	< 110	0,17	0,14	0,41	<ПО	1,6	0,79	0,069	0,53	0,34
Cd	1,0	0,48	0,66	0,42	1,3	0,98	0,46	4,3	2,06	0,50	1,1	10,4	6,2	0,75	0,71	13,8	0,12	0,26	0,18
Sb	2,6	2,7	3,2	2,8	3,2	3,3	2,8	0,76	1,0	1,0	0,55	0,55	0,36	0,42	0,79	0,68	0,74	1,0	1,0
Cs	10,2	8,6	8,9	9,6	10,4	13,1	9,3	0,66	0,4	0,4	0,34	0,22	0,23	0,50	0,37	0,32	0,40	0,4	0,4
Ва	1057	795	668	709	694	658	810	302	195	227	118	160	98	117	144	45	147	204	182

Таблица 3.1 (Продолжение).

			Исхо	дные оса	дки							Гидроте	рмально и	измененные	е осадки				
Рейс	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64
Скважина	477	477	478	478	481	481A	481A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A	477A
Керн, секция	3R-1	3R-1	2R-1	3R-3	11H-3	6R-4	6R-5	5R-1	6R-CC	7R-1	8R-1	9R-1	10R-1	10R-1	11R-1	11R-1	11R-1	12R-1	12R-CC
Интервал (см) Паб. номер	65-68 3100	108-112	50-54 3103	41-47 3104	73-78	42-48	75-80 2824	1270	4-7	36-42	5-8 2721	47-53	51-55 1273	2053	5-10 2721-1	45-50 1274	45-50 2054	0-5 2055	0-5 2722
Глубина, м	11,15	11,58	4	16,41	50,98	92,42	96,15	191,07	200,54	210,36	219,55	229, 47	239,01	239,55	239,65	248,05	248,45	257,5	257,55
Разности осадка*	1	1	2	2	2	2	2	2	16	1a	1a	1a	2	2	16	1a	16	16	1б
(мкг/г):																			
La	28,7	29,7	26,5	27,6	30,2	29,4	31,2	26,8	23,0	28,9	31,2	33,5	30,4	22,4	25,2	29,7	24,3	25,0	30,2
Ce	58,3	59,2	51,9	55,6	59,3	60,4	58,8	56,0	42,7	54,8	61,3	66,1	62,0	48,4	46,1	64,2	46,4	47,6	53,9
Pr	6,7	6,4	6,3	6,4	6,4	7,0	6,6	6,1	4,9	6,2	6,8	6,9	6,8	5,1	5,4	6,9	5,1	5,7	6,7
Nd	26,7	24,6	24,5	25,5	25,2	27,4	25,9	24,1	18,5	23,9	26,8	26,7	25,9	20,0	20,5	27,2	19,9	21,8	25,2
Sm	5,1	4,8	4,8	4,8	4,9	5,3	5,0	4,6	3,3	4,3	5,1	4,8	5,0	3,9	3,8	5,3	3,6	4,2	4,7
Eu	1,27	1,12	1,15	1,18	1,17	1,17	1,18	1,10	0,74	1,03	1,19	1,14	1,10	0,71	0,86	1,25	0,94	0,97	1,07
Gd	4,7	4,5	4,6	4,6	4,1	4,9	4,2	4,3	3,0	3,7	4,6	4,3	4,8	3,7	3,3	4,7	3,2	3,9	4,4
Tb	0,68	0,65	0,68	0,66	0,65	0,72	0,64	0,65	0,44	0,54	0,70	0,63	0,70	0,55	0,50	0,68	0,47	0,58	0,65
Dy	4,0	3,9	3,9	4,0	3,7	4,1	3,7	3,8	2,5	3,2	4,1	3,6	3,9	3,2	3,1	4,2	2,7	3,4	3,7
Но	0,76	0,78	0,79	0,79	0,72	0,82	0,72	0,76	0,50	0,65	0,82	0,72	0,80	0,64	0,61	0,81	0,55	0,67	0,73
Er	2,2	2,4	2,4	2,4	2,2	2,4	2,2	2,2	1,5	1,9	2,4	2,1	2,3	2,0	1,8	2,4	1,6	2,0	2,1
Tm	0,32	0,33	0,34	0,35	0,30	0,35	0,31	0,31	0,23	0,28	0,35	0,30	0,34	0,28	0,26	0,35	0,24	0,30	0,32
Yb	2,2	2,3	2,3	2,4	2,1	2,4	2,1	2,2	1,6	1,9	2,3	2,0	2,4	2,0	1,8	2,3	1,7	2,1	2,1
Lu	0,33	0,36	0,35	0,37	0,31	0,35	0,31	0,32	0,23	0,27	0,35	0,30	0,35	0,30	0,27	0,33	0,24	0,31	0,33
Hf	3,1	5,0	5,0	5,1	4,3	3,9	4,6	3,7	3,2	3,6	3,9	3,2	3,8	2,6	3,4	3,9	3,1	3,6	4,8
Та	0,79	0,87	0,91	0,97	0,77	0,80	0,85	0,81	0,66	0,75	0,76	0,63	0,69	0,53	0,66	0,68	0,68	0,79	0,83
W	1,5	1,5	1,5	1,7	1,6	1,9	1,7	1,3	0,88	1,3	1,4	1,0	1,2	1,2	1,2	1,6	1,0	1,5	1,5
T1	0,99	0,85	0,86	0,79	0,76	0,79	0,68	0,071	0,024	0,025	0,016	< 110	0,013	0,014	0,017	0,014	0,017	0,020	0,018
Pb	338	38,3	29,4	18,6	20,9	25,8	16,2	177	2,8	16,4	2,7	30,7	1,5	2,7	3,4	3,0	2,1	3,3	2,8
Bi	0,24	0,13	0,13	0,14	0,15	0,25	0,13	0,30	0,17	0,22	0,63	1,1	0,40	0,29	0,33	0,22	0,085	0,11	0,10
Th	10,8	11,8	10,3	11,0	8,3	11,5	9,6	9,9	7,8	8,7	9,4	9,0	9,0	8,4	8,4	8,2	8,7	9,9	9,6
U	4,0	3,7	3,5	2,9	3,7	3,8	2,4	3,5	1,7	2,3	3,9	3,6	5,6	6,3	2,5	3,2	2,2	2,5	2,2

Примечание. *Разности осадка: 1 - песчаные, 1а - песчаные неосветленные, 1б - песчаные осветленные, 2 - алевритовые; <ПО - меньше предела обнаружения; прочерк - не определялось.



Рис. 3.3. Элементограммы: 1 – средних составов измененных осадков из относительно низкотемпературной зоны (от 100 до 250°С), скв. 477; 2 – средних составов интенсивно измененных осадков из высокотемпературной зоны (около 300°С), скв. 477А, нормированных по среднему составу неизмененных осадков; 3-4 – интерквартильный размах (25-75%); 5-6 – максимальные и минимальные значения выборки.

Микроэлементы. В высокотемпературной зоне гидротермальной системы в измененных осадках установлено сильное увеличение содержания Cu, Zn, Cd по сравнению с их содержанием в неизмененных осадках, примерно в 7 раз для Си и для Zn, и в 4,5 раза для Cd (рис. 3.3, табл. 3.2). Увеличилось в них также содержание Мо, Ві в 2-2,5 раза. Концентрация Ад в гидротермально измененных осадках также заметно повысилась. Кроме того, в этих осадках установлено слабое увеличение содержания Ni, Co. Содержание Be и Sr слабо увеличивается в гидротермально измененных осадках, вероятно, за счет их поступления из взаимодействующего раствора. Одновременно в с НИМИ осадках резко уменьшилось содержание Rb и Tl (в 80 раз), Cs (в 70 раз), As (в 40 раз), Sb (примерно в 9 раз). Осадки высокотемпературной зоны сильно обеднены Li (в 20

раз) и Ва (в 9 раз). Содержание Вг в гидротермально измененных осадках уменьшается примерно в 2,5 раза (см. табл. 3.2). Незначительно уменьшается концентрация Hf, Ta и W.

Выделяется целый ряд элементов, которые остаются инертными при высокотемпературном гидротермальном изменении осадков. К ним относятся Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Th и U.

<u>Алевритовые и песчаные разности</u>. Кроме рассмотрения осадков в целом, было изучено изменение химического состава отдельно песчаных и алевритовых разностей осадков по сравнению с исходными неизмененными алевритовыми и песчаными отложениями (Приложение 1, табл. П2, П3). В результате установлено, что при гидротермальном изменении этих разностей осадков большинство элементов ведут себя практически одинаково (рис. 3.4). Исключение составляют Ag и Pb. Содержание Ag в алевритовых разностях в результате гидротермального воздействия не изменилось; в песчаных разностях оно увеличилось. Особенно большой контраст установлен в изменении содержания Pb в этих двух разностях осадков: в гидротермально измененных песчаных разностях оно сильно уменьшилось, а в алевритовых сильно увеличилось.

<u>Осветленные и неосветленные осадки</u>. Осадки скважины 477А состоят из разностей, осветленных под воздействием гидротермальных процессов, и не подвергнутых осветлению (Приложение 1, табл. П2, П3). Распределение одних элементов не зависит от принадлежности осадков к тем или иным разностям (рис. 3.5), для других элементов такая зависимость существует. Наиболее ярко она выражена в относительном обеднении осветленных осадков Со, Сu, Zn, Cd, Fe, Mn и особенно Pb, и обогащении их Ag.

Содержание (пределы и средние значения) химических элементов (мкг/г) в исходных и

	И	сходные ос	адки	Измененные осадки					
TH	Пред	елы	~	Пред	целы	~			
еме	содеря	каний	Среднее	содера	жаний	Среднее			
Эл	Мин	Макс	содержание (n=7)	Мин	Макс	содержание (n=12)			
	IVIIII	wiake	(n-7)		WIAKC	(II-12)			
Si	275672	306776	293481	262718	348630	305301			
Al	71283	78193	73660	50404	75005	63850			
Fe	26900	35484	31066	16848	72666	39899			
Fe ³⁺	24472	33496	26839	6003	54152	22134			
Fe ²⁺	1989	8281	4227	2190	30429	18061			
Mn	401	1417	728	416	1822	849			
Mg	12640	25550	16514	13359	33839	21409			
Ca	14330	33537	23568	17170	81990	36083			
Na	16469	25119	21349	14911	33838	27129			
Κ	21124	24629	22805	637	3106	1461			
Br	11,0	69,8	38,2	5,0	37,5	14,6			
Cl	4153	12900	7203	2800	14090	6567			
Li	41,7	55,0	47,4	1,8	7,9	4,6			
Be	1,3	1,5	1,4	1,2	2,3	1,7			
Co	8,9	12,8	10,7	4,9	38,4	13,6			
Cu	16,2	27,9	19,6	6,8	665	135			
Zn	67	105	85	56	1933	597			
As	8,9	13,9	10,9	0,2	1,6	0,8			
Rb	94	105	100	1	9	3			
Sr	280	430	383	364	730	472			
Ag	0,14	0,29	0,20	0,07	1,57	0,47			
Cd	0,42	1,34	0,77	0,12	13,76	3,35			
Ba	658	1057	770	45	302	162			
Pb	16,2	38,3	24,9	1,5	176,9	20,7			
Ti	3120	5312	3850	2621	4713	3845			
Р	517	1234	991	487	1257	938			
S	4744	6803	5715	2400	20450	7529			
F	325	495	411	313	1090	510			
Sc	6,7	11,0	8,3	5,3	11,6	8,4			
V	74,0	99,2	89,9	41,5	117,1	86,9			
Cr	21,4	43,6	36,2	10,7	55,8	34,8			
Ni	17,3	28,0	22,1	6,9	77,7	28,0			
Ga	13,9	16,8	15,4	9,7	17,2	14,1			
Y	20.3	24.7	21.7	14,3	24,0	19.8			

гидротермально измененных осадках впадины Гуаймас

Таблица 3.2 (Продолжение)

	-	Исходные	осадки]	Изменен	ные осадки
Элемент	Пре содер Мин	делы жаний Макс	Среднее содержание (n=7)	Пределы содержаний Мин Макс		Среднее содержание (n=12)
Zr	137	167	156	103	173	135
Nb	10,9	12,9	11,9	8,2	11,9	10,1
Mo	1,4	4,8	3,1	0,4	26,0	6,2
Sb	2,6	3,3	2,9	0,4	1,0	0,7
Cs	8,6	13,1	10,0	0,2	0,7	0,4
Hf	3,1	5,1	4,4	2,6	4,8	3,6
Та	0,77	0,97	0,85	0,53	0,83	0,71
W	1,5	1,9	1,6	0,9	1,6	1,3
T1	0,68	0,99	0,82	0,01	0,07	0,02
Bi	0,13	0,25	0,17	0,09	1,09	0,33
Th	8,3	11,8	10,5	7,8	9,9	8,9
U	2,4	4,0	3,4	1,7	6,3	3,3
La	26,5	31,2	29,0	22,4	33,5	27,8
Ce	51,9	60,4	57,6	42,7	66,1	54,8
Pr	6,3	7,0	6,6	4,9	6,9	6,1
Nd	24,5	27,4	25,7	18,5	27,2	23,7
Sm	4,8	5,3	5,0	3,3	5,3	4,5
Eu	1,12	1,27	1,18	0,7	1,2	1,0
Gd	4,1	4,9	4,5	3,0	4,8	4,1
Tb	0,64	0,72	0,67	0,44	0,70	0,60
Dy	3,7	4,1	3,9	2,5	4,2	3,5
Но	0,72	0,82	0,77	0,50	0,82	0,70
Er	2,2	2,4	2,3	1,5	2,4	2,1
Tm	0,30	0,35	0,33	0,23	0,35	0,30
Yb	2,1	2,4	2,3	1,6	2,4	2,1
Lu	0,31	0,37	0,34	0,23	0,35	0,31

Примечание. п - число проб.



Рис. 3.4. Элементограммы. Средний состав гидротермально измененных осадков (алевритовых и песчаных разностей) во впадине Гуаймас, нормированный по среднему составу неизмененных осадков.



Рис. 3.5. Элементограммы. Средний состав гидротермально измененных осадков во впадине Гуаймас, нормированный по среднему составу неизмененных осадков. 1– осветленные осадки, 2 – неосветленные осадки.

Редкоземельные элементы. Данных по содержанию РЗЭ в гидротермально измененных осадках из скважин 477 и 477А из впадины Гуаймас, не было. Этот пробел был заполнен (табл. 3.1, 3.2).

что в гидротермально измененных осадках Ожилалось. впадины содержание РЗЭ должно увеличиваться. Но сопоставление среднего содержания РЗЭ в гидротермально измененных и в исходных осадках показало, наоборот, уменьшение содержания РЗЭ, хоть и незначительное. Содержание РЗЭ в неосветленных гидротермально измененных разностях осадков почти не отличается от их содержания в исходных (неизмененных) осадках (рис. 3.6). Наиболее значительное уменьшение содержания РЗЭ выявлено в осветленных осадках. Среди РЗЭ самое большое отклонение от среднего содержания В исходных осадках установлено для Еи.



Рис. 3.6. Элементограммы. Средние содержания РЗЭ в гидротермально измененных осадках во впадине Гуаймас, нормированных по среднему содержанию в неизмененных осадках: все осадки, осветленные осадки, неосветленные осадки.

Во впадине Гуаймас ввиду наличия гидротермальной активности в южном троге имеют место два механизма накопления редкоземельных элементов. Первый-сорбционый, обуславливающий наличие в некоторых образцах отрицательной цериевой аномалии, характерной для морской воды. Вторым источником РЗЭ является гидротермальный флюид, характеризующийся наличием положительно европиевой и отсутствием целевой аномалии, а также преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми.

взаимодействии При ЭТИХ двух механизмов В осадках североамериканский (NASC) сланец могут проявляться одновременно особенности состава РЗЭ, характерные как для морской воды, так и для гидротермальных растворов. Можно наблюдать одновременное наличие отрицательной цериевой и незначительной положительной европиевой аномалий, обогащение тяжелыми РЗЭ относительно легких. Это проявилось в нескольких образцах, но в целом значительных колебаний в профилях РЗЭ не установлено (рис. 3.6а). Присутствие органогенного кремнезема в большом количестве во впадине Гуаймас приводит к снижению общей суммы РЗЭ в неизмененных осадках.

Содержание редкоземельных элементов в осадках во всем интервале температур их гидротермального изменения от 100 до 300°С (интервал глубин 110-267 м) из скважин, пробуренных на точке 477, почти не отличается от их содержания в исходных неизмененных осадках и не удалось увидеть четкого влияния гидротермальной системы на распределение редкоземельных элементов.



Рис. 3.6а. Составы РЗЭ, нормированные на NASC в осадках из верхней неизмененной (черные линии), низкотемпературной (зеленые линии) и высокотемпературной (красные линии) зон в скв. 477/477А.

3.1.2. Зона низкотемпературных изменений (110-191м)

В измененных осадках из относительно низкотемпературной зоны (100-250°С) по сравнению с высокотемпературной зоной влияние гидротермальной системы проявлено в гораздо меньшей степени.

Гидротермально измененные осадки из скважины 477 разделены на три интервала, границы которых определены на основании результатов изучения перестройки глинистых минералов [Курносов и др., 2016].

I интервал (110-146 м, температура примерно от 100°C до 180-195°C): образцы 2702-2705, 1266, 1267, 2706, 2707.

II интервал (146-170 м, температура от 180-195°С до примерно 250°С): образцы 1268, 2708, 2709.

III интервал (170-182 м): образцы 2710, 1269. Этот интервал является переходным от высокотемпературной зоны, которая изучена в скважине 477А в интервале 191-267 м [Курносов, Блинова, 2015; Блинова, Курносов, 2015], к относительно низкотемпературной части разреза измененных осадков из скважины 477 – интервалы II и I.

Макроэлементы. Содержание Si, Al, Mn, Ca, Na, K, Ti, P, F в осадках из интервалов III, II, I не изменено или слабо изменено по сравнению с их содержанием в исходных осадках (рис. 3.7, приложение 1 табл. П1). Содержание Fe, S возросло в разной степени в осадках из всех трех интервалов. Наиболее сильно этот рост произошел в переходном участке (интервал III), особенно S. Увеличение содержания этой пары элементов связано с формированием Fe-сульфидов. В гидротермально измененных осадках, во всех интервалах увеличилось также содержание Mg.

Микроэлементы. Содержание Be, As, Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Th, U в осадках во всех трех интервалах не изменяется или почти не изменяется по сравнению с их содержанием в исходных осадках (рис. 3.7).

Содержание Li, Sr сократилось в измененных осадках из интервалов III, II, I. Минимальные содержания Li фиксируются в зоне III, максимальные в зоне I. Минимальные значения Sr, наоборот, проявились в осадках из интервала I. Значительное изменение содержания Cs произошло в осадках из интервала III, в меньшей степени в осадках из интервала II. В осадках из интервала I содержание Cs практически не отличается от его концентрации в неизмененных осадках. Изменение содержания Sb и Cs в осадках в трех интервалах одинаковое. Но степень уменьшения содержания Sb в осадках из интервалов III и II значительно меньше, чем сокращение содержания Cs в этих интервалах. Изменение содержания Tl и Sb в осадках похожи с тем отличием, что в осадках из интервала I содержание Tl немного увеличилось. Содержание Rb в осадках из интервале II содержание Rb в изменьше, чем в неизмененных осадках. В интервале II содержание Rb не изменьше, чем в неизмененных осадках.

Содержание Со, Сu, Zn, Ag, Cd, Ba, Pb, Ni, Mo, Bi увеличилось в интервале III, который можно считать переходным от высокотемпературной зоны к низкотемпературной (зоны I, II). Наибольшее увеличение содержания проявлено для Ag, Cu, Pb, Bi (рис. 3.7). Выше по разрезу гидротермально измененных осадков (интервалы I, II) также, как и в интервале III, произошло увеличение содержания Cu, Ag, Mo, но в значительно меньшей степени. Содержание Со, Zn, Cd, Pb, Ni, Bi в интервалах II и I не изменилось или слабо изменилось по сравнению с их содержанием в неизмененных осадках. В интервале II Ва остался неподвижным, в интервале I его содержание уменьшилось.

Редкоземельные элементы. В относительно низкотемпературной зоне гидротермального воздействия содержание РЗЭ в осадках из всех интервалов практически не отклоняется от их содержания в неизмененных осадках (рис. 3.8). Таким образом, при изменении осадков из скважины 477 РЗЭ остаются неподвижными или слабо подвижными.



Рис. 3.7. Элементограммы: 1-3 – средних составов измененных осадков из относительно низкотемпературной зоны, скв. 477: 1 – зона I, 2 – зона II, 3 – зона III; 4 – средних составов интенсивно измененных осадков из высокотемпературной зоны, скв. 477А, нормированных по среднему составу неизмененных осадков.



Рис. 3.8. Элементограммы: 1-3 – средних составов РЗЭ измененных осадков из относительно низкотемпературной зоны, скв. 477: 1 – зона I, 2 – зона II, 3 – зона III; 4 – средних составов интенсивно измененных осадков из высокотемпературной зоны, скв. 477А, нормированных по среднему составу неизмененных осадков.

3.1.3. Общие черты в изменении химического состава осадков в разнотемпературных гидротермальных зонах

Для двух изученных разнотемпературных 30H кроме различий установлены общие черты в изменении содержания микроэлементов. И в той и в другой зонах увеличение в осадках содержания Be, Co, Ag, Ni, Mo, Bi идентично (рис. 3.3). Оно относительно небольшое и указывает на то, что из раствора эти элементы поступают равномерно по всему разрезу измененных осадков. Содержание Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Th, U в осадках из этих двух зон остается таким же, как и в исходных неизмененных осадках, т.е. обмена этими элементами между осадками и раствором не происходит и раствор при прохождении через осадочный покров в отношении этих элементов не трансформируется. Кроме того, содержание РЗЭ в осадках во всем интервале температур их гидротермального изменения от 100 до 300°С (интервал глубин 110-267 м) из скважин, пробуренных на точке 477, почти не отличается от их содержания в исходных неизмененных осадках. Самое большое отклонение в направлении уменьшения от среднего содержания в исходных осадках установлено для Eu. Гидротермальное изменение осадков не привело к существенному обмену редкоземельными элементами между осадками и раствором при их взаимодействии. Соответственно раствор проходит сквозь осадочный покров без заметного изменения в нем содержания РЗЭ.

Максимальная перестройка химического состава осадков происходит в высокотемпературных условиях при температуре около 300°C (интервал в осадочном разрезе 191-267 м). Сильное увеличение в измененных осадках содержания Cu, Zn, Cd, а также Ag, и значительно меньшее увеличение в них концентрации Мо, Ві, Ni, Be, Co, Sr показывает, что рудоносный раствор, поступающий В осадочный покров, отдает осадкам В процессе ИХ взаимодействия часть переносимых рудных элементов, которые формируют сульфидные минералы. Одновременно в этих осадках происходит сильное уменьшение содержания K, Rb, Tl, Cs, As, Li, Ba, Sb. Эти элементы, напротив,

поступают из осадков в раствор. Очевидно, что состав раствора в отношении этих элементов в основном сильно трансформируется при миграции в нижней части осадочного покрова в высокотемпературной зоне. Остальные изученные макро- и микроэлементы, в том числе РЗЭ, остаются в сильно измененных осадках инертными или малоподвижными и не участвуют в трансформации раствора. Соответственно, в отношении этих элементов раствор при прохождении этого участка осадочного покрова сохраняет в основном свой первоначальный состав, который он имеет перед поступлением в осадочный покров.

В зоне изменения осадков в условиях снижения температуры до 100-250°С (интервал 110-191 м) интенсивность изменения содержания в них Сu, Zn, Cd, K, Rb, Tl, As, Li, Ba, Sb намного меньше, чем в осадках из высокотемпературной зоны. В то же время, относительно невысокая степень изменения содержания в них Be, Co, Ag, Ni, Mo, Bi аналогична той, которая установлена в осадках из высокотемпературной зоны. В целом, изменение химического состава осадков из относительно низкотемпературной зоны имеет второстепенное влияние на трансформацию состава раствора, мигрирующего через осадочный покров (рис. 3.3).

На основании заключения, что максимальная перестройка химического состава осадков происходит в высокотемпературных условиях при температуре около 300°С (интервал в осадочном разрезе 191-267 м), рис. 3.3, и, соответственно, определяет главное влияние на трансформацию состава гидротермальных растворов, проведено детальное исследование изменения химического состава только для осадков из высокотемпературной зоны. Было изучено распределение содержаний химических компонентов по гранулометрическим фракциям и состав тяжелой подфракции.

Глава 3-2. Минеральный состав гидротермально измененных осадков

Минеральный состав осадочных отложений был первоначально изучен участниками 64 рейса и во всех скважинах были выделены минеральные зоны (табл. 2.2, 2.3, 2.5) [Kastner, 1982; Kelts, 1982].

Неизмененные осадки

Верх разреза скважин 481, 478 и 477 сложен глинистыми минералами с большим количеством целых и обломков раковин диатомей и радиолярий хорошей сохранности (рис. 3.9). Результаты спектрального анализа валовых образцов показывают помимо глинистого и биогенного вещества наличие терригенной примеси, рудных примесей в виде титаномагнетита и ильменита, неравномерно развитых по площади осадка. Минеральный состав терригенной примеси неизмененных осадков впадины Гуаймас представлен преимущественно кварцем, плагиоклазом, калиевыми полевыми шпатами. этого присутствуют хорошо выраженные фрамбоиды пирита, Помимо имеющие по данным предшественников диагенетическое происхождение [Kastner, 1982]. Из глинистых минералов преобладают смектит И смешанослойный иллит-смектит, в виде примеси иллит, реже и в небольших количествах каолинит.

Гидротермально измененные осадки

В измененных осадках из нижней высокотемпературной минеральной зоны встречена ассоциация минералов, представленная в основном кварцем, альбитом, хлоритом, эпидотом, с присутствием значительного количества пирита и небольшим количеством пирротина.

При электронно-микроскопических исследованиях под сканирующим электронным микроскопом была изучена морфология минеральных составляющих и основные вторичные минералы гидротермально измененных осадков из скважин 477, 477А.



Рис. 3.9. Фотографии неизмененных осадков верхней части разреза скв. 481/481А со сканирующего электронного микроскопа: а-в образец 2822: а - фрамбоид пирита и обломки раковин диатомей; б - общий вид основной массы, представленной обломками и целыми раковинами диатомей в смектитовой цементирующей массе; в – скопление фрамбоидов пирита.г-е образец 2824: г - общий вид основной массы, представленной обломками и целыми раковинами диатомей в смектитовой и смектит-иллитовой цементирующей массе; д – скелет радиолярии; е – панцирь диатомовой водоросли.

В ранних работах по изучению минералогии осадков впадины Гуаймас [Kelts, 1982; Kastner, 1982] большое внимание было уделено и детально описано присутствие ассоциации, характерной для зеленосланцевой фации метаморфизма (greenschist zone). Но в данной работе решено отказаться от использования данной терминологии, чтобы не вводить в заблуждение о процессах регионального метаморфизма, которые в данных отложениях не развиты. Будем говорить о зоне высокотемпературного изменения, с характерной ассоциацией минералов: кварц-альбит-эпидот-хлорит-пирит-пиритни.

Минеральный состав гидротермально измененных осадков из скважины 477А был изучен более тщательно и подробно. Все вторичные образования были разделены на группы, соответственно форме их нахождения в осадках.

Самородные элементы

Распространение самородных элементов в разрезе отложений впадины Гуаймас приурочено в первую очередь к высокотемпературной зоне в скважине 477А, пробуренной в южном троге. Среди них встречается самородное Fe (рис. 3.10), иногда с примесями Cr. Cu развита также в самородной форме, реже в оксидной и практически не встречается в сульфидной форме. Встречены единичные образования, представленные самородным Ag (рис. 3.11). Их распространение локально и приурочено к нижней части высокотемпературной зоны. Повсеместное распространение в получили битумные образования, с разрезе которыми ассоциирует механическая примесь некоторых микроэлементов (Fe, Cu, Pb, Cr, Ag, Ba). Сам битум не несет редкометальной нагрузки (в составе определяется только углерод, водород не доступен для определения зондом), но механически приклеивает мелкие минералы. Битум плотным слоем покрывает многие крупные минералы, в том числе эпидот и пирит, и создает клейкую
поверхность и у них. Поэтому часто примазки рудных самородных элементов микронных размеров определяются на гранях крупного минерала хозяина.

Среди сплавов самородных элементов встречены Ni-Fe, Ni-Fe-Cr, Ni-Cr (рис. 3.12), а также цинковая медь с примесью Sn и Pb. Sn и Pb также встречаются в виде микростяжений в самородной форме.



Рис. 3.10. Выделения самородного железа и спектры характеристического рентгеновского излучения для точек анализа 40, 41, 42. Образец 2722.





Рис. 3.11. Микрофотография выделения самородного Ag и спектр характеристического рентгеновского излучения. Образец 1271.



Рис. 3.12. Выделения самородных сплавов Fe-Ni (1), Cr-Ni (2) и спектры характеристического рентгеновского излучения. Образец 2722.

Оксиды

Среди оксидных форм распространения элементов преобладает кварц, как обломочный в составе терригенной примеси исходных неизмененных пород, так и аутигенный в зоне гидротермального воздействия проходящих горячих растворов. Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом и ильменитом. Ильменит, как правило, содержит в своем составе примесные содержания V и Mn, магнетит – Cr и Ti (рис. 3.13, 3.14). Оксиды меди, представленные, вероятно, теноритом или купритом (дополнительного определения не проводилось) развиты локально в верхней части высокотемпературной зоны. Зафиксировано наличие оксидов Се в составе аутигенных минералов в виде микрообразований (рис. 3.13, 3.14).



Рис. 3.13. Микрофотография образца 2722. 45-оксид Се; 46 – магнетит с примесью Сг и Ті.



Рис. 3.14. Спектры характеристического рентгеновского излучения для точек на рис. 3.13: 45-оксид Се; 46 – магнетит с примесью Сг и Ті.

Сульфиды

Пирит чаще всего встречается в виде отдельных кристаллов, реже в виде сростков и агрегатов. Местами наблюдаются отдельные фрамбоиды пирита и их срастания (рис. 3.15, 3.17). Пирротин встречается реже в виде единичных кристаллов шестигранной формы или сростков нескольких кристаллов.

Пириты в верхней части разреза из высокотемпературной зоны в основном частично окислены, чистые неокисленные пириты встречены в нижней части зоны в образце 2054 (табл. 3.3). По данным спектрального анализа в сульфидах Fe отсутствуют примеси других рудных металлов. Сфалерит встречается реже, образуя в основном отдельные идиоморфные кристаллы, иногда сростки кристаллов (рис. 3.16), по составу преимущественно с примесями Cu, Fe, Mn и Cr.



Рис. 3.15. Морфология пирита из центральной части разреза. Образец 1265: а – кристалл пирита; б – фрамбоид пирита. Содержание элементов в точке анализа указано в атомных %.





Рис. 3.16. Микрофотография сростка кристаллов сфалерита и спектр характеристического рентгеновского излучения. Образец 2722.



Рис. 3.17. Морфология рудных минералов из высокотемпературной зоны: а – пирит, образец 1272; б – пирротин, образец 2054; в-ж – образец 1271: в – пирит, г – увеличенный фрагмент пирита, д – гематит, е - пирит, измененный до гематита, ж - кварц с примазкой органического вещества и новообразованным апатитом.

Таблица 3.3

N3 CKB.	из скв. 477А по данным микрозондового анализа.								
Точка	Образец	Fe	S	0	Сумма				
7	1271	41.41	58.59	0.00	100.00				
11	1271	35.18	41.09	23.73	100.00				
12	1271	40.34	42.26	17.40	100.00				
17	1271	44.81	54.13	1.06	100.00				
19	1271	45.72	48.65	5.63	100.00				
24	1271	20.59	30.61	48.80	100.00				
26	1271	25.48	28.67	45.84	100.00				
27	1271	31.17	36.22	32.62	100.00				
29	1271	36.90	40.63	22.48	100.00				
31	1271	29.21	35.77	35.01	100.00				
35	1271	39.58	42.72	17.70	100.00				
36	1271	24.68	32.47	42.85	100.00				
37	1271	26.82	31.48	41.69	100.00				
38	1271	22.74	29.53	47.73	100.00				
41	1271	39.22	48.71	12.07	100.00				
46	1271	36.73	48.57	14.70	100.00				
48	1271	26.66	7.36	65.98	100.00				
49	1271	42.25	48.37	9.38	100.00				
55	1271	38.70	53.87	7.43	100.00				
71	1271	38.62	54.62	6.76	100.00				
76	1271	37.61	43.82	18.57	100.00				
99	1272	28.14	65.97	5.89	100.00				
112	1273	25.04	27.06	47.90	100.00				
117	2054	41.37	58.63	0.00	100.00				
120	2054	38.91	61.09	0.00	100.00				
122	2054	34.30	65.70	0.00	100.00				
123	2054	31.73	68.27	0.00	100.00				
144	2054	33.13	66.87	0.00	100.00				
155	2054	39.18	60.82	0.00	100.00				
170	2722	31.09	36.34	32.57	100.00				

Химический состав сульфидов серы из скв. 477А по ланным микрозонлового анализа.

Примечание. Содержания элементов даны в атомных %.

Сульфаты

Гипс развит почти повсеместно по разрезу. В верхах разреза в зоне выше силла (вне зоны его термального воздействия) представлен кристаллами, имеющими комковатый характер поверхности. В измененных осадках гипс представлен крупными кристаллами и срастаниями кристаллов в виде радиальнолучистых сферолитов, размером до 0,8-1 мм (рис. 3.21 в, г). Крупные кристаллы гипса нередко содержат включения вмещающей породы, захваченной, вероятно, во время процесса кристаллизации, что хорошо заметно при изучении полированных шлифов образцов на сканирующем электронном микроскопе. Помимо хорошо выраженных кристаллов в разрезе встречается зона развития вторичного гипса по краям кальцитовых кристаллов (рис. 3.21 a, б). В единичных пробах встречается барит.

Силикаты

Основным силикатом, развитым повсеместно в гидротермально измененных осадках является эпидот. Эпидот представлен во всей высокотемпературной зоне в виде отдельных призматических хорошо оформленных кристаллов (рис. 3.18), сростков образующих друзы, а также в виде сростков с кварцем и сульфидными минералами в нижней части разреза. Размер кристаллов и содержание эпидота увеличивается мере приближения более вниз по разрезу по К высокотемпературной зоне. Максимальные содержания эпидота встречены в образцах 1274 и 2054 в низах скважины 477А на глубине 248 м (рис. 3.21 д, е). Химический состав эпидотов по разрезу практически не меняется. По данным микрозондового анализа содержание FeO в эпидотах колеблется в пределах от 6.06 до 10.65% (табл. 3.4), с преобладающим значением около 8%. В одном из образцов зафиксирована примесь марганца.

Таблица 3.4

Обр.	SiO ₂	Al_2O_3	FeO	CaO	MnO	Сумма
1272	42.3	24.5	7.8	25.5	0.0	100.00
1273	44.0	26.0	7.2	22.8	0.0	100.00
1273	43.9	26.6	6.1	22.5	1.0	100.00
2054	39.9	23.8	8.8	27.6	0.0	100.01
2722	38.0	24.1	10.7	27.3	0.0	100.01
2722	43.0	23.8	6.1	27.0	0.0	100.00
2722	38.2	20.7	10.2	30.9	0.0	99.99

Химический состав эпидотов, вес.% из скв. 477А по данным микрозондового анализа.



Рис. 3.18. Новообразованные кристаллы эпидота из высокотемпературной зоны: а-б – обр. 1272; в-г – обр 1273; д – обр. 2054; е – обр. 2722.

В небольшом количестве присутствует сфен в виде единичных кристаллов, в составе которых, как правило, присутствует примесь V.

Нижний участок разреза скважины 477А также характеризуется распространением хлорита в виде чешуйчатых мелких кристаллов (рис. 3.19 а), за исключением участка разреза на глубине 248м, где развит новообразованный смектит (рис. 3.19 б).



Рис. 3.19. Новообразованные глинистые минералы: а – хлорит, обр. 1271; б – сапонит, обр. 2054.

Фосфаты

Из фосфатов в разрезе изучаемых отложений развит только апатит. В измененных осадках присутствует в виде единичных вытянутых призматических кристаллов.

Карбонаты

Кальцит встречается в верхней части зоны гидротермального преобразования, в виде крупных хорошо выраженных ромбоэдрических кристаллов, поверхность которых сложена тонкими игольчатыми кристаллами, напоминающими по форме «зубья», по краям которых идет развитие аутигенного гипса.

Минеральные ассоциации и некоторые закономерности их формирования

При микроскопических исследованиях был выделен ряд преобразований, происходящих в зоне гидротермального воздействия проходящих растворов. Это выражено в растворении диатомовых водорослей. Кремнезем реализуется в виде аутигенного кварца и образует регенерационный кварцевый цемент в песчаниках и алевролитах. Плагиоклаз, встречающийся в виде терригенной примеси в осадках, в низах разреза претерпевает альбитизацию, хорошо наблюдаемую при изучении образцов в сканирующем электронном микроскопе (рис. 3.20 б). Середина разреза скважины 477 характеризуется наличием гипса, который развивается как в виде отдельных зерен, так и в виде каемок, обрастая кристаллы кальцита (рис. 3.21 а, б). Эпидот появляется в разрезе вначале в виде мелких аутигенных зерен, встречающихся локально, а затем при приближении к зоне воздействия основной гидротермальной максимального системы его распространение приобретает более массовый характер (рис. 3.21 е). Биотит в низах разреза хлоритизирован (рис. 3.20 а). В некоторых образцах встречаются участки, в которых наблюдаются характерные трещины, залеченные аутигенными минералами, отражающие вероятные пути миграции гидротермального раствора (рис. 3.22).



Рис. 3.20. Вторичные изменения в гидротермально измененных осадках (обр. 1270): а – развитие хлорита по биотиту; б – альбитизация плагиоклаза (темные участки – альбит).



Рис. 3.21. Фотографии шлифов гидротермально измененных осадков:

а-б – развитие каемок гипса по кристаллам кальцита (а- в проходящем свете, б – в скрещенных николях), образец 2706; в-г – сросток кристаллов гипса (в - в проходящем свете, г – в скрещенных николях), образец 2706; д – вторичный эпидот, образец 1266; е – кристаллы эпидота, образец 2054.



Рис. 3.22. Трещины, отражающие пути миграции гидротермального раствора, обр. 3102.

Образец 2054 был детально изучен на сканирующем электронном микроскопе использованием приставки энергодисперсионного c для рентгеновского микроанализа построены карты И интенсивности характеристического рентгеновского излучения для участка полированного шлифа (рис. 3.23, 3.24). Наиболее яркие участки на картах означают максимальное содержание элемента в данной области. При комплексном рассмотрении этих карт было выявлено наличие следующих минералов: кварц, сфен. Наиболее смектит, апатит, сфалерит, эпидот, пирит, широкое распространение установлено для эпидота, в состав которого в качестве тонкорассеянной примеси входит Mn и Cr. Кристаллы эпидота присутствуют в сростках с кварцем, который также образует хорошо выраженные кристаллы.

Характерно наличие новообразованного магнезиального смектита, формирующего срастания тонковолокнистых кристаллов. Местами присутствует битум. Пирит образует крупные кристаллы, хорошо выделяющиеся по яркости при просмотре образца в отраженных электронах. Сфалерит развит локально в виде мелких зерен. Встречаются единичные кристаллы апатита и сфена. Медь развита в качестве примеси в кристаллах сфалерита.



Рис. 3.23. Микрофотография образца 2054 в отраженных электронах. ар – апатит, ер – эпидот, q - кварц, ру - пирит, sm - смектит, spl - сфалерит, sph - сфен.



Рис. 3.24. Карты интенсивности характеристического рентгеновского излучения.



Рис.3.24 (продолжение). Карты интенсивности характеристического рентгеновского излучения.



Рис.3.24 (продолжение). Карты интенсивности характеристического рентгеновского излучения.



Рис.3.24 (продолжение). Карты интенсивности характеристического рентгеновского излучения.



Рис.3.24 (продолжение). Карты интенсивности характеристического рентгеновского излучения.



Рис.3.24 (продолжение). Карты интенсивности характеристического рентгеновского излучения.

Минеральный состав тяжелой подфракции

В нескольких образцах из нижней части скважины 477А была выделена тяжелая подфракция из фракции 0,25-0,1 мм с помощью бромоформа. Образцы были выбраны из зоны, где наиболее интенсивно проявлено гидротермальное преобразование осадочных пород (высокотемпературная зона) и где был наиболее представительный выход тяжелой фракции для просмотра.

Всего было просмотрено пять образцов: 1271 (глубина 210,36 м), 1272 (229,47 м), 1273 (239,01 м), 2054 (248,45 м) и 2722 (257,55м) (рис. 3.25).

Состав тяжелой подфракции первых трех образцов отражает интенсивное влияние гидротермальной деятельности и в основном представлен оксидами, сульфидами Fe, Zn, Cu, Pb. Присутствуют единичные сростки самородного железа, обогащенного Zn и Cu. Присутствуют новообразованные апатит, сфен, эпидот. Помимо этого встречается кварц, обломки кварцитов, полевой шпат, единичные пироксен, слюда, обломки вулканического стекла. В целом это зона сульфидного и оксидного рудообразования.

Образец 2054 сильно отличается от трех предыдущих обилием сульфидов железа, представленных пиритом (до 40-45%) и в меньшей степени пирротином (3-5%), а также большим количеством крупных зерен новообразованного эпидота светло-оливкового цвета, часто в сростках с кварцем, также новообразованным. Эту зону можно охарактеризовать как кварц-рудную зону сульфидного рудообразования.

Образец 2722, отобранный в 9 метрах ниже по разрезу и в 10 метрах от забоя скважины представлен также большим количеством сульфидов железа (преимущественно пирит), которые встречаются в сростках с кварцем и реже эпидотом, который также широко развит, но не имеет такого весомого значения, как в предыдущем образце. Пирит часто окисленный и разложен до гематита. Вероятно, этот образец находится в апикальной части вышележащей кварцрудной зоны.



В целом по результатам изучения установлено, что гидротермальные процессы оказывают влияние на минеральный состав осадков, вскрытых скважинами 477, 477А. В осадках разреза на всех глубинах в разной степени распространены продукты гидротермального воздействия. Органические остатки и битумные частицы, найденные при микроскопических исследованиях, показали существенное обогащение Fe, Cu, Pb, Cr, Ag, Ba - элементами, тесно связанными с гидротермальным процессом. Помимо этого к продуктам гидротермального генезиса могут быть отнесены новообразованные самородные элементы, сульфаты, сульфиды, Проведенное алюмосиликаты. детальное изучение позволило уточнить состав ранее выделенных минеральных зон, а также выделить новые. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие зоны (рис. 3.26):

- Зона сульфидного и оксидного рудообразования
- Зона сульфидного рудообразования
- Зона сульфидного и оксидного рудообразования
- Зона сульфатно-сульфидного минералообразования
- Зона сульфатного минералообразования
- Зона органогенного кремненакопления с признаками влияния силла
- Зона органогенного кремненакопления

Для каждой зоны выделен набор минералов-индикаторов.

Предполагается, что зона максимального распространения сульфидов связана с возможным близко расположенным магматическим телом, но не вскрытым скважиной. Среди рудных минералов преобладают сульфиды Fe (пирит, пирротин), реже встречаются оксиды Fe (гематит). Zn, Cu, Sn встречаются в виде сульфидов, оксидов, очень редко как самородные элементы и размер таких выделений крайне небольшой. Ад встречен как точечные выделения в битуме. Кроме того, встречены сфен, апатит в ассоциации с эпидотом. В сульфидной зоне эпидот идет в ассоциации в виде сростков с пиритом и кварцем. Сульфаты представлены в основном гипсом и кальцитом, присутствующими в основном в центральной части разреза.



Рис. 3.26. Минеральные зоны в скважине 477, 477А.

Глава 3-3. Глинистые минералы в осадках южного трога впадины

Гуаймас

Глинистые минералы в осадочном покрове Калифорнийского залива первоначально были изучены М. Кастнер и К. Келтс [Kastner, 1982; Kelts, 1982]. Рентгеновская диагностика минералов была проведена ими в соответствии с возможностями того времени. Количественное соотношение глинистых минералов в тонкодисперсной фракции было оценено приблизительно, с разделением содержания минералов на «обильное», «среднее» и «примесь». В данной работе было проведено подробное изучение глинистых минералов с применением современных методик подсчета количественного состава.

Глинистые минералы изучались во фракции <0.001 мм, отмученной из И По гидротермально измененных неизмененных осадков. результатам предварительного изучения (экспресс-съемки) глинистых минералов похожие дифрактограммы были объединены в группы. Из них выбраны представительные образцы для детального изучения и более точной количественной оценки методом моделирования экспериментальных дифракционных картин, результаты которого были распространены на каждую соответствующую группу. Моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов фракции <0,001 мм осадков осуществлено Б.А.Сахаровым с использованием программ Б.А. Сахарова и А.С. Наумова, которые основаны на математических алгоритмах, приведенных в монографиях В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976], В.А. Дрица и К. Чубаря [Drits, Tchoubar, 1990] и Б.А. Сахарова и Б. Лансона [Sakharov, Lanson, 2013].

Препараты образцов готовились методом осаждения из суспензии на предметные стекла размером 3.8 x 2.4 см. При этом плотность и объем суспензии подбирались таким образом, чтобы поверхностная плотность препарата составляла не менее 7-8 мг/см². Это позволяло избежать потерь в интенсивности рефлексов, зарегистрированных в больших углах 20. Препараты образцов, в которых диагностированы разбухающие были минералы, насыщены этиленгликолем. Препараты образцов, в которых не было разбухающих

глинистых минералов, сняты в воздушно-сухом состоянии. Съемка препаратов образцов, выбранных для моделирования, проведена в диапазоне от 2.0° до 52° 20. Интенсивности измерялись дискретно, с шагом 0.02° 20 и экспозицией каждого шага 40 сек.

Образцы, в которых в результате экспресс-съемки были установлены разбухающие минералы и, прежде всего, смешанослойные образования, насыщались раствором CaCl₂ с целью обеспечить одинаковый катионный состав разбухающих межслоевых промежутков. Навеска фракции <0.001 мм (около 2 г) заливалась 1M раствором CaCl₂ из расчета 50 мл раствора на 50 мг образца. После тщательного размешивания образец оставался в этом растворе от трех до пяти суток. Каждые 4-6 часов (в зависимости от скорости осаждения частиц конкретного образца) сливался прозрачный отстоявшийся верхний слой раствора и добавлялась новая порция раствора CaCl₂. После завершения насыщения образца катионами Ca²⁺ он отмывался от CaCl₂ дистиллированной водой. Окончание отмывания диагностировалось с помощью 5% раствора AgNO₃ (отсутствия выпадения в осадок AgCl₂). Затем образец высушивался при комнатной температуре и из него изготавливался ориентированный препарат.

Состав глинистых минералов осадков из скважин 477, 477А был получен по результатам экспресс-анализа, позволившим получить приблизительное представление о качественном их составе. Качественный и количественный состав в дальнейшем уточнялся с помощью более детального изучения методом симулирования дифракционных картин с получением количественных и структурных характеристик фаз глинистых минералов (табл 3.8). В таблице 3.5 приведен список образцов, в которых был изучен состав глинистых минералов в скв. 477, 477А.

При рассмотрении распределение фаз глинистых минералов по разрезу учитывалось не только соотношение различных минеральных фаз, но и содержание в породе глинистой составляющей (рис. 3.27).

Таблица 3.5.

Образцы, из которых был изучен состав глинистых минералов из скважин 477, 477А

Минеральные Лаб. зоны измор		Образец (номер керна – номер секции,	Глубина (м ниже	Дифрактометрия без	Моделирование дифракционных					
(Kastner, 1982)	номер	интервал отбора в см)	морского дна)	моделирования	картин					
	Скважина 477									
	1249	2-1, 75-79	1.75	+	+					
Ŧ	2696	2-3, 70-74	4.6	+	+					
I (0-32 м)	3100	3-1, 65-68	11.15	+	-					
(0 52 M)	3101	3-1, 108-112	11.58	+	-					
	1250	3-2, 74-80	12.54	+	+					
	1251	5-2, 55-60	31.25	+	+					
ч	1252	7-1, 84-88	49.34	+	+					
Ш (32-58 м)	1253	7-2, 75-79	50.55	+	+					
(32-36 M)	2698	7-CC, 10-15	50.7	+	+					
III (58-105 м)			Силл							
	1265	15-1, 0-5	105.5	+	+					
IV	3102	15-1, 36-40	105.86	+	-					
(105-120 м)	2701	15-1, 92-98	106.42	+	-					
	2702	16-1, 28-34	115.28	+	+					
	1266	16-5, 45-50	121.15	+	+					
	1267	17-2, 70-74	126.66	+	+					
	2706	17-3, 68-70	127.98	+	-					
	2707	19-1, 110-112	144.6	+	-					
	1268	19-3, 0-5	146.3	+	+					
	2708	20-2, 80-85	154.95	+	-					
	2709	21-1, 29-33	162.79	+	-					
	2710	22-1, 77-81	172.77	+	-					
	1269	23-1, 96-101	182.46	+	-					
	Скважина 477А									
V	1270	5-1, 7-11	191.07	+	+					
(120-267 м)	2720	6-CC, 4-7	200.54	+	-					
	1271	7-1, 36-42	210.36	+	+					
	2721	8-1, 5-8	219.55	+	-					
	1272	9-1, 47-53	229.47	+	-					
	1273	10-1, 51-55	239.01	+	+					
	2053	10-1, 105-110	239.55	+	-					
	2721-1	10-CC, 0-5	239.65	+	-					
	1274	11-1, 5-10	248.05	+	-					
	2054	11-1, 45-50	248.45	+	+					
	2055	12-1, 0-5	257.5	+	-					
	2722	12-CC, 0-5	257.55	+	+					

Распределение глинистого материала неравномерно ПО разрезу, максимальные содержания зафиксированы в верхних частях разреза (до 20%) и в зоне над силлом (до 25-27%), минимальные значения наблюдаются в низах разреза (до 1-2%), где в составе осадка преобладают алевролиты и песчаники. Но количества. минералы независимо OT глинистые являются хорошими индикаторами изменения температурных и физико-химических условий среды образования и последующего преобразования осадочного материала.



Рис. 3.27. Содержание глинистых минералов в разрезе:

Sm (Di) – смектит диоктаэдрический; I-S-смешанослойный иллит-смектит;Illite-иллит; Kaol-каолинит; K-S-смешанослойный каолинит-смектит; Ch-хлорит;Ch-Sm-смешанослойный хлорит-смектит; Corr-корренсит;other-остальные фракции (за вычетом фракции <0.001 мм) в составе отложений; Sm (Tri) –смектит триоктаэдрический.

Итоговый состав глинистых минералов осадков из скважин 477 и 477А, полученный при моделировании экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов приведен в таблице 3.6.

Лаб. номер	Глубина (м ниже морского дна)	Смектит (диокт.) (%)	Смектит (триокт.) (%)	Иллит- смектит (%)	Иллит (%)	Каолинит (%)	Каолинит- смектит (%)	Хлорит (%)	Хлорит- смектит (%)
1249*	1.75	23		47	11	7	11		~1
2696*	4.6	36		45	10			9	
1250*	12.54	21		60	10	8			~1
1251*	31.25	32		47	12	8			~1
1252*	49.34	41		48	8	2			~1
1253*	50.55	34	61		~1				4
2698*	50.7	40	43		~1				16
	58-105					Силл			
1265*	105.5	44	<u> </u>	42	6			<u> </u>	8
2702*	115.28			52	9				39
1266*	121.15			55	3				42
1267*	126.66			51	6				43
1268	146.3				32			68	
1270	191.07		22					73	5**
1271	210.36							100	
1273	239.01							100	
2054	248.45		99,8					0,2	
2722	257.55							100	

Состав глинистых минералов осадков из скважин 477 и 477А, полученный при моделировании экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов.

Примечание.* - после насыщения CaCl₂; ** - корренсит.

Глинистые минералы неизмененных пород

Из верхней части (0-32 м) разреза осадочного покрова, вскрытого Гуаймас, скважиной 477 в южном троге впадины не затронутого гидротермальными процессами [Kastner, 1982], проведена рентгеновская экспресс-съемка образцов 1249, 2696, 3100, 3101, 1250, 2697 и 1251 (табл. 3.5). Дифрактограммы, полученные для этих образцов, однотипны. Их качественная интерпретация не противоречит результатам, полученным М. Кастнер [Kastner, 1982], которая показала, что фазовый состав фракции <0.001 мм представлен преобладающим смешанослойным смектит-иллитом (с ~20% иллитовых слоев), а также примесью иллита, хлорита, каолинита, кварца, полевых шпатов и кристобалита.

Моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов, насыщенных этиленгликолем и проведенное для образцов 1249, 2696, 1250, 1251, выявило более сложный фазовый состав фракции

<0.001 мм терригенных неизмененных осадков, чем было установлено при экспресс-съемке. Он представлен в основном смешанослойным иллит-смектитом (от 45 до 60%) и смектитом (от 21 до 36%) (табл. 3.6). В глинистой фракции установлены также иллит (8-12%), каолинит-смектит (11%, образец 1249) и хлорит-смектит (от ~1 до 9%), примесь кварца, полевых шпатов и кристобалита (кварц среди примесных неглинистых минералов преобладает). Рис. 3.33 демонстрирует соответствие моделированных И экспериментальных образца количественном дифрактограмм на примере 1249. Вариации в соотношении глинистых минералов в разных образцах связаны, по-видимому, с периодами ослабления или усиления поступления терригенного материала из разных источников сноса в период накопления верхнеплейстоценовых осадков.

Во всех образцах из интервала осадков 0-32 м иллит-смектит является неупорядоченным (фактор ближнего порядка R = 0) состоит из 60% 9.98Å иллитовых и 40% 16.75Å смектитовых слоев, среднее число слоев в кристаллах N = 5, а число катионов Fe в октаэдрических сетках составляет Fe = 0.6 (на анионный каркас $O_{20}(OH)_4$), табл. 3.8.

На рис. 3.28, на примере образца 1249, показано, что сильное рассеяние в области малых углов от 2 до 5° 20 является результатом суммирования рефлексов 001 смектита и смешанослойного иллит-смектита.

В образцах 1250 и 1251 в структуре смектита наряду с разбухающими 16.75Å слоями проявляется небольшое количество (10%) вермикулитоподобных слоев (или смектитовых слоев с высоким зарядом), разбухающих в этиленгликоле до 12.9Å (табл. 3.8).

В целом, образцы неизмененных осадков, изученные из интервала 0-32м, сходны по составу глинистых минералов и их структурным параметрам. Химический состав фракции <0.001 мм, полученный для образцов 1249, 2696, 3101, 1250 (табл. 3.7), показал, что в терригенных глинистых минералах различия в содержаниях MgO, Fe₂O₃ и K₂O небольшие, что отражает близость друг другу состава этих образцов.



Рис. 3.28. Сопоставление экспериментальной кривой и результатов моделирования: Ехр – экспериментальная кривая; Sum – моделированная суммарная кривая для двух фаз (сметкита и смешанослойного иллит-смектита); Sm – сметкит; I-Sm – смешанослойный иллит-смектит.

Таблица 3.7

Химическ	хий соста	в фракци	и <0.001	мм осадк	ов из скв	ажин 477	и 477А
T C) (11.0				TT O	A A	

Лаб.№	Al_2O_3	MgO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	P_2O_5
1249	10.3	4.9	3.7	11.3	2.6	4.1	0.18
2696	12.7	4.5	5.7	3.8	2.4	2.9	0.27
3101	15.0	4.4	5.9	5.3	3.5	7.8	0.24
1250	9.0	3.6	3.3	4.6	1.9	7.1	0.16
1252	10.8	6.3	3.7	1.1	2.2	2.5	0.24
1253	11.3	11.9	4.3	8.5	0.94	1.4	0.22
1265	16.2	6.1	3.9	0.47	2.9	1.3	0.20
2702	28.6	8.7	5.3	0.52	4.6	0.42	0.14
1266	16.5	6.9	3.9	0.34	4.5	0.30	0.16
1268	12.3	7.4	16.0	0.88	2.7	2.0	0.16
2710	16.3	14.0	16.8	1.6	0.8	1.3	0.20
1269	14.2	12.5	14.6	0.9	1.2	1.1	0.19
1270	11.0	12.2	15.7	0.65	0.44	1.0	0.13
2720	16.5	12.6	10.9	4.4	0.50	1.9	0.08
1271	9.8	9.5	26.8	1.7	0.12	1.9	0.35
1272	12.0	6.7	16.7	1.6	0.24	1.8	0.54
1273	6.9	12.7	20.3	0.48	0.09	0.53	0.25
2054	9.8	19.3	3.8	4.9	0.43	3.4	0.18
2722	15.9	22.1	9.8	3.1	0.17	2.7	0.18

Примечание. Приведены данные по результатам ICP-MS изучения.

К терригенным исходным неизмененным минералам отнесены также глинистые минералы из образца 1252, который попадает в выделенную М. Кастнер [Kastner, 1982] минеральную зону термально измененных осадков (интервал 32-58 м) над силлом. Результаты моделирования показали, что фазовый состав и структурные параметры, полученные для образца 1252 такие же, как и для образцов 1249, 2696, 1250, 1251 из вышележащей толщи неизмененных осадков, расположенных в интервале 0-32 м (табл. 3.6, 3.8, рис. 3.30).

Принадлежность глинистых минералов к неизмененным глинистым минералам показывают и результаты съемки рефлексов 060, полученные для фракции <0.001 мм. Для образца 1252, также как и для образцов 1249 и 1250, в области отражений 060 наблюдаются два относительно слабых рефлекса с d равными 1.544Å и 1.539Å, которые соответствуют дублету K α_1 и K α_2 кварца и интенсивный рефлекс с d = 1.501-1.504Å, который принадлежит нескольким диоктаэдрическим фазам – монтмориллониту, смешанослойному иллит-смектиту и иллиту (рис. 3.29). Возможно, что примесь хлорита или хлорит-смектита дает свой небольшой вклад в рефлекс с d = 1.539Å.

В структуре смектита из образца 1252, также как и в образцах 1250 и 1251, присутствует 10% вермикулитоподобных слоев с высоким зарядом, разбухающих в этиленгликоле до 12.9Å (табл. 3.8).

Неглинистые минералы представлены примесью кварца и кристобалита.

Содержание Al_2O_3 , MgO, Fe₂O₃, K₂O в образце 1252 (фракция <0.001 мм) и в образцах терригенных глинистых минералов (образцы 1249, 2696, 3101, 1250) одного порядка. Небольшое повышение содержания MgO (6.3%) наблюдается в образце 1252 по сравнению с его содержанием (3.6-4.9%) в образцах 1249, 2696, 3101, 1250 (табл. 3.7).



Рис. 3.29. Отражения 060 для образцов из различных частей разреза: верх разреза (неизмененные осадки) – обр. 1249; зона воздействия над силлом – обр. 1252, 1253; зона воздействия основной гидротермальной системы – обр. 1266, 1270, 2054.

Структурные параметры глинистых минералов (высоты слоев, их соотношение в смешанослойной структуре, фактор ближнего порядка, среднее число слоев в кристаллах и содержание Fe в октаэдрических сетках) изученных образцов из скважин 477 и 477А, полученные при моделировании экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов

Лаб. номер	Глубина (м ниже морского дна)	Смектит диоктаэдрический	Смектит триоктаэдрический	Иллит-смектит	Хлорит-смектит
1249*	1.75	16.75Å Fe=2.0, N=4.5	-	9.98Å:16.75Å=0.6:0.4 R=0, Fe=0.6, N=5	-
2696*	4.6	16.75Å Fe=0, N=5	_	9.98Å:16.75Å=0.6:0.4 R=0 Fe=0.6, N=5	-
1250*	12.54	16.75Å:12.9Å=0.9:0.1 R=0, Fe=1.5, N=4.5	-	9.98Å:16.75Å= 0.6:0.4 R=0 Fe=0.6, N=5	-
1251*	31.25	16.75Å:12.9Å=0.9:0.1 R=0,Fe=1.5, N=4.5	-	9.98Å:16.75Å=0.6:0.4 R=0, Fe=0.6, N=5	-
1252*	49.34	16.75Å:12.9Å=0.9:0.1 R=0, Fe=1.5, N=4.5	-	9.98Å:16.75Å=0.6:0.4 R=0, Fe=0.6, N=5	-
1253*	50.55	16.75Å Fe=0.5, N=4.5	16.72Å Fe=0, N=9	-	14.2Å:16.85Å=0.8:0.2 R=0, N=7
2698*	50.70	16.80Å Fe=0, N=5	16.85Å Fe=0, N=9	-	14.2Å:16.85Å=0.8:0.2 R=1, Fe(2:1)=0.5, Fe(0:1)=2.5 N=5
	58-105		Силл	•	
1265*	105.5	16.75Å Fe=0, N=5	-	9.98Å:16.75Å=0.6:0.4 R=0, Fe=0.6, N=5	14.2Å:16.85Å=0.95:0.05 R=0, N=10
2702*	115.28	-	-	9.97Å:16.85Å=0.85:0.15 R=1 Fe=0, N=7	14.2Å:16.85Å=0.9:0.1 Fe(2:1)=0.7, Fe(0:1)=0,N=5
1266*	121.15	-	-	9.98Å:16.85Å=0.90:0.10 R=2 Fe=0, N=10	14.2Å:16.85Å=0.95:0.05 R=0, Fe(2:1)=1.0, Fe(0:1)=0, N=8
1267*	126.66	-	-	9.98Å:16.85Å=0.93:0.07 R=4 Fe=0, N=10	14.2Å:16.85Å=0.95:0.05 R=0, Fe(2:1)=2.0, Fe(0:1)=0.3, N=8
1270	191.07	-	16.9Å Fe=0, N=7	-	14.2Å:16.85Å=0.5:0.5** R=1, Fe(2:1)=2.0, Fe (0:1)=1.5, N=5
2054	248.45	-	16.9Å Fe=1.7, N=13	-	-

Примечание. * - Фракция <0.001 мм обработана CaCl₂; ** - корренсит; N-среднее число слоев в кристаллах; R-фактор ближнего порядка, равный числу предшествующих слоев, которые определяют появление данного слоя; количество катионов Fe в октаэдрических сетках:Fe - смектитов, Fe(2:1) иFe (0:1) – хлоритов.



Рис. 3.30. Сравнение экспериментальных дифрактограмм (кружки) с расчетными (сплошная линия) для образцов 1249, 1252,1253,1265. Qz – кварц, Cr – кристобалит.
Глинистые минералы в гидротермально измененных осадках

Осадки, расположенные ниже силла, за исключением осадков, находящихся непосредственно под его подошвой в интервале 105-110 м, изменены в условиях долгоживущей гидротермальной системы, зональное влияние которой на преобразование минерального состава осадков было показано М. Кастнер [Kastner, 1982]. В этих осадках установлены три ассоциации глинистых минералов, которые сформированы в интервалах глубин 110-146 м, 146-170 м и 170-257.5 м. Границы зон, которые выделены по ассоциациям глинистых минералов, не совпадают с границами минеральных зон [Kastner, 1982] (рис. 3.32).

<u>Глинистые минералы в интервале глубин от 110 до 146 м.</u> Дифрактограммы, полученные при экспресс-съемке от ориентированных препаратов фракции <0.001 мм образцов 2702, 2703, 2704, 2705, 1266, 1267, 2706 и 2707 (табл. 3.5) однотипны. Фазовый состав представлен хлоритом, иллит-смектитом и примесью иллита, полевых шпатов и кристобалита. Кварц присутствует во всех образцах.

Из этой группы образцов моделирование экспериментальных дифракционных картин OT ориентированных препаратов, насыщенных этиленгликолем, проведено для образцов 2702, 1266 и 1267 (табл. 3.5). Соответствие рассчитанных и экспериментальных дифракционных картин показано на примере образца 1266 (рис. 3.31). Результаты моделирования выявили более детально фазовый состав фракции <0.001 мм образцов 2702, 1266 и 1267. Он представлен смешанослойными иллит-смектитом (от 51 до 55%) с разным содержанием иллитовых слоев, а также хлорит-смектитом с 5-10% смектитовых слоев (от 39 до 43%), присутствует иллит от 3 до 9% (табл. 3.6). С увеличением глубины скважины в образцах 2702 (115.28 м), 1266 (121.5 м) и 1267 (126.6 м) соотношение 9.98Å иллитовых и 16.85Å смектитовых слоев в иллит-смектите постепенно увеличивается от 0.75:0.25 до 0.90:0.10 и, наконец, до 0.93:0.07. Это изменение количества иллитовых слоев в иллит-смектите сопровождается ростом фактора ближнего порядка (R = 1, R = 2, R = 4, соответственно), табл. 3.8. Среднее число слоев в кристаллах (N) составляет от 7 до 10. В этих образцах отсутствует смектит в отличие от образцов 1249, 2696, 1250, 1251, 1252 и 1265, которые характеризуют исходные терригенные осадки (см. табл. 3.6, 3.8).

В образце 1266 в области отражений 060 установлен рефлекс 1.504Å, а также рефлексы 1.540Å и 1.544Å (см. рис. 3.29). Рефлекс 1.504Å отражает диоктаэдрические фазы, представленные иллит-смектитом и иллитом. Рефлексы 1.540Å и 1.544Å соответствуют триоктаэдрическому хлорит-смектиту и кварцу.

В образцах 2702 и 1266 (фракция <0.001 мм) содержание K₂O от 1.9-3.5 до 4.5%, Al₂O₃ от 9.0-15.0 до 28.6% и 16.5%, MgO от 3.6-4.9 до 8.7% и 6.9%, соответственно (см. табл. 3.7).

Таким образом, в интервале глубин от примерно 110 до 146 м набор глинистых минералов, их количественное соотношение и структурные параметры другие по сравнению с исходными терригенными глинистыми минералами (см. табл. 3.6, рис. 3.32).

<u>Глинистые минералы в интервале глубин от 146 до 170 м.</u> Глинистые минералы, изученные экспресс-съемкой в образцах 1268, 2708 и 2709 (см. табл. 3.5), практически одинаковые. Полученные дифрактограммы показали, что фазовый состав фракции <0.001 мм состоит из преобладающего хлорита, а также из подчиненного количества иллита. Присутствуют следы кварца и полевых шпатов.

Моделирование дифракционной картины для образца 1268 (см. табл. 3.5, рис. 3.31) показало, что хлорит составляет 68%, иллит - 32% (см. табл. 3.6, рис. 3.32). Хлорит без смектитовых слоев, среднее число слоев в кристаллах N = 10. У иллита N = 20. Высокое содержание $Fe_2O_3 = 16.0\%$ во фракции <0.001 мм образца 1268 (см. табл. 3.7) характеризует, возможно, Fe-хлорит, содержание $K_2O = 2.7\%$, вероятно, связано с иллитом.

<u>Глинистые минералы в интервале глубин от 170 м до 257.5 м.</u> Из зоны наиболее интенсивно измененных осадков под воздействием гидротермального процесса, расположенных ниже 170 м, изучены образцы 2710, 1269, 1270, 2719, 2720, 1271, 2721, 1272, 1273, 2053, 2721-1, 2055 и 2722 (см. табл. 3.5, рис. 3.32). Дифрактограммы, полученные при экспресс-съемке ориентированных препаратов

фракции <0.001 мм этих образцов, показали, что глинистые минералы представлены хлоритом. Содержание кварца повышенное в образцах 2710, 1269, 2053 и особенно в образцах 2719, 2721-1, 2055. Ближе к основанию разреза, на глубине 248 м (образцы 1274 и 2054), в едином хлоритовом разрезе (колонне) находится прослой осадков, во фракции <0.001 мм которых обнаружен хорошо окристаллизованный сапонит и слабая примесь хлорита. М. Келтс [Kelts, 1982] отметил в этом интервале осадков признаки разбухающего глинистого минерала, но не завершил его диагностику. Ниже прослоя осадков с сапонитом, на глубине 257 м, глинистые минералы вновь представлены только хлоритом (образцы 2055 и 2722).

Моделирование экспериментальных дифракционных картин, полученных от ориентированных препаратов фракции <0.001 мм, проведено для образцов 1270, 1271, 1273, 2054 и 2722 (см. табл. 3.5). Результаты моделирования показали, что фазовый состав представлен хлоритом (см. табл. 3.6, 3.8, рис. 3.31 - обр. 1273). В то же время, фракция <0.001 мм (образец 2054, глубина 248 м) состоит на 99.8% из хорошо окристаллизованного сапонита со средним числом слоев в кристаллах N = 7 и небольшой примеси хлорита (0.2%), см. табл. 3.6, 3.8, рис. 3.31. В области отражений 060 (образец 2054) наблюдается только один сильный рефлекс 1.536Å (см. рис. 3.29), характеризующий триоктаэдрическую фазу (сапонит).

В образце 1270 (глубина 191 м) глинистые минералы представлены хлоритом (73%), сапонитом (22%) и корренситом (5%), см. табл. 3.6, 3.8, рис. 3.31. Рефлексы в области 060 (см. рис. 3.29) показывают, что обр. 1270 содержит только триоктаэдрические фазы, главная из которых – хлорит (рефлексы 1.569, 1.544 и 1.509Å). Рефлекс 1.509Å мог бы быть отнесен к диоктаэдрической высокожелезистой фазе, например, смектиту. Однако результаты моделирования дифракционной ориентированного образца картины ЭТОМУ противоречат, поскольку В модели смектита нет катионов железа (см. табл. 3.8). Дополнительным аргументом в пользу триоктаэдрического смектита (сапонита) может служить соотношение площадей рефлексов 1.544Å (триоктаэдрическая фаза) и 1.509Å (преполагаемая диоктаэдрическая Fe-смектитовая фаза), которое

составляет 0.65:0.35 (см. рис. 3.29), тогда как соотношение (хлорит + корренсит)/смектит по результатам моделирования равно (73+5)/22, т.е. 0.78:0.22. Таким образом, в обр. 1270 смектит является сапонитом.

Во фракции <0.001 мм, содержащей практически только один (образец 2054), высокое содержание MgO, равное 19.3%, соответствует составу этого минерала (см. табл. 3.7). Фракции <0.001 мм, состоящие преимущественно из хлорита, имеют разное соотношение MgO и Fe₂O₃ (см. табл. 3.7). Содержание Fe₂O₃ преобладает над содержанием MgO в образцах 1268 (16% против 7.4%), 1271 (26.8% против 9.5%), 1272 (16.7% против 6.7%), 1273 (20.3% против 12.7%). В образцах 2710, 1269, 1270, 2720 содержание Fe₂O₃ и MgO примерно равное. В них значения Fe₂O₃ и MgO изменяются от 10.9 до 16,8% и от 12.2 до 14%, соответственно. В образце 2722 фракция <0.001 мм, состоящая из хлорита, содержит 22.1% MgO и 9.8% Fe₂O₃. Этот образец отобран на глубине 257.55 м, ниже образца 2054 (глубина 248.45 м), фракция <0.001 мм которого состоит из сапонита с содержанием MgO 19.3% и Fe₂O₃ 3.8%.



Рис. 3.31. Сравнение экспериментальных дифрактограмм (кружки) с расчетными (сплошная линия) для образцов 1266, 1268,1273,2054из гидротермально измененной зоны. Qz – кварц, Cr – кристобалит.

процессов

Изучение в южном троге впадины Гуаймас изменения исходных терригенных глинистых минералов под воздействием гидротермальных процессов оказалось возможным потому, что изначально их состав был примерно одинаков по всему разрезу верхнеплейстоценовых осадков, вскрытых до глубины 267 м скважинами 477 и 477А.

Постоянство состава глинистых минералов, принесенных во впадину Гуаймас за все время накопления осадочной толщи мощностью почти 500 м, установлено М. Кастнер [Kastner, 1982] и при изучении глинистых минералов из неизмененных осадков из скважин, пробуренных на точках 478 и 481 до глубин 464 и 384 м, соответственно.

Эти результаты распространяются на всю впадину Гуаймас, включая южный трог, в котором в верхних 110 м осадочного покрова (скважина 477) неизмененные терригенные глинистые минералы аналогичны глинистым минералам, установленным в неизмененных осадках из скважин, пройденных на точках 478 и 481.

Высокотемпературная зона. Наиболее сильное воздействие, оказавшее на перестройку глинистых минералов, произошло в нижней части изученного разреза гидротермально измененных осадков, в интервале 170-257.55 м, наиболее приближенных к глубинному источнику тепла. В этой части разреза исходные терригенные глинистые минералы не сохранились, сформировался хлорит при высокой температуре, которая по оценке М. Кастнер [Kastner, 1982] составляет 300±50°C (см. табл. 3.6, рис. 3.32).

Причину неожиданного появления сапонита на глубине 248 м в единой высокотемпературной зоне формирования хлорита можно предположительно объяснить последовательным преобразованием терригенных глинистых минералов вначале в сапонит, затем в смешанослойный хлорит-сапонит, и, наконец, в хлорит в условиях, когда изменялся состав растворов на разных этапах существования гидротермальной системы. На глубине 248 м, по каким-то причинам, не произошло изменение условий, необходимых для перестройки глинистых минералов, поэтому сапонит сохранился без его трансформации в хлорит, т.е. остался как реликт. Появление в высокотемпературной зоне на глубине 191 м (образец 1270) ассоциации новообразованных глинистых минералов (сапонит – 22%, корренсит – 5%, хлорит – 73%) возможно поддерживает это предположение и отражает незавершенный переход сапонита в хлорит через промежуточный корренсит. Кроме того, не исключено, что присутствие в образце 2054 наряду с сапонитом пренебрежимо малого количества хлорита (0.2%) все же зафиксировало начало перехода сапонита в хлорит, но почему-то дальнейшего развития не получило.

С другой стороны, обращает на себя внимание, что во фракции <0.001 мм (образец 2054), состоящей из сапонита, самое низкое содержание Fe_2O_3 (3.8%) по сравнению с образцами 1271, 1272, 1273 с содержанием Fe₂O₃ 26.8, 16.7, 20.3%, соответственно (см. табл. 3.7), в которых глинистая фракция представлена Одновременно, 2054 хлоритом. В валовом образце нами. а также предшественниками [Kastner, 1982; Kelts, 1982], установлено высокое содержание гидротермального эпидота, формирование которого, а также образование сульфидов Fe, приводит к обеднению раствора железом. В результате из раствора, обедненного железом и богатого магнием, сформировался триоктаэдрический высокомагнезиальный смектит (сапонит). В то же время, примерно такое же содержание MgO установлено во фракции <0.001 мм, состоящей из хлорита (образец 2722), см. табл. 3.7. Но содержание Fe₂O₃ в образце 2722 в 2.5 раза выше, чем в образце 2054 (сапонит). Напрашивается вывод, что при прочих равных условиях для образования сапонита в осадках на глубине 248 м (скважина 477А) необходимо было низкое содержание Fe₂O₃ в гидротермальном растворе. К такому составу раствора приводит формирование из него Fe-содержащих минералов, в данном случае эпидота и Fe-сульфидов, которые были установлены М. Кастнер [Kastner, 1982] и нами (результаты не опубликованы). Формирование значительного количества эпидота в рассматриваемом интервале разреза осадочного покрова можно объяснить и повышенным, по сравнению с соседними

участками разреза, содержанием Са в исходной породе, которая в дальнейшем была гидротермально преобразована. Это могло быть связано, например, с увеличением количества биогенного кальцита в составе осадка. Кроме того, эпидот забирает на себя из раствора и значительное количество Al₂O₃. Таким образом, сочетание в растворе низкого содержания Fe_2O_3 , высокого содержания MgO И CaO И пониженного содержания Al_2O_3 , возникающего при соответствующем формировании гидротермальных минералов, таких как эпидот и Fe-сульфиды, обеспечило в данном случае образование сапонита вместо хлорита.

Этот вариант объяснения образования сапонита в единой зоне формирования хлорита представляется наиболее предпочтительным.

Среднетемпературная зона. В осадках, расположенных выше 170 м, в интервале 146-170 м, влияние гидротермальных процессов на формирование глинистых минералов остается сильным. Здесь также не сохранились основные первичные терригенные глинистые минералы – диоктаэдрические смектит (монтмориллонит) И иллит-смектит. Сформировался двухфазный состав глинистых минералов, состоящий из иллита и преобладающего хлорита, см. табл. 3.6, рис. 3.32. В близкой по минеральной зональности гидротермальной системе Cerro Prieto (Мексика) образование аналогичной ассоциации, состоящей из хлорита и иллита, происходит до 230-250°С [Kastner, 1982; Hoagland, Elders, 1978; Olson, Elders, 1978; Elders et al., 1979]. Смешанослойный иллит-смектит становится иллитом при температуре выше 180°С [Velde et al., 1986; Дриц, Коссовская, 1990]. Таким образом, формирование ассоциации глинистых минералов, состоящей из хлорита и иллита происходило при температуре выше 180°С (180-195°С) до ~250°С.

В этом интервале разреза гидротермально измененных осадков перестройка исходных глинистых минералов происходила следующим образом. Исходный терригенный иллит-смектит с 60% иллитовых слоев трансформировался в иллит при необходимом для этой перестройки количестве калия в растворе этой зоны. Терригенный иллит, вероятно, сохранился без изменения и вошел в общую сумму

иллитов (новообразованного и неизмененного терригенного). Терригенный монтмориллонит преобразовался в хлорит. Часть хлорита, скорее всего, синтезирована из гидротермального раствора.

<u>Относительно низкотемпературная зона</u>. Еще выше по разрезу осадков, в интервале глубин от 110 до 146 м, гидротермальное влияние на изменение состава терригенных глинистых минералов ослабевает. В этой части осадочного разреза установлены как новообразованные, так и терригенные глинистые минералы (см. рис. 3.32). В гидротермально измененных осадках из этого интервала глубин произошла перестройка исходного состава глинистых минералов.

В смешанослойном иллит-смектите увеличилось количество иллитовых слоев с 60 до 75% и затем, с увеличением глубины, до 90-93% (возможно произошла его иллитизация в гидротермальных условиях), см. табл. 3.6, 3.8. Эта перестройка указывает на присутствие в растворе необходимого для этого процесса количества калия. На диаграмме изменения количества иллитовых слоев в смешанослойных иллит-смектитах в зависимости от температуры в осадках из скважины, пробуренной в дельте реки Колорадо [Jennings, Thompson, 1986; Дриц, Коссовская, 1990], иллит-смектиты с 75% и 90-93% иллитовых слоев находятся в области температур их образования около 140°С и 180-195°С, соответственно. Начиная от 180°C, роль температуры становится доминирующей, происходит резкое изменение скорости иллитизации [Jennings, Thompson, 1986; Velde et al., 1986; Дриц, Коссовская, 1990]. Изменение фактора ближнего порядка в чередовании иллитовых и смектитовых слоев от R = 0 (полный беспорядок) в терригенном смешанослойном иллит-смектите до R = 1, R = 2 и, наконец, до R = 4(возрастающий порядок в чередовании этих слоев в образцах 2702, 1266 и 1267) показывает, что возрастание степени упорядоченности слоев в смешанослойных иллит-смектитах с увеличением количества иллитовых слоев, изученное в бассейнах погружения [Дриц, Коссовская, 1990], характерно и для изменения терригенных осадков в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов.

В осадках из интервала глубин 110-146 м, кроме того, что произошла терригенный иллитизация иллит-смектита, исчез монтмориллонит И сформировался смешанослойный хлорит-смектит с небольшим содержанием смектитовых слоев 5-10% (см. табл. 3.6, 3.8). Исчезновение терригенного монтмориллонита И появление новообразованного хлорит-смектита, повидимому, взаимосвязанный процесс. Источником Si, Mg и Fe для формирования хлорита мог быть разлагающийся смектит [Дриц, Коссовская, 1991]. Кроме того, какие-то элементы могли поступать ИЗ гидротермального раствора, мигрирующего сквозь осадочный покров. Иллит, присутствующий в небольшом количестве (от 3 до 9%) среди глинистых минералов этой зоны унаследован от терригенных осадков, в которых во фракции <0.001 мм содержание иллита колеблется от 8 до 12% (см. табл. 3.6).

Выше глубины 110 м, до поверхности дна, глинистые минералы сохранили свой первоначальный терригенный состав. Он существенно нарушен только в небольшом интервале осадков, расположенных над кровлей внедрившегося в них силлового комплекса с общей мощностью 47 м и расположенного в осадочном покрове в интервале глубин 58-105 м.



Рис. 3.32. Минеральные зоны и ассоциации глинистых минералов в разрезе скв. 477, 477А.

Глава 3-4. Изменение химического состава осадков во фракциях (высокотемпературная зона)

Для более подробного рассмотрения изменений и уточнения связи химического состава и минералогии осадков было проведено детальное изучение химического состава наиболее интенсивно измененных осадков из высокотемпературной зоны (высокотемпературной зоны изменения) из скважины 477А (образцы 1270, 1271, 1273, 2054, 2722). В качестве реперных образцов неизмененных осадков из скважин 478, 481 и верхней части скважины 477 были выбраны образцы 2724, 2727, 3101, 2822, 2824, 3103.

Изучение химического состава проводилось методом ICP-MS с разложением образцов в автоклаве. Аналитические результаты изучения химического и гранулометрического состава гидротермально измененных и исходных осадков приведены в приложении 1, таблицы П5, П6, П7. Все образцы были разделены на 8 гранулометрических фракций: фракция 1 (<0.001 мм), 2 (0,01-0,001 мм), 3 (0,05-0,01 мм), 4 (0,1-0,05 мм), 5 (0,25-0,1 мм), 6 (0,5-0,25 мм), 7 (1-0,5 мм) и 8 (>1 мм).

Для всех восьми фракций для пяти образцов из высокотемпературной зоны преобразования пород и шести образцов-реперов неизмененных осадков был определен химический состав породообразующих элементов (за исключением кремнезема) и большого набора микроэлементов.

Для выявления изменений химического состава фракций в гидротермальном процессе на рисунках показано совместно содержание химических элементов в гранулометрических фракциях гидротермально измененных и исходных осадков. Учитывая аналитические погрешности и неизбежные отклонения первичного состава осадков, которое было до их гидротермального изменения от состава исходных осадков, выбранных в качестве реперов, рассмотрены наиболее выраженные и, соответственно, более достоверные изменения содержания химических элементов.

Сопоставление изменений состава показано на графиках распределения химических элементов по фракциям (рис. 3.35).



Рис. 3.33. Гранулометрический состав образцов из высокотемпературной зоны.

Целью этого изучения было выявить фракции, где проявлены наиболее значительные изменения химического состава, и установить связь этих изменений с минеральным составом фракций.

На рисунке 3.33 приведены гистограммы процентного вклада каждой фракции в валовый состав осадков для образцов измененных осадков из высокотемпературной зоны.

Макроэлементы.

 Fe_2O_3 и S. Во всех образцах гидротермально измененных осадков Fe₂O₃ (суммарное железо) сосредоточено во фракции 1-0.5 мм и значительно превышает его содержание в этой фракции в исходных неизмененных осадках (рис. 3.35). Во фракции 1-0.5 мм установлено также высокое содержание S (рис. 3.35). Относительно высокое содержание Fe₂O₃ в гидротермально измененных осадках, по сравнению с его содержанием в исходных осадках, установлено также ДЛЯ отдельных образцов во фракциях <0.001 мм и >1 мм. В то же время, в осветленных осадках (образцы 2054 и 2722) во фракции <0.001 мм содержание Fe_2O_3 низкое.

MgO. Высокое содержание MgO характерно для пелитовых фракций (<0.001 мм и 0.01-0.001 мм) гидротермально измененных осадков по сравнению с его содержанием в неизмененных осадках (рис. 3.35). Самые высокие содержания MgO установлены в осветленных осадках (образцы 2054 и 2722). В средне- и грубозернистых фракциях повышенное содержание MgO установлено в образцах 1270 (фракции от 0.25-0.1 мм до >1 мм) и 1273 (фракции от 0.5-0.25 мм до >1 мм). Обломки базальтов (образец 1271б), выделенные из фракции гравелитовой размерности (>1 мм), имеют содержание MgO, характерное для базальтов срединно-океанических хребтов.

МпО. Заметное увеличение содержания МпО установлено во фракции <0.001 мм в образцах 1270, 1271 и 1273 (рис. 3.35). В средне- и грубозернистых фракциях гидротермально измененных осадков заметное увеличение содержания МпО выявлено в образцах 1270 во фракциях от 0.25-0.1 мм до >1 мм, включительно, и в образце 1273 (фракции 0.25-0.1 мм, 0.5-0.25 мм, 1-0.5 мм).

СаО. В гидротермально измененных осадках установлено сильное увеличение содержания СаО в образце 1270 (фракции от 0.5-0.25 мм до >1 мм, включительно) по сравнению с его содержанием в неизмененных осадках (рис. 3.35). Во фракции 0.25-0.1 мм увеличение содержания СаО слабее. В остальных образцах гидротермально измененных осадков, кроме образца 1271, содержание СаО больше, чем в исходных осадках (фракции от 0.05-0.01 мм до 0.25-0.1 мм), особенно во фракции 0.05-0.01 мм. В более крупных фракциях (0.5-0.25 мм, 1-0.5 мм и >1 мм) относительно заметное увеличение содержания СаО характерно для образца 2054. Для этого образца, а также для образца 1273, содержание СаО во фракции >1 мм выше, чем в этой фракции в исходных образцах. Пониженное содержание СаО установлено во фракциях 1-0.5 мм и >1 мм из образца 1271.

 P_2O_5 . Содержание P_2O_5 в гидротермально измененных осадках по сравнению с исходными осадками увеличено (образец 1271), а в образце 1270 заметно уменьшено (рис. 3.35). Во фракции 0.01-0.001 мм содержание P_2O_5 увеличилось в образцах 2054 и 2722 (осветленные осадки) и уменьшилось в образцах 1271 и 1273. В образце 1273 также уменьшилось содержание P_2O_5 во фракции 0.05-0.01 мм.

В гидротермально измененных осадках во фракциях 0.5-0.25 мм (образцы 1270 и 1273) и 1-0.5 мм (образцы 1270, 1273 и 2722) содержание P_2O_5 относительно более высокое, чем в аналогичных фракциях исходных осадков.

 K_2O . Все фракции, кроме фракции >1 мм, гидротермально измененных осадков содержат K_2O сильно меньше, чем аналогичные неизмененных осадков.

 Na_2O . На рис. 3.35 видно, что содержание Na_2O во всех фракциях, кроме фракции <0.001 мм, для большинства образцов гидротермально измененных осадков в разной степени выше, чем его содержание в исходных неизмененных осадках.

 Al_2O_3 . Во фракции <0.001 мм (образцы 1270, 1271, 1273 и 2054) гидротермально измененных осадков содержание Al_2O_3 меньше, чем в этой фракции в исходных осадках (рис. 3.35), во фракции 0.05-0.01 мм – больше (образцы 1270 и 2722). Во фракциях 0.5-0.25 мм, 1-0.5 мм и >1 мм содержание Al_2O_3 в образце 1270 заметно выше, чем в этой фракции в исходном осадке. В меньшей степени увеличение содержания Al_2O_3 установлено во фракции 1-0.5 мм (образцы 2054, 2722 и 1273) и во фракции >1 мм (образцы 2054 и 1273). В обломочках базальтов гравелитовой размерности (образец 12716), извлеченных из фракции осадков >1 мм, содержание Al_2O_3 обычное для базальтов срединноокеанических хребтов.

TiO₂. Содержание TiO2 во фракции <0.001 мм во всех образцах гидротермально измененных осадков меньше в разной степени, чем в аналогичной фракции в неизмененных осадках (рис. 3.35). Во фракции 0.01-0.001 мм выше поля содержаний TiO2 в неизмененных осадках находится образец 1271. Ниже этого поля расположены образцы 1270 и 1273. В грубозернистых фракциях 1-0.5 мм и >1мм (образец 1270) содержание TiO2 больше, чем в этих фракциях неизмененных осадков. Наиболее высокое содержание TiO2 во фракции >1 мм связано с обломками базальтов, которые изучены в образце 12716.

Микроэлементы.

Весь спектр изучаемых микроэлементов можно разделить на две группы со схожим геохимическим поведением во фракциях гидротермально измененных осадков.

Группа 1. В группу 1 включены микроэлементы, которые имеют высокую или повышенную концентрацию во фракции 1-0.5 мм, в которой установлены высокие содержания Fe_2O_3 и S. В эту группу включены Ni, Cu, Zn, Mo, Co, Se, Cd, Bi, Pb.

Содержания этих микроэлементов во фракции 1-0.5 мм почти во всех образцах гидротермально измененных осадков образуют положительный пикообразный профиль на фоне низкого их содержания в исходных осадках (рис. 3.35). В осветленных осадках (образцы 2054 и 2722) в этой фракции очень низкие содержания Zn, Cd, Pb, а также Мо в образце 2054. Высокие и повышенные содержания ряда микроэлементов этой группы установлены и в других фракциях гидротермально измененных осадков – в образце 1273 (Zn, Cu, Cd, Mo, Se, Cd, Bi), а также в образце 1270 (Zn, Cd, Pb).

Кроме того, в образце 1273 во фракции <0.001 мм содержание Ni, Zn, Mo, Co, Bi больше, чем в этой фракции в исходных осадках (рис. 3.35). Также во фракции <0.001 мм больше содержание Co (образцы 1271 и 2054) и немного больше содержание Ni (образцы 1270, 1271 и 2054). В этой фракции установлено более низкое, чем в исходных осадках, содержание Ni (образец 2722), Cd (образцы 2054 и 2722 – осветленные осадки) и Pb (образцы 1273 и 2054).

Группа 2. В эту группу включены все остальные микроэлементы, которые в отличие от микроэлементов группы 1 не имеют высокой концентрации во фракции 1-0.5 мм. В самой группе можно выделить несколько сообществ (подгрупп), в каждом из которых относительно близкий профиль распределения элементов по фракциям гидротермально измененных осадков.

2-1 (**Cr**). Сравнение содержаний микроэлементов во фракциях гидротермально измененных и исходных осадков показало, что содержание Cr во фракции <0.001 мм во всех образцах гидротермально измененных осадков больше, чем в этой фракции из неизмененных осадков (рис. 3.35). Более высокое содержание Cr

установлено также во фракции 0.01-0.001 мм в осветленных осадках (образцы 2054 и 2722). Образец 1270 выделяется среди остальных образцов гидротермально измененных осадков высоким содержанием Сг во фракциях от мелко- до крупнопесчаной (от 0.25-0.1 мм до 1-0.5 мм, включительно). Повышенное содержание Сг во фракции >1 мм в образце 1273 и высокое его содержание в этой фракции в образце 1271 связаны с присутствием в ней обломков базальтов.

2-2 (**Li, Rb, Cs, As, Tl, Ba, Sb**). В гидротермально измененных осадках во всех фракциях содержание Li, Rb, Cs, As, Tl, Ba меньше, чем в исходных осадках (рис. 3.35). К этой группе элементов можно отнести также Sb.

2-3 (V, Ga). Разница в содержании V и Ga в гидротермально измененных и неизмененных осадках в значительной мере похожа (рис. 3.35). В гидротермально измененных осадках во фракции <0.001 мм содержание V (образцы 1271 и 1273) и Ga (образцы 1270, 1271, 1273) больше, чем концентрация этих элементов в этой фракции в неизмененных осадках. Во фракции <0.001 мм в осветленных осадках пониженное содержание V (образцы 2054 и 2722) и Ga (образец 2054). В грубозернистых фракциях наиболее похожи изменения в содержании V и Ga во фракции >1 мм. В этой фракции в гидротермально измененных осадках, по сравнению с неизмененными осадками, больше содержание этих микроэлементов в образцах 1270, 1273 и 2054, а также в обломочках гравелитового размера (образец 12716), извлеченных из фракции >1 мм.

2-4 (**Zr**, **Nb**, **Ta**, **Hf**, **W**). Спектры распределения Nb и Ta по фракциям в гидротермально измененных осадках в сравнении с исходными осадками почти идентичны (рис. 3.35). Содержание этих элементов во фракциях 0.01-0.001 мм и 0.05-0.01 мм измененных осадков (образцы 1271, 2054 и 2722) превышает их концентрацию в аналогичных фракциях в неизмененных осадках. В образце 1273 во фракции 0.01-0.001 мм измененных осадков их содержание стало меньше. Некоторое уменьшение содержания Nb и Ta в измененных осадках в отдельных образцах произошло во фракциях 0.25-0.1 мм, 0.5-0.25 мм и 1-0.5 мм. Слабо величилась концентрация Nb во фракции >1 мм (образцы 1271, 2054, 2722),

содержание Та возросло. Изменение содержания Zr, Hf, W во фракциях гидротермально измененных осадков близко изменениям концентрации Nb и Ta (рис. 3.35).

2-5 (**Ag**). Содержание Ag в гидротермально измененных осадках по сравнению с его содержанием в неизмененных осадках увеличилось во фракции 0.01-0.001 мм во всех образцах, кроме образца 2054 (осветленный осадок), рис. 3.35. В образце 2054 содержание Ag возросло также во фракции <0.001 мм.

2-6 (Ве и Sr). Общим для Ве и Sr является более высокое их содержание в алевритовых фракциях (0.05-0.01 мм и 0.1-0.05 мм) во всех образцах гидротермально измененных осадков по сравнению с их содержанием в этих фракциях в исходных осадках, в первую очередь это относится к фракции 0.05-0.01 мм (рис. 3.35). Содержание Ве в более грубозернистых фракциях больше прежде всего в осветленных осадках (образцы 2054 и 2722). В гидротермально измененных осадках содержание Ве меньше (образцы 1271, 1273 и 2054) во фракции <0.001 мм и во фракции 0.01-0.001 мм (образец 2054), чем в соответствующих фракциях неизмененных осадков. Содержание Sr В гидротермально измененных осветленных осадках во фракции <0.001 мм больше (образцы 2054 и 2722), чем в этой фракции в исходных осадках. Более высокие содержания Ве и Sr установлены во фракции >1 мм в образцах 2054, 2722 и 1273.

2-7 (Th, U, Y, Sc). Спектры распределения содержаний Th, U, Y, Sc во фракциях гидротермально измененных осадков имеют сходный характер (рис. 3.35).

Редкоземельные элементы. Группа редкоземельных элементов проявляет одинаковый характер распределения по фракциям для всех элементов. Это выражается в сильно пониженном содержании в глинистой и тонкоалевритовой фракциях и немного повышенные содержания в остальных фракциях, особенно это выражено для образцов 2054 и 2722 в средне- и крупно-песчаной фракциях (фракции 6 и 7).

Влияние гидротермальной системы на химический состав осадков в высокотемпературной зоне

По результатам изучения гранулометрических фракций влияние гидротермальной системы проявилось в значительной мере в двух фракциях – в глинистой (фракция 1) и в крупно-песчаной (фракция 7).

В глинистой фракции концентрируется следующая группа элементов: MgO, Fe₂O₃, MnO, Cr, Co, Ga, Ni, Cu.

Из группы породообразующих элементов в этой фракции выделился Mg и Fe и Mn. В нижней части высокотемпературной зоны (образцы 2054, 2722) сильное увеличение содержания Mg во фракции <0.001 мм при не изменившемся содержании в ней Fe (рис. 3.35) отражает перестройку терригенных глинистых минералов с образованием Mg-хлорита и триоктаэдрического Mg-смектита (сапонита). В верхней части этой зоны (образцы 1270, 1271, 1273), где во фракции <0.001 мм увеличилась концентрация не только Mg, но и Fe, глинистая фракция состоит из новообразованных Fe-Mg-хлоритов. Во фракции 0.01-0.001 мм в образцах 2054, 2722, как и во фракции <0.001 мм, сформировались Mg-глинистые минералы и соответственно в ней возросло содержание Mg.

Поведение Mn в значительной степени повторяет поведение Fe. Увеличение его содержания характерно для фракции <0.001 мм в осадках из верхней части высокотемпературной зоны (образцы 1270, 1271, 1273). Mn, вероятно, накапливается в виде аморфной фазы и в виде тонко рассеянной примеси в рудных минералах и эпидоте.

Увеличение содержания микроэлементов, в основном во фракции <0.001 мм, связано с сорбционными свойствами глинистых минералов, а также с формированием самородных металлов и вторичных минералов тонкодисперсной размерности.

Во фракции 7 можно выделить ряд элементов с характерным сильно повышенным содержанием: S, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Se, Bi, Pb, Mo, Cd.

Увеличение содержания Fe и S связано с формированием в этой фракции Fe-содержащих минералов и, прежде всего, сульфидов железа. В увеличении

содержания Fe участвуют также самородное Fe, магнетит, титаномагнетит, гематит. Для микроэлементов были обнаружены другие носители рудных элементов: самородные Fe, Cu, Sn, Pb, Ag, комплексы самородных металлов Fe-Cu, Fe-Cu-Zn, Ni-Fe, Ni-Fe-Cr, Cu-Zn, Cu-Zn-Sn, Cu-Zn-Pb-Sn, а также сульфиды Zn, Cu, Sn.

Распределение микроэлементов в высокотемпературной зоне носит неравномерный характер.

Если в верхних трех образцах характерно повышенное содержание Pb, Zn, наряду с Fe, Co, Cd, Mo, Se, Ni, Cu, Bi, то в низах разреза гидротермально измененных осадков Pb и Zn резко уменьшают содержания (в меньшей степени это проявлено для Cd и Mo) и основными элементами становятся Fe, Cu, Co, Bi, Se, Ni. Это указывает на то, что эти микроэлементы проходят в восходящем гидротермальном растворе транзитом через нижнюю часть высокотемпературной зоны.

Все это может говорить, о более высокотемпературном характере изменений образцов из нижней зоны. Это обусловлено тем фактом, что в то время как сульфиды железа имеют повсеместное развитие, рудопроявления медной специализации носят более высокотемпературный характер по сравнению с рудопроявлениями цинковой специализации (рис. 3.34) [Богданов, 1997]. Кроме того, Zn более подвижен, чем Cu, которая быстрее связывается в сульфидные формы.

Ряд элементов имеет значительно пониженные содержания по сравнению с реперными образцами во всех фракциях, что говорит о выносе этих элементов из осадка проходящими гидротермальными растворами. Прежде всего, к ним относится Li, Rb, Cs, Ba, As, Tl. Редкоземельные элементы испытывают под воздействием гидротермальной системы некоторое перераспределение. Если в реперных образцах основными носителями РЗЭ были глинистые минералы (о чем говорит их максимальное содержание в этой фракции), то в высокотемпературной зоне носители РЗЭ переместились в более крупные фракции. Не исключено, что часть РЗЭ содержится в сульфидных минералах, а также в эпидоте, сфене.



Рис. 3.34. Зависимость минерального и химического состава гидротермальных отложений от степени смешения первичного флюида с океанской водой в рудоформирующем гидротермальном растворе [Богданов, 1997]: I – температура раствора, T°C; II – соотношение первичный флюид/океанская вода: 1 – первичный флюид, 2 – океанская вода; III – специализация гидротермальных отложений: 1 – медная, 2 – цинковая, 3 – сульфидсодержащая кремнисто-сульфатная, 4 – нонтронитовая, 5 – Fe-окисная, 6 – Mn-окисная; IV – содержание основных минеральных фаз: 1 – Mn-оксигидроксиды, 2 – Fe-оксигидроксиды, 3 – нонтронит, 4 – аморфный кремнезем, 5 – Ba (и Ca) сульфаты, 6 - сульфиды цинка, 7 – сульфиды свинца, 8 – сульфиды железа; V – содержание металлов в гидротермальных отложениях.



Рис. 3.35. Распределение макро- и микрокомпонентов во фракциях реперных (пунктирная линия) и гидротермально преобразованных образцов (сплошная линия).



Рис. 3.35 (Продолжение). Распределение макро- и микрокомпонентов во фракциях реперных (пунктирная линия) и гидротермально преобразованных образцов (сплошная линия).



Рис. 3.35 (Продолжение). Распределение макро- и микрокомпонентов во фракциях реперных (пунктирная линия) и гидротермально преобразованных образцов (сплошная линия).



Рис. 3.35 (Продолжение). Распределение макро- и микрокомпонентов во фракциях реперных (пунктирная линия) и гидротермально преобразованных образцов (сплошная линия).



Рис. 3.35 (Продолжение). Распределение макро- и микрокомпонентов во фракциях реперных (пунктирная линия) и гидротермально преобразованных образцов (сплошная линия).



Рис. 3.35 (Продолжение). Распределение макро- и микрокомпонентов во фракциях реперных (пунктирная линия) и гидротермально преобразованных образцов (сплошная линия)

Выводы

Основная гидротермальная система, связанная с осевой частью рифтовой зоны, оказывает значительное воздействие на изменение вещественного состава осадочного чехла во впадине Гуаймас Калифорнийского залива. Выделяется зона высокотемпературных изменений в нижней части скважины 477А, где влияние гидротермальной системы проявлено наиболее интенсивно, и относительно низкотемпературная зона в скважине 477.

В высокотемпературной зоне гидротермальное воздействие ярко выражено в изменении химического состава. Осадки, проработанные проходящим гидротермальным раствором, в этой зоне обогащаются рядом элементов. Установлено сильное увеличение содержания Cu, Zn, Cd, Mo, Bi. Концентрация Ag в гидротермально измененных осадках также заметно повысилась. Кроме того, в этих осадках установлено слабое увеличение содержания Ni, Co, Be и Sr. Одновременно в осадках резко уменьшилось содержание K, Rb, Tl, Cs, As, Sb, Li, Ba, Br. Концентрация Hf, Ta и W незначительно уменьшается. Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Th и U остаются инертными при высокотемпературном гидротермальном изменении осадков.

В измененных осадках низкотемпературной зоны из скважины 477 выделено три интервала, границы которых определены на основании результатов изучения перестройки глинистых минералов. В зоне изменения осадков в 100-250°C условиях снижения температуры ДО (интервал 110-191 M) интенсивность изменения содержания в них Cu, Zn, Cd, K, Rb, Tl, As, Li, Ba, Sb намного меньше, чем в осадках из высокотемпературной зоны. В то же время, относительно невысокая степень изменения содержания в них Be, Co, Ag, Ni, Mo, Ві аналогична той, которая установлена в осадках из высокотемпературной зоны. В целом, изменение химического состава осадков ИЗ относительно низкотемпературной зоны имеет второстепенное влияние на трансформацию состава раствора, мигрирующего через осадочный покров.

Содержание редкоземельных элементов в осадках во всем интервале температур их гидротермального изменения от 100 до 300°С (интервал глубин

110-267 м) из скважин, пробуренных на точке 477, почти не отличается от их содержания в исходных неизмененных осадках и не удалось увидеть четкого влияния гидротермальной системы на распределение редкоземельных элементов. Причиной могла стать экстремально высокая скорость осадконакопления, исключающая возможность концентрации и фракционирования этих элементов в осадках, а также интенсивная гидротермальная деятельность, обуславливающая вынос РЗЭ высокотемпературным раствором, разгружающимся на дне в виде черных курильщиков.

Характерная минеральная ассоциация осадков, интенсивно подвергшихся гидротермальному влиянию, представлена кварц-альбит-эпидот-хлорит-пиритпирротином, с локальным образованием сапонита. Особенностью минералогии рассматриваемых осадков является также присутствие в них сплавов самородных Наличие самородных элементов нередко металлов. характерно ДЛЯ гидротермальных систем, богатых углеводородами, органическим веществом, которое, как известно, способствует высвобождению самородных элементов из лав и гидротерм [Багдасарова, 1997]. Формы выделений самородных элементов различны. Это, и отдельные «лепестки» самородного серебра, и сплошные заполнения мелких трещинок сплавами железа и никеля. Следует отметить присутствие среди аутигенных минералов оксида Се.

Изучение состава глинистых минералов также показало отличие этой зоны вышележащей части выражено появлении хорошо ОТ разреза, что В триоктаэдрического (сапонита) окристаллизованного смектита В зоне преимущественного распространения хлорита в составе тонкодисперсной фракции. Воздействие гидротермальных процессов на перестройку глинистых минералов прослежено в осадочном покрове в интервале глубин от 110 м до 267 м (до основания скважины 477А). В этой толще сформировались три ассоциации глинистых минералов. Две из них состоят из новообразованных глинистых минералов: хлорита (170-257.5 м) и хлорита и иллита (146-170 м), и одна, в интервале 110-146 м, представлена смесью новообразованного хлорит-смектита с небольшим содержанием смектитовых слоев (5-10%) и терригенного иллитсмектита, претерпевшего иллитизацию с увеличением количества иллитовых слоев с 60% до 90-93%, а также примесью терригенного иллита. Установленные ассоциации глинистых минералов отражают, прежде всего, вертикальную температурную зональность в диапазоне (снизу-вверх) от 300±50°C до ~140°C.

Образование на глубине 248 м сапонита в хлоритовой части разреза гидротермально измененных осадков сопутствовало, по-видимому, прежде всего формированию эпидота и Fe-сульфидов.

В верхней части осадочного покрова мощностью 110 м терригенные глинистые минералы сохраняют свой первоначальный состав. Моделирование экспериментальных дифракционных картин, полученных от ориентированных препаратов фракции <0.001 мм осадков, позволило установить реальный состав глинистых минералов и дать их надежную количественную оценку в природных смесях, а также выявить их структурные параметры и, в конечном итоге, наиболее достоверно показать реальную перестройку глинистых минералов в осадках, перекрывающих зону спрединга (южный трог) во впадине Гуаймас.

Детальное изучение химического состава в различных гранулометрических фракциях гидротермально измененных осадков позволило выявить в нижней части высокотемпературной зоны еще более высокотемпературную зону с характерной минеральной ассоциацией сульфидных минералов и максимальными содержаниями новообразованного эпидота. Помимо этого, удалось установить, что в высокотемпературной зоне во впадине Гуаймас изменения химического состава тонкодисперсных фракций в гидротермально измененных осадках связаны, в первую очередь, с перестройкой терригенных глинистых минералов. В изменении содержания в них микроэлементов участвуют также тонкодисперсные рудные гидротермальные образования. В песчаных фракциях изменения содержания химических элементов сопряжены с замещением терригенных вторичными минералами и формированием из растворов новообразованных минералов и самородных металлов.

РАЗДЕЛ 4. ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДКОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ СИЛЛОВ

Силлы встречены во всех изученных скважинах. В скважине 477, в интервале глубин 58-105 метров, был вскрыт силловый комплекс, общей мощностью 47 метров. В скважине 481А находится несколько силлов – один в верхней части разреза (171-198м) и два более маломощных в самом низу отобранного в ходе бурения интервала на глубинах 328-334м и 351-364м. В скважине 478 в верхах разреза находятся два силла, в интервалах 215-240м и 253-256,5м. В нижней части этой скважины, в интервале 339-464м, магматические породы возможно относятся к базальтовому фундаменту. Изменение вещественного состава осадков под влиянием силлов было изучено подробно на примере силлового комплекса в скважине 477.

Глава 4-1. Изменение химического состава осадков

Содержание макро- и микроэлементов элементов в осадках, расположенных в непосредственной близости от силлов, меняется в разной степени в зависимости от их положения над кровлей или под подошвой.

Изменение химического состава осадков над силлами

Химический состав осадков впадины Гуаймас, в том числе и в приконтактовых зонах с силлом в скважине 477 был изучен Дж. Нимитсом [Niemitz, 1982]. Изучение было проведено для макроэлементов и для ряда микроэлементов (Co, Cr, Cu, Ni, V, Zn). Им было установлено уменьшение содержания SiO₂, K₂O и увеличение MgO как над, так и под силлом.

По результатам нашего изучения в скв. 477 над силовым комплексом содержание TiO_2 и FeO слабо возрастает, содержание K_2O , Fe_2O_3 , P_2O_5 , MnO, SiO_2 , напротив, уменьшается (рис. 3.1, 3.2). Зафиксировано увеличение MgO, что связано с преобразованием глинистых минералов. Повышенные значения Ti и титанового модуля могут быть обусловлены присутствием пирокластики и обломков магматических пород и биогенным накоплением титана кремневыми

организмами [Юдович, Кетрис, 2000]. В скв. 477 это связано в первую очередь с наличием обломков магматических пород, занесенных в осадочную породу в процессе внедрения силла. На рис. 4.1 приведены наиболее показательные графики распределения элементов. Графики распределения остальных макро- и микроэлементов приведены в Главе 3.

В породах над силлом в скв. 477 наблюдаются немного повышенные содержания Sc, V, Cr, Co, Ni и Mo. Большая часть из этих элементов характерна для магматических пород основного состава. Пониженные содержания зафиксированы для Li, As, Rb, Sb, Cs, Ba, Tl.

Изменение химического состава осадков под силлами

В скважине 477 под подошвой силла увеличиваются содержания MgO, MnO, уменьшаются значения для CaO, Na₂O. Но в целом эти колебания имеют незначительный характер.

Микроэлементный состав меняется также незначительно. Почти для всех изученных элементов характерны значения, близкие к реперным. Немного пониженные содержания наблюдаются для Na, Li и Ba. Но в целом, порядок изменения содержаний этих элементов носит незначительный характер.



Рис. 4.1. Содержание некоторых макро- и микроэлементов элементов, на которых отражается воздействие силла в скв. 477

Изменение химического состава осадков под воздействием силлов

Осадки из зон над и под силлами были пронормированы по реперным образцам неизмененных осадков. В результате была получена картина распределения по всему спектру химических элементов в виде серии элементограмм (рис. 4.2).

В скважине 477 для зоны над кровлей силла наблюдаются изменения в химическом составе. Заметно уменьшение содержаний для группы элементов, включающей K, Rb, Tl, Cs, As, Li, Ba, Sb, Bi. Также это проявлено для Zn, Cd и Ag. Повышенные содержания наблюдаются для Mg, Mo, Ni, Co, Sc, V, Cr.

Для выяснения природы изменений эти данные были сопоставлены с полученными ранее данными по изменениям химического состава осадков, происходящим с осадками в высокотемпературной зоне в скважине 477А (рис. 4.3).



Рис. 4.2. Элементограмма состава осадков над силлом в скв. 477, нормированного по среднему составу неизмененных осадков: 1 – обр. 1253, 2 – обр. 2698.

При сопоставлении этих данных было выявлено, что, в целом, по ряду элементов (K, Rb, Tl, Cs, As, Li, Ba, Sb, Mo) сохраняется такой же тренд распределения, как и в осадках из высокотемпературной зоны в скважине 477А, но проявленный не так интенсивно. По некоторым элементам (Zn, Cd, Ag, Bi, Be, Sr) видно, напротив, немного повышенное содержание в осадках из скважины 477А и пониженное в зоне над силлом, что говорит об отложении и мобилизации этих элементов в высокотемпературной зоне и соответственным пониженным содержанием их в осадках, находящихся выше непосредственной зоны влияния основной гидротермальной системы. Группа элементов, характерная для основных магматических пород (Ni, Co, Sc, V, Cr) в осадках над силлом имеет повышенное содержание, что говорит о выносе этих элементов из силлового комплекса в вышележащие осадки. Для большой группы элементов (Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Th, U) не проявлено значительных колебаний, также как и в осадках из высокотемпературной зоны эти элементы ведут себя инертно по отношению к проходящему раствору и их содержания сопоставимы с реперными.



Рис. 4.3. Элементограммы. 1-2 - среднего состава осадков из зоны над кровлей силла в скв. 477: 1 – обр.1253, 2 – обр. 2698; 3 - среднего состава осадков из высокотемпературной зоны в скв. 477А, нормированного по среднему составу неизмененных осадков.

Осадки, залегающие под силлами, в целом, в значительно меньшей степени испытывают тепловое воздействие. Хотя также можно выделить группу элементов, для которых проявлено обеднение в зоне под силлами (рис. 4.4), характерное также и для осадков из высокотемпературной зоны. К таким элементам относятся, прежде всего, Li, Ba, Na. Заметно увеличение содержания S в осадках под подошвой силла. Остальные элементы, включающие Si, Ti, Al, Mn, P, Fe, F, Co, K, Zn, Cd, Ag, Mo, Bi, Ni, Be, Co, Sr, Rb, Tl, Cs, As, Sb, Pb, Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Th, U, не проявляют признаков влияния силлов.

В целом относительно небольшой разброс содержаний и более ровный характер распределения отношений химических элементов из зоны под силлами по отношению к неизмененным осадкам, находящимся вне зоны этого влияния, лишний раз подтверждает, что магматические тела в осадочном покрове во впадине Гуаймас являются силлами.



Рис. 4.4. Элементограммы. 1-2 - среднего состава осадков из зон под подошвой силлов в скв. 477: 1 – обр. 1265, 2 – обр. 3102; 3 - среднего состава осадков из высокотемпературной зоны в скв. 477А, нормированного по среднему составу неизмененных осадков.
Глава 4-2. Изменение минерального состава осадков

Осадки в зоне контактов с силлами представлены плотной литифицированной породой, в противоположность рыхлым осадкам, не подверженным гидротермальному изменению [Currey, Moore et al, 1982].

При электронно-микроскопическом изучении валовых образцов выявились различия в осадках над силлом и неизмененных осадков. Неизмененные осадки представляют собой смесь органогенного и терригенного материала в глинистом матриксе (рис. 4.5 а). Органогенная составляющая представлена в основном целыми и обломками створок диатомовых водорослей, раковин фораминифер и скелетов радиолярий различной степени сохранности. Терригенная составляющая осадков состоит преимущественно из зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, слюдистых обломков. Результаты спектрального анализа показали наличие примеси титаномагнетита И ильменита, неравномерно распределенной по площади осадка. Помимо этих минералов присутствуют хорошо выраженные стяжения и фрамбоиды пирита (рис. 4.5 б), развитые по радиоляриям и раковинам диатомей.

В скважине 477 электронно-микроскопическое изучение образцов из 8-ми метровой зоны сильного изменения осадков под воздействием силла выявило растворение диатомовых водорослей, альбитизацию зерен плагиоклаза, хлоритизацию терригенных зерен биотита. Как и в неизмененных осадках выявлено наличие примеси, представленной пиритом, ильменитом (рис. 4.5 д). Помимо этого зафиксировано появление апатита в виде призматических кристаллов (рис. 4.5 е).



Рис. 4.5. Фотографии со сканирующего электронного микроскопа осадков скв. 477, реперных неизмененных и находящихся в зоне воздействия силлов: *a* – основная масса неизмененных осадков (обр. 2822); *б* – скопление фрамбоидов пирита (обр. 2822); *в* – аутигенный гипс (обр. 2702); *г* – триоктаэдрический смектит (обр. 2698, над силлом); д – скелет кристалла ильменита (обр. 1253, над силлом); е – призматические кристаллы апатита (обр. 2698, над силлом).

Глинистые минералы

Глинистые минералы из приконтаковой зоны воздействия силлов были детально изучены в скважине 477. В скважине 477 в образцах помимо экспресссъемки было проведено моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов фракции <0,001 мм для детального изучения структурных параметров глинистых минералов (высоты слоев, их соотношение в смешанослойной структуре, фактор ближнего порядка, среднее число слоев в кристаллах и содержание Fe в октаэдрических сетках) и точной количественной оценки.

Над кровлей силла

Над кровлей силла глинистые минералы изучены в образцах 1253 и 2698 (глубина 50.55 и 50.7 м, соответственно), которые находятся над ней примерно в 8-ми метрах (см. Табл. 1, см. см. рис. 2). Ниже образца 2698 и до кровли силла не было возможности изучить глинистые минералы, так как из этого интервала осадков не поднят керн при бурении скважины.

Дифрактограммы, полученные при экспресс-съемке этих образцов, показали, что их фазовый состав другой по сравнению с фазовым составом образцов из вышележащей толщи неизмененных осадков из интервала 0-50 м (рис. 4.6). Он состоит в основном из хорошо окристаллизованного смектита. Рефлексы иллита, хлорита, кварца, кристобаллита очень слабые, что указывает на их низкое содержание.



Рис. 4.6. Рентгенограммы (экспресс-съемка) образцов осадков из зоны над силлом и исходных неизмененных осадков в скв. 477.

Моделирование дифракционных экспериментальных картин OT ориентированных препаратов более детально выявило фазовый состав образцов 1253 и 2698 (рис. 4.7). Он представлен диоктаэдрическим смектитом 34 40%, И (монтмориллонитом), составляющим И триоктаэдрическим смектитом (сапонитом) - 61 и 43%, соответственно (см. Табл. 2, 3). Смектиты резко различаются между собой по среднему числу слоев в кристаллах (N). В диоктаэдрическом смектите N = 4.5 и 5, в сапоните N = 9 (см. Табл. 3). В этих образцах установлен также триоктаэдрический смешанослойный хлоритсмектит (4% и 16%, соответственно) с 20% смектитовых слоев, но с разной степенью порядка в чередовании хлоритовых и смектитовых слоев: R = 0 для образца 1253 и R = 1 для образца 2698 (см. Табл. 2, 3).



Рис. 4.7. Сравнение экспериментальных дифрактограмм, полученных от насыщенных этиленгликолем ориентированных препаратов (светлые кружки), с расчетными (красная линия). Фрагменты дифрактограмм в интервале от 7 до 52° 20 увеличены в 10 раз. Образцы из интервала 0-110 м осадочного покрова, скважина 477. Qz – кварц, Cr – кристобалит.

Два разных смектита в образце 1253 резко различаются положением и 060 (рис. 4.8). Сильный рефлексов рефлекс 1.536Å интенсивностью принадлежит в основном сапониту, а также примеси хлорит-смектита и примеси кварца, тогда как более слабый рефлекс 1.496Å – диоктаэдрическому Разложение смектиту (монтмориллониту). дифракционной картины, полученной для образца 1253 в области отражений 060 на индивидуальные максимумы (рис. 4.8) показало, что соотношение между триоктаэдрической и диоктаэдрической фазами составляет 0.66:0.34 и соответствует концентрации этих фаз, которая была установлена при моделировании дифракционной картины ориентированного препарата этого образца (см. Табл. 2). Результаты съемки рефлексов 060 образцов 2698 и 1253 практически совпадают (рис. 4.9).



Рис. 4.8. Сопоставление экспериментальной кривой и результатов моделирования соотношений рефлексов триоктаэдрической и диоктаэдрической фаз в области отражений 060 для обр. 1253: Exp – экспериментальная кривая; Sum – моделированная суммарная кривая для двух фаз; Tri-fase – триоктаэдрическая фаза;Di-fase – диоктаэдрическая фаза.



Рис. 4.9. Фрагменты экспериментальных дифрактограмм, полученные от неориентированных препаратов исследованных фракций <0.001 мм, регистрирующие положение рефлексов 060. Sm – смектит, I-S – смешанослойный иллит-смектит, I – иллит, Ch – хлорит, Sp – сапонит, Qz – кварц.

Диоктаэдрический смешанослойный иллит-смектит с 60% иллитовых слоев, содержание которого в неизмененных осадках (образцы 1249, 2696, 1250 и 1251) составляет от 45% до 60%, не сохраняется в образцах 1253 и 2698 (см. Табл. 2).

Под подошвой силла

Из выделенной М. Кастнер [Kastner, 1982] минеральной зоны термально измененных осадков, расположенных под подошвой силла в интервале 105-120 м, была проведена экспресс-съемка образцов 1265, 3102, 2701, 2702, 2703, 2704 (см. рис. 2, Табл. 1). Наиболее близко к подошве силла расположены образцы 1265, 3102, 2701 – в 50 см, 86 см и 142 см ниже нее, соответственно. Дифрактограммы этих трех образцов идентичны друг другу и соответствуют дифрактограммам образцов из неизмененных исходных осадков из интервала 0-50 м. Они показали, что фазовый состав фракции <0.001 мм также представлен преобладающим смешанослойным смектит-иллитом с ~20% иллитовых слоев, а также примесью иллита, хлорита, каолинита(?), кварца.

Образцы 2702, 2703, 2704 находятся ниже подошвы силла, в 10, 11 и 12 м от нее, соответственно (см. рис. 2, Табл. 1). Результаты экспресс-съемки показали, что фазовый состав этих образцов отличается от фазового состава образцов 1265, 3102, 2701, расположенных непосредственно под подошвой силла. Он относится к другой ассоциации глинистых минералов, которая находится ниже по разрезу осадков (см. рис. 2, Табл. 2).

Из образцов 1265, 3102, 2701 для моделирования был выбран образец 1265 (см. рис. 4.7), как наиболее близко расположенный к подошве силла. Результаты моделирования экспериментальных дифракционных картин, полученных от препаратов, насыщенных этиленгликолем, показали, что фазовый состав и структурные параметры глинистых минералов для образца 1265 и для образца 2696, который взят из верхней части осадочного покрова с неизмененными осадками, - одинаковые (см. Табл. 2 и 3). Фазовый состав (образец 1265) представлен смектитом (44%), иллит-смектитом с 60% иллитовых слоев (42%), иллитом (6%), хлорит-смектитом с 5% смектитовых слоев (8%), см. Табл. 2.

Для образца 1265 в области отражений 060 наблюдается относительно узкий двойной рефлекс с d равными 1.543Å и 1.540Å, а также больший по площади рефлекс с d = 1.500Å (рис. 4.10). Рефлекс 1.500Å соответствует

диоктаэдрическим фазам: монтмориллониту, иллит-смектиту, а также иллиту. Рефлексы 1.543Å и 1.540Å принадлежат кварцу, небольшая доля площади этого рефлекса связана с триоктаэдрическим хлорит-смектитом.

В образце 1265 при рассмотрении рефлексов 060 ставилось под сомнение наличие триоктаэдрической хлорит-смектитовой фазы. Ширина рефлекса кварца с d=1.540 Å могла быть обусловлена наличием исключительно кварца, пик которого попадает в ту же зону (рис. 4.10). Можно было объяснить несоответствие ширины моделированной кривой и реальной не совсем точно заданными параметрами кристалличности и размеров кристаллов кварца. Для этого образца рефлексы кварца 4.254Å, 2.458Å, 2.129Å не перекрываются с рефлексами других фаз в отличие от отражения 1.540 Å, которое может накладываться на отражения 060 триоктаэдрических фаз. При рассмотрении этих пиков кварца экспериментальная и симулированная кривая практически полностью совпадают (рис. 4.11), что дает нам основание говорить о наличии кроме фазы кварца в данном образце также триоктаэдрической хлоритсмектитовой фазы, с которой и связана небольшая разница в площади рефлексов.

По содержанию MgO, Fe₂O₃ и K₂O образец 1265 идентичен образцу 1252, который характеризует практически не измененные или очень слабо затронутые изменениями терригенные (исходные) глинистые.

Таким образом, в осадках, которые находятся непосредственно под подошвой силла, в интервале глубин от 105 примерно до 110 м, наблюдается тот же состав глинистых минералов, который установлен в интервале 0-50 м.



Рис. 4.10. Отражение 060 для образца 1265: экспериментальная кривая (кружки), симулированная кривая для кварца (красная линия).



Рис. 4.11. Экспериментальная (кружки) и симулированная кривые для образца 1265 для области 2 углов 19-22 (а – пик 4.254 Å) и 35-38 (б – пик 2.458 Å).

Над силловым комплексом.

Существенная перестройка терригенных глинистых минералов произошла только в 8-ми метровой толще осадков над его кровлей, в интервале 50-58 м (см. рис. 2), в которой во фракции <0.001 мм исчез иллит-смектит и появился новообразованный сапонит. Сапонит возможно образовался в таком же температурном режиме, что и в близкой по минеральному составу гидротермальной системе Cerro Prieto (Мексика). В ней образование смектита происходит при температуре до 150° C [Hoagland, Elders, 1978; Olson, Elders, 1978; Elders et al., 1979]. Кроме сапонита, образовался смешанослойный хлорит-смектит (от 4 до 16%).

Возможно, что терригенный смешанослойный иллит-смектит трансформировался в сапонит. Дополнительный Mg для формирования сапонита поступал из нагретых силлом поровых вод (морской воды). Образование смектита происходило и при взаимодействии раствора с неглинистыми минералами. На микрофотографии, полученной К. Келтсом [Kelts, 1982] при изучении на сканирующем электронном микроскопе образца 477-7-2, 60 см, видно, что смектит ячеистого строения замещает полевой шпат(?) с разъеданием его поверхности.

В то же время, не все терригенные глинистые минералы испытали перестройку. Сохранились терригенный монтмориллонит и примесь иллита (см. Табл. 2, 3), показывая, что гидротермальный процесс в 8-ми метрах от кровли силлового комплекса был не настолько интенсивен, чтобы произошла полная перестройка всех терригенных глинистых минералов.

При приближении к кровле силла, особенно в контактной зоне, из которой не был поднят керн в скважине 477, температура могла быть значительно выше, чем 150°С. Можно предположить, что в этой части разреза над кровлей силла преобладает новообразованный хлорит. Это предположение

подтверждает быстрое увеличение количества хлорит-смектита с 4 до 16% при приближении к кровле силла всего на 15 см, соответственно (см. Табл. 2, 3).

Установленная существенная перестройка глинистых минералов в 8-ми метровой толще осадков, расположенной над кровлей силла, произошла в результате его внедрения в мягкие осадки, насыщенные морской водой, и последующего разогрева поровой воды, что привело к активному взаимодействию вода-порода.

Кроме явного влияния силлового комплекса на изменение глинистых минералов, предположительно прослеживается его сильно ослабленное воздействие на терригенные глинистые минералы в осадках, расположенных непосредственно над этой измененной 8-ми метровой толщей. Это слабое воздействие отражено в образцах (снизу-вверх по разрезу) 1252, 1251 и 1250 (глубины 49.34, 31.25 и 12.54 м, соответственно). В них, при сохранении в целом набора терригенных неизмененных глинистых минералов и их структурных параметров (см. Табл. 2, 3), в структуре смектита, наряду с 16.75Å слоями, проявляется небольшое количество разбухающими до вермикулитоподобных слоев (или смектитовых слоев с высоким зарядом), разбухающих в этиленгликоле до 12.9Å (см. Табл. 3). Таким образом, слабое влияние силла на изменение глинистых минералов распространяется, возможно, до глубины не менее 12.5 м.

Под силловым комплексом.

Видимого влияния силлового комплекса на изменение терригенных глинистых минералов в осадках, расположенных под его подошвой, не обнаружено (см. рис. 2). Состав глинистых минералов, их количественное соотношение и структурные параметры из осадков, находящихся в 50 см ниже подошвы силла (образец 1265), в основном похожи на эти характеристики терригенных глинистых минералов из неизмененных осадков, расположенных всего в 4.6 м ниже поверхности морского дна, образец 2696 (см. Табл. 2, 3).

Расположение в силловом комплексе силлов с разными мощностями и соответственно с разной продолжительностью их остывания определили этот казалось бы неожиданный эффект, когда нет изменения глинистых минералов в осадках, расположенных непосредственно под подошвой силлового комплекса. Результаты рентгенодифрактометрического изучения вторичных минералов в базальтах из скважины 477, Табл. 4.1 [Kurnosov et al., 2008] показали, что в нижней части силлового комплекса, в интервале 92-105 м они представлены смектитом (на дифрактограммах ориентированных препаратов фракции <0.001 мм примесь хлорита едва заметна). В то же время, в верхней его части, в интервале от 58 до 92 м, кроме смектита выявлено заметное количество хлорита, а также тальк и амфибол. Таким образом, по вторичным минералам силловый комплекс можно разделить на два силла. Нижний силл (мощность около 13 м) со смектитом - относительно низкотемпературный. Верхний силл (мощность около 34 м) более высокотемпературный, на что указывает формирование в нем хлорита, талька и амфибола. Кроме того, на основании визуального просмотра образцов базальтов и петрографического их изучения сделан вывод, что силловый комплекс в скважине 477 состоит из двух силлов (рис.4.12). Такой же вывод напрашивается при просмотре распределения химических элементов в силе (рис. 3.1, 3.2).

Эти данные позволяют представить следующий сценарий воздействия силлового комплекса на глинистые минералы осадков, расположенных под подошвой силла. Нижний силл из-за его относительно небольшой мощности, около 13 м, имел недостаточный запас тепла для того, чтобы существенно трансформировать исходные терригенные глинистые минералы в осадках под его подошвой, например, так, как это произошло с глинистыми минералами из осадков мощностью 8 м, расположенных над кровлей верхнего силла. В то же время, поступление тепла от вышележащего силла большой мощности (около 34 м) в осадки, расположенные под силловым комплексом в целом, экранировалось нижележащим силлом, который быстрее остыл, чем верхний силл.

Лаб. номер	Керн-секция, интервал (см)	Глубина (м ниже морского дна)	Смектит	Хлорит- смектит	Хлорит	Тальк	Амфибол	Кварц
1254	9R-1, 57-59	60,57	+++		++		+	+
1255	11R-2, 61-63	79,11	+++		++	++	++	+
1256	12R-1, 49-52	86,99	+++		++	++	++	+
1257	12R-2, 70-73	88,70	+++		++	++	++	+
1258	12R-3, 39-42	89,69	+++	+	++	++	++	+
1259	12R-4, 6-9	90,86	+++		++	++	+	+
1260	12R-4, 76-80	91,56	+++		++	++	+	+
1261	12R-5, 46-50	92,76	+++		+	+		+
1262	13R-1, 53-55	96,53	+++		+			+
1263	13R-2, 13-17	97,48	+++		+	+		+
1264	13R-2, 146-150	98,81	+++		+	+		+

Вторичные минералы в тонкой фракции, извлеченной из базальтов силлового комплекса в скважине 477 (рентгенодифрактометрические данные)

Примечание: +++ много, ++ мало, + примесь. Данные из [Kurnosov et al., 2008]

Основное И кратковременное влияние силлового комплекса на нижележащие мягкие осадки выразилось в уменьшении их пористости и изгнании из них поровых вод [Gieskes et al., 1982; Kastner, 1982]. Удаленная из осадков морская вода проникала в остывающие силлы и приводила в процессе взаимодействия с базальтами к формированию в них вторичных минералов. По петрографическим И рентгенодифрактометрическим данным. а также результатам химического анализа, показавшего низкое содержание в базальтах H_2O^+ от 0.10 до 0.79% [Kurnosov et al., 2008], вторичное минералообразование в базальтах произошло очень слабое. Это может указывать на то, что в базальты мало поступало воды, изгнанной из осадков, находящихся под подошвой силла.



Рис. 4.12. Фотографии шлифов базальтов из скважины 477.

Выводы

На примере скважины 477 установлено различное влияние силлов на изменение вещественного состава осадков, находящихся над силловым комплексом и под ним.

В скважине 477 установлены резкие изменения в химическом составе осадков, составляющих 8-ми метровую толщу, расположенную над силовым комплексом. Эти изменения проявлены в заметном уменьшении содержаний для группы элементов, включающей K, Rb, Tl, Cs, As, Li, Ba, Sb, Bi. Также это проявлено для Zn, Cd и Ag. Группа элементов, характерная для основных магматических пород (Ni, Co, Sc, V, Cr) в осадках над силлом имеет повышенное содержание, что, вероятно, говорит о выносе этих элементов из силлового комплекса в вышележащие осадки. Осадки, залегающие под силлами, в целом, в значительно меньшей степени испытывают тепловое воздействие и химический состав осадков из этой зоны практически идентичен реперным осадкам.

Существенное изменение терригенных глинистых минералов в скв. 477 произошло над кровлей верхнего силла в 8-ми метровом интервале осадков. В самой верхней части этого интервала исчез терригенный смешанослойный иллит-смектит, терригенный диоктаэдрический смектит сохранился и появился новообразованный хорошо окристаллизованный сапонит. Вторичные минералы здесь представлены в основном пиритом, кальцитом, доломитом и кварцем. Кроме того, произошло растворение раковин диатомовых, хлоритизация терригенного биотита, альбитизация плагиоклаза.

Под подошвой силла, даже в непосредственной близости от нее, терригенные глинистые минералы сохранили свой первичный терригенный состав.

РАЗДЕЛ 5. ВЗАИМОСВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ И ТРАНСФОРМАЦИИ СОСТАВА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Известно, что в процессе взаимодействия вода-порода происходит перераспределение химических элементов между гидротермальным раствором и вмещающими магматическими породами. Такие процессы изучены экспериментально и по скважинам глубоководного бурения [Bischoff, Dickson, 1975; Bischoff, Seyfried, 1978; Hajash, 1975; Mottl, Holland, 1978; Seyfried, Bischoff, 1979; Edmond et al., 1979; Гричук, 1999; Гричук, 2000; Курносов, 1986, Kurnosov et al, 2008].

По результатам термодинамического моделирования построены схемы геохимических процессов в гидротермальной системе срединно-океанических хребтов, не перекрытых осадочным чехлом. Одна из таких схем представлена на рисунке 5.1 с некоторыми дополнениями от исходной схемы Д.В. Гричука [Гричук, 1996, 2000], ввиду существенного влияния осадочного покрова на преобразование гидротермального раствора, поступающего из фундамента, сложенного магматическими породами. Присутствие мощной толщи осадков необходимо учитывать при рассмотрении гидротермальных процессов в зонах спрединга в срединно-океанических хребтах, которые непосредственно примыкают к континентальным блокам, в данном случае во впадине Гуаймас.

Для выяснения связи трансформации состава раствора в процессе его миграции сквозь осадочный покров и изменения химического состава осадков, в условиях их гидротермального изменения нужно иметь в идеальном случае скважину, пробуренную в месте разгрузки горячего раствора на дне. Технически это сделать нельзя. Скважины для изучения подводных гидротермальных систем размещают на некотором удалении от горячих источников. Точка бурения 477 расположена за пределами выхода на дне горячих растворов (рис. 1.5).



Рис. 5.1. Общая схема геохимических процессов в гидротермальной системе срединно-океанического хребта, заполненного осадками. Рисунок взят из [Короновский Н.В., 1999], по данным Д.В. Гричука [Гричук, 1996] с дополнениями. Красным прямоугольником выделена область непосредственного изучения в данной работе.

При удалении от места разгрузки раствора верхняя граница высокотемпературной гидротермальной зоны, как известно, опускается.

В скважинах 477 и 477А эта граница находится примерно на глубине 185 м, между забоем скважины 477 и началом отбора керна в скважине 477А. Соответственно, осадки, гидротермально измененные при температуре около 300°С (скважина 477А), которые находятся в интервале 191-267 м, можно приравнять к измененным осадкам из осевой зоны подъема горячих растворов, расположенным непосредственно под гидротермальным полем на дне в южном троге впадины Гуаймас. Поэтому изменения химического состава осадков из этого интервала (191-267 м, скважина 477А) были сопоставлены с изменениями состава гидротермального раствора, проходящего сквозь осадочный чехол в Калифорнийском заливе.

Изменение химического состава раствора при его миграции через осадочный покров показала К. Вон Дамм [Von Damm et al., 1985a, b] при сравнительном изучении подводных гидротермальных источников на 21°с.ш.

Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), где нет осадков, и в южном троге впадины Гуаймас Калифорнийского залива (27°с.ш. ВТП), который перекрыт осадочным чехлом мощностью в несколько сотен метров. Разница в составах гидротермальных источников этих двух участков Восточно-Тихоокеанского поднятия отнесена к искажению состава раствора при его прохождении сквозь осадочный покров в процессе взаимодействия раствор-порода [Гурвич, 1988; Богданов и др., 2006; Богданов, Сагалевич, 2002; Von Damm et al., 1985a, b]. Следовательно, увеличение ИЛИ уменьшение содержания элементов В изливающемся на дне растворе после его прохождения сквозь осадки, должно отражать, соответственно, уменьшение или увеличение их содержания в гидротермально измененных осадках. В основу этих рассуждений было положено допущение, что состав гидротермальных растворов, поступающих в осадочный чехол во впадине Гуаймас из базальтового фундамента аналогичен составу растворов, разгружающихся на 21°с.ш. ВТП. Это допущение основано на том, что гидротермальные растворы, разгружающиеся в глубоководных условиях в рифтовых долинах в отсутствии перекрытия зон их разгрузки осадочным чехлом, в целом имеют близкий химический состав. Это результатами изучения химического подтверждено состава подводных гидротермальных источников в различных частях Мирового океана [Гурвич, 1988]. В срединно-океанических хребтах изверженные магматические породы, сквозь которые проходят восходящие горячие растворы, по своему петрохимическому составу весьма однородны, относятся к толеитовой серии базальтов и объединяются в группу MORB - базальтов срединно-океанических хребтов. Все вышесказанное дает основание для выбора в качестве реперного состав гидротерм 21°с.ш. ВТП. Кроме того, впадина Гуаймас лежит на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия и это (21°с.ш.) ближайший из известных гидротермальных источников в рифтовых долинах, для которого существуют наиболее полные сведения о химическом составе по широкому спектру элементов.

По данным, приведенным Е.Г. Гурвичем [Гурвич, 1988], была построена элементограмма средних составов растворов гидротермальных источников во впадине Гуаймас, нормированных по среднему составу гидротерм в районе 21°с.ш. ВТП (рис. 5.2).

Макро- и микроэлементы

Высокотемпературная зона

Совместное рассмотрение элементограммы гидротермально ДЛЯ измененных осадков из скважины 477А и элементограммы для растворов, прошедших сквозь осадки в южном троге впадины Гуаймас (рис. 5.2) показало, что сильное обеднение растворов Cu, Zn и Cd в условиях их миграции сквозь осадочный покров и одновременное их обогащение K, As и Rb коррелируется с ожидаемым сильным противоположным изменением содержаний этих элементов в гидротермально измененных осадках.



Рис. 5.2. Элементограммы. 1- средний состав гидротермальных растворов во впадине Гуаймас, нормированный по среднему составу гидротерм на 21°с.ш. ВТП (построена по данным Гурвич, 1988); 2 - средний состав гидротермально измененных осадков во впадине Гуаймас, нормированный по среднему составу неизмененных осадков; 3 – интерквартильный размах (25-75%); 4 – минимальные и максимальные значения.

При слабом обогащении раствора Ag предполагалось встретить в гидротермально измененных осадках слабое уменьшение его содержания. Но его концентрация, напротив, заметно повысилась, не подтвердив это предположение.

При сильном снижении концентрации Fe, Mn и Co в подводных гидротермальных источниках впадины Гуаймас по сравнению с гидротермами на 21°с.ш. ВТП ожидалось, что в гидротермально измененных осадках их содержание значительно увеличится. Но как видно на рисунке 5.2 содержание Fe, Mn и Co в осадках только слабо возрастает.

Гидротермально измененные осадки сильно обеднены Li и Ba при практически неизменном содержании Li в растворе и снижении содержания Ba в растворе, прореагировавшего с осадками.

Содержание Ве и Sr слабо увеличивается в гидротермально измененных осадках за счет их поступления из взаимодействующего с ними раствора, в котором также увеличивается содержание этих элементов по сравнению с растворами на 21°с.ш. ВТП. В гидротермально измененных осадках и в растворе наблюдается равное увеличение содержания Са. Содержание Вr в гидротермально измененных осадках уменьшается примерно в 2,5 раза (см. табл. 3.2). Растворы, прошедшие сквозь осадочный покров, слабо обогащены этим элементов [Гурвич, 1998].

При слабом увеличении содержания Na в измененных осадках, в растворе, после его прохождения сквозь осадочный покров, содержание Na практически остается без изменения. Раствор обедняется Si. В то же время, его содержание практически не изменяется в гидротермально измененных осадках. Содержание Al как в осадках, так и в растворе, очень слабо уменьшается. Изменение содержания Pb близко к изменению содержания Al. В измененных осадках содержание Mg слабо увеличивается. Содержание Cl в гидротермально измененных осадках слабо уменьшается (см. табл. 3.2), в растворах – слабо возрастает [Гурвич, 1998].

Относительно низкотемпературная зона

Помимо осадков из высокотемпературной зоны с данными по растворам были сопоставлены полученные данные для осадков из низкотемпературной зоны (рис. 5.3).

Содержание Si, Al, Mn, Ca, Na, K, Ti, P, F в осадках из интервалов III, II, I не изменено или слабо изменено по сравнению с их содержанием в исходных осадках. Соответственно, осадки из скважины 477, при их изменении в относительно низкотемпературных условиях, не участвуют в трансформации состава растворов в отношении этих элементов.

Содержание Fe, S возросло в разной степени в осадках из всех трех интервалов. Наиболее сильно этот рост произошел в переходном участке (интервал III), особенно S.



Рис. 5.3. Элементограммы: 1-3 – средних составов измененных осадков из относительно низкотемпературной зоны, скв. 477: 1 – зона I, 2 – зона II, 3 – зона III, нормированных по среднему составу неизмененных осадков; 4 - средний состав гидротермальных растворов во впадине Гуаймас, нормированный по среднему составу гидротерм на 21°с.ш. ВТП.

Увеличение содержания этой пары элементов связано с формированием Feсульфидов. В гидротермально измененных осадках, во всех интервалах увеличилось также содержание Mg. Таким образом, при взаимодействии растворов с осадками в относительно низкотемпературных условиях растворы обедняются Fe, S, Mg в разной степени.

Содержание Be, As, Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Th, U в осадках, измененных в относительно низкотемпературных условиях (во всех трех интервалах), не изменяется или почти не изменяется по сравнению с их содержанием в исходных осадках (см. рис. 5.3) и, соответственно, эти элементы не участвуют в трансформации состава растворов при их миграции через эти осадки.

Содержание Li, Sr сократилось в измененных осадках из интервалов III, II, I (см. рис. 5.3). Содержание Li уменьшилось наиболее сильно в осадках из интервала III и наименее в интервале I. Концентрация Sr, напротив, максимально уменьшилась в осадках из интервала I и в меньшей степени в осадках из интервалов III, II.

Сильное изменение содержания Cs произошло в осадках из интервала III, в меньшей степени в осадках из интервала II. В осадках из интервала I содержание Cs практически не отличается от его концентрации в неизмененных осадках. Изменение содержания Sb и Cs в осадках в трех интервалах одинаковое. Но степень уменьшения содержания Sb в осадках из интервалов III и II значительно меньше, чем сокращение содержания Cs в этих интервалах. Изменение содержания Tl и Sb в осадках похожи с тем отличием, что в осадках из интервала I содержание Tl немного увеличилось. Содержание Rb в осадках из интервале II содержание Rb в изменение, чем в неизмененных осадках. В интервале II содержание Rb не изменилось и слабо возросло в интервале I.

Таким образом, полученные результаты изучения изменения содержания Li, Sr, Cs, Sb, Tl, Rb в интервалах III, II, I осадков, измененных в относительно низкотемпературных условиях, показывают, что эти осадки участвуют в той или иной степени в увеличении их содержания в растворах. В то же время, осадки из интервала I, как наиболее холодной части разреза, не участвуют в этом процессе в отношении Cs, Sb. Это относится и к Rb из интервала II. Слабое увеличение содержания Rb, Tl в осадках из интервала I возможно слабо влияет на уменьшение этих элементов в растворах.

Содержание Co, Cu, Zn, Ag, Cd, Ba, Pb, Ni, Mo, Bi увеличилось в переходном участке (интервал III). Наибольшее увеличение содержания проявлено для Ag, Cu, Pb, Bi (см. рис. 5.3). Выше по разрезу гидротермально измененных осадков, в более холодной его части (интервалы II и I), также как и в интервале III, произошло увеличение содержания Cu, Ag, Mo, но в значительно меньшей степени. Содержание Co, Zn, Cd, Pb, Ni, Bi в интервалах II и I не изменилось или слабо изменилось по сравнению с их содержанием в неизмененных осадках. В интервале II Ва остался неподвижным, в интервале I его содержание уменьшилось.

Интервал III гидротермально измененных осадков участвует в разной степени в уменьшении в растворах Со, Сu, Zn, Ag, Cd, Ba, Pb, Ni, Mo, Bi. Влияние интервалов II и I на уменьшение содержания в растворах Cu, Ag, Mo также происходит, но оно сильно слабее, чем влияние интервала III. Осадки из интервалов II и I в отношении Co, Zn, Cd, Pb, Bi не участвуют в трансформации состава растворов, интервал II также не участвует в изменении состава растворов в отношении Ba. В свою очередь, в осадках из интервала I Ba стало меньше и, соответственно, он поступил в растворы.

Изменение содержания химических элементов в осадках из скважины 477, которое произошло в условиях относительно низких температур, примерно от 250° C до 100° C, проявлено в основном слабее, чем в осадках из скважины 477A, измененных при температуре около 300° C.

Наиболее резко разница между степенью изменения содержания химических элементов в осадках из скважин 477 и 477А проявлена для K, Zn, As, Rb, Cd, Ba. При резком уменьшении концентрации K, As, Rb, Ba и сильном увеличении содержания Zn, Cd в осадках из высокотемпературной зоны (скважина 477А) эти элементы в осадках, измененных в относительно

низкотемпературных условиях (скважина 477), остаются В основном неподвижными. Таким образом, растворы обогащаются K, As, Rb, Ba и обедняются Zn, Cd при прохождении сквозь осадки, находящиеся В высокотемпературной зоне. Осадки, которые изменяются при более низких температурах, в процессе обмена этими элементами не участвуют, кроме переходного участка (интервал III). Осадки из ЭТОГО интервала при взаимодействии с растворами дополнительно обедняют его Zn, Cd и обогащают Rb, но существенно слабее, чем ЭТО происходит В осадках ИЗ высокотемпературной зоны.

Редкоземельные элементы

Обеднение редкоземельными элементами растворов, разгружающихся в южном троге впадины Гуаймас, по сравнению с их содержанием в гидротермах на 21°с.ш. ВТП [Von Damm, 1985a, b] предполагает увеличение содержания РЗЭ в гидротермально измененных осадках. Но данных по содержанию РЗЭ в гидротермально измененных осадках из скважины 477А, как и вообще в осадках из впадины Гуаймас, не было. Этот пробел был заполнен (см. табл. 3.1, приложение 1, табл. П1).

Сопоставление элементограмм изменения среднего содержания РЗЭ в гидротермально измененных высокотемпературной осадках ИЗ зоны С элементограммой изменения ИХ среднего содержания В растворах, разгружающихся в южном троге впадины Гуаймас (рис. 5.4), показало слабое уменьшение в осадках содержания РЗЭ, не соответствующее масштабу обеднения ими растворов. Содержание РЗЭ в неосветленных гидротермально измененных разностях осадков почти не отличается от их содержания в исходных (неизмененных) осадках. Наибольшее уменьшение содержания РЗЭ выявлено в осветленных осадках. Среди РЗЭ самое большое отклонение от среднего содержания в исходных осадках установлено для Еи для осадков в целом, а также для осветленных и неосветленных их разностей.

В относительно низкотемпературном гидротермальном процессе содержание РЗЭ в осадках из интервалов III и II практически не отклоняется от их содержания в неизмененных осадках (рис. 5.5). В осадках из интервала I содержание всех РЗЭ ниже, чем в неизмененных осадках. В то же время, это понижение концентрации РЗЭ слабое. Таким образом, при изменении осадков из скважины 477 РЗЭ остаются неподвижными. Слабая их подвижность связана с наиболее низкотемпературной частью разреза осадков (интервал I).

Гидротермальное воздействие на осадки в южном троге как высокотемпературное, так и относительно низкотемпературное, не приводит к существенному изменению концентрации РЗЭ в осадках (см. рис. 5.4, 5.5). Соответственно, осадочный покров не оказывает заметного влияния на содержание РЗЭ в растворах, мигрирующих сквозь него.



Рис. 5.4. Элементограммы. Средние содержания РЗЭ: 1-3 в гидротермально измененных осадках во впадине Гуаймас, нормированных среднему по содержанию неизмененных В осадках: 1 - осветленные осадки, 2 - неосветленные осадки, 3 - все осадки (без разделения);

4 - в гидротермальных растворах
во впадине Гуаймас,
нормированных по среднему
содержанию РЗЭ в гидротермах
на 21°с.ш. ВТП.

Рис. 5.5. Элементограммы: 1-3 – средних составов измененных осадков из относительно

низкотемпературной зоны, скв. 477: 1 – зона I, 2 – зона II, 3 – зона III; 4 - средний состав гидротермальных растворов во впадине Гуаймас, нормированный по среднему составу гидротерм на 21°с.ш. ВТП. При совместном рассмотрении изменений среднего химического состава осадков под воздействием восходящих горячих растворов и самих растворов выделяются 3 группы элементов: одни из них интенсивно обмениваются между осадками и растворами в процессе их взаимодействия, другие – средне (умеренно) и третьи - слабо (табл. 5.1).

Сильное влияние осадочного покрова на трансформацию состава раствора, мигрирующего сквозь него

Сильное увеличение содержания Cu, Zn и Cd в гидротермально измененных осадках, примерно в 7 раз для Си и Zn и в 4,5 раза для Cd, обеднением ЭТИМИ сопровождается сильным элементами растворов, разгружающихся в южном троге впадины Гуаймас. Сильное уменьшение содержания K, As и Rb в гидротермально измененных осадках (например, Rb примерно в 30 раз) сопровождается обогащением растворов этими элементами, но не в таком значительном масштабе как для Cu, Zn и Cd. Это количественное соотношение изменения содержания K, As и Rb в осадках и растворах можно объяснить тем, что растворы, поступающие в осадочный покров из базальтового фундамента, обеднены этими элементами по сравнению с растворами на 21°с.ш. ВТП. При прохождении через осадочный покров растворы обогащаются этими элементами за счет сильного обеднения ими осадков. Но их содержание в растворах, разгружающихся в южном троге впадины Гуаймас, все равно низкое, не соответствующее уменьшению их содержания в осадках. Для рассмотренных шести элементов хорошо прослеживается ожидавшееся влияние осадочного покрова на изменение состава растворов, мигрирующих через него: для Cu, Zn и Cd - на обеднение растворов, для K, As и Rb - на их обогащение.

Сильное уменьшение содержания Ва и Li в гидротермально измененных осадках и обеднение раствора Ва, а также очень слабое обеднение раствора Li, можно объяснить тем, что растворы, поступающие в осадочный чехол из

базальтового фундамента, уже обеднены Ва и Li. Концентрация Ва в растворах, мигрирующих сквозь осадочный покров, повышается благодаря поступлению Ва из осадков при их гидротермальном изменении. Но его содержание в растворах все равно остается низким и в результате на поверхности дна разгружаются растворы с пониженным содержанием Ва по сравнению с гидротермами на 21°с.ш. ВТП. С Li происходит то же самое. Растворы, несмотря на дополнительное поступление в них Li из осадков, в конечном итоге, по концентрации в них этого элемента сравнимы с гидротермами на 21°с.ш. ВТП. Можно сделать вывод, что влияние осадков на содержание Ва и Li в растворе при его миграции через осадочный покров очевидно, но его нельзя обнаружить только при изучении химического состава подводных гидротерм.

Умеренное влияние осадочного покрова на трансформацию состава раствора, мигрирующего сквозь него

Увеличение содержания Ад одновременно гидротермально И В измененных осадках и в гидротермальных источниках на дне южного трога во впадине Гуаймас можно объяснить тем, что растворы, поступающие в осадочный покров из фундамента, имеют более высокую концентрацию Ag, чем гидротермы на 21°с.ш. ВТП. Более высокая концентрация Ag в растворе остается и после того как часть Ag из него расходуется, наряду с Zn, Cu, Co и Cd, на формирование в осадках сульфидных минералов. Таким образом, осадки участвуют в обеднении раствора Ад через сульфидообразование в них. Объяснение одновременного увеличения содержания Са в гидротермально измененных осадках и в растворах, прошедших сквозь них, такое же как объяснение, сделанное для Ад. Повышенное содержание Са в гидротермально измененных осадках связано в основном с формированием эпидота в зеленосланцевой зоне и гипса в более низкотемпературной зоне. Значительное уменьшение содержания Br в измененных осадках и слабое обогащение раствора этим элементом повторяет это соотношение, установленное для K, As и Rb. Следовательно, как и для этих элементов, можно сделать вывод, что растворы, проникающие в осадочный покров из базальтового фундамента, обеднены Br по сравнению с растворами на 21°с.ш. ВТП. При пересечении осадочного покрова растворы обогащаются Br за счет его поступления из осадков. Но его содержание в растворах, разгружающихся в южном троге впадины Гуаймас, все равно остается низким, не соответствующим масштабу уменьшения его содержания в осадках.

Слабое влияние осадочного покрова на трансформацию состава раствора, мигрирующего сквозь него

При сильном снижении концентрации Mn и Co в подводных гидротермальных источниках впадины Гуаймас по сравнению с гидротермами на 21°с.ш. ВТП ожидалось встретить значительное увеличение их содержания в гидротермально измененных осадках. Но в осадках содержание Mn и Co только слабо возрастает. Из этого следует, что растворы, поступающие в осадочный покров из базальтового фундамента, уже обеднены Mn и Co по сравнению с растворами на 21°с.ш. ВТП. Влияния осадков на изменение содержания этих элементов в растворе или нет или оно незначительно. Такой же вывод можно сделать для Si и Pb. Гидротермы впадины Гуаймас обеднены ими.

Положение с суммарным Fe такое же, как с Mn и Co. При сильном обеднении железом горячих растворов, разгружающихся в южном троге впадины Гуаймас, его содержание в измененных осадках слабо увеличивается по сравнению с не измененными осадками. Следовательно, осадки слабо участвуют в изменении содержания в растворах суммарного Fe. Но при рассмотрении раздельно Fe^{3+} и Fe^{2+} видно (табл. 3.1, 3.2), что содержание Fe^{3+} в измененных осадках по сравнению с не измененными осадками незначительно уменьшается, слабо обогащая растворы, в то время как содержание Fe^{2+} увеличивается в гидротермально измененных осадках в несколько раза, обедняя растворы и расходуясь прежде всего на формирование сульфидных минералов

в осадках. Таким образом, наиболее выраженное перераспределение Fe при взаимодействии раствор-осадок связано с Fe²⁺. Вероятно, что Fe, зарегистрированное в подводных гидротермах, представлено преимущественно Fe²⁺, учитывая, что постройки «черных курильщиков» сложены сульфидными минералами, содержащими Fe в двухвалентной форме.

Увеличение содержания Ве и Sr в подводных гидротермах впадины Гуаймас при слабом увеличении их содержания в гидротермально измененных осадках показывает, что этими элементами растворы по сравнению с гидротермами на 21°с.ш. ВТП обогащены еще до поступления в осадочный покров. Осадки на концентрацию Ве и Sr в растворах не оказывают заметного влияния.

Слабое изменение содержания Al, Na и Cl в гидротермально измененных осадках, а также оставшееся почти без изменения содержание этих элементов в растворах, разгружающихся во впадине Гуаймас, по сравнению с растворами на 21°с.ш. ВТП, показывают, что процесс взаимодействия раствор-осадок почти не затрагивает эти элементы. Раствор, поступающий в осадочный покров из базальтового фундамента, проходит через осадки практически без изменения содержания в нем Al, Na и Cl.

Слабое увеличение содержания Mg в гидротермально измененных осадках показывает, что раствор, приходящий в осадочный покров из базальтового фундамента, содержит небольшое количество Mg. При миграции раствора через осадочный чехол он расходуется на формирование хлорита. В результате разгружающийся на дне раствор не содержит Mg.

Обеднение редкоземельными элементами растворов, разгружающихся в южном троге впадины Гуаймас по сравнению с их содержанием в гидротермах на 21°с.ш. ВТП [Von Damm, 1985a, b] предполагало значительное увеличение их содержания в гидротермально измененных осадках, сквозь которые эти растворы проходят. Полученные результаты изучения РЗЭ в осадках из скважины 477А не подтвердили это предположение. В гидротермальном процессе РЗЭ в осадках остаются малоподвижными. Следовательно, растворы, поступающие в осадочный покров из базальтового фундамента, уже сильно обеднены РЗЭ по сравнению с их содержанием в растворах на 21°с.ш. ВТП. Влияние осадков на содержание РЗЭ в растворах при их миграции через осадочный покров слабое.

Элементы, по которым не проводились определения содержания в гидротермальном растворе

По элементам, содержание которых в осадках определено, в то время как подводных ЭТИ элементы не изучены В гидротермах, можно дать ориентировочную прогнозную оценку их поведения при гидротермальном воздействии. На основании того, что в гидротермально измененных осадках сильно уменьшено содержание Sb, Cs и Tl и увеличено содержание Mo и Bi по сравнению с исходными осадками (рис. 5.6), можно заключить, что растворы при миграции через осадочный покров в южном троге впадины Гуаймас заметно обогащаются Sb, Cs, Tl и обедняются Мо и Bi. Изменения содержания S, F, Ni, Hf, Ta и W в гидротермально измененных осадках слабое, поэтому влияние осадочного покрова на изменение содержания этих элементов в проходящем сквозь него растворе минимальное. Ti, P, Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Th. U остаются В гидротермально измененных осадках практически неподвижными, поэтому их содержание в растворах, разгружающихся на дне южного трога впадины Гуаймас, должно соответствовать их содержанию в растворах, поступающих из базальтового фундамента в осадочный покров.

В осадках из скважины 477, измененных в относительно низкотемпературных условиях (интервал 110-191 м), в предполагаемом влиянии на состав гидротермальных растворов участвуют те же химические элементы (см. рис. 5.6). Это воздействие уменьшается по мере падения температуры в осадках от интервала III к интервалу I.



Рис. 5.6. Элементограммы: 1-3 – средних составов измененных осадков из относительно низкотемпературной зоны, скв. 477: 1 – зона I, 2 – зона II, 3 – зона III; 4 – средних составов интенсивно измененных осадков из высокотемпературной зоны, скв. 477А, нормированных по среднему составу неизмененных осадков.

увеличении Для проверки предположения об содержания Cs В гидротермальном растворе на выходе из осадочной толщи, в отсутствие данных по содержанию этого элемента в составе растворов во впадине Гуаймас, были сопоставлены данные по содержанию Cs в растворах трога Эсканаба хребта Горда, хребта Хуан де Фука и 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского Поднятия. Для этого были использованы данные из работ [Campbell et al., 1991; Butterfield et al., 1994; Palmer, Edmond, 1989]. В итоге, действительно, оказалось, что содержание Cs в составе растворов, выходящих на поверхность в рифтах, заполненных осадками, превышает в 6 раз (в районе хребта Хуан-де-Фука) и в 27 раз (в троге Эсканаба) значения, измеренные в гидротермах на 21° с.ш. ВТП.

Таблица 5.1

Влияние осадочного покрова

на	грансс	00	рмацию	состава	раство	ров,	МИГ	оиру	ующих	сквозь	него
			1			. ,			, ,		

Элемент	Измененные осадки	Растворы	Степень влияния	Элемент	Измененные осадки	Растворы	Степень влияния	
Cu	+++	•••		Pb	•	•		
Zn	+++	•••		Hf	•	но		
Cd	+++	•••		Та	•	НО		
K	•••	++	ень	W	•	НО		
As	•••	++	теп	Cl	•	+		
Rb	•••	++	ая с	La	•	•		
Ba	•••	••	IbH5	Ce	•	••		
Li	•••	•	Сил	Pr	•	НО		
Sb	•••	но		Nd	•	•••		
Cs	•••	но		Sm	•	•••	лабая	
Tl	•••	но		Eu	•	••		
Ag	++	+		Gd	•	•••	C	
Ca	++	++	1	Tb	•	но		
Fe ⁺⁺	++	НО	вен	Dy	•	•••		
Mo	++	НО	Сред	Но	•	НО		
Bi	++	НО	Ŭ	Er	•	•••		
Br	••	+		Tm	•	но		
Fe	+	•••		Yb	•	НО		
Mn	+	•••		Lu	•	НО		
Co	+	•••		Ti	0	НО		
Si	+	••		Р	0	НО		
Be	+	++		Sc	0	НО	ы	
Sr	+	++	бая	V	0	но	ИНВ	
Na	+	+	CJIA	Cr	0	НО	злиз	
Mg	+	0		Ga	0	НО	ие і	
S	+	НО		Y	0	НО	CTB	
F	+	НО		Zr	0	НО	rcy1	
Ni	+	НО		Nb	0	но	Ō	
Al	•	•		Th	0	НО		
<u> </u>	1	1	J	U	0	НО		

Примечание. Увеличение содержания элемента: +++ - сильное, ++ - среднее, + - слабое; уменьшение содержания элемента: ••• - сильное, •• - среднее, • - слабое; 0 - содержание элемента не изменяется; но - содержание элемента не определялось.

Факторы, влияющие на состав растворов, поступающих из базальтового фундамента в осадочный покров или непосредственно в океан

Разное соотношение увеличения или уменьшения содержания элементов в гидротермально измененных осадках с обеднением, обогащением или отсутствием изменения их содержания в растворах, прошедших через осадки, позволили ориентировочно оценить поэлементно отличие химического состава растворов, поступающих в осадочный чехол из базальтового фундамента в южном троге впадины Гуаймас (в начале их миграции через осадки), и растворов, разгружающихся в океан на 21°с.ш. ВТП непосредственно из базальтов. Растворы, поступающие в осадочный покров, по сравнению с растворами на 21°с.ш. ВТП, обеднены K, As, Rb, Ba, Li, Mn, Co, Br, РЗЭ, Si, Pb и обогащены Ag, Ca, Be, Sr.

Причины различий состава растворов, входящих в осадочный покров из базальтового фундамента в южном троге впадины Гуаймас, и растворов, разгружающихся на 21°с.ш. ВТП непосредственно из базальтов (район в открытом океане без осадочного чехла), могут быть разные. Состав первичного гидротермального раствора, прежде всего, зависит от состава пород, с которыми взаимодействует океанская вода в реакционной зоне. В южном троге впадине Гуаймас морская вода в нисходящих ветвях подводной BO гидротермальной системы поступает в магматический фундамент уже так или иначе трансформированная при прохождении ее сквозь осадочный покров, в то время как на 21°с.ш. ВТП ее изменение начинается в базальтах. Вторым значительным фактором, влияющим на состав раствора может являться глубина залегания магматической камеры, на границе с которой (реакционная зона) происходит наиболее интенсивное превращение океанской воды в гидротермальный раствор. Глубина ее залегания, в свою очередь, зависит от скорости спрединга. Если в рифтах, не перекрытых осадочным чехлом (к которым можно отнести район 21° с.ш. ВТП), она составляет порядка 2 км [Sinton, 1992] при скорости спрединга 6-7 см/год [Spiess et al., 1980], то во впадине Гуаймас эта цифра превышает 5 км [Lizarralde, 2007] при скорости спрединга 5,6 см/год [Сигтеу, Мооге, 1982]. Глубина положения реакционной зоны относительно поверхности дна влияет на разность гидростатического давления, которое определяет условия миграции гидротермального раствора. Чем глубже реакционная зона, тем больше вероятность, что поднимающийся к поверхности дна гидротермальный флюид испытает фазовую сепарацию в океанической коре [Sparks et al., 1997; Богданов, Сагалевич, 2002]. От скорости спрединга также может зависеть время пребывания океанской воды в гидротермальной циркуляционной системе, и, соответственно, отношение вода/порода в системе.

Выводы

Полученные результаты показали, что в процессе взаимодействия раствор-осадок осадочный покров влияет в разной степени для разных элементов на трансформацию состава горячих растворов, мигрирующих сквозь осадочный покров в южном троге впадины Гуаймас. Наиболее сильное изменение концентрации в растворах установлено для Cu, Zn, Cd, K, Li, As, Rb и Ва. Это влияние для одних из этих элементов направлено на сильное обогащение ими раствора, для других, напротив, на сильное обеднение. К этой группе элементов также относятся Sb, Cs и Tl, хотя для этих элементов такое поведение носит характер прогнозирования ввиду отсутствия данных по их содержанию в растворах впадины Гуаймас. Осадочный покров умеренно влияет на изменение содержания в растворе Ag, Ca, Fe^{2+} , Mo, Bi и Br. Осадочный покров почти не оказывает или оказывает незначительное влияние на содержание суммарного Fe, Mn, Co, Si, Be, Sr, Na, Mg, S, F, Ni, Al, Pb, Hf, Ta, W РЗЭ В растворе, взаимодействующим с осадками. В условиях И высокотемпературного (около 300°С) гидротермального изменения осадков остаются в них неподвижными Ti, P, Sc, V, Cr, Ga, Y, Zr, Nb, Th и U и не имеют отношения к их содержанию в растворах, мигрирующих сквозь осадочный покров и разгружающихся на дне в южном троге впадины Гуаймас.

Изменение содержания химических элементов в осадках из скважины 477 (интервал 110-191 м), которое произошло в условиях относительно низких температур, примерно от 250°C до 100°C, проявлено в основном слабее, чем в осадках из скважины 477A, измененных при температуре около 300°C. В этих осадках интенсивность изменения содержания Cu, Zn, Cd, K, As, Rb, Sb, Tl намного меньше, чем в осадках из высокотемпературной зоны. Влияние осадочного покрова на трансформацию состава растворов уменьшается вплоть до его полного прекращения в условиях снижения температуры.

Сильное обеднение Fe, Mn, Co, P3Э растворов, прошедших сквозь осадочный покров и разгружающихся на дне южного трога впадины Гуаймас, которое не компенсировано необходимым по уровню увеличением содержания этих элементов в гидротермально измененных осадках при температуре от 100 до 300°С (интервал 110-267 м), обусловлено, вероятно, сильно пониженным их содержанием В «первичных» растворах, поступивших базальтового ИЗ фундамента осадочный В покров, ПО сравнению С растворами, разгружающимися из базальтов в океан на 21° с.ш. ВТП.

Резкое изменение содержания Cu, Zn, Cd, K, As, Rb в осадках коррелируется с данными, полученными при сравнении состава подводных гидротермальных источников в осевой зоне ВТП на 21°с.ш. и состава растворов, прошедших через осадочный чехол во впадине Гуаймас. Отсутствие такой корреляции для остальных проанализированных элементов указывает на то, что растворы, разгружающиеся на 21°с.ш. ВТП из базальтового фундамента, и растворы, поступающие в осадочный покров во впадине Гуаймас, не полностью идентичны.

Второй возможный вариант объяснения отсутствия корреляции заключается в предположении, что сильная потеря растворами Fe, Mn, Co, P3Э происходит в нижней части осадочного покрова, в интервале от 267 м до кровли базальтового фундамента, не вскрытого в скважине 477А.
На данный момент, более правдоподобным выглядит первое предположение, если взять во внимание повышенную миграционную способность таких элементов, как Fe и Mn, по сравнению с Cu, Zn и Cd.

Получить точный ответ на вопрос - какой из этих выводов соответствует действительности, можно при добуривании скважин 477 и 477А до базальтового фундамента. Другой способ ответить на этот вопрос – провести комплексное исследование гидротермально измененных осадков в Срединной Долине хребта Хуан де Фука, где пробурены глубокие скважины на гидротермальном поле.

Совместное рассмотрение результатов изучения изменения содержания макро- и микроэлементов в гидротермально измененных осадках и в растворах, разгружающихся на дне, позволило получить наиболее приближенное к действительности понимание влияния осадочного покрова на трансформацию состава растворов, проходящих сквозь осадки, перекрывающие гидротермально активную зону спрединга в южном троге впадины Гуаймас в Калифорнийском заливе и предложить модель этого процесса (Рис. 5.7).



Рис. 5.7. Модель гидротермальной системы во впадине Гуаймас Калифорнийского залив. Примечание: с использованием данных по составу гидротермальных источников [Гурвич, 1998], и элементам, извлекающимся из морской воды [Гричук, 1996, Гричук, 2000].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены новые результаты изучения химического и минерального состава гидротермально измененных и исходных неизмененных осадков из глубоководных скважин, пробуренных по Программе океанского бурения во впадине Гуаймас Калифорнийского залива. Впервые для этого ключевого объекта получены данные по большому набору микроэлементов, включая редкоземельные элементы. Для оценки влияния осадочного покрова на трансформацию состава восходящих рудообразующих горячих растворов применен подход совместного анализа результатов изменения химического состава гидротермально измененных осадков и растворов, разгружающихся на дне. В результате проведенного исследования с целью выявить основные закономерности изменения вещественного состава верхнеплейстоценовых осадков, перекрывающих впадину Гуаймас (Калифорнийский залив), в долгоживущей гидротермальной условиях системы, a также под воздействием силлов, и влияния осадочного покрова на трансформацию состава растворов, мигрирующих через него, установлено:

1. Основная перестройка химического и минерального состава осадков во впадине Гуаймас произошла в условиях гидротермальной системы, сформированной в осевой части рифтовой зоны. Выделено две зоны – высокотемпературная и относительно низкотемпературная. Основные преобразования осадков проявлены в высокотемпературной зоне.

2. Влияние силлов на преобразование минерального и химического состава осадков локально и второстепенно по сравнению с воздействием на осадки основной гидротермальной системы. Оно заключается в кратковременном тепловом воздействии на первые метры осадков, которые окружают силлы, и приводит к активизации в них поровых вод и, соответственно, к прохождению процесса взаимодействия вода-порода в период от внедрения силла до его остывания.

3. Главная трансформация состава гидротермальных рудообразующих растворов при их миграции сквозь осадочный покров и, в конечном итоге, разгружающихся на дне в виде «черных курильщиков», происходит в условиях высокотемпературного изменения осадков. Резкое изменение химических В содержания ряда элементов осадках В процессе взаимодействия вода-порода при температуре около 300°С коррелируется в разной степени с данными по изменению химического состава растворов при их пересечении осадочного покрова, полученными при сравнении состава подводных гидротермальных источников во впадине Гуаймас (с осадочным чехлом) и в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21°с.ш. (без осадков).

В проведенном исследовании использованы образцы пород, отобранные из керна скважин, пробуренных в Калифорнийском заливе по Программе океанского бурения (Ocean Drilling Program). Работа выполнена финансовой Российского поддержке фонда фундаментальных при исследований (проекты № 11-05-00347, 14-05-00153) и Международной ассоциации седиментологов (IAS Postgraduate Grant Scheme 2nd session 2012).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Багдасарова М.В. Роль гидротермальных процессов при формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа. 1997. № 9.
- Блинова Е.В. Влияние гидротермальной системы на преобразование химического состава осадков в активной рифтовой впадине Гуаймас в Калифорнийском заливе // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II – М.: ГЕОС, 2013а – с 151-154.
- 3. Блинова Е.В. Преобразование химического состава осадков рифтовой впадины Гуаймас под воздействием гидротермального процесса. // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.) Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013б. Т. І.– с. 91-92.
- Блинова Е.В. Участие осадочного покрова в трансформации состава растворов во впадине Гуаймас Калифорнийского залива // Геохимия литогенеза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. с 283-286.
- Блинова Е.В., Курносов В.Б. Гидротермальные изменения осадков в 5. южном троге впадины Гуаймас Калифорнийского залива И трансформация состава растворов || Литология И полезные И ископаемые. 2015. №6. С. 491-509.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. – Москва: Научный Мир, 2006. 527 с.
- Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. - М.: ГЕОС, 1998. — 312 с. — (Тр. ГИН РАН; Вып. 508).

- Геохимия и геология базальтов и осадков рифта Таджура (Аденский залив). М.: Наука, 1989. 255с.
- Гидротермальные образования рифтовых зон океана / А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, Е.Г. Гурвич. Москва: Наука, 1990. 256 с.
- Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана / Гос. ком. Рос. Федерации по геол. и использ. недр, Всесоюз. науч.исслед. ин-т геол. и минерал. ресурсов Мирового океана. – СПб: Недра, 1992. – 278 с.
- 11. Гричук Д.В. Рудные элементы в гидротермальной системе срединноокеанического хребта // Геохимия. 1996. №7. С. 650-672.
- 12. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир. 2000. 299с.
- Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. Москва: Научный Мир, 1998. 340 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. Москва: Наука, 1991. 176 с.
- 15. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. Москва: Наука, 1990. 216 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. Москва: Наука, 1976. 256 с.
- 17. Короновский Н.В. Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. 1999. №10. С. 55-62.
- Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука. 1986. 251 с.
- Курносов В.Б., Блинова Е.В. Гидротермальные изменения осадков и трансформация состава растворов во впадине Гуаймас Калифорнийского залива // Докл. АН. 2015. Т.461. № 2. С. 197-200.
- 20. Курносов В.Б., Блинова Е.В. Глинистые минералы гидротермально измененных терригенных осадков в рифтовой впадине Гуямас

Калифорнийский залив. // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26-30 сентября 2011 г.). – Казань: Казанский ун-т, 2011. – Том I. – с. 462-464

- 21. Курносов В.Б., Сахаров Б.А., Блинова Е.В. Глинистые минералы в осадках гидротермально активного южного трога впадины Гуа ймас, Калифорнийский залив // Литология и полезные и ископаемые (в *печати*).
- Лисицын А.П. Гидротермальные системы Мирового океана поставка эндогенного вещества / В кн.: Гидротермальные системы и океанические формации срединно-океанических хребтов Атлантики. - М.: Наука, 1993.
 - С. 147-245.
- Лисицын А.П. Современные гидротермальные системы Мирового океана // Смирновский сборник. М. 2000. С. 32-76.
- 24. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Карта планетарного теплового потока масштаба 1:30000000. Москва: изд-во «Оргсервис», 1997. 8 листов.
- Фишер Р.В., Ямода Э., Кэри С. и др. Геология окраинных бассейнов: пер. с англ./Под ред. Б.П. Кохелаара, М.В. Хауэлса. - Москва: Мир. 1987. 464с.
- Biscaye P.E. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in theAtlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans // Geological Society of America Bulletin. 1965. V. 76. P. 803-832.
- 27. Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: Implications for origins of seafloor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. № 25. Pp. 385-397.
- Bischoff J.L., Seyfried W.E., Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C // American Journal of Science. 1978. v.278. Pp. 838-860.
- 29. Blinova E.V., Kurnosov V.B., Murdmaa I.O. (2011): Hydrothermal alteration of sediments in the Guaymas Basin, Gulf of California. In: Abstracts, 28th

IAS Meeting of Sedimentology, Zaragoza, Spain (Eds. B. Bádenas, M. Aurell and A.M. Alonso-Zarza), p. 488.

- Blinova E.V., Kurnosov V.B., Murdmaa I.O. (2012): Alteration of sediments in the southern rift of the Guaymas Basin. In: Abstracts, 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schladming, Austria (Eds. S. Missoni, H.J. Gawlick), p. 185.
- 31. Butterfield D.A., McDuff R.E., Franklin J., Wheat C.G. Geochemistry of hydrothermal vent fluids from Middle Valley, Juan de Fuca Ridge / In Mottl M.J., Davis E.E., et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1994. Vol. 139. Pp. 395-410.
- Byrne J.V., Emery K.O. Sediments of the Gulf of California // Geological Society of America Bulletin. 1960. V. 71. P. 983-1010.
- Campbell A.C., Bowers T.S., Measures C.I. et al. A time series of vent fluid compositions from 21° N, East Pacific Rise (1979, 1981, 1985) and the Guaymas Basin, Gulf of California (1982, 1985). // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 4537-4549.
- Campbell A.C., German C.R., Palmer M.R, Edmond J.M., 1991. Chemistry of hydrothermal fluids from the Escanaba Trough, Gorda Ridge. U.S. Geol, Surv. Bull.
- 35. Curray J.R., Moore D.G. et al. Init. Repts. DSDP. Vol. 64. Part 1-Washington, 1982. 507 p.
- Drits V.A. Electron diffraction and High Resolution Electron Microscopy // Heldenberg: Spring-Verlag, 1990. 287 p.
- Drits V.A., Tchoubar C. X-Ray diffraction by disordered lamellar structures // Heldenberg: Spring-Verlag, 1990. 371 p.
- Edmond J.M., Measures C., Mangum B., Grant B., Sclatter R., Hudson A., Gordon L.I., Corliss J.B. On the formation of metal-rich deposits at ridge crests // Earth and Planetary Science Letters. 1979. v.46. N 1. 19-30.
- Einsele G. Mechanism of sill intrusion into soft sediment and expulsion of pore water // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1169-1176.

- Einsele G., Gieskes J., Curray J. et al. Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. 1980. Nature. 283. P. 441-445.
- 41. Einsele, G. et al. Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. Nature . 1980. Vol. 283. Pp. 441–445.
- Elders W.A., Hoagland J.R., McDowell S.D., Cobo J.M. Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto // Geothermics. 1979. 8. P. 201-209.
- 43. Gieskes J.V., Einsele G., Kelts K., Niemitz J. Hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1159-1167.
- 44. Hajash A. An experimental investigation of high-temperature seawater-basalt interactions. 1975. Geol. Soc. Am. 87th Ann. Meet. Abstr. 771 p.
- Hamilton, W., Origin of the Gulf of California. // Geol. Soc. Am.Bull., 72. 1961. P. 1307-1318.
- 46. Herzen R.P. Von, Uyeda S. Heat flow through the Eastern Pacific ocean floor// J. Geophys. Res. 1963. V. 68. P. 4219-4250.
- 47. Hoagland J.R., Elders W.A. Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico, I. Hidrothermal mineral zonation // Geotherm. Resourc. Counc. Trans. 1978. 2. P. 283-286.
- 48. Jennings S., Thompson G.R. Diagenesis of Plio-Pleistocene of the Colorado River Delta, South California // J. Sediment. Petrol. 1986. Vol. 56. P. 89-98.
- Kadko D., Moore W. Radiochemical constraints on the crustal residence time of submarine hydrothermal fluids: Endeavour Ridge // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988. Vol. 52. P. 659-668.
- Kastner M. Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1143-1158.
- Kelts K. Petrology of hydrothermally metamorphosed sediments at deep sea drilling site 477, southern Guaymas Basin rift, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1123-1136.

- Kovach, R. L., Allen, C. R., and Press, F., 1962. Geophysical investigation in the Colorado Delta region. J. Geophys. Res., 67: 2845-2871.
- Kurnosov V.B., Zolotarev B.P. et al. Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments (Technical note). – Transactions of the Geological Institute. – Moscow: GEOS. 2008. Vol. 581. 1046 p.
- Lawver, L. A., Williams, D. L., 1979. Heat flow in the Central Gulf of California // Geophys. Res., 1979. V. 84. P.3465-3478.
- 55. Lizarralde D., Axen G.J., Brown H.E. et al. Variations in styles of rifting in the Gulf of California // Nature. 2007. Vol. 448. Pp. 466-469.
- Lonsdale P., Becker K. Hydrothermal plumes, hot springs, and conductive heat flow in the southern trough of Guaymas Basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. N 73. P. 211-225.
- 57. Lonsdale P., Bischoff J.L., Burns V.M. et al. A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth and Planet. Sci. Letter. 1980. V. 49. P. 8-20.
- 58. Lonsdale, P. Geology and tectonic history of the Gulf of California. / In: The Eastern Pacific Ocean and Hawaii (eds Winterer, E. L., Hussong, D. M. & Decker, R. W.). 1989. Vol. N of The Geology of North America (Geological Society of America, Boulder, Colorado,). Pp. 499–521.
- 59. Menard, H. W. The East Pacific Rise. // Science, 1960. V. 132. P. 1737-1746.
- 60. Moore D.G. Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. N. 84. P. 1883-1906.
- Moore D.G., Currey J.R. Geologic and tectonic history of the Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1279-1296.
- Mottl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. - I. Experimental results for major and minor components of seawater // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1978. V.42. 1103-1115.
- Niemitz J. Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 695-716.

- 64. Olson E.R., Elders W.A. Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico, II. Isotopic geochemistry // Geotherm. Resourc. Counc. Trans. 1978. 2. P. 513-516.
- Orians K.J, Bruland K.W. The biogeochemistry of aluminum in the Pacific Ocean // Earth Planet Sci. Lett. 1986. Vol. 78. P. 397-410.
- Palmer M.R., Edmond J.M. Cesium and rubidium in submarine hydrothermal fluids: evidence for recycling of alkali elements // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V.95. Pp. 8-14.
- 67. Peter J.M., Scott S.D. Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California // Canad. Miner. 1988. V.26. P. 567-587.
- Phillips, R. P. Seismic refraction studies in Gulf of California. In Marine Geology of the Gulf of California (eds van Andel, T. & Shor, G. G.) AAPG Mem. 3, 90–125 (1964).
- Rusnak, G. A., Fisher, R. L. Structural history and evolution of Gulf of California. In van Andel, Tj. H., and Shor, G. G., Jr. (Eds.), Marine Geology of the Gulf of California: A Symposium: Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 3: Tulsa (AAPG). 1964. P.144-156.
- Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A. Determination of illitesmectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile filling // Clays and Clay Minerals. 1999. V. 47. P. 555-566.
- 71. Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures. // Modeling of diffraction effects. Chapter 2.3. Handbook of Clay Science, 2-d Edition. Part B. Techniques and Applications / Eds Bergaya F., Lagaly G. Amsterdam, Boston, Heidelberg, Londom, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51-135.
- 72. Seyfried W.E., Jr., Bischoff J.L. Low temperature basalt alteration by seawater: An experimental study at 70°C and 150°C // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1979. V.43. № 12. Pp. 1937-1947.

- Seyfried W.E., Mottl M.J. Hydrothermal alteration basalt by seawater under seawater dominant conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1982. - Vol. 46. - P. 985-1002.
- 74. Shanks W.C., Niemitz J. Sulfur isotope studies of the hydrothermal anhydrite and pyrite, deep sea drilling project Leg 64, Guaymas Basin, Gulf of California. Init. Repts. DSDP, 64, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1982. P.1137-1142.
- Shephard, F. P. Submarine Topography of the Gulf of California: Pt. 3 of the 1940 E. W. Scripps Cruise to the Gulf of California. // Geol. Soc. Am. Mem. 1950. V. 43.
- Sinton J.M., Detrick R.S. Mid-ocean ridge magma chambers // J. of Geophys. Res. 1992. Vol. 97. N. B1 Pp. 197-216.
- Sparks R.S.J., Bursik M.I., Carey S., Woods A.W. et al. Volcanic Plumes. Johr. Wiley. N.Y., 1997. - 574 pp.
- Spiess F. N., Macdonald Ken C., Atwater T. et al. East Pacific Rise: Hot Springs and Geophysical Experiments // Science. 1980. Vol. 207. № 4438. P. 1421-1433.
- 79. The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission (IHFC), University of North Dakota, USA; (data copied, 18.02.2015), http://www.heatflow.und.edu/index2.html
- Velde B., Suzuki T., Nicot E. Pressure-temperature-composition of illitesmectite minerals: Niger delta mudstones and other examples // Ibit. 1986. Vol. 34. P. 435-441.
- 81. Vine, F. J. Spreading of the ocean floor new evidence // Science. 1966.154.P.1405-1415.
- Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B., et al. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N, East Pacific Rise // Geochem. Cosmochem. Acta. 1985a. V. 49. N 11. P. 2197-2220.

- Von Damm K.L., Edmond J.M., Measures C.J., Grant B. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California // Geochem. Cosmochem. Acta. 1985b. V. 49. N 11. P. 2221-2237.
- Wegener, A., 1924. The Origin of Continents and Oceans, trans, by J.Biram: New York (Dover), 1966.
- Williams D.L., Becker K., Lawver L.A., Von Herzen R.P. Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California // J. Geophys. Res. 1979. N 84. P. 6757-6796.
- Wilson, J. T. A new class of faults and their bearing on continental drift. // Nature. 1965. N 207. P. 343-347.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Химический состав осадков из скважины 477 впадины Гуаймас

Рейс	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64
Точка	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477
Скв., секция	1R-CC	2R-1	2R-3	3R-1	3R-1	3R-2	4R-CC	5R-2	7R-1	7R-2	7R-CC	15R-1	15R-1
Интервал (см)	10-14	75-79	70-74	65-68	108-112	74-80	0-5	55-60	84-88	75-79	10-15	0-5	36-40
Лаб. номер	2695	1249	2696	3100	3101	1250	2697	1251	1252	1253	2698	1265	3102
Глубина, м	0,1	1,75	4,6	11,15	11,58	12,54	21,31	31,25	49,34	50,55	50,7	105,5	105,86
(Becobbie %):													
SiO_2	54,85	56,07	60,21	62,40	65,27	63,43	57,43	63,08	54,86	61,07	60,62	61,75	58,91
TiO_2	0,63	0,71	0,73	0,59	0,52	0,50	0,45	0,49	1,20	0,78	0,82	0,72	0,57
Al_2O_3	12,60	10,89	11,52	13,72	13,43	7,87	9,40	7,50	12,14	13,14	12,95	12,57	14,84
$\mathrm{Fe_2O_3}$	3,79	4,96	4,83	3,97	3,51	3,10	3,01	3,22	4,70	2,88	2,20	4,04	4,07
FeO	1,13	0,58	0,42	0,46	0,28	0,44	0,60	0,29	2,57	1,18	1,77	0,83	0,51
MnO	0,16	0,14	0,07	0,07	0,06	0,09	0,07	0,13	0,15	0,06	0,07	0,12	0,09
MgO	3,03	3,44	3,05	2,65	2,08	2,52	2,29	2,62	4,92	8,10	9,95	4,35	4,88
CaO	2,37	4,31	2,20	3,46	3,18	6,05	6,24	6,52	9,74	3,03	3,01	2,27	1,14
Na_2O	4,73	4,27	3,00	2,75	2,97	2,30	3,51	2,45	3,20	3,36	2,68	2,05	1,59
K_2O	2,46	2,81	2,50	2,66	2,86	2,02	1,70	1,85	1,19	0,76	0,74	3,34	2,43
P_2O_5	0,25	0,38	0,20	0,28	0,23	0,25	0,17	0,26	0,26	0,26	0,14	0,24	0,23
п.п.п.	13,37	13,28	10,76	6,37	5,01	13,69	14,38	13,39	5,02	5,50	5,25	8,29	10,27
Сумма	99,37	101,85	99,49	99,39	99,40	102,26	99,25	101,81	99,94	100,13	100,19	100,57	99,52
S	0,34	1,40	0,56	1,07	0,84	1,08	1,38	1,12	1,53	0,40	0,38	1,51	1,96
CI	2,41	3,58	1,94	0,75	0,70	2,07	2,41	2,08	1,00	1,31	0,98	06,0	0,60
CO_2	1,30	1,03	0,35	0,98	1,12	2,90	2,30	I	1,80	0,50	<0,2	2,03	06'0
H_2O^-	3,80	4,28	3,68	2,74	2,09	4,47	4,18	4,09	2,16	3,63	2,70	4,42	6,19
C _{opr.}	1,85	1,87	1,68	$<\!0,1$	$<\!0,1$	2,07	2,08	1,86	1,09	0,40	0,22	0,71	0,15
(mkr/r):													
Н	I	560	321	495	414	630	295	550	450	310	288	480	337
Ge	I	0	1	\sim	\sim	1	$\overline{\nabla}$	1	2	1	\sim	2	\sim
Br	I	215	85	70	47	167	93	129	27	30	19	13	31
Ι	1	82	67	34	43	62	21	42	6	7	\Diamond	12	6

Рейс	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64
Точка	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477
Скв., секция	15R-1	16R-1	16R-2	16R-5	17R-2	17R-3	19R-1	19R-3	20R-2	21R-1	22R-1	23R-1
Интервал (см)	92-98	28-34	75-78	45-50	70-74	68-70	110-112	0-5	80-85	29-33	77-81	96-101
Лаб. номер	2701	2702	2704	1266	1267	2706	2707	1268	2708	2709	2710	1269
Глубина, м	106,42	115,28	117,25	121,15	126,66	127,98	144,6	146,3	154,95	162,79	172,77	182,46
(Becobble %):												
SiO_2	61,37	54,98	60,15	62,20	60,67	38,12	60,71	62,32	59,06	59,31	44,74	57,81
TiO_2	0,75	0,76	0,78	0,75	0,78	0,56	0,73	0,74	0,59	0,63	0,64	0,69
Al_2O_3	12,06	14,45	13,37	12,22	11,94	12,59	14,81	14,49	15,01	14,20	14,72	11,26
$\mathrm{Fe_2O_3}$	4,87	4,21	4,49	4,01	3,14	3,98	2,63	2,01	3,57	3,25	10,20	5,36
FeO	0,71	0,78	0,63	0,86	1,53	1,20	2,06	2,83	1,85	1,88	1,63	3,11
MnO	0,04	0,05	0,06	0,07	0,09	0,26	0,07	0,07	0,07	0,14	0,13	0,11
MgO	4,48	6,22	6,30	5,07	5,66	6,15	3,44	3,28	3,74	5,25	4,74	4,41
CaO	0,45	1,67	0,73	0,40	1,95	13,44	4,67	4,52	2,49	2,34	3,64	4,42
Na_2O	1,68	1,66	1,56	1,48	1,89	1,74	2,73	2,50	3,07	3,65	4,02	3,13
K_2O	2,92	2,97	2,98	3,66	3,86	2,52	2,99	3,19	3,08	2,14	1,84	3,00
P_2O_5	0,19	0,17	0,17	0,23	0,23	0,17	0,23	0,28	0,21	0,18	0,26	0,26
п.п.п.	9,92	11,47	8,77	8,84	7,86	17,23	4,23	3,82	6,51	6,14	8,92	6,66
Сумма	99,44	99,39	100,01	99,80	99,60	97,97	99,30	100,04	99,24	99,13	95,48	100,22
S	1,30	2,48	1,00	1,62	2,36	3,42	0,66	0,54	1,18	1,17	8,74	2,97
CI	0,71	1,24	0,78	0,84	0,72	1,07	0,52	0,57	0,51	0,55	0,57	0,65
CO_2	<0,2	0,35	<0,2	0,27	0,22	9,30	1,55	1,78	<0,2	<0,2	0,62	0,63
H_2O^-	3,83	3,88	2,75	2,05	2,84	1,79	0,59	0,58	1,13	0,71	0,58	0,80
C _{opr.}	0,65	0,34	0,64	0,54	0,45	0,68	0,17	0,27	1,07	0,85	0,55	0,93
(MKL/T):												
Ц	213	191	232	330	570	691	472	720	403	396	503	850
Ge	\sim	$\overline{\nabla}$	$\overline{\nabla}$	1	1	$\overline{\sim}$	$\overline{\nabla}$	2	1	1	2	ŝ
Br	16	22	18	23	16	14	12	9	12	12	8	21
I	Ş	Ŷ	<5	9	9	\gtrsim	ŝ	28	Ŷ	Ŷ	Ŷ	21

Рейс	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64
Точка	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477	477
Скв., секция	1R-CC	2R-1	2R-3	3R-1	3R-1	3R-2	5R-2	7R-1	7R-2	7R-CC	15R-1	15R-1	16R-1	16R-5	19R-3	20R-2	22R-1	23R-1
Интервал (см)	10-14	75-79	70-74	65-68	108-112	74-80	55-60	84-88	75-79	10-15	0-5	36-40	28-34	45-50	0-5	80-85	77-81	96-101
Лаб. номер	2695	1249	2696	3100	3101	1250	1251	1252	1253	2698	1265	3102	2702	1266	1268	2708	2710	1269
Глубина, м	0,1	1,75	4,6	11,15	11,58	12,54	31,25	49,34	50,55	50,7	105,5	105,86	115,28	121,15	146,3	154,95	172,77	182,46
(MKT/T):																		
Li	57,9	61,1	57,3	47,1	42,9	35,7	35,7	12,1	8,4	9,1	25,7	28,5	17,2	16,4	12,1	11,0	7,4	8,4
Be	1,6	1,6	1,6	1,4	1,4	1,2	1,1	1,0	1,0	1,2	2,0	1,7	1,8	1,8	1,8	2,1	1,7	2,0
Sc	8,9	9,2	8,9	9,9	6,7	7,5	7,8	24,1	15,7	15,0	9,7	9,4	9,1	9,5	9,1	9,7	9,0	12,0
^	93,7	82,1	89,2	88,6	84,6	87,0	83,0	171,0	132,0	115,0	98,9	104,2	98,5	96,5	78,2	93,5	94,4	108,0
Cr	102	33,7	41,7	43,58	29,95	45,7	32,9	203	45,8	53,1	33,2	36,6	41,7	37,4	25,7	45	39,1	42,7
Co	9,8	11	10	12,2	8,9	8,4	8,3	24,4	25,3	24,4	9,9	10,4	11,4	11,5	10,4	10,8	28,5	34,6
Ni	60	25	28,5	24,8	18,7	33,6	31,1	106	36,4	28,6	28,5	29,19	34	19,6	14,8	26,1	58,1	40,1
Cu	37	31,4	29,3	17,7	16,2	38,2	39,9	61,9	14,7	18	38,3	31,05	34	34,9	19,3	38,5	107	90,2
Zn	107	103	98,4	99,92	72,6	107	117	66	40,2	37,2	66	104,2	112	87,7	85,2	107	190	165
Ga	14,7	14,9	15,1	15,5	13,9	10,8	10,3	14,3	15,1	15,4	16,3	15,41	15,6	16,1	14,9	17,2	14,2	15
As	9,5	9,7	8,7	10,0	9,0	7,0	7,4	3,7	1,9	2,1	11,2	10,97	12,8	14,9	6,6	18,9	13,3	< 110
Rb	84,3	86,7	86,2	103.5	103	63,6	57,5	27,3	27,9	31,1	122	114,3	117	137	103	79,1	39,8	62,2
Sr	182	248	179	424	428	289	323	240	215	247	319	305	110	55,7	244	195	255	227
Y	18,4	19,6	19,1	23,9	20,6	14,4	14,1	22	19,2	19,7	20,5	22,62	18,7	19,9	21,4	22,8	20	22,9
Zr	131	134	135	154	165	84	84,2	105	121	129	144	145	140	152	175	156	130	148
Nb	9,4	9,7	10	12,6	10,9	6,6	5,8	5	9,1	9,8	11	11,2	10.8	11,4	12,4	11,7	10,3	11,1
Mo	5,4	6,1	4,5	3,5	2,0	12,6	11,3	8,8	4,6	11,5	4,8	4,7	4,7	3,8	2,6	5,5	5,6	7,5
Ag	0,26	0,33	0,28	0,20	0,19	0,45	0,46	0,34	0,05	0,082	0,26	0,30	0,25	0,32	0,28	0,45	4,6	0,17
Cd	0,55	0,93	1,0	1,0	0,5	2,2	2	1	0,26	0,34	0,9	1,18	1,2	0,86	0,31	1,3	2	2,4
Sb	1,9	1,9	1,8	2,6	2,7	1,7	1,7	1,1	1	1,1	2,7	3,0	2,5	3,5	1,9	2,5	2,4	0,5
Cs	11,4	14	11,9	10,2	8,6	5,9	5,9	ю	3,2	3,7	11,2	12,4	8,6	7,6	3,6	7	0,51	0,6
Ba	457	564	431	1057	795	475	423	213	219	253	404	712	427	402	669	732	1107	1257

						r																					-
64	477	23R-1	96-101	1269	182,46	33,2	67,7	7,2	27,7	5,4	1,1	4,7	0,69	4,1	0,8	2,4	0,34	2,3	0,34	3,7	0,72	1,8	0,35	139,9	0,91	9,9	V V
64	477	22R-1	77-81	2710	172,77	26,7	56,6	9	24,1	4,6	1	4,1	0,61	3,5	0,71	2	0,29	2	0,3	3,4	0,7	1,4	0,25	98,7	0,84	6	2 5
64	477	20R-2	80-85	2708	154,95	28,4	54,4	6,5	26,5	5,1	1,1	4,5	0,67	3,8	0,78	2,3	0,33	2,3	0,34	4	0,8	1,5	0,55	24,8	0,22	9,4	с 8
64	477	19R-3	0-5	1268	146,3	28,7	58,8	6,4	25	4,8	1,1	4,2	0,63	3,6	0,74	2,2	0,31	2,3	0,34	4,8	0,86	1,3	0.56	16,8	0,13	9,8	3
64	477	16R-5	45-50	1266	121,15	22,6	52,8	5,5	22,3	4,4	0,91	3,9	0,59	3,4	0,71	2	0,29	2	0,29	3,9	0,8	1,7	0,91	23,3	0,2	8,1	<i>о с</i>
64	477	16R-1	28-34	2702	115,28	22,3	51,1	5,1	20,6	4	0,88	3,7	0,54	3,1	0,65	1,9	0,28	1,9	0,28	3,8	0,76	1,5	1,1	18,9	0,2	7,5	90
64	477	15R-1	36-40	3102	105,86	28,5	62,7	6,8	26,6	5,3	1,12	4,9	0,7	4,3	0,84	2,6	0,37	2,5	0,4	4,5	0,89	2,1	1,02	27,2	0,29	11,4	43
64	477	15R-1	0-5	1265	105,5	26,8	56,3	5,9	23,5	4,4	0.93	4,1	0,6	3,5	0,71	2,1	0,29	2,1	0,3	3,9	0,76	1,6	0,86	21,7	0,24	9,1	3
64	477	7R-CC	10-15	2698	50,7	27,7	54,2	5,8	22,7	4,3	0,8	3,8	0,56	3,4	0,68	2	0,29	1,9	0,29	3,3	0,63	1,2	0,17	17,7	0,09	7,9	5 5
64	477	7R-2	75-79	1253	50,55	20,8	48,6	4,9	19,3	3,8	0,86	3,6	0,55	3,2	0,65	1,9	0,28	1,9	0,28	3,3	0,66	1	0,15	16,5	0,071	7,4	4
64	477	7R-1	84-88	1252	49,34	9,9	24,4	3	13,4	3,3	1	3,7	0,59	3,7	0,79	2,3	0,32	2,2	0,33	2,7	0,36	0.5	0,39	19,6	0,078	2,9	31
64	477	5R-2	55-60	1251	31,25	15	35,8	3,6	14,7	2,9	0,65	2,6	0,4	2,3	0,47	1, 4	0,21	1,4	0,2	2,2	0,41	0,67	0,43	17,9	0,15	5,7	59
64	477	3R-2	74-80	1250	12,54	16	35,5	3,8	15,6	33	0,67	2,7	0,41	2,3	0,48	1,4	0,21	1,4	0,22	2,4	2	0,71	0,52	15,8	0,15	5,8	6.4
64	477	3R-1	108-112	3101	11,58	29,7	59,2	6,4	24,6	4,8	1,12	4,5	0,65	3,91	0,78	2,4	0,33	2,3	0,4	5,0	0,87	1,47	0,85	38,29	0,13	11,8	3.7
64	477	3R-1	65-68	3100	11,15	28,7	58,3	6,7	26,7	5,1	1,27	4,7	0,68	4,00	0,76	2,2	0,32	2,2	0,3	3,1	0,79	1,54	0,99	338	0,24	10,8	4.0
64	477	2R-3	70-74	2696	4,6	22,8	41,2	5,4	21,6	4,2	0,94	3,8	0,56	3,2	0,65	1,9	0,27	1,9	0,28	3,5	0,66	1,3	0,57	18,5	0,18	7,2	<i>c</i>
64	477	2R-1	75-79	1249	1,75	25	50,7	9	24,2	4,6	1	4,1	0,61	3,5	0,7	7	0,29	2	0,3	4,4	0,72	1,4	0,62	18,9	0,19	6	3.2
64	477	1R-CC	10-14	2695	0,1	20,9	44,6	5,2	20,8	4,1	0,92	3,7	0,54	3,1	0,64	1,8	0,27	1,8	0,27	3,4	0,63	1,4	0,59	75,6	0,19	7,6	77
Рейс	Точка	Скв., секция	Интервал (см)	Лаб. номер	Глубина, м	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Та	W	IT	Pb	Bi	Th	11

Содержание химических элементов (мкг/г) в исходных осадках впадины Гуаймас

					Реперы				
				Скважин	ы 477, 478	8, 481/481A			
лент	Алев	ритовые р	азности	Пе	счаные раз	зности	Bce	е осадки в	месте
Элем	Пред содерж	целы жаний	Среднее содержа-	Пред содерж	целы жаний	Среднее содержа-	Пред содерж	целы жаний	Среднее содержа-
	Мин	Макс	ние (n=5)	Мин	Макс	ние (n=2)	Мин	Макс	ние (n=7)
Si	275672	299407	290853	293321	306776	300049	275672	306776	293481
Al	71283	78193	74213	71501	73052	72277	71283	78193	73660
Fe	27101	35484	31805	26900	31537	29219	26900	35484	31066
Fe^{3+}	24472	33496	27050	24707	27916	26311	24472	33496	26839
Fe ²⁺	1989	8281	4755	2193	3621	2907	1989	8281	4227
Mn	401	1417	826	441	530	485	401	1417	728
Mg	13499	25550	17371	12640	16099	14370	12640	25550	16514
Ca	14330	33537	23440	22865	24909	23887	14330	33537	23568
Na	16469	25119	21345	20542	22175	21359	16469	25119	21349
Κ	21124	24629	22702	22216	23910	23063	21124	24629	22805
Br	11,0	45,0	30,0	47,0	69,8	58,4	11,0	69,8	38,2
Cl	4153	12900	7185	6960	7537	7249	4153	12900	7203
Li	41,7	55,0	48,3	42,9	47,1	45,0	41,7	55,0	47,4
Be	1,3	1,5	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	1,5	1,4
Co	8,9	12,8	10,8	8,9	12,2	10,6	8,9	12,8	10,7
Cu	16,5	27,9	20,6	16,2	17,7	17,0	16,2	27,9	19,6
Zn	67	105	84	73	100	86	67	105	85
As	8,9	13,9	11,4	9,0	10,0	9,5	8,9	13,9	10,9
Rb	94	105	99	103	104	103	94	105	100
Sr	280	430	366	424	428	426	280	430	383
Ag	0,14	0,29	0,21	0,19	0,20	0,20	0,14	0,29	0,20
Cd	0,42	1,34	0,77	0,48	1,04	0,76	0,42	1,34	0,77
Ba	658	810	708	795	1057	926	658	1057	770
Pb	16,2	29,4	22,2	38,3	38,3	38,3	16,2	38,3	24,9
Ti	3235	5312	4048	3120	3588	3354	3120	5312	3850
Р	517	1128	938	1008	1234	1121	517	1234	991
S	4744	6803	5699	5062	6448	5755	4744	6803	5715
F	325	470	394	414	495	455	325	495	411
Sc	7,1	11,0	8,3	6,7	9,9	8,3	6,7	11,0	8,3
V	74,0	99,2	91,2	84,6	88,6	86,6	74,0	99,2	89,9
Cr	21,4	43,4	36,0	30,0	43,6	36,8	21,4	43,6	36,2
Ni	17,3	28,0	22,3	18,7	24,8	21,7	17,3	28,0	22,1
Ga	14,1	16,8	15,6	13,9	15,5	14,7	13,9	16,8	15,4
Y	20,3	24,7	21,5	20,6	23,9	22,3	20,3	24,7	21,7

					Репе	ры			
				Скважи	ны 477, 4	478, 481/481 <i>A</i>	L		
мент	Ален	вритовые	разности	Пе	счаные р	азности	Bc	е осадки в	месте
Элег	Пре, содер	делы жаний	Среднее содержа-	Пред содер:	целы жаний	Среднее содержа-	Пре, содер:	делы жаний	Среднее содержа-
	Мин	Макс	ние (n=5)	Мин	Макс	ние (n=2)	Мин	Макс	ние (n=7)
Zr	137	167	154	154	165	159	137	167	156
Nb	11,1	12,9	12,0	10,9	12,6	11,7	10,9	12,9	11,9
Mo	1,4	4,8	3,2	2,0	3,5	2,8	1,4	4,8	3,1
Sb	2,8	3,3	3,1	2,6	2,7	2,7	2,6	3,3	2,9
Cs	8,9	13,1	10,3	8,6	10,2	9,4	8,6	13,1	10,0
Hf	3,9	5,1	4,6	3,1	5,0	4,0	3,1	5,1	4,4
Та	0,77	0,97	0,86	0,79	0,87	0,83	0,77	0,97	0,85
W	1,5	1,9	1,7	1,5	1,5	1,5	1,5	1,9	1,6
T1	0,68	0,86	0,78	0,85	0,99	0,92	0,68	0,99	0,82
Bi	0,13	0,25	0,16	0,13	0,24	0,19	0,13	0,25	0,17
Th	8,3	11,5	10,2	10,8	11,8	11,3	8,3	11,8	10,5
U	2,4	3,8	3,3	3,7	4,0	3,8	2,4	4,0	3,4
La	26,5	31,2	29,0	28,7	29,7	29,2	26,5	31,2	29,0
Ce	51,9	60,4	57,2	58,3	59,2	58,7	51,9	60,4	57,6
Pr	6,3	7,0	6,6	6,4	6,7	6,5	6,3	7,0	6,6
Nd	24,5	27,4	25,7	24,6	26,7	25,6	24,5	27,4	25,7
Sm	4,8	5,3	5,0	4,8	5,1	4,9	4,8	5,3	5,0
Eu	1,15	1,18	1,17	1,12	1,27	1,20	1,12	1,27	1,18
Gd	4,1	4,9	4,5	4,5	4,7	4,6	4,1	4,9	4,5
Tb	0,64	0,72	0,67	0,65	0,68	0,67	0,64	0,72	0,67
Dy	3,7	4,1	3,9	3,9	4,0	4,0	3,7	4,1	3,9
Но	0,72	0,82	0,77	0,76	0,78	0,77	0,72	0,82	0,77
Er	2,2	2,4	2,3	2,2	2,4	2,3	2,2	2,4	2,3
Tm	0,30	0,35	0,33	0,32	0,33	0,33	0,30	0,35	0,33
Yb	2,1	2,4	2,2	2,2	2,3	2,3	2,1	2,4	2,3
Lu	0,31	0,37	0,34	0,33	0,36	0,35	0,31	0,37	0,34

Таблица П3

Содержание химических элементов (мкг/г) в гидротермально измененных осадках впадины Гуаймас

		нные	Среднее содержа-ние	(n=7)	296020	62351	46986	26314	20672	1088	24102	37390	24832	1447	18,6	8123	5,2	1,7	17,9	196	914	0,7	3	463	0,32
И		Неосветле	целы жаний	Макс	324958	75005	72666	54152	30429	1822	33839	81990	31070	3106	37,5	14090	7,9	2,3	38,4	665	1933	1,6	6	730	0,79
ные осадк	ина 477А	[ted∐ ted∏	Мин	262718	50404	37726	15746	4700	544	13359	23405	14911	637	9,4	5850	1,8	1,2	7,3	6,8	131	0,2	1	391	0,0
Изменен	Скваж	Hble	Среднее содержа-	ние (n=5)	318294	65948	29977	14820	13491	515	17640	34253	31288	1480	7,8	3845	3,8	1,7	7,6	51,1	154	0,9	ŝ	484	0,62
		Осветлени	целы жаний	Макс	348630	73625	40285	19632	20653	627	20907	58781	33838	1583	9,0	5210	4,9	1,9	11,0	80,3	417	1,5	4	607	1.57
			Прел содер:	Мин	305033	58727	16848	6003	2190	416	14499	17170	27511	1338	5,0	2800	3,0	1,5	4,9	28,7	56	0,5	3	364	0,07
		месте	Среднее содержа-	ние (n=12)	305301	63850	39899	22134	18061	849	21409	36083	27129	1461	14,6	6567	4,6	1,7	13,6	135,4	597	0,8	3	472	0,47
		е осадки в	(елы каний	Макс	348630	75005	72666	54152	30429	1822	33839	81990	33838	3106	37,5	14090	7,9	2,3	38,4	665,5	1933	1,6	6	730	1,57
		Bc	toptep2 содер2	Мин	262718	50404	16848	6003	2190	416	13359	17170	14911	637	5,0	2800	1,8	1,2	4,9	6,8	56	0,2	1	364	0,07
садки	A7A	зности	Среднее содержа-	ние (n=9)	305448	64376	38908	24373	14817	751	18967	38099	28265	1425	12,0	5430	3,7	1,6	14,0	131,9	546	0,8	3	494	0,53
сненные о	важина 47	чаные раз	целы жаний	Макс	348630	73625	72666	54152	26415	1822	27567	81990	33838	1914	25,6	9240	5,8	2,1	38,4	665,5	1933	1,6	5	730	1,57
Изме	Ck	Пес	содерл ГэqП	Мин	262718	55610	16848	6003	2190	416	13359	17170	14911	916	5,0	2800	1,8	1,2	4,9	28,7	56	0,2	2	364	0,07
		зности	Среднее содержа-	ние (n=3)	304857	62271	42873	16163	26710	1144	28735	30036	24099	1568	21,7	9600	7,5	1,9	12,5	145,9	751	0,8	4	405	0,25
		итовые ра	елы саний	Макс	324958	75005	46843	16414	30429	1224	33839	42396	28476	3106	37,5	14090	7,9	2,3	18,2	321,9	1114	1,4	6	430	0,41
		Алевр	Пред содерж	Мин	275417	50404	38297	15746	21968	1051	25564	23488	19976	637	12,5	0669	7,1	1,5	7,3	6,8	178	0,2	1	392	0,09
	T	нәщ	əne		Si	Al	Fe	Fe^{3_+}	Fe^{2^+}	Mn	Mg	Ca	Na	K	Br	C	Li	Be	Co	Cu	Zn	\mathbf{As}	Rb	Sr	Ag

		енные	Среднее содержа-	ние (n=7)	5,28	152	33,4	3937	1077	9073	612	9,6	102,7	44,6	38,8	15,4	21,5	138	10,2	9,9	0,6	0,4	3,5	0,69
(КИ	-	Неосветл	делы жаний	Макс	13,76	302	177	4713	1257	20450	1090	11,6	117,1	55,8	T7,T	17,2	24,0	173	11,8	26,0	1,0	0,7	3,9	0,81
de ocap	на 477A		Пре содер	Мин	0,50	45	1,5	2621	883	2400	410	6,8	74,0	30,8	19,5	13,6	18,9	106	8,2	2,1	0,4	0,2	2,6	0,53
Измененн	Скважин	енные	Среднее содержа-	ние (n=5)	0,67	174	2,9	3717	744	4829	331	6,7	64,7	21,0	12,8	12,2	17,4	130	10,1	1,0	0,9	0,4	3,6	0,72
		Осветл	целы каний	Макс	2,06	204	3,4	4168	887	5657	340	7,8	78,6	31,7	15,8	13,5	19,9	155	11,9	1,3	1,0	0,4	4,8	0,83
			пред содер:	Мин	0,12	144	2,1	2910	487	3447	313	5,3	41,5	10,7	6,9	9,7	14,3	103	8,5	0,4	0,7	0,4	3,1	0,66
		и вместе	Среднее содержа-	ние (n=12)	3,35	162	20,7	3845	938	7529	510	8,4	86,9	34,8	28,0	14,1	19,8	135	10,1	6,2	0,7	0,4	3,6	0,71
		се осадки	целы жаний	Макс	13,76	302	176,9	4713	1257	20450	1090	11,6	117,1	55,8	77,7	17,2	24,0	173	11,9	26,0	1,0	0,7	4,8	0,83
		B	Пре, содер	Мин	0,12	45	1,5	2621	487	2400	313	5,3	41,5	10,7	6,9	9,7	14,3	103	8,2	0,4	0,4	0,2	2,6	0,53
е осадки	1 477A	азности	Среднее содержа-	ние (n=9)	3,23	158	7,5	3988	878	8353	513	7,9	78,7	28,2	24,0	13,6	19,3	138	10,4	2,6	0,8	0,4	3,6	0,72
ененны	кважина	счаные р	(елы каний	Макс	13,76	227	30,7	4713	1257	20450	1090	11,6	109	43,8	77,7	17,2	24,0	173	11,9	7,2	1,0	0,4	4,8	0,83
M_{3N}	С	Пе	содерл	Мин	0,12	45	2,1	2910	487	3447	313	5,3	41,5	10,7	6,9	9,7	14,3	103	8,5	0,4	0,6	0,2	3,1	0,63
		разности	Среднее содержа-	ние (n=3)	3,74	172	60,4	3417	1119	5333	500	10,2	111,5	54,7	39,9	15,6	21,2	127	9,5	16,9	0,5	0,5	3,4	0,68
		ритовые	целы каний	Макс	6,21	302	176,9	4551	1181	9170	630	11,5	117,1	55,8	47,8	16,7	22,1	140	11,2	26,0	0,8	0,7	3,8	0,81
		Алев	содеру содеру	Мин	0,75	98	1,5	2621	1056	2400	410	8,9	105,1	53,5	25,7	13,6	20,0	106	8,2	6,4	0,4	0,2	2,6	0,53
	T	нәм	əπE		Cd	Ba	$^{\mathrm{Pb}}$	Ti	Р	S	Ц	Sc	>	Cr	Ni	Ga	Υ	Zr	ЧN	Mo	Sb	Cs	Hf	Та

		ленные	Среднее содержа-ние	(n=7)	1,3	0,03	0,45	8,9	4,1	29,0	59,0	6,4	24,9	4,7	1,07	4,3	0,64	3,7	0,74	2,18	0,32	2,16	0,32
(КИ	1	Неосвет	целы жаний	Макс	1,6	0,07	1,09	9,9	6,3	33,5	66,1	6,9	27,2	5,3	1,25	4,8	0,70	4,2	0,82	2,41	0,35	2,39	0,35
пые осад	на 477А		Пред содер:	Мин	1,0	0,01	0,22	8,2	2,3	22,4	48,4	5,1	20,0	3,9	0,71	3,7	0,54	3,2	0,64	1,94	0,28	1,91	0,27
Измененн	Скважи	енные	Среднее содержа-	ние (n=5)	1,2	0,02	0,16	8,9	2,2	25,8	47,6	5,7	21,5	4,0	0,91	3,6	0,54	3,2	0,63	1,87	0,28	1,89	0,28
		Осветл	целы жаний	Макс	1,5	0,02	0,33	9,9	2,5	30	54	7	25	4,7	1,07	4,4	0,65	3,7	0,73	2,14	0,32	2,15	0,33
			Пре; coдер:	Мин	6'0	0,02	0,09	7,8	1,7	23	43	5	18	3,3	0,74	3,0	0,44	2,5	0,50	1,52	0,23	1,56	0,23
		и вместе	Среднее содержа-	ние (n=12)	1,3	0,02	0,33	8,9	3,3	27,8	54,8	6,1	23,7	4,5	1,0	4,1	0,60	3,5	0,70	2,1	0,30	2,1	0,31
		се осадкі	целы каний	Макс	1,6	0,07	1,09	9,9	6,3	33,5	66,1	6,9	27,2	5,3	1,2	4,8	0,70	4,2	0,82	2,4	0,35	2,4	0,35
		B(содерл	Мин	0,9	0,01	0,09	7,8	1,7	22,4	42,7	4,9	18,5	3,3	0,7	3,0	0,44	2,5	0,50	1,5	0,23	1,6	0,23
е осадки	a 477A	разности	Среднее содержа-	ние (n=9)	1,3	0,02	0,33	8,9	2,7	28,3	54,6	6,2	23,8	4,4	1,0	4,0	0,59	3,5	0,69	2,0	0,30	2,0	0,30
іененны	кважина	счаные	целы жаний	Макс	1,6	0,03	1,09	9,9	3,9	33,5	66,1	6,9	27,2	5,3	1,2	4,7	0,70	4,2	0,82	2,4	0,35	2,3	0,35
M_{3N}	С	Пе	Пре; содер:	Мин	6'0	0,01	0,09	7,8	1,7	23,0	42,7	4,9	18,5	3,3	0,7	3,0	0,44	2,5	0,50	1,5	0,23	1,6	0,23
		разности	Среднее содержа-	ние (n=3)	1,2	0,03	0,33	9,1	5,1	26,5	55,4	6,0	23,3	4,5	1,0	4,3	0,63	3,6	0,73	2,2	0,31	2,2	0,32
		зритовые	целы каний	Макс	1,3	0,07	0,40	9,9	6,3	30,4	62,0	6,8	25,9	5,0	1,1	4,8	0,70	3,9	0,80	2,3	0,34	2,4	0,35
		Але	кdəйоо təd	Мин	1,2	0,01	0,29	8,4	3,5	22,4	48,4	5,1	20,0	3,9	0,7	3,7	0,55	3,2	0,64	2,0	0,28	2,0	0,30
	T	лэм	əпE		Μ	ΤI	Bi	Th	N	La	Ce	Pr	ΡN	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	$\mathbf{Y}\mathbf{b}$	Lu

Описание минерального состава тяжелых фракций осадочного разреза, вскрытого скважинами 477 и 477А

Рудные составляющие тяжелой фракции		Основными крупными выделениями в тяжелой	фракции этой глубины являются корки и	комковатые выделения битумов с примазками	минералов-носителей Fe, Zn, Cu, Pb, Ba, Ag, S,	СІ. Размер этих минералов не превышает	единиц и первых десятков микрона. Судя по	переменному составу минералов, не	исключено, что в их образовании принимали	участие металлоредуцирующие бактерии.	Тонко рассеянные в битуме элементы-примеси	и минералы Zn, Ba, Sn, Pb, аналогичные	вышележащему осадку. Встречен Р, как	примесь в битуме.	Единичные хорошо образованные кристаллы и	шаровидные выделения пирита в разной	степени окисленности. Максимально	окисленные участки поверхности пирита	содержат небольшое количество Сu.	Встречен цеолит. Присутствуют гипс и	небольшое количество битума.	Незначительное количество тонко рассеянного	пирита и несколько более крупных его	кристаллов.			
Нерудные составляющие тяжелой фракции	Скважина 477	Глинисто-слюдистые окатыши,	сцементированные органическим (битумным)	материалом. Есть кварц, опал	(неорганический и биогенный), слюда,	пироксен, оливин, кальцит, растительные	остатки				Гипс, биогенный и абиогенный карбонат,	кварц, плагиоклаз, пироксен, обломки	базальта, растительные остатки, немного	битума	Обломки базальта, вулканическое стекло,	оливин, пироксен, плагиоклаз, гипс						Глинисто-слюдистые окатыши, гипс, битум,	карбонатная и растительная (в том числе	углефицированная) органика, слюда.	Единичные обломки вулканического стекла.	Ед. знаки волокнистого цеолита и эпидота.	Много гипса.
Зона								зона органогенного	и ремненакопления							Зона опганого	лона органов спила с клемпенекоппения с		призналами Блияния боло и торого онено	Uasajibtubulu unjija				Зона сульфатного	минералообразования		
Глубина, м		1,75	4,6	12,54							31,25				49,34	50,55						105,50	115,28	121,15	126,66	146,3	
Oбp. №		1249	2696	1250							1251				1252	1253						1265	2702	1266	1267	1268	

				Таблица П4 (продолжение)
Oбp. №	Глубина, м	Зона	Нерудные составляющие тяжелой фракции	Рудные составляющие тяжелой фракции
2708 2710	154,95 172,77	Зона сульфатно- сульфидного	Тонкокристаллическая основная масса базальта?, загипсованная. Гипс в трещинах.	Много (>20% объема тяжелой фракции) пирита, пирротина, как тонко рассеянного, так
1269	182,46	минералообразования (Слабое влияние агентов	Ед. знаки слюды	и отдельные кристаллы и их друзы размером от долей мм до 3х3 мм. Иногда интенсивное
		гидротермального процесса)		окисление пирита.
			Скважина 477А	
1270	210,36	Зона сульфидного и	Обломки базальта и меньше осадочных	Большое количество пирита, пирротина.
2720	200,54	оксидного	пород. Кварц, кварцит, полевой шпат,	Возможно присутствие сульфата Fe. Есть
1271	210,36	минералообразования	единичные знаки оливина, пироксена,	гематит. Встречены оксиды, сульфиды и
1272	229,47	(Интенсивное влияние	слюды, вулканического стекла.	карбонаты Zn и Cu, Pb, самородное Sn,
1273	239,01	агентов гидротермального	Новообразования апатита, сфена эпидота.	обогащенное Zn и Cu. Есть битум.
		процесса)		
2054	248,45	Зона сульфидного	Кварц – до 55% объема фракции. Сростки	До 40% объема фракции сульфиды, в основном
		минералообразования ¹⁷	кварца и эпидота.	окисленные пирит и пирротин.
		кварц-рудная		
2722	257,55	Зона сульфидного и	Кварц, большей частью непрозрачный,	Пирит до 30% объема фракции, в сростках с
		оксидного	крупенчатый до 70% объема фракции,	кварцем и реже эпидотом, Практически весь
		минералообразования.	эпидот до 4% объема фракции	окислен и разложен до гематита.
		_		

Химический состав гранулометрических фракций гидротермально
измененных осадков из скважины 477А

Привязка	64-477A-5R-1, 7-11 ¹										
Глубина,м	191,07										
Лаб.номер	1270										
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8			
Фракции(%)	7,2	20,3	49	3,2	14	1	0,3	5			
Na ₂ O	0,65	3,1	4,1	4,3	3,5	2,5	2,1	3,4			
MgO	12,2	4,9	1,7	1,6	3,3	2,2	3,5	5,2			
Al ₂ O ₃	8,1	13,9	17,5	14,8	14,9	20,7	16,0	19,4			
P ₂ O5*	0,086	0,39	0,23	0,14	0,10	0,15	0,11	0,21			
Soбщ*	0,20	0,21	0,63	0,31	0,99	3,38	5,8	1,33			
K ₂ O	0,39	0,48	0,44	0,43	0,40	0,38	0,16	0,29			
CaO	1,0	2,5	7,1	5,0	7,3	15,7	11,5	11,9			
TiO ₂	0,16	0,56	0,91	0,53	0,47	0,38	0,73	1,75			
MnO	0,47	0,15	0,11	0,07	0,10	0,11	0,20	0,18			
Fe ₂ O ₃	14,2	5,8	4,8	2,9	4,3	4,4	19,2	10,9			
Li	20,9	10,8	5,1	5,0	5,2	4,5	4,3	6,3			
Be	1,5	1,8	2,0	1,7	1,2	0,66	0,54	0,91			
Sc	2,2	5,9	11,0	8,8	12,9	8,5	14,8	31,3			
V	166	83,1	109	71,6	93,7	70,3	137	272			
Cr	129	49,2	45,0	41,3	141	182	185	177			
Со	17,2	8,3	9,2	7,3	15,2	13,6	48,4	33,3			
Ni	56,7	24,1	18,9	14,7	35,7	30,1	73,3	47,3			
Cu	41,0	56,6	131	138	182	60,4	413	41,5			
Zn	776	511	6//	605	1743	1809	5713	177			
Ga	31,1	15,3	16,2	13,6	11,8	12,7	13,1	17,9			
As	3,1	2,0	0,78	0,54	0,83	1,4	2,6	< 110			
Se	< 1,4	1,5	3,2	2,6	2,6	2,2	20,5	1,/			
Rb	24,9	11,6	6,6	/,I	8,4	8,3	2,5	3,7			
Sr V	100	302	000	528 21.0	429	402	299	219			
1	10,7	10,0	20,1	121	17,4	15,5	19,9	35,0			
ZI Nb	68	120	1/1	7.8	00,7 4.4	2.6	74,0	5.0			
Mo	4.7	10,0	2.6	7,8	4,4	14.7	165	1.0			
Δα	0.41	4.6	0.14	0.09	0.098	0.058	0.23	0.043			
Cd	2 4	2.2	2 80	3.1	10.2	9.5	31.5	0.19			
Sb	0.53	0.7	1.1	1.4	1.2	0.72	1.1	<ΠO			
Sn*	3.9	1.4	3.1	3.7	1,2	1.7	2.3	1.3			
Cs	2.2	1.6	0.57	0.63	0.56	0.33	0.20	0.35			
Ba	208	231	460	337	285	158	65.7	68.3			
Hf	3.0	3.5	4.4	3.0	2.2	1.6	2.2	3.6			
Та	0,82	0,95	0,91	0,47	0,35	0,19	0,29	0,35			
W	0.55	1.3	1.9	1,1	0,65	0,37	0,65	0,067			
T1	0,11	0,12	0,083	0,077	0,073	0,105	0,10	0,046			
Pb	271	211	170	170	139	100	183	38,0			
Bi	0,36	0,33	0,29	0,17	0,17	0,16	0,93	0,012			
Th	7,5	8,0	12,1	7,6	5,2	2,9	2,1	0,44			
U	3,7	3,2	4,7	3,1	2,3	1,5	1,5	0,54			

Привязка		64-477A-7R-1, 36-42										
Глубина,м					210,36							
Лаб.номер					1271							
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8	8б			
Фракции(%)	0,6	18	26	14	30	10	0,5	0,9				
Na ₂ O	1,7	3,8	5,8	5,4	4,9	3,1	1,9	0,47	3,0			
MgO	9,5	5,2	0,93	0,23	0,19	0,22	0,50	1,7	6,8			
Al ₂ O ₃	9,8	16,8	13,3	10,6	9,2	8,4	6,2	4,1	16,5			
P ₂ O5*	0,35	0,19	0,12	0,15	0,11	0,07	0,057	0,16	0,18			
 Ѕобщ*	0,32	0,13	0,55	0,30	0,40	0,69	4,4	0,71	0,63			
K ₂ O	0,12	0,15	0,24	0,30	0,32	0,36	0,25	0,10	0,18			
CaO	1,9	3,1	4,3	3,8	2,8	1,4	1,8	1,2	11,4			
TiO ₂	0,43	1,6	0,77	0,31	0,22	0,14	0,22	0,70	1,80			
MnO	0,49	0,21	0,045	0,023	0,018	0,016	0,029	0,068	0,16			
Fe ₂ O ₃	26,8	15,6	3,7	1,3	1,2	1,7	8,8	4,0	10,8			
Li	9,9	5,8	3,4	3,2	3,4	3,9	2,8	11,9	6,1			
Be	0,86	1,6	2,2	1,9	1,6	1,0	0,60	0,38	0,49			
Sc	2,1	10,9	7,9	5,9	3,2	2,0	3,6	7,9	38,0			
V	312	187	82,7	42,8	29,1	19,6	33,1	72,7	296			
Cr	188	92,3	30,8	9,3	7,4	4,6	18,9	17,8	185			
Со	44,8	22,9	6,8	3,1	3,7	6,7	46,6	9,5	35,0			
Ni	60,4	28,8	9,6	4,4	5,8	8,1	57,9	14,1	71,7			
Cu	154	98,5	97,8	67,7	35,4	46,2	637	47,0	46,9			
Zn	788	265	64,7	37,5	23,3	25,9	1112	54,8	104			
Ga	38,6	22,8	15,0	12,0	10,0	6,1	5,6	6,4	17,0			
As	1,7	1,7	0,32	1,3	0,81	1,2	1,6	< 110	0,28			
Se	< 2,2	1,6	1,9	1,3	1,2	1,4	8,7	< 1,2	< 1,3			
Rb	4,5	2,5	2,3	3,3	4,4	8,2	6,9	4,0	5,1			
Sr	231	494	480	506	395	263	236	108	252			
Y	16,3	28,4	21,7	17,2	13,9	9,7	11,0	18,7	32,5			
Zr	161	251	169	145	96,8	87,8	78,8	167	131			
Nb	6,8	26,2	12,6	6,1	4,5	2,9	3,5	10,3	4,6			
Mo	3,4	3,5	1,5	1,9	1,4	2,1	10,6	4,9	1,0			
Ag	0,03	1,0	0,14	0,037	0,000	0,000	5.1	< IIO	< IIO 0.14			
Sh	1.0	0,005	1.2	1.8	2.0	2.0	1.0	0.52	0,14			
Sn*	2.7	24	8.0	9.7	2,0	13	96	17	13			
Cs	0.31	0.24	0.28	0.41	0.53	0.66	0.50	0.77	1,5			
Ba	111	195	315	294	256	237	174	60,9	38,3			
Hf	3.6	6,3	4,6	3.7	2,6	2,4	2,4	4,6	3,4			
Та	0,49	1,8	0,79	0,50	0,40	0,27	0,33	0,70	0,38			
W	2,0	3,1	1,9	0,91	0,69	0,51	0,62	1,5	0,046			
Tl	0,025	0,016	0,021	0,026	0,034	0,053	0,088	0,033	0,021			
Pb	52,5	37,8	20,4	9,6	7,5	10,3	61,3	7,0	9,7			
Bi	0,96	0,60	0,31	0,11	0,15	0,21	1,3	0,20	0,09			
Th	6,3	14,1	13,6	7,0	6,5	6,7	6,6	7,9	0,38			
U	2,7	4,6	2,0	2,1	1,7	2,4	2,1	3,0	0,17			

Привязка		64-477A-10R-1, 51-55										
Глубина,м		239,01										
Лаб.номер		1273										
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8				
Фракции(%)	7,1	38,6	38,2	6,5	5,6	1	0,8	2,2				
Na ₂ O	0,48	2,9	3,6	3,1	2,9	2,3	1,8	3,2				
MgO	12,7	3,4	1,5	1,2	1,2	1,3	1,5	2,5				
Al ₂ O ₃	6,9	11,3	13,3	14,0	11,2	9,7	8,8	14,8				
P ₂ O5*	0.25	0,18	0,27	0,15	0,12	0,14	0,14	0.18				
 Ѕобщ*	0,19	0,17	0,25	1.1	1.8	4,5	6,9	3,2				
K ₂ O	0.085	0.068	0.055	0.13	0.15	0.13	0.083	0.14				
CaO	0.53	1.9	6.5	6.0	3.8	3.2	3.1	7.1				
TiO ₂	0.047	0.13	1.2	0.45	0.32	0.29	0.36	0.84				
MnO	0.50	0.11	0.10	0.11	0.084	0.10	0.15	0.12				
Fe ₂ O ₂	20.33	5.2	37	54	5.6	96	21.3	9.4				
Li	12.9	6.4	3.6	3.2	3.4	33	3.0	33				
Be	0.90	1.5	17	1.5	13	0.98	0.83	1.2				
Sc	2.0	1,9	16.3	18.4	10.9	6.8	5.0	14.3				
V	257	70.1	131	139	10,3	82.3	62.1	154				
Cr	223	49.3	35.2	29.1	24.4	30.7	38.7	83.3				
Со	64,1	11,1	6,2	9,6	15,0	33,9	81,3	21,3				
Ni	129	31,8	19,0	17,9	22,1	36,1	62,8	38,0				
Cu	111	77,6	107	739	992	2286	2638	246				
Zn	1229	677	1456	2701	5111	20533	51721	5391				
Ga	27,2	11,3	16,7	16,7	12,8	10,8	9,5	16,4				
As	1,4	0,26	< 110	< 110	< 110	< 110	< 110	3,0				
Se	< 2	< 1,1	2,9	7,0	10,7	27,6	60,5	9,0				
Rb	5,1	1,3	0,57	2,2	3,1	2,6	1,2	1,8				
Sr	80,4	391	607	645	483	389	332	556				
Y	6,2	6,3	41,9	43,7	27,9	19,8	12,7	23,5				
Zr	68,9	60,9	191	152	103	76,0	61,7	107				
Nb	0,65	2,2	19,3	7,0	5,2	4,3	4,3	7,1				
Мо	25,1	14,5	5,7	7,4	12,8	48,9	193,3	10,2				
Ag	0,13	2,3	< 110	0,091	0,16	0,43	0,53	0,067				
Cd	2,1	2,6	5,7	13,8	27,5	110	288	35,8				
Sb	0,54	0,30	0,51	1,0	1,2	1,0	0,58	0,88				
Sn*	2,1	0,36	7,6	14,8	1,8	1,5	2,5	1,4				
Cs	0,27	0,25	0,16	0,28	0,34	0,28	0,14	0,17				
Ba	89,3	133	112	133	125	109	83,5	87,4				
Hf	1,3	1,3	6,3	4,4	3,1	2,3	1,8	3,2				
Та	0,07	0,18	1,5	0,55	0,46	0,36	0,36	0,57				
W	0,37	0,4	2,8	1,1	0,82	0,73	0,84	1,1				
11	0,032	0,007	< IIO	0,017	0,023	0,041	0,080	0,024				
Pb	22,6	2,2	6,17	11,9	11,4	14,8	29,5	16,6				
B1	0,97	0,40	0,39	0,72	1,0	1,8	2,4	0,67				
Th	2,3	3,3	18,4	16,7	10,1	7,5	4,5	5,7				
U	1,8	1,4	10,7	9,6	5,1	4,1	2,8	3,0				

Привязка		64-477A-11R-1, 45-50										
Глубина,м				248	3,45							
Лаб.номер				20)54							
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8				
Фракции(%)	0,8	7,3	25	17,8	43,5	4,3	0,8	0,5				
Na ₂ O	4,9	3,0	4,5	3,9	3,7	2,8	1,8	3,4				
MgO	19,3	11,4	1,5	0,32	0,30	0,24	0,33	1,2				
Al ₂ O ₃	9,8	11,8	14,5	13,1	10,7	9,7	9,1	15,0				
P ₂ O5*	0,18	0,39	0,25	0,12	0,083	0,068	0,054	0,16				
 Ѕобщ*	0,46	0,46	1,6	1,8	1,5	4,5	15,2	1,0				
K ₂ O	0,43	0,088	0,14	0,19	0,20	0,20	0,16	0,16				
CaO	3,4	4,4	6,0	4,9	4,1	4,8	4,8	7,3				
TiO ₂	0,43	1,2	1,1	0,37	0,31	0,27	0,26	0,54				
MnO	0,19	0,14	0,062	0,058	0,045	0,056	0,061	0,12				
Fe ₂ O ₃	3,8	4,0	3,4	3,5	2,9	6,3	22,8	3,5				
Li	11,9	5,8	3,2	2,5	3,0	0,9	1,7	2,3				
Be	0,92	0,9	1,6	1,6	1,4	1,6	1,1	1,3				
Sc	2,4	6,1	9,8	6,4	6,7	8,0	6,3	7,8				
V	39,3	53,1	104	75,8	68,5	70,8	72,0	135				
Cr	131	107	24,5	13,9	8,6	9,2	11,4	31,8				
Со	31,7	25,1	11,3	6,1	4,3	14,7	75,3	4,9				
Ni	55,0	44,8	16,9	9,3	6,8	18,2	91,0	9,9				
Cu	98,1	94,2	189	67,8	52,5	44,4	149	10,8				
Zn	512,6	233	90,0	119	85,2	224	119	37,2				
Ga	6,9	6,8	14,6	14,7	13,9	12,2	9,5	21,8				
As	3,3	1,6	1,1	1,0	1,7	< 110	2,1	0,88				
Se	< 1	< 0,9	< 1,3	< 1,3	< 110	< 2	5,2	< 110				
Rb	16,5	1,8	1,3	3,0	3,0	5,0	3,5	2,2				
Sr	454	544	759	610	430	467	361	786				
Y	11,4	21,1	26,0	17,2	18,3	20,5	16,2	21,4				
Zr	184	172	194	147	107	96,5	85,7	139				
Nb	/,6	20,5	18,4	6,/	5,8	4,9	5,2	9,5				
	3,4	1,0	0,01	1,1	0,31	0,85	2,3	0,88				
Ag	2,4	0,20	0,18	< <u>110</u>	< <u>110</u>	0,055	0,10	< <u>110</u>				
Sh	0,50	0,15	0,35	0,05	1.0	1,2	1.0	0,12				
Sn*	2.0	1.4	12.1	3.5	1,0	1,3	1,0	1.5				
Cs	1.7	0.16	0.26	0.32	0.37	0.35	0.20	0.32				
Ba	216	196	221	171	159	142	97,3	154				
Hf	3,8	4,5	5,3	4,1	2,9	2,4	2,3	3,6				
Та	0,63	1,42	1,43	0,60	0,55	0,41	0,42	0,84				
W	0,91	2,0	2,1	1,0	0,89	0,80	0,72	1,6				
Tl	0,091	0,035	0,034	0,021	0,025	0,029	0,023	0,025				
Pb	20,8	7,5	29,5	4,7	3,7	4,8	11,1	3,4				
Bi	0,44	0,35	0,19	0,10	0,09	0,29	1,3	0,10				
Th	9,3	9,7	13,9	10,2	9,1	9,8	7,4	10,4				
U	2,0	2,5	2,8	2,0	1,9	3,2	2,4	3,1				

Привязка	64-477A-12R-CC, 0-5										
Глубина,м	257,55										
Лаб.номер	2722										
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8			
Фракции(%)	0,3	8,7	24	16,4	43,9	4,5	1	1,2			
Na ₂ O	3,1	3,2	4,2	4,6	4,1	2,9	2,3	2,8			
MgO	22,1	8,2	0,75	0,29	0,30	0,27	0,68	0,77			
Al ₂ O ₃	15,9	15,5	18,9	14,9	12,9	11,1	10,0	10,9			
P ₂ O5*	0,18	0,44	0,26	0,12	0,08	0,062	0,10	0,13			
S общ*	0,18	0,31	0,76	0,38	0,27	0,73	3,0	3,3			
K ₂ O	0,17	0,12	0,20	0,30	0,29	0,27	0,18	0,19			
CaO	2,7	3,7	8,0	5,5	3,8	4,2	3,8	4,0			
TiO ₂	0,31	1,0	1,04	0,32	0,25	0,24	0,38	0,49			
MnO	0,28	0,18	0,068	0,037	0,028	0,041	0,049	0,048			
Fe ₂ O ₃	9,8	9,4	4,5	2,2	1,6	3,2	14,1	12,0			
Li	8,0	5,6	2,6	3,0	3,4	3,5	2,6	1,8			
Be	1,6	1,6	2,3	2,0	1,7	1,4	1,1	1,3			
Sc	2,4	6,7	8,3	3,7	3,8	7,2	7,6	5,8			
V	60,5	65,0	95,3	57,6	46,0	80,2	77,4	71,4			
Cr	171	94,1	44,3	20,7	14,0	18,9	17,4	22,4			
Со	10,3	9,8	11,6	4,9	4,0	10,8	60,4	94,2			
Ni	23,6	19,9	18,3	9,2	6,0	14,5	52,0	70,9			
Cu	59,4	44,7	106,8	52,5	36,4	68,3	281,0	361			
Zn	292	352	134	82,8	51,9	38,4	183	190			
Ga	14,7	12,4	17,0	13,6	11,6	12,1	12,4	11,8			
As	2,7	0,18	0,34	0,30	0,16	< 110	<П0	< 110			
Se	<110	< 2	3,3	1,0	1,4	2,3	14,5	15,7			
Rb	7,6	2,4	2,7	3,8	4,9	5,0	4,4	4,1			
Sr	435	513	838	569	500	395	481	542			
Y	7,7	21,6	25,4	13,8	12,6	20,5	21,1	17,5			
Zr	82,2 5.2	14/	200	126	100	8/,/	93,0	109			
ND Mo	5,2	18,1	18,0	5,0	4,5	4,4	0,8	8,7			
Ag	0,9	3,9 1.8	0.65	0.23	0,85	1,7	0.45	4,1			
Cd	0.2	0.28	0.43	0.33	0.21	0,42	0.83	0.88			
Sh	1.1	0,20	0,45	11	1 4	1 4	0.92	0.84			
Sn*	2.7	3.8	13.0	5.8	2.1	2.8	1.7	1.4			
Cs	0,42	0,22	0,26	0,37	0,49	0,46	0,40	0,65			
Ba	174	182	273	252	244	209	180	205			
Hf	1,9	3,8	5,5	3,3	2,7	2,5	2,5	3,0			
Та	0,45	1,29	1,31	0,48	0,35	0,35	0,57	0,76			
W	0,98	2,1	2,84	0,94	0,71	0,68	1,10	1,3			
Tl	0,039	0,017	0,019	0,026	0,031	0,035	0,057	0,045			
Pb	61,0	11,1	27,4	8,4	7,8	6,9	7,1	7,7			
Bi	0,20	0,11	0,14	0,062	0,050	0,12	0,61	0,85			
Th	5,0	8,8	14,4	8,0	7,2	9,0	7,7	9,9			
U	1,1	2,3	4,6	1,8	2,1	3,5	3,5	2,6			

Примечание, ¹ рейс-скважина-керн-секция, интервал (см); ² 1 = <0,001мм; 2 = 0,01-0,001мм; 3 = 0,05-0,01мм; 4 = 0,1-0,05мм; 5 = 0,25-0,1мм; 6 = 0,5-0,25мм; 7 = 1-0,5мм; 8 = >1мм; * = информационные данные,

Райо	61-478-3R-3 10-14 ¹										
Гис				16	1						
Тлубина,м Паб намер				270	,1)4						
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8			
Na ₂ O	0.9	1.5	2.4	3.1	1.0	0.25	0.32	1.3			
ΜσΟ	2.7	2.5	2.2	14	14	0.31	0.39	1.2			
Al ₂ O ₃	12,6	13,8	13,8	12,7	9,1	1,8	2,6	10,7			
P ₂ O5*	0.22	0.25	0.25	0.19	0.17	0.037	0.047	0.18			
 Ѕобщ*	0,14	0,18	0,60	0,69	5,6	14,4	10,9	1,2			
K ₂ O	2,4	2,6	2,7	2,8	1,7	0,34	0,49	1,8			
CaO	1,7	1,8	3,1	3,8	11,3	29,6	27,9	3,6			
TiO ₂	0,66	0,84	1,0	0,95	0,46	0,10	0,14	1,0			
MnO	0,085	0,11	0,074	0,074	0,63	0,44	0,083	0,06			
Fe ₂ O ₃	6,2	6,3	6,1	4,8	4,4	1,2	1,2	4,0			
Li	88,6	71,7	52,5	37,5	31,3	6,9	9,6	31,2			
Be	2,2	1,9	1,6	1,4	0,98	0,25	0,30	1,0			
Sc	11,2	10,6	9,5	7,5	6,7	1,6	2,2	7,3			
V	129	117	104	93,9	72,0	17,0	14,1	64,3			
Cr	87,3	50,0	42,2	52,1	40,8	8,7	13,5	842			
Со	12,7	12,9	10,6	8,7	37,6	18,1	9,0	21,3			
Ni	43,8	36,8	21,8	19,7	43,5	15,1	19,0	424			
Cu	55,4	43,0	75,6	64,4	98,1	25,0	25,8	120			
Zn	603	316	138	73,4	97,7	24,7	27,9	95,3			
Ga	18,7	17,0	15,5	14,4	10,7	2,1	2,8	12,3			
As	16,1	14,5	12,4	9,3	10,0	3,8	1,0	6,8			
Se	< 2,5	< 2,4	< 2	< 2	2,0	<0,6	<ПО	<ПО			
Rb	60,2	90,8	101	89,8	71,9	12,3	19,5	79,3			
Sr	127	192	328	360	436	560	483	323			
Y	24,2	25,6	22,2	18,2	20,6	4,7	6,0	21,6			
Zr	167	164	164	148	75	22,8	31,1	111			
Nb	9,8	11,2	11,5	10,7	7,3	1,6	2,2	8,8			
Мо	4,1	3,2	3,1	3,3	13,7	11,0	2,4	17,3			
Ag	0,56	0,53	0,30	0,23	0,57	0,22	0,32	1,6			
Cd	1,8	1,3	0,67	0,23	1,3	0,49	0,25	1,7			
Sb	2,7	2,5	2,8	3,1	8,9	4,8	1,6	4,9			
Sn*	2,4	1,7	4,6	4,9	4,4	0,67	44,8	2,4			
Cs	18,2	14,4	10,4	6,6	9,2	1,5	2,3	8,6			
Ba	341	523	685	779	1137	413	482	1029			
Hf	4,2	4,1	3,9	3,7	2,5	0,65	0,83	3,0			
Та	0,75	0,88	0,88	0,80	0,49	0,10	0,12	0,57			
W	2,1	2,0	1,7	1,4	3,0	1,1	0,53	2,9			
T1	0,78	0,72	0,78	0,87	0,72	0,12	0,18	0,80			
Pb	58,1	28,8	22,2	15,6	57,9	30,4	19,4	25,3			
Bi	0,44	0,31	0,19	0,11	0,20	0,045	0,045	0,17			
Th	10,3	10,7	9,0	7,6	6,6	1,2	1,9	6,8			
U	3,3	3,5	2,7	1,8	6,1	2,0	2,0	5,0			

Химический состав гранулометрических фракций неизмененных осадков (реперов) из скважин 477, 478, 481,481А

Рейс	64-478-19R-3, 100-103										
Глубина,м				163,5							
Лаб.номер				2727							
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7				
Na ₂ O	0,86	1,6	2,6	2,1	0,70	0,20	0,29				
MgO	3,2	2,1	1,4	0,62	0,31	0,12	0,13				
Al ₂ O ₃	14,2	12,4	11,7	10,9	3,2	1,0	1,6				
P ₂ O5*	0,22	0,25	0,24	0,16	0,16	0,057	0,031				
Sобщ*	0,22	0,25	0,99	3,7	10,8	13,8	11,0				
K ₂ O	2,4	2,5	2,6	2,2	0,7	0,21	0,32				
CaO	1,7	1,5	2,7	10,0	32,2	31,0	20,1				
TiO ₂	0,75	0,82	0,77	0,29	0,10	0,043	0,056				
MnO	0,17	0,065	0,066	0,059	0,029	0,011	0,0077				
Fe ₂ O ₃	6,0	5,2	4,4	1,5	1,0	0,45	0,33				
Li	61,8	54,5	39,8	17,4	7,0	2,0	4,4				
Be	1,8	1,5	1,3	0,93	0,43	0,09	0,15				
Sc	13,6	8,8	6,3	3,6	1,9	0,89	0,9				
V	149	105	71,8	15,4	15,3	6,4	12,3				
Cr	78	41,0	32,4	31,0	31,5	26,0	8,3				
Со	15,4	9,3	7,3	4,0	2,2	1,9	1,8				
Ni	39,7	30,0	23,0	22,0	22,6	18,1	8,1				
Cu	59,3	36,3	85,8	240	60,8	9,9	15,6				
Zn	595	256	156	119	92,7	12,5	13,4				
Ga	18,3	14,7	13,9	9,8	3,5	1,0	2,0				
As	12,8	13,8	12,4	0,40 <tio< td=""><td>1,1</td><td>0,90 <to< td=""><td>5,2 ∠∏O</td></to<></td></tio<>	1,1	0,90 <to< td=""><td>5,2 ∠∏O</td></to<>	5,2 ∠∏O				
Dh	01.3	< 2,2	< 2,4	78.0	< 1,1	7.4	16.3				
Sr.	134	179	304	/0,0	178	506	16,5				
Y	25.0	22.7	20.0	12.2	62	1.8	2.0				
Zr	109	150	168	105	34	8.1	10.8				
Nb	10,0	10,5	10,4	5.9	2,3	0,77	1,1				
Мо	5,4	4,7	4,9	3,1	1,7	4,7	3,0				
Ag	1,4	0,79	0,35	0,30	0,20	0,067	0,10				
Cd	2,2	1,2	0,51	0,36	0,20	0,12	0,13				
Sb	3,0	2,5	2,7	2,0	0,92	0,26	4,0				
Sn*	2,2	1,4	4,4	15,3	0,8	1,6	1,1				
Cs	17,5	11,4	7,9	4,2	1,4	0,6	0,90				
Ba	421	552	693	647	218	54,6	101				
Hf	4,0	3,6	4,1	3,6	0,83	0,24	0,36				
Та	0,72	0,82	0,79	0,48	0,19	0,041	0,084				
W	1,8	1,8	1,5	0,9	0,52	0,12	0,30				
TI	0,66	0,69	0,75	0,63	0,22	0,05	0,11				
Pb	50,3	27,9	21,0	28,6	12,2	17,4	6,2				
B1 Th	0,34	0,25	0,16	0,12	0,039	0,16	<110				
	10,8	8,0	1,2	4,5	2,4	0,54	0,76				
U	4,0	2,9	∠,1	∠,0	1,0	0,51	0,39				

Рейс	64-477-3R-1, 108-112										
Глубина,м			11	,58							
Лаб.номер			31	01							
Фракции ²	1	2	3	4	5	6					
Na ₂ O	6,5	2,5	3,1	3,6	3,5	1,6					
MgO	4,2	2,4	1,9	0,91	0,50	0,32					
Al ₂ O ₃	14,6	13,9	15,0	12,0	10,7	9,3					
P ₂ O5*	0,23	0,30	0,30	0,17	0,12	0,40					
 Ѕобщ*	1,0	1,6	0,59	0,12	0,074	0,24					
K ₂ O	3,5	3,1	3,1	3,1	3,8	3,40					
CaO	6,9	5,3	5,0	3,9	2,2	1,80					
TiO ₂	0,54	0,93	1,3	0,66	0,30	0,19					
MnO	0,11	0,093	0,086	0,041	0,022	0,019					
Fe ₂ O ₃	5,9	6,4	6,2	2,9	1,5	0,93					
Li	78,1	51,6	39,9	27,5	28,4	21,7					
Be	1,5	1,4	1,3	1,4	1,3	0,8					
Sc	11,2	8,9	9,7	5,6	2,9	2,3					
V	103	110,5	99,1	66,1	32,2	16,2					
Cr	43,1	60,5	57,7	29,7	12,7	8,2					
Со	15,3	13,0	11,8	6,1	3,5	2,5					
Ni	41,7	38,6	23,1	9,7	6,6	5,6					
Cu	52,9	359	45,6	33,4	32,2	25,4					
Zn	295	682	114	41,3	31,9	57					
Ga	15,7	13,9	14,8	12,5	11,2	9,2					
As	14,2	10,4	6,1	6,7	5,7	2,2					
Se	< 2,6	< 2,,5	<2	< 0,8	< 0,6	<110					
Rb	118	110	95,5	78,7	109	145					
Sr V	314	398	469	314	298	234					
I 7r	23,0	140	22,4	17,5	15,1	14,0					
ZI	138	140	12.0	0.1	6.2	/ ð					
Mo	5.7	2.6	2.6	9,1	0,5	1.3					
Ασ	0.38	0.58	0.20	0.12	0.14	0.24					
Cd	1.3	1.2	0,20	< <u>Π</u> 0	< <u>Π</u> 0	0,21					
Sb	3.1	2.9	2.4	2.2	2.1	2.5					
Sn*	1.7	15.7	3.3	2.2	1.2	6.6					
Cs	16,7	10,8	7,3	4,7	5,1	6,1					
Ва	636	829	896	729	778	673					
Hf	3,7	3,5	5,2	2,9	2,4	2,1					
Та	0,63	0,76	0,90	0,71	0,53	0,51					
W	1,7	1,7	1,5	1,1	0,85	0,9					
Tl	0,71	0,80	0,79	0,71	0,68	0,84					
Pb	210	84,8	35,3	14,7	21,9	39,0					
Bi	0,40	0,80	0,34	0,084	0,067	0,26					
Th	12,2	9,5	10,3	7,3	7,2	8,0					
U	4,8	3,9	2,8	1,2	1,8	4,3					

Рейс	64-481-11H-3, 73-78										
Глубина,м				50	,98						
Лаб.номер				28	22						
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8			
Na ₂ O	1,7	1,1	2,6	2,9	1,7	1,0	0,9	0,40			
MgO	3,1	2,9	1,7	1,2	1,9	0,78	0,87	0,46			
Al ₂ O ₃	13,7	14,1	13,4	12,5	10,4	6,2	5,9	2,4			
P ₂ O5*	0,27	0,27	0,27	0,16	0,33	0,43	0,37	0,12			
 Ѕобщ*	0,40	0,31	0,33	0,28	3,4	2,6	1,8	1,8			
K ₂ O	2,2	2,4	2,7	3,2	2,4	1,3	1,1	0,42			
CaO	2,6	1,9	4,4	4,0	8,8	5,7	3,4	2,6			
TiO ₂	0,60	0,84	1,1	0,49	0,65	0,28	0,35	0,27			
MnO	0,24	0,22	0,13	0,26	1,6	0,58	1,1	0,11			
Fe ₂ O ₃	5,9	6,3	4,9	2,5	4,4	3,2	3,6	3,6			
Li	67,6	62,4	38,1	34,0	34,3	17,5	16,0	7,5			
Be	1,7	1,6	1,3	1,4	1,0	0,7	0,7	0,3			
Sc	12,1	11,2	9,0	4,3	6,0	4,9	4,2	1,8			
V	106	104	86,3	43,1	67,7	62,2	81,6	68,5			
Cr	52,4	50,4	51,4	14,5	74,7	60,5	57,1	49,5			
Со	14,2	14,6	10,9	10,5	38,3	17,5	38,3	9,8			
Ni	43,9	43,5	20,0	16,3	65,7	63,7	79,7	99,2			
Cu	53,5	54,0	40,7	122	98,1	89,4	178	137			
Zn	685	414	110	65	125	157	116	100,5			
Ga	18,5	18,5	17,1	14,7	12,4	7,8	7,1	2,9			
As	15,6	14,5	10,2	7,6	8,2	8,4	18,9	13,7			
Se	2,3	2,3	1,0	<110	1,8	3,1	5,5	6,9			
Rb	107	108	72,0	90	111	54,4	39,9	17,7			
Sr	165	186	361	3/1	432	330	267	101			
I 7a	23,9	25,0	22,0	15,4	21,1	24,9	22,0	10,0			
ZI Nh	0.2	110	121	72,4	86	92,0 5.0	93,4 5.8	32,4			
Mo	9,2	2.5	2.2	7,8	3/ 9	16.9	26.9	10.9			
Ag	0.83	0.64	0.21	0.20	0.80	2.2	20,7	2 4			
Cd	3.0	2.4	0.43	0.40	1.8	2,2	37	3.1			
Sb	3.0	2,4	2.5	4.1	21.3	7.5	11.2	2.8			
Sn*	2.7	2.0	2.5	8.9	9.3	12.8	14.7	3.1			
Cs	18,6	16,4	8,7	9,8	14,1	4,9	4,1	2,1			
Ва	435	527	774	889	782	653	594	127			
Hf	4,1	4,2	4,6	2,9	2,9	2,5	2,3	1,0			
Та	0,70	0,80	0,92	0,78	0,54	0,40	0,30	0,14			
W	1,7	1,9	1,5	1,2	2,5	1,3	1,6	0,38			
Tl	0,96	0,75	0,82	0,85	1,01	0,68	0,78	0,30			
Pb	60,4	35,6	16,5	16,2	32,9	49,9	57,7	22,0			
Bi	0,37	0,28	0,10	0,07	0,13	0,15	0,16	0,15			
Th	11,4	10,3	8,0	6,0	5,6	4,5	3,8	1,7			
U	4,6	5,0	2,1	1,9	8,0	11,4	14,5	7,4			

Рейс	64-481A-6R-5, 75-80											
Глубина,м		96,15										
Лаб.номер			28	24								
Фракции ²	1	2	3	4	5	6						
Na ₂ O	2,9	1,6	3,4	3,3	3,1	0,57						
MgO	4,8	3,4	1,2	0,6	0,69	0,41						
Al ₂ O ₃	15,7	14,8	14,1	9,6	12,5	3,4						
P ₂ O5*	0,26	0,34	0,24	0,14	0,08	0,046						
S общ*	0,91	0,26	0,31	0,072	0,36	6,9						
K ₂ O	2,8	2,9	3,1	3,5	4,3	0,64						
CaO	3,3	3,1	4,6	3,1	2,4	11,5						
TiO ₂	1,1	1,1	1,0	0,41	0,31	0,20						
MnO	0,15	0,30	0,053	0,022	0,026	0,013						
Fe ₂ O ₃	9,1	9,4	2,7	1,3	1,4	0,82						
Li	78,7	53,3	26,7	25,8	25,6	9,2						
Be	1,8	1,7	1,3	1,3	1,4	0,26						
Sc	14,1	11,6	7,8	3,3	2,6	2,7						
V	206	169	57,0	31,8	25,0	47,5						
Cr	81,7	52,0	28,7	14,1	12,8	29,1						
Со	23,9	17,0	6,3	3,7	4,4	3,6						
Ni	46,6	34,8	10,0	5,7	7,4	20,8						
Cu	56,0	37,8	26,0	37,7	120	254						
Zn	577	238	44,3	23,4	53,5	103,9						
Ga	21,4	18,0	14,7	13,3	11,7	5,3						
As	22,0	17,0	9,5	7,4	6,0	<110						
Se	1,6	1,1	<110	<110	<110	<110						
KD Sa	109	89,7	70,9	83,1	103	51						
Sr V	205	257	382	242	290	237						
1 Zr	126	20,2	173	73.7	62.7	4,3						
Nh	11.8	117	1/5	83	73	3.6						
Mo	5.2	35	11	0.68	1.2	6.2						
Ag	0.44	0.74	0.16	0.14	0.13	1.1						
Cd	1.3	1.0	< <u></u> ∏O	< <u></u>	0.2	0.60						
Sb	4,9	4,0	2,5	2,0	1.8	1,4						
Sn*	3,2	1,8	2,2	2,8	4,7	8,1						
Cs	22,7	14,5	5,2	5,8	7,7	3,4						
Ва	580	637	769	747	910	244						
Hf	4,9	4,5	6,3	2,9	2,5	1,5						
Та	0,93	0,91	1,0	0,66	0,71	0,47						
W	2,7	2,3	1,4	0,89	0,72	0,50						
Tl	0,68	0,68	0,65	0,57	0,74	0,23						
Pb	89,9	28,5	10,7	7,8	13,8	37,9						
Bi	0,41	0,25	0,068	0,048	0,18	1,1						
Th	13,6	10,4	11,9	5,9	6,9	1,6						
U	3,8	3,4	2,2	1,0	1,9	0,81						

Рейс	64-478-1R-1, 0-5										
Глубина,м			4,	00							
Лаб.номер			31	.03							
Фракции ²	1	2	3	4	5	6					
Na ₂ O	3,2	1,4	2,4	3,2	3,4	1,6					
MgO	3,9	2,5	1,8	1,1	0,9	0,80					
Al ₂ O ₃	14,4	13,8	13,5	14,5	15,3	9,3					
P ₂ O5*	0,24	0,27	0,24	0,16	0,12	0,62					
 Ѕобщ*	0,75	0,30	0,53	0,19	0,20	1,1					
K ₂ O	2,6	2,7	2,7	3,4	4,2	2,8					
CaO	3,6	2,0	3,4	3,8	2,8	3,4					
TiO ₂	0,64	0,92	1,2	0,59	0,40	0,33					
MnO	0,38	0,21	0,15	0,11	0,12	0,15					
Fe ₂ O ₃	5,4	5,7	5,6	2,6	2,1	2,4					
Li	77,7	62,3	38,2	30,3	30,5	23,6					
Be	1,7	1,6	1,3	1,4	1,4	0,84					
Sc	12,6	10,3	9,8	5,7	3,7	3,8					
V	137	122	121	52,0	32,9	39,0					
Cr	74,8	49,7	69,1	12,7	10,6	49,2					
Со	16,4	15,6	11,8	7,0	5,5	5,6					
Ni	45,2	38,1	24,3	9,8	7,4	13,3					
Cu	176	719	194	40,0	24,4	25,1					
Zn	798	686	331,0	75,3	247	350					
Ga	18,1	17,7	15,2	14,1	13,3	9,7					
As	12,7	14,3	12,6	8,9	8,8	4,8					
Se	2,6	2,5	1,8	< 0,6	< 0,8	1,8					
Rb	109	110	86,9	94,3	117	129					
Sr V	204	216	312	408	405	272					
I Zr	25,0	25,0	23,5	17,0	14,4	81.4					
ZI Nb	0.8	130	192	0.5	91,5 7.5	61,4 5.7					
Mo	5,0	4.0	3.9	23	27	30.8					
Ασ	0.64	0.46	0.26	0.12	0.11	0.33					
Cd	2.1	0.90	0.28	=====================================	- 0,11 < ΠΟ	0.5					
Sb	3.1	2.9	3.0	2.5	2.5	3,4					
Sn*	3,2	35,2	8.7	2,6	1.3	3,5					
Cs	18,8	15,3	8,4	6,4	7,1	7,4					
Ba	526	616	632	705	804	658					
Hf	3,7	4,0	4,9	2,8	2,4	2,19					
Та	0,71	0,86	0,96	0,70	0,57	0,44					
W	1,8	1,8	1,5	1,0	0,78	0,66					
Tl	0,58	0,72	0,63	0,65	0,65	0,64					
Pb	79,2	66,2	29,5	13,7	17,3	48,6					
Bi	14,3	13,8	6,8	1,1	6,1	110					
Th	11,8	9,3	9,3	6,7	7,3	5,4					
U	5,0	4,1	2,8	1,8	2,1	2,4					

Примечание, ¹ рейс-скважина-керн-секция, интервал (см); ² 1 = <0,001мм; 2 = 0,01-0,001мм; 3 = 0,05-0,01мм; 4 = 0,1-0,05мм; 5 = 0,25-0,1мм; 6 = 0,5-0,25мм; 7 = 1-0,5мм; 8 = >1мм; * = информационные данные; <ПО = меньше предела обнаружения.

Состав РЗЭ гранулометрических фракций гидротермально измененных осадков из скважины 477А и исходных осадков (реперов) из скважин 477, 478, 481,481А

Привязка		64-477A-5R-1, 7-11 ¹										
Глубина, м		191,07										
Лаб, номер				12	70							
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8				
Фракции (%)	7,2	20,3	49	3,2	14	1	0,3	5				
La	13,1	16,2	33,6	34,2	24,5	14,9	11,3	6,7				
Ce	29,6	41,2	70,0	67,6	49,5	32,0	26,0	20,2				
Pr	3,2	4,4	8,1	7,6	5,3	3,6	3,1	3,0				
Nd	12,1	18,3	31,0	28,0	19,8	14,2	13,2	15,0				
Sm	2,5	4,1	6,1	5,2	3,8	3,1	3,1	4,5				
Eu	0,34	0,74	1,5	1,3	1,0	1,0	1,2	1,7				
Gd	2,2	3,6	5,5	4,6	3,6	3,0	3,5	5,9				
Tb	0,35	0,55	0,83	0,69	0,56	0,47	0,56	0,95				
Dy	2,0	3,2	4,7	4,0	3,1	2,7	3,41	6,1				
Но	0,41	0,63	0,95	0,77	0,64	0,55	0,72	1,27				
Er	1,3	1,8	2,8	2,3	1,9	1,6	2,1	3,7				
Tm	0,19	0,26	0,41	0,33	0,27	0,23	0,30	0,52				
Yb	1,3	1,6	2,8	2,2	1,8	1,5	2,0	3,4				
Lu	0,20	0,27	0,39	0,32	0,26	0,22	0,31	0,51				

Гидротермально измененные осадки

Привязка	64-477A-7R-1, 36-42										
Глубина, м	210,36										
Лаб, номер	1271										
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8	8б		
Фракции (%)	0,6	18	26	14	30	10	0,5	0,9			
La	11,86	11,1	25,2	43,9	38,3	26,5	18,6	16,0	5,5		
Ce	30,0	31,0	46,9	77,6	66,6	46,6	34,0	33,2	16,7		
Pr	3,6	4,4	6,3	9,1	7,3	4,7	3,7	4,1	2,6		
Nd	15,9	20,9	24,8	31,8	25,6	16,1	13,4	16,4	13,5		
Sm	3,4	5,3	5,0	5,3	4,2	2,5	2,3	3,3	4,2		
Eu	0,60	1,1	1,2	1,2	1,0	0,7	0,70	0,80	1,6		
Gd	3,2	5,4	4,5	4,3	3,2	2,1	2,2	3,4	5,4		
Tb	0,46	0,86	0,69	0,61	0,47	0,31	0,32	0,54	0,93		
Dy	2,8	5,4	4,0	3,2	2,5	1,7	1,8	3,2	5,9		
Но	0,58	1,11	0,79	0,62	0,47	0,34	0,39	0,67	1,21		
Er	1,9	3,4	2,3	1,8	1,4	1,1	1,2	2,1	3,6		
Tm	0,28	0,51	0,33	0,26	0,21	0,16	0,19	0,31	0,49		
Yb	2,0	3,5	2,2	1,8	1,5	1,1	1,4	2,2	3,2		
Lu	0,32	0,52	0,33	0,25	0,22	0,18	0,20	0,34	0,48		
Привязка			(54-477A-10	OR-1, 51-5	5					
----------------------	------	--------	------	------------	------------	------	------	------	--	--	--
Глубина, м		239,01									
Лаб, номер		1273									
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8			
Фракции (%)	7,1	38,6	38,2	6,5	5,6	1	0,8	2,2			
La	7,10	6,9	44,9	66,1	64,0	49,0	15,3	32,4			
Ce	20,5	16,7	96,0	136	122	91,5	32,7	60,8			
Pr	2,2	2,0	10,7	14,2	12,9	9,6	3,7	6,9			
Nd	9,4	8,7	40,5	50,7	44,7	32,9	14,0	24,1			
Sm	1,9	1,8	8,3	9,1	7,5	5,5	2,7	4,9			
Eu	0,35	0,31	1,9	2,2	1,9	1,5	0,72	1,6			
Gd	1,6	1,6	8,0	8,5	6,4	4,7	2,7	4,8			
Tb	0,22	0,21	1,3	1,3	1,0	0,68	0,41	0,73			
Dy	1,2	1,2	7,3	7,2	5,2	3,7	2,3	4,2			
Но	0,23	0,22	1,49	1,48	0,99	0,73	0,47	0,87			
Er	0,72	0,63	4,4	4,5	2,9	2,1	1,4	2,6			
Tm	0,11	0,094	0,64	0,66	0,42	0,31	0,22	0,36			
Yb	0,78	0,69	4,3	4,5	2,8	2,1	1,4	2,4			
Lu	0,13	0,12	0,62	0,64	0,43	0,29	0,20	0,33			

Привязка			6	54-477A-1	1R-1, 45-5	0				
Глубина, м		248,45								
Лаб, номер		2054								
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8		
Фракции (%)	0,8	7,3	25	17,8	43,5	4,3	0,8	0,5		
La	6,36	12,6	14,7	19,9	38,5	59,1	43,9	30,4		
Ce	14,7	31,8	32,6	38,2	67,0	107	77,8	60,6		
Pr	1,9	4,3	4,6	4,8	8,4	11,4	8,0	6,8		
Nd	8,1	19,5	20,4	18,5	28,2	39,7	29,5	25,8		
Sm	1,8	4,5	4,7	3,9	5,0	6,1	4,7	5,1		
Eu	0,39	0,87	1,0	0,91	1,2	1,5	1,1	1,4		
Gd	1,9	4,4	4,7	3,5	4,2	5,0	4,2	4,6		
Tb	0,27	0,64	0,80	0,51	0,62	0,73	0,59	0,68		
Dy	1,7	3,7	4,5	3,4	3,8	3,8	3,2	4,3		
Но	0,38	0,72	0,90	0,68	0,76	0,73	0,58	0,85		
Er	1,3	2,1	2,6	1,8	2,1	2,2	1,5	2,4		
Tm	0,21	0,31	0,38	0,27	0,28	0,33	0,22	0,35		
Yb	1,6	2,2	2,8	1,8	1,9	2,2	1,6	2,4		
Lu	0,29	0,33	0,49	0,32	0,31	0,31	0,29	0,36		

Таблица П7 (продолжение)

Привязка		64-477A-12R-CC, 0-5									
Глубина, м		257,55									
Лаб, номер				27	22						
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8			
Фракции (%)	0,3	8,7	24	16,4	43,9	4,5	1	1,2			
La	7,3	14,7	19,7	17,1	27,3	85,3	73,8	32,2			
Ce	16,4	36,4	47,2	32,2	48,6	138	125	58,5			
Pr	1,9	4,6	6,0	4,2	5,4	14,9	12,3	6,4			
Nd	8,1	20,4	25,2	16,1	19,6	48,7	42,1	23,8			
Sm	1,8	4,8	5,4	3,1	3,3	7,2	6,7	4,5			
Eu	0,39	0,96	1,4	0,86	0,87	1,7	1,6	1,2			
Gd	1,7	4,6	5,1	2,8	2,7	5,3	5,3	4,0			
Tb	0,24	0,67	0,80	0,43	0,42	0,76	0,75	0,57			
Dy	1,4	3,8	4,7	2,4	2,3	3,8	4,2	3,5			
Но	0,26	0,72	0,94	0,49	0,45	0,74	0,81	0,69			
Er	0,82	2,0	2,8	1,5	1,4	2,1	2,2	1,9			
Tm	0,11	0,29	0,43	0,23	0,20	0,30	0,32	0,27			
Yb	0,8	1,9	2,8	1,6	1,4	2,1	2,2	1,9			
Lu	0,13	0,28	0,40	0,24	0,20	0,30	0,32	0,29			

Рейс		64-478-3R-3, 10-14 ¹								
Глубина, м		16,1								
Лаб, номер				27	24					
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8		
La	30,7	33,0	30,4	26,1	22,7	4,6	6,3	21,0		
Ce	61,9	66,3	60,6	48,1	52,2	11,5	15,0	45,5		
Pr	7,2	7,9	7,0	5,6	5,5	1,2	1,6	5,3		
Nd	27,3	29,8	27,1	21,1	21,5	4,4	5,9	18,9		
Sm	5,5	5,9	5,4	4,2	4,3	0,92	1,2	4,2		
Eu	1,1	1,2	1,3	1,2	0,94	0,19	0,27	0,90		
Gd	5,0	5,4	4,8	3,7	4,0	0,85	1,1	4,0		
Tb	0,77	0,80	0,71	0,57	0,61	0,13	0,17	0,66		
Dy	4,4	4,5	4,0	3,2	3,6	0,79	0,98	3,1		
Но	0,87	0,90	0,79	0,66	0,68	0,15	0,19	0,67		
Er	2,6	2,7	2,4	1,9	2,1	0,48	0,61	2,1		
Tm	0,38	0,38	0,34	0,29	0,30	0,069	0,085	0,32		
Yb	2,6	2,6	2,3	1,9	2,1	0,50	0,59	1,8		
Lu	0,39	0,40	0,34	0,29	0,33	0,081	0,10	0,34		

Неизмененные осадки (реперы)

Рейс	64-478-19R-3, 100-103										
Глубина, м		163,5									
Лаб, номер		2727									
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7				
La	29,2	29,5	27,1	15,0	3,0	2,0	2,7				
Ce	64,5	56,0	52,1	30,6	6,7	4,4	6,1				
Pr	7,3	6,8	6,2	3,6	0,7	0,5	0,66				
Nd	27,4	26,0	23,5	13,5	2,7	1,8	2,2				
Sm	5,5	5,3	4,6	2,6	0,57	0,34	0,46				
Eu	1,1	1,1	1,2	0,68	0,13	0,077	0,11				
Gd	5,1	4,7	4,2	2,3	0,52	0,32	0,38				
Tb	0,77	0,70	0,62	0,36	0,089	0,049	0,065				
Dy	4,4	3,9	3,6	2,1	0,49	0,30	0,35				
Но	0,84	0,77	0,72	0,43	0,10	0,062	0,068				
Er	2,7	2,3	2,1	1,3	0,31	0,19	0,20				
Tm	0,39	0,33	0,30	0,19	0,044	0,026	0,028				
Yb	2,6	2,3	2,1	1,4	0,31	0,19	0,19				
Lu	0,41	0,35	0,31	0,21	0,049	0,031	0,032				

Рейс	64-477-3R-1, 108-112									
Глубина, м	11.58									
Лаб, номер		3101								
Фракции ²	1 2 3 4 5									
La	31,3	28,7	31,8	24,7	18,7	19,3				
Ce	66,4	63,3	63,4	44,0	36,1	36,7				
Pr	7,2	7,0	7,2	5,5	4,1	4,2				
Nd	27,0	26,6	27,5	20,7	14,9	14,2				
Sm	5,4	5,3	5,5	4,1	2,9	2,8				
Eu	1,1	1,2	1,4	1,1	0,77	0,60				
Gd	4,9	4,9	5,0	3,7	2,6	2,5				
Tb	0,75	0,74	0,74	0,55	0,40	0,40				
Dy	4,3	4,0	4,2	3,1	2,3	2,2				
Но	0,84	0,80	0,83	0,64	0,46	0,47				
Er	2,6	2,4	2,4	1,9	1,4	1,4				
Tm	0,36	0,33	0,35	0,27	0,22	0,21				
Yb	2,5	2,3	2,4	1,8	1,5	1,4				
Lu	0,37	0,33	0,36	0,28	0,22	0,22				

Рейс		64-481-11H-3, 73-78								
Глубина, м		50,98								
Лаб, номер		2822								
Фракции ²	1	2	3	4	5	6	7	8		
La	30,6	30,1	28,1	18,9	22,6	23,0	20,2	9,5		
Ce	64,1	64,4	51,6	34,5	55,5	55,5	55,6	25,1		
Pr	7,7	7,7	7,0	4,6	5,2	5,6	4,8	2,5		
Nd	28,4	30,0	26,6	17,0	20,5	21,5	19,3	8,2		
Sm	5,6	5,8	5,3	3,3	4,1	4,3	3,9	2,3		
Eu	1,1	1,2	1,4	0,94	0,98	1,0	0,92	0,48		
Gd	5,1	5,3	4,8	3,0	3,9	4,3	3,9	2,0		
Tb	0,78	0,79	0,69	0,45	0,60	0,65	0,59	0,33		
Dy	4,3	4,6	4,1	2,7	3,5	3,9	3,4	1,5		
Но	0,83	0,89	0,76	0,53	0,69	0,77	0,71	0,38		
Er	2,6	2,7	2,4	1,7	2,2	2,4	2,3	1,2		
Tm	0,37	0,40	0,34	0,24	0,31	0,36	0,33	0,16		
Yb	2,6	2,6	2,3	1,7	2,1	2,4	2,3	1,0		
Lu	0,38	0,40	0,35	0,25	0,33	0,39	0,38	0,18		

Рейс	64-481A-6R-5, 75-80										
Глубина, м	96,15										
Лаб, номер		2824									
Фракции ²	1	1 2 3 4 5 6									
La	32,8	30,9	28,0	18,7	16,6	7,3					
Ce	68,0	65,1	52,4	33,3	30,4	15,0					
Pr	8,5	8,0	6,9	4,3	3,8	1,7					
Nd	31,9	31,0	26,0	16,5	13,7	5,8					
Sm	6,2	6,1	5,0	3,1	2,5	1,3					
Eu	1,2	1,3	1,2	0,85	0,63	0,40					
Gd	5,5	5,5	4,6	2,9	2,3	1,1					
Tb	1,00	0,86	0,66	0,44	0,39	0,16					
Dy	4,9	4,6	4,0	2,5	2,0	0,59					
Но	0,92	0,91	0,75	0,51	0,41	0,16					
Er	2,9	2,8	2,3	1,6	1,3	0,44					
Tm	0,42	0,40	0,35	0,25	0,20	0,07					
Yb	2,8	2,7	2,3	1,6	1,4	< 110					
Lu	0,43	0,42	0,37	0,25	0,21	0,24					

Рейс	64-478-1R-1, 0-5										
Глубина, м	4,00										
Лаб, номер		3103									
Фракции ²	1	2	3	4	5	6					
La	28,4	30,7	30,6	23,5	20,2	14,2					
Ce	61,2	65,7	54,5	42,0	37,2	26,9					
Pr	7,1	7,8	7,3	5,4	4,3	3,1					
Nd	27,1	29,6	28,0	19,9	15,8	10,7					
Sm	5,4	5,8	5,5	3,9	3,0	2,3					
Eu	1,0	1,2	1,3	1,1	0,81	0,53					
Gd	4,7	5,2	4,8	3,5	2,7	2,2					
Tb	0,72	0,78	0,74	0,53	0,43	0,34					
Dy	3,9	4,2	4,0	3,1	2,4	1,9					
Но	0,81	0,87	0,80	0,61	0,49	0,42					
Er	2,4	2,5	2,3	1,8	1,5	1,2					
Tm	0,33	0,36	0,34	0,25	0,21	0,19					
Yb	2,2	2,3	2,3	1,7	1,5	1,2					
Lu	0,34	0,35	0,35	0,26	0,22	0,20					

Примечание, ¹ рейс-скважина-керн-секция, интервал (см); ² 1 = <0,001 мм; 2 = 0,01-0,001 мм; 3 = 0,05-0,01 мм; 4 = 0,1-0,05 мм; 5 = 0,25-0,1 мм; 6 = 0,5-0,25 мм; 7 = 1-0,5 мм; 8 = >1 мм; * = информационные данные.