

Санкт-Петербургский государственный университет

КОВАЛЕНКО Анастасия Дмитриевна

Выпускная квалификационная работа

***Хронология и особенности формирования металлоносных осадков
узла Победа (САХ) в плейстоцене-голоцене***

Уровень образования: бакалавриат

Направление 05.03.02 «География»

Основная образовательная программа СВ.5019.2016 «География»

Профиль «Геоморфология и палеогеография»

Научный руководитель:

заведующий кафедрой геоморфологии,

Институт Наук о Земле

д.г.-м.н., проф. В. Ю. Кузнецов

Рецензент:

заместитель генерального директора ФГБУ «ВНИИОкеангеологии»

к.г.-м.н. Е.А. Гусев

Санкт-Петербург

2020

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ.....	7
1.1 ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ СОХ	7
1.2 СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОХ	11
1.3 ТИПЫ ОСАДКОВ ДНА ОКЕАНОВ	16
ГЛАВА 2. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ	19
2.1 ВИДЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ.....	19
2.2 ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ.....	19
ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРОЕНИЕ РУДНОГО УЗЛА «ПОБЕДА» (17°08'С.Ш.).....	23
3.1 ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	23
3.2 ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА	25
3.3 СТРОЕНИЕ РУДНОГО УЗЛА «ПОБЕДА».....	27
3.4 ОСАДКИ В ПРЕДЕЛАХ РУДНОГО УЗЛА «ПОБЕДА».....	28
ГЛАВА 4. ²³⁰Тн_{EX} МЕТОД ДАТИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ ДНА.....	30
4.1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ²³⁰ Тн _{EX} ДАТИРОВАНИЯ	30
4.2 АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ УЛЬТРА-МАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ ИЗОТОПОВ УРАНА И ТОРИЯ ИЗ ОБРАЗЦОВ ОСАДКОВ УЗЛА ПОБЕДА	31
4.3 АЛЬФА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗМЕРЕНИЕ УРАНОВОЙ И ТОРИЕВОЙ ФРАКЦИИ.....	34
4.4 РАСЧЕТ ²³⁰ Тн _{EX} ВОЗРАСТА ОСАДКОВ И СРЕДНЕЙ СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ	34

ГЛАВА 5. ХРОНОЛОГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ В ГОЛОЦЕНЕ-НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ В ПРЕДЕЛАХ РУДНОГО УЗЛА «ПОБЕДА».....	36
5.1 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ.....	36
5.2. ХРОНОЛОГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ В АНАЛИЗИРОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ КОЛОНКАХ	42
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	47
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	48

Введение

Открытые в конце 19 века гидротермальные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия положили начало масштабному изучению гидротермальных систем, расположенных в областях спрединга океана, и связанных с ними гидротермальных отложений.

Использование методов неравновесной ядерной геохронологии позволяет определить периоды активизации гидротермальной деятельности и связанных с нею процессов рудообразования, а также формирования металлоносных осадков. Помимо этого, детальное изучение современных гидротермальных систем позволяет ответить на многие вопросы, возникающие при реконструкции древних геологических процессов, происходивших в земной коре.

Рудные отложения и металлоносные осадки могут представлять экономическую ценность, как источник Fe, Mn, Pb, Zn, Co, Ba, Ag, Au и др. металлов. К настоящему моменту открыто более трехсот гидротермальных полей разной степени изученности. Объемы рудных залежей, как и их минеральный и химический состав зависит от фациальных условий рудообразования, гидродинамических и физико-химических условий среды, от протяженности во времени периодов активизации гидротермальной деятельности (соответственно, и связанного с ней рудообразования), имеющей дискретно-эпизодический характер.

Данные о частоте и продолжительности периодов активизации разнятся от поля к полю. Помимо трудностей практического применения методов датирования с использованием радиоизотопов уранового ряда (в частности ^{230}Th) гидротермально-осадочных формаций, существуют трудности при выборе места отбора образцов. Изучение возможных пространственных и временных закономерностей формирования гидротермальных рудных полей является необходимой задачей, решение которой направлено на понимание процессов эволюции гидротермального рудообразования и создание

перспективы прогнозирования формирования гидротермальных полиметаллических объектов для их возможной последующей разработки. Особый интерес вызывают недавно открытые и еще не исследованные, гидротермальные участки, такие, например, как гидротермальный узел Победа (САХ), открытый в рейсе № 37 НИС “Профессор Логачев” в блоках 37 и 39 Российского разведочного района, с обнаруженными в его пределах тремя локальными объектами: поля Победа-1 (17°08.7' с.ш.) и Победа-2 (17°07.45' с.ш.) и рудопроявление Победа-3 (17°08.3' с.ш.).

Актуальность работы объясняется необходимостью получения новых геохронологических и геохимических данных изучения металлоносных осадков для периодизации гидротермальных процессов в пределах недавно открытого рудного участка САХ.

Объект исследования – металлоносные осадки гидротермального узла Победа (САХ).

Предмет исследования – метод $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ датирования металлоносных осадков.

Цель работы – установить хронологию формирования металлоносных слоев в профиле осадков поля Победа по данным геохронологического ($^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ датирование) и химического изучения осадочных колонок.

Задачи:

- 1) изучить и обобщить литературные данные о геолого-геоморфологических особенностях строения, функционирования и истории развития Срединно-Океанических хребтов, в том числе Срединно-Атлантического хребта;
- 2) изучить и обобщить имеющиеся данные о геолого-геоморфологических особенностях и химическом составе осадков гидротермального узла Победа;
- 3) изучить теоретические основы и возможности практического применения $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ метода для датирования металлоносных осадков узла Победа;
- 4) использовать методику выделения изотопов тория из образцов гидротермально-осадочных отложений, выполнить альфа-спектрометрические измерения для определения содержания этих радионуклидов и рассчитать $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -возраст осадков узла Победа;
- 5) оценить во времени этапы формирования гидротермального узла Победа в неоплейстоцене и голоцене по данным геохронологического и химического изучения металлоносных осадков.

Глава 1. История исследования и происхождение срединно-океанических хребтов

1.1 История исследования и образования СОХ

Практически все известные сведения об океанах были получены благодаря экспедициям всего лишь одного судна – «Гломар Челленджер». За 15 лет работы (с 1968 по 1983 год), судно совершило 96 рейсов, прошло более 375 тысяч морских миль (это почти 700 тысяч километров) и пробурило более 600 скважин в океанском дне во всех, интересных с точки зрения геотектоники, зонах Земли, начиная с окраинных морей и заканчивая океаническими котловинами.

Общая характеристика разрезов всего Мирового океана получена по результатам глубоководного бурения по проектам Deep Sea Drilling Project («Гломар Челленджер») и Ocean Drilling Project («Джойдес Резольюшен»). Эти же проекты позволили получить сведения о строении океанической коры и ее принципиальном отличии от континентальной, а так же изменение океанической коры с увеличением ее возраста и отдалении от зон спрединга. При глубоководном бурении скважин были обнаружены древние аналоги металлоносных осадков, так называемые базальные металлоносные толщи, занимающие нижнюю часть осадочного разреза на границе с базальтами океанической коры. Возраст самых древних металлоносных толщ в океане – верхнеюрский (примерно 150 млн. лет), мощность изменяется от первых десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Древние литифицированные металлоносные отложения сопровождают колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения в складчатых поясах континентов. Металлоносные осадки используются при поисках сульфидных рудных скоплений, формирующихся на дне океана как результат деятельности подводных гидротермальных систем.

В рейсах «Гломар Челленджер» 1973-1976 гг была впервые обнаружена гидротермальная активность («черные курильщики») и гидротермальные осадки при исследовании Тихого океана. Осадки вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия отличались необычным составом – высоким содержанием железа и низким алюминия. Работы Н.С. Скорняковой (1964), К. Бострёма, М. Петерсона (Bostrom, Peterson, 1966) и Э. Бонатти (Bonatti, 1967) , посвященные изучению аномальных металлоносных осадков объяснили связь состава этих осадков с накоплением гидротермального материала из подводных гидротермальных источников. Также в 60-е годы были открыты проявления гидротермальной активности и связанных с ней металлоносных осадков в Красном море.

Предполагалось, что гидротермальная активность в зоне рифтов связана со скоростью спрединга и возникает только при высоких скоростях спрединга. Но это предположение оказалось неверным, когда в 1985 году в районе 26⁰ с.ш. САХ в ходе работ по программе «Транс-Атлантический Геотраверс» было открыто первое гидротермальное поле, названное «ТАГ» в соответствии с аббревиатурой проекта (Rona et al., 1985). Это положило старт активным и многочисленным исследованиям рифтовой зоны Атлантического океана такими странами как Россия, США, Великобритания, Франция, Германия, позже к ним присоединились Япония, Португалия и Норвегия.

Систематическое исследование российскими учеными гидротермальной активности началось в 70-е годы 20 века, в 8 рейсе нис «Дмитрий Менделеев». Судно проводило свои изыскания на Восточно-Тихоокеанском поднятии и Галапагосском хребте.

Обнаруженные на ВТП гидротермальные сульфидные руды, формирующие гидротермальные поля с огромными запасами рудного материала (до нескольких десятков миллионов тонн). Начиная с 80-х годов прошлого века, началось активное изучение металлоносных гидротерм, осадков и сульфидов,

образованных в результате деятельности гидротермальных систем, расположенных в областях спрединга. Это обусловлено тем, что, детальное изучение современных гидротермальных систем позволяет ответить на вопросы, возникающие при реконструкции древних геологических процессов в земной коре. А также, растворы, осадки и руды, образующиеся в гидротермальных системах, обогащены такими металлами, как Cu, Fe, Mn, Pb, Zn, Co, Ba, Ag, Au и представляют собой рудопроявления, которые могут стать объектами разработки. Также, важно подчеркнуть, что гидротермальные растворы являются носителями большого количества полезных компонентов, которые затем осаждаются на океанское дно и образуют металлоносные осадки с различной концентрацией полезных элементов. Оценка объёмов растворов и содержащихся в них веществ и тепла в недрах гидротермальных систем, а также величины разгрузки в пределах активных гидротермальных полей, предполагают возможность достаточно точно определить экономический потенциал этих геологических объектов.

Во второй половине XX в. представления о строении, происхождении и динамике рельефа дна Мирового океана претерпели значительные изменения, обусловленные прогрессом в области изучения рельефа, геологии и геофизики океана (Ласточкин и др., 2005).

В 1911 году немецкий ученый Альфред Вегенер обратил внимание на схожесть ископаемых останков растений и животных по обе стороны Атлантического океана. В то время это сходство объяснялось существованием перемычек между континентами. В 1915 году вышло первое издание его книги «Происхождение материков и океанов» (Вегенер, 1984). В этой книге объясняется его теория дрейфа материков. Он предполагал, что около 300 млн. лет назад существовал единый материк Пангея, который раскололся на отдельные плиты, ставшие основами современных материков. Как было сказано выше, подобные представления выдвигались и ранее, но теория Вегенера была подкреплена геологическими, палеоклиматическими и

другими данными. Слабой стороной данной теории было предположение Вегенера, что материки перемещаются по океанической коре.

Более подробное изучение рельефа дна океанов, особенно Атлантического океана, имело место во время второй мировой войны и было связано с практическими военными задачами. Последующее обобщение и интерпретация накопленного материала позволило обнаружить Срединно-океанические хребты (Короновский, Якушева, 1991).

В 1950-60-ых годах с применением палеомагнитной геохронологической шкалы с калий-аргоновыми датировками, были получены численные оценки движения материков, в том числе относительно друг друга, в геологическом времени. Также были выделены различные типы земной коры – континентальная и океаническая (Coulomb, 1972; Короновский, Якушева, 1991; Хаин, 1996; The Columbia Encyclopedia, 2008).

Говард Гесс на основе идей Артура Холмса о конвекции мантийного вещества и новых топографических, геологических и геофизических данных предложил теорию спрединга океанического дна (P. Kearey, Frederick, 1996). Теория образование океанической коры в центрах спрединга была выдвинута по картографическим данным магнитных полосовых аномалий пород по обе стороны хребта.

Предполагается, что уже в раннем протерозое работал механизм тектоники литосферных плит, характерный для позднего докембрия и фанерозоя. В.Е. Хаин считает вероятным, что Тихий океан зародился в позднем протерозое или самом начале кембрия, а затем с теми или иными изменениями продолжал существовать в палеозое и раннем мезозое (Хаин, 2001). При этом наибольший возраст экспонированной океанической коры в пределах Тихого океана определяется как раннеюрский (190 млн. лет назад) и среднеюрский (160 млн. лет назад), Индийского океана – с конца средней юры (160 млн. лет назад) (В.В.Авдонин, В.В.Кругляков, 2005). Раскрытие Атлантики началось в ранней юре (190 млн. лет назад) с центральной части, в раннем мелу

произошло раскрытие Южной Атлантики и Ньюфаундлендско-Иберийский и Лабрадорско-Британский сегмент в Северной Атлантике. В середине мела – эоцене произошло слияние Северной и Южной Атлантики с образованием Экваториального сегмента. Соответственно, возраст коры Атлантического океана меняется от современного в осевой части до средней юры в районе Флориды (Короновский, Хаин, 2007).

1.2 Строение океанической коры и происхождение СОХ

Срединно-океанические хребты являются крупнейшими образованиями океанической коры. Поэтому прежде чем говорить о происхождении СОХ, нужно обратиться к строению океанической коры.

Океаническая кора состоит из трех слоев (Фролова, Бурикова, 1997) и является первичной корой.

Первый слой – осадочный, состоящий из терригенно-обломочного материала различного генезиса и размера, имеет небольшую мощность (до 1 км, на периферии может существенно увеличиваться до 10-15 км), прерывист. Накопление карбонатного материала ограничено критической глубиной карбонатонакопления (лизоклин), которая находится на уровне 3,8-4,5 км. Раковины и скелеты разных видов планктона растворяются с разной скоростью. Литологи различают три вида лизоклина – фораминиферовый, кокколитовый и птероподовый.

Второй - базальтово-осадочный. Большое количество базальтового материала связано с вулканизмом на тонкой океанической коре, которое чередуется с осадочными породами, измененными под действием литостатического давления и контактового метаморфизма. Излившиеся базальты изменяются под действием резкого охлаждения водой и затвердевают вблизи места излияния, образуя трещиноватую толщу пиллоу-лав. Под действием той же

океанической воды происходит серпентинизация базальтового вещества пироксен-плагиоклазового состава вплоть до поглощения океанической коры в зонах субдукции. Ниже переходит в дайковый комплекс мощностью до 1,5 км. Средняя мощность второго слоя около 2 км с увеличением до 5-5,5 км под срединными хребтами.

Третий – базальтовый. Верхняя часть которого сложена породами габбро и амфиболитами основного состава, а нижняя – перидотитами ультраосновного состава (которые являются сходными мантийному материалу). Является самым мощным, в среднем 5-7,5 км (Аплонов, 2001).

Океаническая кора имеет циклическое развитие и является частью так называемого цикла Уилсона. Этот цикл объясняет процесс раскрытия и закрытия океанов в связи с тектоникой плит. В цикле Уилсона выделяется 6 стадий, из них 4 связаны с океанической корой (со 2 по 5) (Kennett, 1982).

На первой стадии, эмбриональной, происходит раскрытие внутриконтинентального рифта и начало формирования небольшого океана, как, например, в районе Великих Африканских разломов, сейчас.

Вторая стадия, или стадия юности, характерна для Красного моря, где из-за дальнейшего раскрытия континентального рифта происходит образование пока еще небольшого океана. Из базальтов, изливающихся из рифта начинается формирование молодой океанической коры.

Следующая стадия, стадия зрелости, характеризуется развитием полного океанического бассейна (с пассивными окраинами, абиссальными равнинами и срединно-океаническим хребтом). Таким океаном является Атлантический.

На четвертой стадии, заключительной, океан имеет сформированные зоны субдукции и начинается процесс его закрытия, в результате которого океан исчезнет, а океаническая кора погрузится под континентальную и будет расплавлена в мантии. Это происходит сейчас в Тихом океане.

На пятой стадии, при закрытии остаточного океанического бассейна, как в Средиземном море, остается часть океанической коры, которая впоследствии погрузится и континенты сомкнутся.

Во время шестой, постколлизийной стадии, происходит полное закрытие океана, формирование тектонического шва и образование орогенов, примером могут служить Гималаи (Nance, Worsley, Moody, 1998; Kennett, 1982).

Срединно-океанические хребты являются непрерывной системой рифтовых долин, которые разбиваются на блоки системой трансформных разломов. Трансформные разломы бывают разного масштаба и протяженности, но всегда ориентированы вкрест простирания хребтов. Трансформные разломы разделяют хребты на отдельные сегменты, смещенные в плане относительно друг друга на расстояния до нескольких сотен и более километров.

Рифтовые долины, расположенные в осевой части хребта, характеризуются повышенной сейсмичностью и магматизмом. Здесь же происходит формирование новой океанической коры. На разных сегментах СОХ отмечаются свои особенности морфологии долин, а так же состава мантийных и коровых пород (Аплонов, 2001).

Существует несколько классификаций срединно-океанических хребтов, так, классификация В. Авдониной, В. Круглякова (2005) основана на географическом положении сегментов СОХ и выделяются:

- Срединно-Атлантический хребет;
- Восточно-Тихоокеанское поднятие;
- Аравийско-Индийский сегмент.

В классификации предложенной С.И. Андреевым и др. (1999), хребты различаются по скорости спрединга и подразделяются на:

- Индо-Атлантический сегмент - низкоспрединговый;
- Индо-Тихоокеанский сегмент - высокоспрединговый.

Собственно срединно-океаническим является только Срединно-Атлантический хребет (САХ), расположенный вдоль осевой части Атлантического океана и находящийся на равных расстояниях от ограничивающих его материков почти на всем своем протяжении.

Морфология всех срединно-океанических хребтов, несмотря на различные условия формирования сходна. Центральная часть рифта обычно имеет ширину первых десятков километров и характеризуется тектонической и вулканической активностью. Происходит процесс растяжения и наращивания океанической коры. За ее пределами преобладает пассивный тектонический режим и происходит постепенное погружение поверхности дна плиты по мере ее старения и утяжеления. Статистически установлено, что погружение плиты происходит пропорционально квадратному корню из значения ее возраста (Sclater et al., 1971; Сорохтин, 1974; Аплонов, 2001). Согласно доминирующей теории образования океанических плит, любой участок дна океана является частью прежнего срединно-океанического хребта, отодвинутого в сторону от оси спрединга. Встречаемость гидротермальных проявлений зависит от масштаба вулканизма, количественным выражением которого является скорость спрединга (Авдонин, Кругляков, 2005).

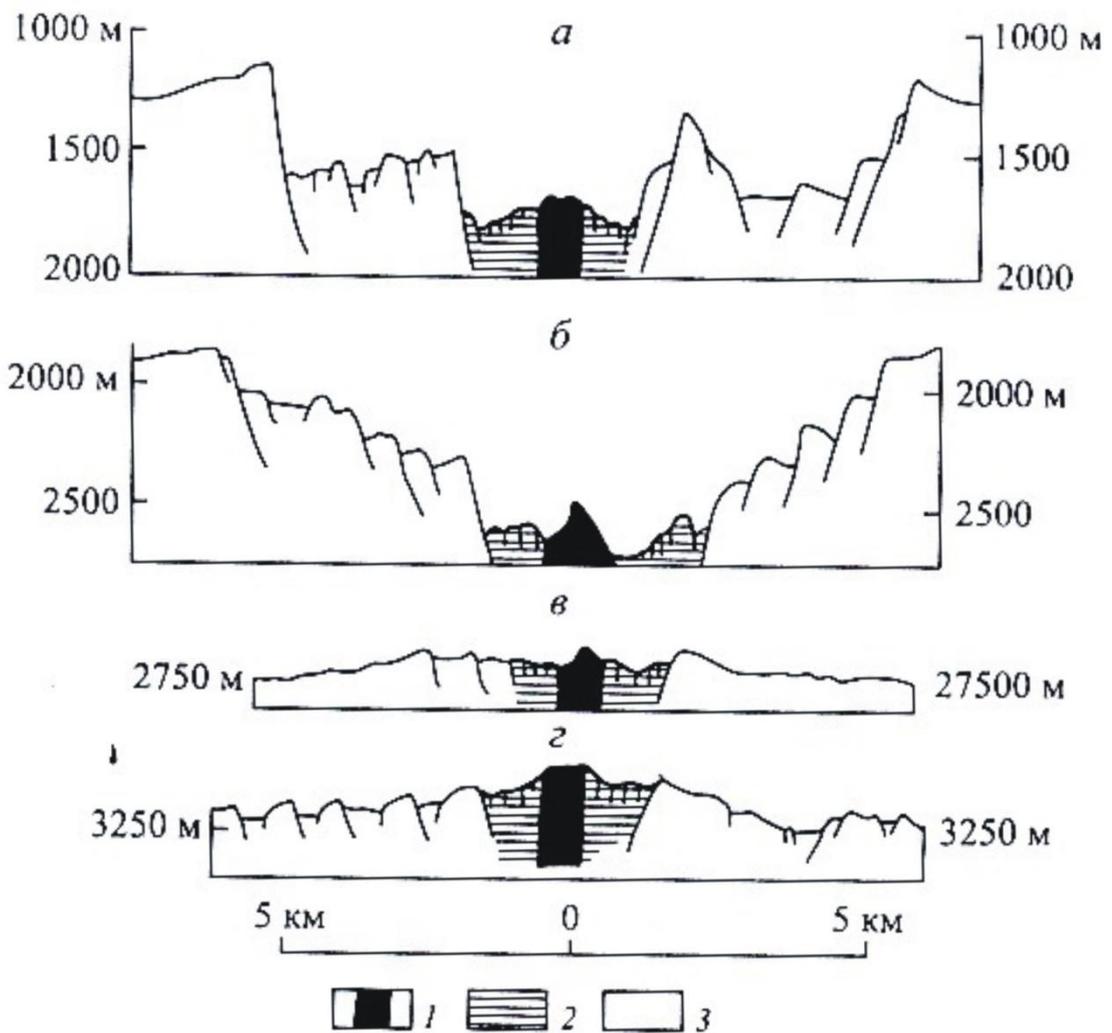


Рис. 1. Разрезы океанических рифтовых зон с разной скоростью спрединга (Монин и др., 1985) а – Красноморский рифт, 18 с.ш., скорость спрединга 1,5 см/год; б – Срединно-Атлантический рифт, скорость спрединга 2,5 см/год; в – Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21 с.ш., скорость спрединга 6 см/год; г – Восточно-Тихоокеанское поднятие, 3,5 ю.ш., скорость спрединга 15 см/год; 1 – экструзивная зона; 2 – внутренний рифт; 3 – рифтовые ступени.

Как видно из рис. 1, морфология высоко- и низкоспредиговых хребтов различается. Осевая зона в низкоспредиговых рифтах обозначена глубокой (до 4км) и широкой (5 - 30 км) рифтовой долиной симметричного или асимметричного профиля. Фланги долины представлены гребнями и линейными цепями гор, возвышающимися на 500 - 2000 м над ее дном. В

центре долины располагается неовулканическое поднятие (Зоненшайн и др., 1992; Богданов и др., 2006).

Низкоспрединовые хребты отличаются редкими (с повторяемостью около 1000 - 10 000 лет) извержениями; магматические камеры редуцированы. К низкоспрединовым хребтам относятся Срединно-Атлантический, Африкано-Антарктический и Американо-Антарктический хребты.

В рельефе высокоспрединовых хребтов (скорость спрединга более 6 см/год (Богданов и др., 2006)) наблюдается широкое и пологое протяженное поднятие океанического дна, со сглаженным рельефом, имеющее вдоль осевой части горстоподобное поднятие, осевой гребен отсутствует или незначительно выражен. Магматизм здесь гораздо интенсивнее, а извержения чаще. Высокоспрединовым хребтом является Восточно-Тихоокеанское поднятие (Авдонин, Кругляков, 2005).

1.3 Типы осадков дна океанов

В формировании осадков дна Мирового океана принимают участие различные источники вещества (в т.ч. рудного материала). В первую очередь это вынос континентальных осадков крупными реками (терригенные осадки), материал которых может переноситься на тысячи километров, осаднение биогенного материала, извержения подземных и наземных вулканов, гидротермальные процессы и выщелачивание из пород ложа и процессов гальмиролиза, эоловый разнос вещества, космический материал.

При извержении вулканов тонкодисперсные и летучие компоненты попадают в воду, где растворяются или осаждаются. При этом твердые продукты извержений могут переноситься на большие расстояния и обнаруживаться в тысячах километров от места извержения. Газовые и жидкие продукты извержения подводных вулканов, как и тонкодисперсные твердые осадки, вероятно, полностью растворяются (Лисицын, 1974).

Нормальные (фоновые) осадки Мирового океана

Морские осадки по генезису можно разделить на 5 групп (Логвиненко, 2016):

- 1) терригенные – вынесенные с континентов;
- 2) органогенные (биогенные);
- 3) хемогенные;
- 4) полигенные;
- 5) вулканогенные.

При разделении осадков по фациям, нормальными осадками ложа океана считаются:

- карбонатные фораминиферовые илы (2);
- кокколитофоридо-фораминиферовые илы (2);
- красные глубоководные глины (4);
- кремнистые илы (2);
- терригенные илы (1).

Металлоносные осадки Мирового океана

К металлоносным осадкам относятся рыхлые глубоководные отложения дна океанов и морей, которые содержат 10% и более рудных компонентов в своем составе (в пересчете на бескарбонатное вещество).

Современная классификация металлоносности морских осадков выделяет 4 типа осадков в зависимости от содержания рудных компонентов в своем составе (в пересчете на бескарбонатное (абиогенное) вещество) (Черкашев, 1995) (Табл. 1).

Табл. 1. Классификация металлоносных морских осадков

$Fe_{\text{бкв}}$	$(Cu+Zn)_{\text{бкв}}$	Осадки
$\geq 30\%$	$\geq 0,25$	Рудоносные
10-30%	$\geq 0,25$	Рудосодержащие
10-30%	$< 0,25$	Металлоносные
$\leq 10\%$	$> 0,25$	Металлосодержащие

Существование связи металлоносных осадков с гидротермальной деятельностью на дне океана предположила российская исследовательница Н. С. Скорнякова. Открытие в 1977 на Восточно-Тихоокеанском поднятии на глубине больше 3 км гидротермальных построек (чёрных курильщиков), из жерла которых изливаются горячие водные растворы, подтвердило это предположение. Поля таких осадков рассматриваются как ореолы рассеяния подводных рудообразующих гидротерм. На активных гидротермальных полях накапливается не более 5% рудного вещества, а за их пределами – около 95% в составе металлоносных осадков (Лисицын, 1978; Гурвич, 1998).

Глава 2. Гидротермальные образования и металлоносные осадки

2.1 Виды гидротермальных образований

Можно выделить 4 типа гидротермальных проявлений, три из которых связаны с формированием непосредственно на пути миграции гидротермального флюида. Это сульфидные образования в толще океанической коры, сульфидные тела на поверхности дна океана и железомарганцевые гидротермальные образования. Четвертым типом являются гидротермально-осадочные металлоносные образования открытого океана, которые формируются в зоне рассеяния гидротермальных осадочных компонентов (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990).

От состава и свойств выходящих флюидов зависит характер и состав гидротермальных построек, а так же состав формирующейся взвеси и как следствие гидротермальной составляющей металлоносных осадков (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990).

2.2 Особенности формирования различных типов металлоносных осадков

В 1978 году были обнаружены зоны гидротермальной активности на Галапагосском рифте и ВТП, в пределах которых происходит излияние высокотемпературных (более 350⁰С) восстановленных флюидов, смешение их с холодной морской водой и, как результат, образование твердой фазы в форме сульфидных минералов. Дальнейшие исследования, с использованием подводных аппаратов, привели к обнаружению многочисленных гидротермальных систем с признаками сульфидного оруденения.

Современные гидротермальные рудообразующие системы располагаются в различных геодинамических обстановках: в сегментах рифтовой зоны срединно-океанических хребтов, на подводных горах, в межконтинентальных рифтогенных структурах, в структурах островных дуг и заостроводужного спрединга. В настоящее время, по данным Г.А. Черкашева (2008), известно

более 300 гидротермальных полей, значительная часть которых является активными.

Свидетельством рудоносности магматических формаций и комплексов является приуроченность к ним месторождений и рудопроявлений. Оценка рудоносности магматических формаций океана производится по ряду факторов:

- петрологические и геохимические характеристики магматических пород, отражающие эволюцию процессов магмообразования и формирования комплексов;
- степень и механизмы дифференциации, приводящей к возможному обособлению и концентрации рудных компонентов;
- вероятные условия и формы локализации рудных проявлений (Авдонин, Кругляков; 2001).

Металлогенические объекты это продукты рудогенеза - месторождения металлических полезных ископаемых - промышленные и непромышленные скопления руд, которые могут представлять интерес для выявления закономерностей размещения, локализации, генезиса руд.

Среди них выделяются две группы: эндогенные и экзогенные месторождения.

Эндогенные образования представлены массивными сульфидными рудами колчеданного типа, отлагающимися из сульфидных гидротермальных рудоносных растворов, выходящих на дно океана. Такие гидротермальные системы находятся в рифтовых зонах СОХ и в междуговых и задуговых бассейнах островодужных систем (Авдонин, Кругляков, 2001; Богданов, 1997).

Другой разновидностью эндогенного сульфидного оруденения являются металлоносные осадки. Они также связаны с рифтовыми структурами.

Например, межконтинентальный Красноморский рифт, впадины которого

заполнены металлоносными илами и горячими рассолами. Металлоносные осадки, связанные с гидротермальными проявлениями, известны в рифтовой зоне Калифорнийского залива, хр. Хуан-де-Фука (северном продолжении ВТП), в Индийском океане в области точки тройного сочленения, а также на участках Срединно-Атлантического хребта. Обширные поля металлоносных осадков располагаются и за пределами рифтовых зон - на флангах спрединговых хребтов (Гурвич, 1998; Авдонин, Кругляков, 2001; Богданов, 1997; Черкашев, 2005).

Экзогенные руды представлены двумя формациями: железомарганцевыми конкрециями, которые образуются в пределах абиссальных котловин, и кобальтоносными корками подводных поднятий. Обе формации близки по составу, но различаются условиями и обстановками рудообразования. Залежам кобальтоносных корок на гайотах сопутствуют скопления фосфатов, благодаря чему эти месторождения можно считать комплексными (Авдонин, Кругляков, 2001).

Выделяются два основных процесса поступления металлов в рудогенерирующие системы (Богданов, 2006):

- мантийные флюидные потоки, извержения вулканов, поствулканическая гидротермальная деятельность - являются основными поставщиками металлов для формирования оксидных железомарганцевых руд;
- выщелачивание их из базальтов, особенно в зонах развития трещинных структур, и в результате функционирования конвективных гидротермальных систем.

В пределах осевой зоны и на флангах СОХ осадочные породы практически отсутствуют.

Также, отдельно можно выделить эдафогенные образования. Это разновидность морских перлювиальных отложений, представленная перемещенными остаточными продуктами физического разрушения пород

дна и полужатвердевших осадков. Состав таких осадков определяется составом обнажающихся на дне осадочных, магматических или метаморфических пород. Наиболее развиты в тектонических зонах океана – в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и глубоководных желобах; иногда образуют самостоятельные осадки. Также встречаются в абиссальных котловинах с широким распространением абиссальных холмов, где частично служат центрами зарождения железо-марганцевых конкреций (Петелин, 1971).

Изучение металлоносных осадков необходимо для поиска гидротермальных рудных залежей. Металлоносные осадки могут также сохранять информацию о последовательности гидротермальных циклов и их интенсивности, составе и свойствах гидротермальных растворов. Изучение таких отложений с помощью радиохимических, и связанных с ними геохронологических, методов, позволит получить информацию об особенностях генезиса, абсолютном возрасте и скоростях седиментации таких образований. Это позволит внести существенный вклад в решение проблемы океанского гидротермального рудообразования.

Например, изучение колонки 1082 (рудный узел «Ашадзе»), мощность которой составляет 3,2м, позволило выделить 6 этапов гидротермальной деятельности в пределах поля «Ашадзе-2» в периоды 30–51, 60–86, 98–107, 158–192, 205–214 и 219–274 тыс. лет назад (Кузнецов, Максимов, 2012).

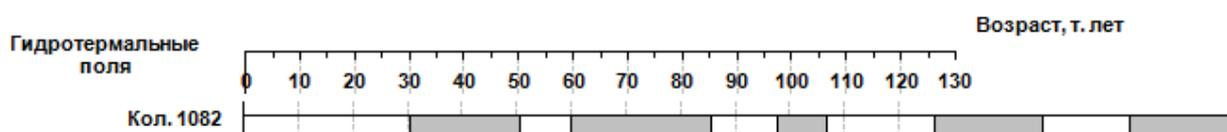


Рис.2 Колонка №1082 (серым – металлоносные слои, периоды активизации гидротермальной деятельности) (Кузнецов, Максимов, 2012).

Глава 3. Характеристика и строение рудного узла «Победа» (17°08'с.ш.).

3.1 Общая геологическая характеристика

На отрезке Срединно-Атлантического хребта, где расположено поле «Победа», выходы коренных пород на поверхность дна отмечены приблизительно на 60% площади, остальные 40% поверхности перекрыты маломощным осадочным покровом, 15% из них представляют собой поверхности со сплошным осадочным чехлом. Днище долины практически лишено осадков, поскольку является наиболее молодой и активной структурой. Мощность осадков составляет первые метры и, только в редких случаях достигает 10 м. Наибольшие мощности, в основном, отмечаются в отрицательных формах рельефа – в понижениях между гряд и холмов. Распространение осадков по площади, в целом, увеличивается по мере удаления от оси спрединга, в то же время, не обнаруживает четкой закономерности, так как оно зависит от степени дифференцированности рельефа, обуславливающей гравитационный снос, а также в процессе осадконакопления значительную роль играют придонные течения, формирующие мутьевые потоки, влияющие на перераспределение осадочного покрова (Бельтнев, 2015; Бельтнев, Рождественская, Самсонов и др., 2016; Габлина и др., 2018).

Коренные породы обнажаются на крутых склонах бортов долины, горных массивов и террасах с дифференцированным рельефом, а также в пределах относительно «молодых» структур, с минимальным осадочным покровом - днище долины и осевое вулканическое поднятие северного сегмента. В геологическом строении принимают участие как породы эффузивного и гипабиссального комплекса, так и глубинные породы габбро-перидотитового комплекса, которые занимают больше половины площади.

Породы эффузивного и гипабиссального комплексов слагают днище долины

и сопряженные с ним рифтогенные террасы, а также фланги хребта. Они представлены базальтами – пиллоу-лавами. Кроме них, широко распространены плитчатые базальты. Базальты, и связанный с ними дайковый комплекс пород (долериты, долерито-базальты), относятся к нормальнощелочным вулканическим породам.

Возраст базальтов определялся предположительно, в соответствии с принятыми скоростями спрединга. Таким образом, базальты бортов долины и рифтовых гор предположительно датируются нижним-средним плейстоценом (Q_I - Q_{II}), базальты днища долины, как активной зоны, с минимальным накоплением осадков, датируются средним-верхним плейстоценом (Q_{II} - Q_{III}). Самыми же молодыми вулканическими образованиями, возможно, являются базальты осевого нео(?)вулканического поднятия – верхний плейстон-голоцен (Q_{III} - Q_{IV}) (Бельтнев, Рождественская, Самсонов и др., 2016).

Породы габбро-перидотитового комплекса слагают крупнейший в рифтовой долине САХ горный массив, расположенный в восточном борту долины, и характеризующийся абсолютным региональным батиметрическим минимумом в сравнении со другими известными подобными структурами рифтовой долины – менее 1500 м и обширный террасовый комплекс, с подводной горой в западном борту долины. На вершинных поверхностях и склонах этих структур сохранились фрагменты базальтового покрова, а на террасах западного борта, присутствуют вулканические образования в виде гряд и вулканических конусов.

Представлены глубинные породы нижнекоровым-мантийным комплексом: серпентинизированными перидотитами, серпентинитами, габброидами, серпентин-хлоритовыми породами, пироксенитами (?) часто находящимися в ассоциации с метабазитами зеленосланцевой фации метаморфизма.

В целом, разрез охарактеризован в диапазоне средний-верхний плейстоцен, а поверхностный слой, представленный на геологической карте, датирован

голоценом (Бельтенов В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др., 2016)

3.2 Геоморфологическая характеристика района

Сведения о геоморфологии участка взяты из отчета 37-го рейса НИС “Профессор Логачев” (Бельтенов В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др., 2016).

Рифтовая долина в поперечном сечении имеет асимметричную форму, при этом, восточный борт отличается большими высотами.

Восточный борт возвышается над днищем долины почти на 1500 м. На уровне приблизительно 3000 м, он осложняется тектонической ступенью-террасой, с относительными превышениями от первых десятков метров до 150 м. Ширина террасы 2-3 км и видимая протяженность около 9 км.

В южной части восточного борта представлен крупный горный массив, с высотой над днищем долины до 2500 м. Батиметрический минимум вершины массива менее 1500 м, что делает этот массив региональным максимумом высот.

Вершина массива имеет округло-пирамидальные очертания с радиально расходящимися гребнями. От вершины, массив простирается небольшим гребнем к северу, где плавно сочленяется, предположительно, с рифтовой грядой, к запад-северо-западу, выклиниваясь на поверхности террасы, и, наконец, в направлении юг-юго-запад в виде мощного, почти симметричного хребта. Склоны массива неоднородные по крутизне и разбиты многочисленными уступами. К восточному борту приурочен рудный узел «Победа». Для наглядности была сделана карта (3D модель) по данным батиметрии из отчета 37-го рейса НИС “Профессор Логачев” (Бельтенов, Рождественская, Самсонов и др., 2016). На модели отмечено положение рудного узла «Победа» относительно рифтовой долины (Рис. 3).

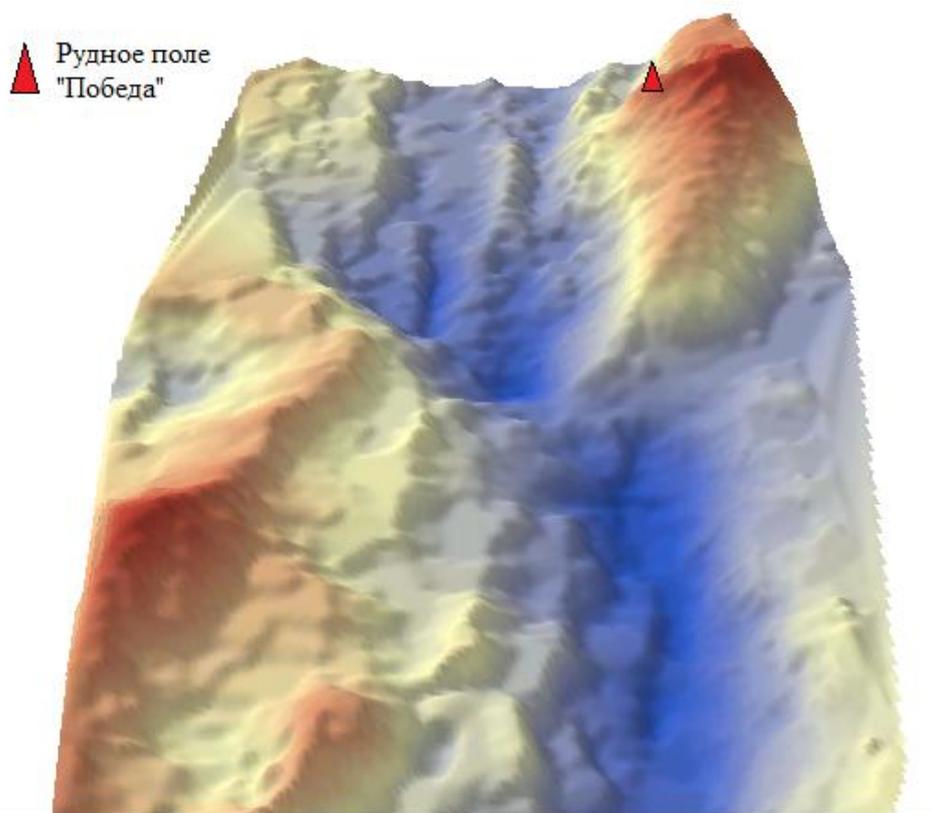


Рис.3. Рельеф рифтовой долины САХ в районе рудного узла «Победа». Карта построена автором по данным отчета 37-го рейса НИС «Профессор Логачев» (Бельтнев, Рождественская, Самсонов и др., 2016).

Западный борт представлен фрагментом террасы, расположенной на двух батиметрических уровнях – 3500-3250 м и выше 3250 м, видимая ширина в пределах карты – около 6 км. Рельеф мозаичный, холмистый, с относительными превышениями отдельных холмов и впадин в первые десятки метров.

Днище долины расположено в пределах глубин 3500-4000 м, погружаясь к югу до 4500 м. В южной части сегмента, в днище выделяются две переуглубленные замкнутые впадины в форме желобов, где глубина достигает 4800 м. Ширина днища практически на всем протяжении постоянна, около 10 км, резко сужаясь только в зоне смещения, до 2-4 км. В осевой части днища - осевое неовулканическое поднятие в виде гряды, протяженностью почти 20 км, симметричное в поперечном сечении в северной части, где оно возвышается над поверхностью днища на 250 м и

асимметричное в южной части, на границе с глубоким желобом (4250–4550 м). В западной части наблюдается осевое поднятие, образующее крутой склон, с превышением 750 м. Восточный склон поднятия при этом пологий, и максимальные превышения его составляют не более 100 м.

Современная вулканическая активность в данном сегменте предполагается на осевом вулканическом поднятии, которое осложнено отдельными многочисленными вулканическими конусами, высотой 50–75 м.

3.3 Структура рудного узла «Победа»

Рудный узел Победа был открыт в ходе рейса № 37 НИС «Профессор Логачев», организованном Полярной морской геологоразведочной экспедицией и ВНИИОкеангеология в 2014–2015 гг., для изучения Российского разведочного района, расположенного в северной приэкваториальной зоне (13°–20°50' с.ш.) Срединно-Атлантического хребта (Бельтенов и др., 2015).

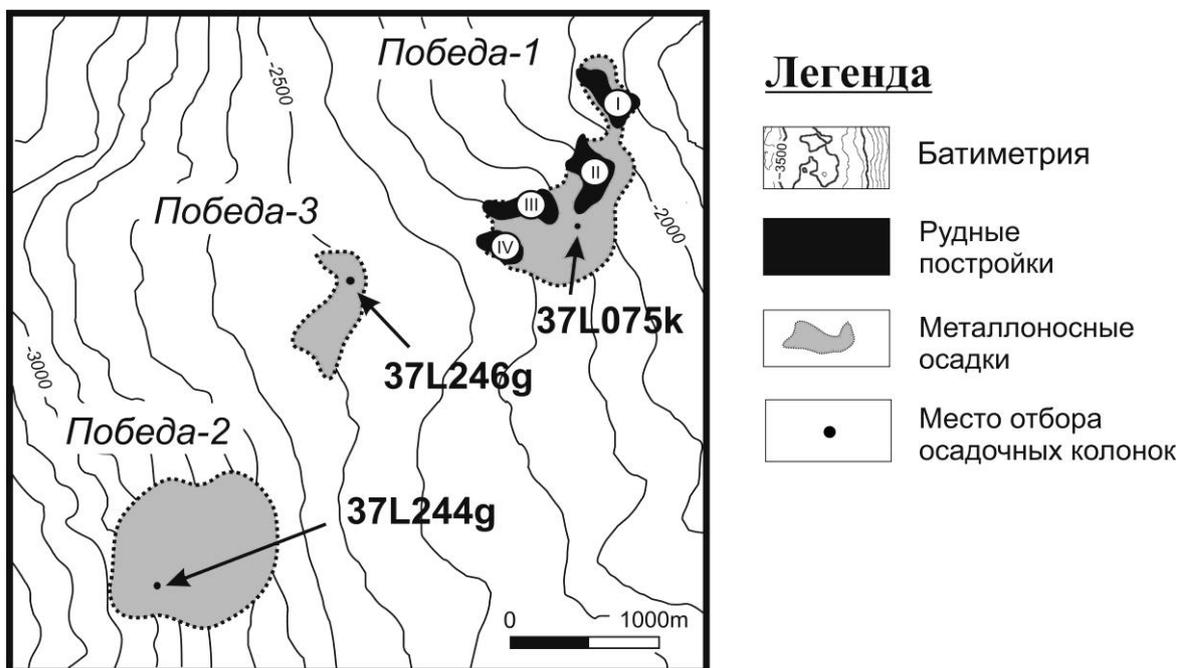


Рис. 4. Положение рудных полей (Победа-1, Победа-2) и рудопроявления

(Победа-3) в пределах рудного узла «Победа» (Бельтнев и др., 2015).

Узел состоит из 2 полей Победа-1 и Победа-2, а так же рудопроявления Победа-3, которые расположены на глубине от 2100-2450 (Победа -1) до 2800-3100 (Победа-2) (Бельтнев и др., 2015).

3.4 Осадки в пределах рудного узла «Победа»

Площади сплошного развития осадочного покрова составляют около 10-15% и приурочены к относительно выровненным участкам рельефа, в различной удаленности от оси спрединга.

По данным профилографа ГБО «МАК-1М» мощности осадков не превышают 2-5 м, и только в локальных впадинах достигают 10 м. На 60-70% изученной площади, мощность осадков составляет первые метры (до 1-2 м) и частично перекрывают выходы коренных пород (Бельтнев, Рождественская, Самсонов и др., 2016; Габлина и др. 2018).

В разрезе осадков выделяются «нормальный» и «аномальный» типы разреза.

Согласно полученным данным, преобладает «нормальный» тип разреза - неметаллоносные карбонатные илы ($Fe_{обкв} < 10\%$).

«Аномальный» тип разреза осадков изучался в настоящей работе на материале колонок 37L075k в пределах поля «Победа-1» и 37L244g в пределах поля «Победа-2».

В целом, осадки узла «Победа» представлены биогенными карбонатными, слабо карбонатными илами и птероподовыми песками. Осадки довольно однообразны по литологической характеристике. Это пелиты коричневого и красновато-коричневого цвета, мягкие, плотные, с различным содержанием песчаного материала – от чистого пелита до песка. В ряде станций наблюдается примесь эдафогенного материала, представленного обломками подстилающих пород - серпентинизированными перидотитами и габброидами.

Чисто пелитовые илы встречаются, в основном, в нижних частях разреза, а

песчаный материал, представленный обломками и дресвой птеропод – в поверхностных слоях осадков. Птероподовые пески, широко развитые на участках с малыми глубинами встречены как в поверхностном слое, так и в средних частях разреза. По всей вероятности, это связано с гравитационными процессами на склоне, а именно турбидитами.

Глава 4. $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ метод датирования металлоносных осадков дна

4.1 Теоретические основы метода $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ датирования

Основные предпосылки метода датирования $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ океанических донных отложений изложены в работах (Вагнер, 2006; Кузнецов, Максимов, 2012) и заключаются в следующем:

- 1) Содержание ^{238}U и ^{230}Th в океанической воде должно оставаться постоянным в течение всего промежутка времени, соответствующего периоду датирования ^{230}Th методом, т.е. 350-400 тыс.лет;
- 2) Отложения должны представлять собой закрытые геохимические системы по отношению к урану и торью, не должна происходить миграция вещества;
- 3) Скорость осаждения ^{230}Th должна быть постоянной во времени;
- 4) Осадочный материал должен отлагаться последовательно и не иметь нарушений первоначального залегания.

Если предпосылки метода выполняются, то объекты исследования можно датировать ^{230}Th методом. Главным показателем, свидетельствующим о выполнении теоретических предпосылок метода, является экспериментально получаемое распределение ^{230}Th по глубине анализируемой осадочной колонки, близкое к теоретически ожидаемой экспоненте, характер которой определяется периодом полураспада этого изотопа тория ($T_{1/2} = 75200$ лет).

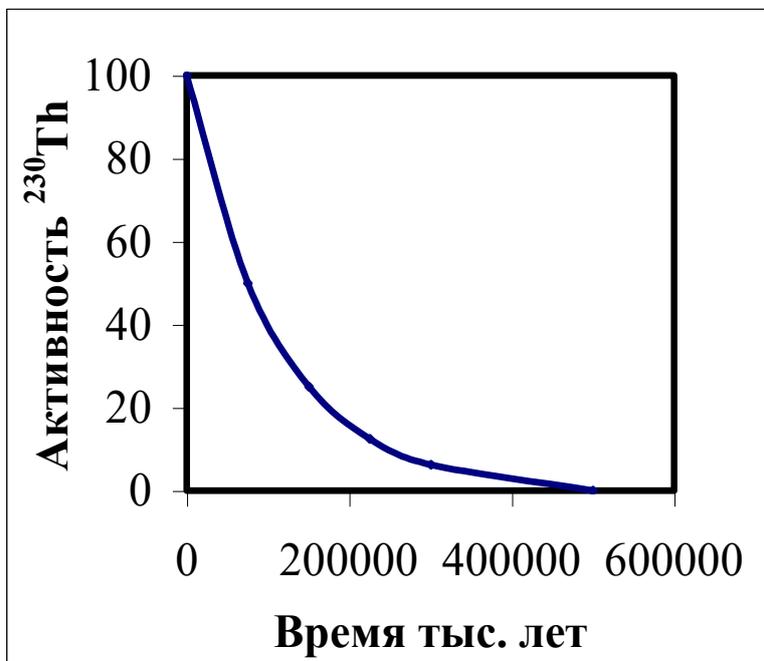


Рис. 5. Теоретическая кривая распада изотопа ^{230}Th

Подходящим для датирования океанических осадков метод избыточного тория является из-за того, что ^{230}Th , как химический элемент, практически сразу же после рождения из ^{234}U , либо сорбируется осаждающимися гидроксидами железа и марганца, взвешенным терригенным материалом или же выпадает в осадок в океанической воде, поскольку его соединения (оксиды, гидроксо-комплексы) нерастворимы в воде. В результате, заметные количества изотопа обнаруживаются в поверхностном слое осадков, с последующим понижением его удельной активности по глубине разреза в соответствии с периодом полураспада порядка 75200 лет.

4.2 Аналитическая методика выделения ультра-малых количеств изотопов урана и тория из образцов осадков узла Победа

С выделением микроколичеств ^{230}Th из слабоактивных океанических донных осадков связаны некоторые трудности. Современное оборудование обладает весьма несовершенной чувствительностью и точностью, что требует значительных навесок образцов, что затруднительно при ограниченном количестве материала. Для выделения изотопов тория требуется до 20

граммов воздушно-сухой пробы. Некоторые типы анализа требуют навесок массой до 100 грамм, но так как для анализа обычно предоставляются небольшие в диаметре осадочные колонки, таких объемов просто нет. Либо же приходится жертвовать точностью исследования, беря слои большей мощности.

Альфа-спектрометрический метод имеет дополнительные требования к методике – изучаемые изотопы должны быть свободны от микро- и макропримесей, а также посторонних альфа-излучателей. Для количественной обработки также необходимо, чтобы радионуклиды были нанесены ультратонким равномерным слоем, что достигается с помощью метода электроосаждения.

Анализ проб осадков проводился согласно методике (Кузнецов, Максимов, 2012):

1) Проба массой 10-20 г механически обрабатывается для удаления посторонних минеральных включений (частиц глины, песка), доводится до постоянного веса при $t=105^{\circ}\text{C}$.

К навеске образца добавляется рассчитанное количество 7 N HNO_3 . Проба выпаривается досуха, переводится в нитратную форму трехкратным добавлением 7M HNO_3 и нескольких капель H_2O_2 для удаления органики находящейся в пробе.

2) Очистка и разделение урановой и ториевой фракций осуществляется методом ионообменной хроматографии на анионите АВ-17-8. В ходе анализа используется две ионообменные колонки («макро» и «микро») наполненные, соответственно, неподвижной макро- и микро-фракцией анионита АВ-17-8. Хроматографическое разделение и очистка урана и тория от примесей для каждой отдельно взятой пробы образца производится дважды. Далее рассмотрены стадии анализа, непосредственно связанные с выделением и очисткой от примесей только ториевой фракции.

«Макроколонка»

Колонка размером 12×150 мм заполняется макро-фракцией анионита с размером частиц 0,1-0,05 мм. Смола переводится в NO_3^- - форму трехкратным промыванием 10 мл 7М HNO_3 . Проба перемещается в минимальном для растворения объеме 7М HNO_3 на колонку со смолой и промывается последовательно 6 мл 7М HNO_3 и 4 мл 8М HCl для удаления макро-примесей (Fe, Mn, Ca и т.д.).

Элюирование ториевой фракции проводится 25 мл 8М HCl .

Ториевая фракция упаривается досуха. Остаток растворяется в минимальном объеме 7М HNO_3

«Микроколонка»

Колонка размером 5×100 мм заполняется микро-фракцией анионита с размером частиц 0,03-0,05 мм.

Ториевая фракция переносится в колонку со смолой и промывается 6 мл 7М HNO_3 , а затем 0,4 мл 8М HCl для удаления микропримесей (следов Fe, Mn, Ca и т.д.). Изотопы тория элюировались в кварцевый стакан 5 мл 8М HCl .

3) Ториевая фракции, переводится в NO_3^- - форму, растворяясь в 25 мл $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ с добавлением 0,2 мл 7М HNO_3 и переносится в электролитическую ячейку.

Электролитическое осаждение осуществляется из полученного спиртового раствора на платиновый диск при плотности тока 60 mA/cm^2 . Осаждение тория производится в течение 1,5 часов при температуре раствора 20-25⁰С. Приготовленные таким образом альфа-источник (мишень) с осажденным металлическим торием переносится в измерительную камеру альфа-спектрометра.

4.3 Альфа-спектрометрическое измерение урановой и ториевой фракции

Альфа-спектрометрические измерения изотопов тория (^{232}Th , ^{230}Th , выделенные из образца) осуществляются с использованием поверхностно-барьерных золото-кремниевых детекторов с разрешающей способностью порядка 30 КэВ и площадью 4 – 5 см², а для регистрации импульсов α -излучения – анализатор импульсов АИ-1024.

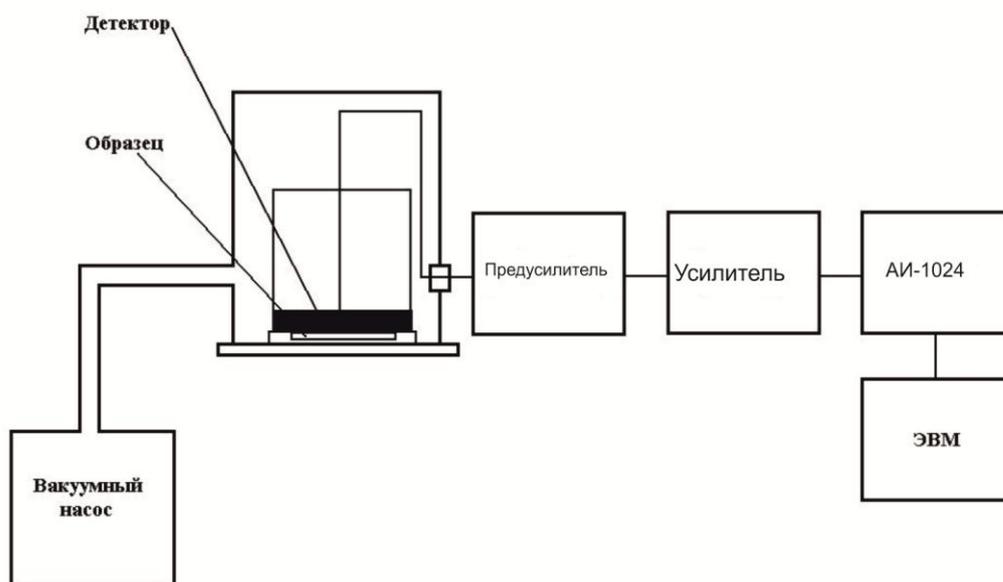


Рис. 6. Блок-схема альфа-спектрометрической установки (Кузнецов, Максимов, 2012).

Альфа-спектрометрическое измерение выделенной ториевой фракции осуществляется обычно в течение 2-3 суток.

4.4 Расчет $^{230}\text{Th}_{ex}$ возраста осадков и средней скорости седиментации

Изучение таких сложных по генезису отложений, как гидротермально-осадочные, требует рассматривать процесс седиментации особенно тщательно в каждом отдельном случае, так как в некоторых случаях возможно просачивание гидротермальных растворов сквозь рыхлую осадочную толщу

к поверхности дна или же неравномерное во времени участие гидротермального материала в седиментогенезе.

Из уравнения (1) можно определить возраст отдельно слоя осадочной колонки:

$$A_0 = A_n * e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Где A_0 – удельная активность радиогенного ^{230}Th в поверхностном слое; A_n = удельная активность радиогенного ^{230}Th в слое n; λ – постоянная радиоактивного распада $^{230}\text{Th} = 693/T_{1/2}$, t – время накопления слоя.

Средняя скорость седиментации рассчитывается как отношение мощности слоя (см) к времени отложения осадка (в тыс. лет), при этом погрешность, определяемая статистическими ошибками измерения активностей, может достигать $\pm 10\%$.

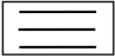
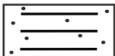
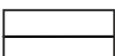
Глава 5. Хронология формирования металлоносных осадков в голоцене-неоплейстоцене в пределах рудного узла «Победа»

5.1 Химический состав металлоносных осадков

Изучались две колонки донных осадков рудных полей Победа-1 (37L075k) и Победа-2 (37L244g). Длина колонок составляла 65 и 51 сантиметр, соответственно. Опробование проходило с интервалом в 1 сантиметр, кроме верхнего полужидкого слоя (от 2 до 5 сантиметров). Определение элементного состава происходило с помощью рентгенофлуоресцентного метода, анализ проводили сотрудники Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ. Измельчение проб и приготовление таблеток для измерений на спектрометре Спектроскан GV-Max выполнено автором.

Литологическое описание обеих колонок приведено на Рис. 7. По результатам определения содержаний основных рудных элементов Fe, Cu, Zn, Mn, Co, Ni, S и литофильных элементов Ti и V построены кривые их распределения по глубине обеих осадочных колонок (Рис. 8 и 9).

Условные обозначения

	Пелит
	Пелит слабопесчанистый
	Затеки
	Рудные вкрапленники
	Обломки моллюсков
	Линзы
	Граница слоев

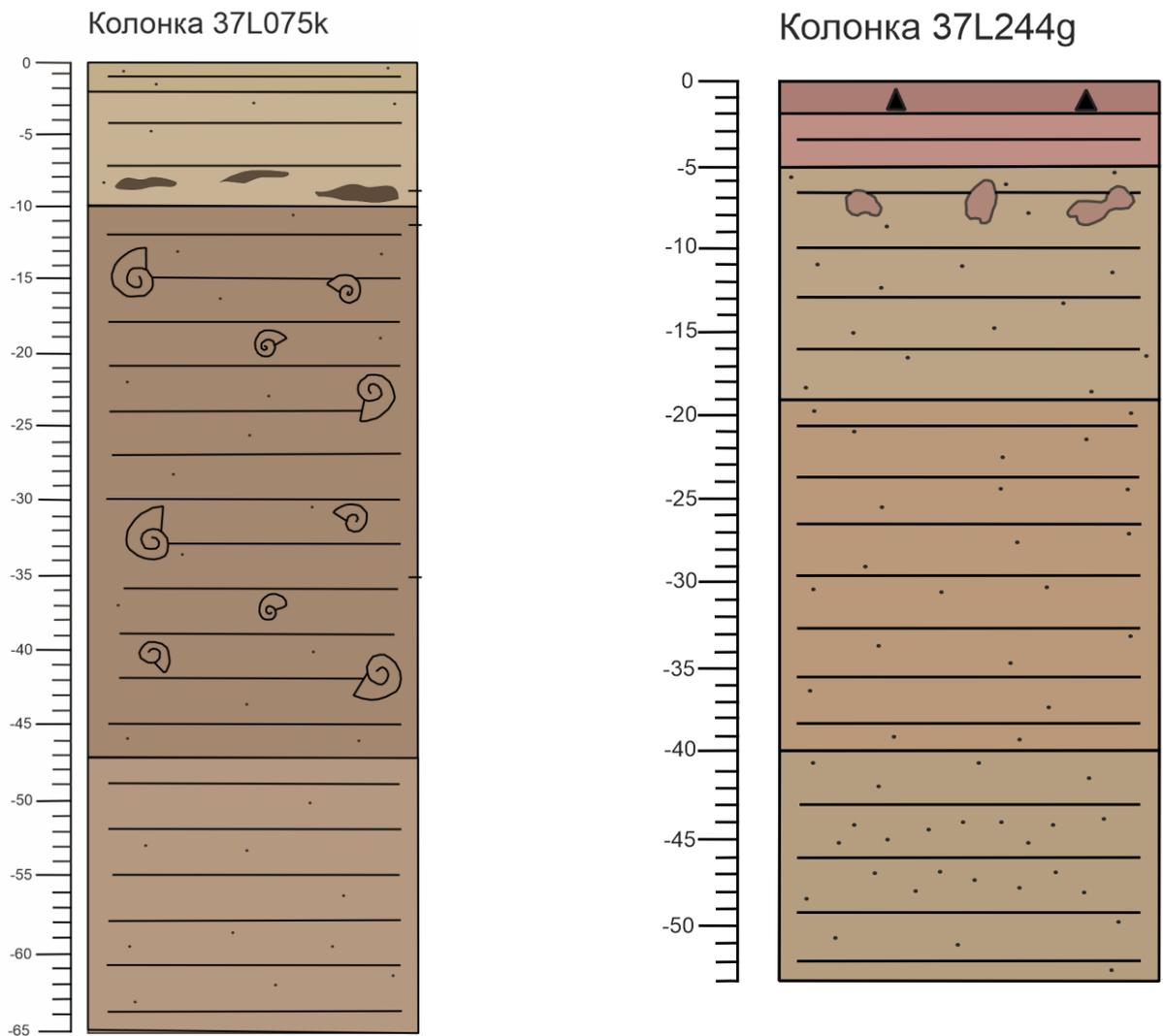


Рис.7 Колонки осадков рудного узла «Победа»: 1 – Победа-1 (37L075k); 2 – Победа-2 (37L244g).

Сведения о литологическом составе колонок взяты из отчета 37-го рейса НИС “Профессор Логачев” (Бельтнев, Рождественская, Самсонов и др., 2016).

Колонка 37L075k:

Слой 1 (0-2 см) – ил карбонатный, кокколито-фораминиферовый, серовато бежевый, одородный, структура пелитовая слабопесчанистая. Граница с нижележащим слоем постепенная.

Слой 2 (2-10 см) - ил карбонатный, кокколито-фораминиферовый, серовато бежевый, в интервале 8-9 см - линзы неправильной формы темно-

коричневого цвета, мощностью до 1,5 см. Структура пелитовая слабопесчанистая. Граница с нижележащим слоем постепенная.

Слой 3 (10-47 см) - ил карбонатный, кокколито-фораминиферовый, светло-коричневый, однородный. Структура пелитовая слабопесчанистая. По всему слою обломки двустворчатых моллюсков и дресва птеропод. Граница с нижележащим слоем постепенная.

Слой 4 (47-65 см) - ил карбонатный, кокколито-фораминиферовый, металлоносный, коричневый, однородный. Структура пелитовая слабопесчанистая.

Колонка 37L244g:

Слой 1 (0-5 см) – обводненный металлоносный ил, красно-коричневый, слабопесчанистый, однородный. В промежутке 2-5 см, локальный горизонт уплотненных пелитов.

Слой 2 (5-19 см) – пелит слабо-песчанистый, неоднородный, светло-коричнево-бежевый. В верхней части – затеки вышележащего слоя от 1 до 4 см

Слой 3 (19-40 см) – пелит слабопесчанистый, коричнево-бежевого цвета, пластичный, однородный. Граница с выше- и нижележащими слоями – постепенная.

Слой 4 (40-53 см) – пелит песчаный, вязкий, неоднородный, светло-коричнево-бежевый, с видимой песчаной примесью в средней части слоя. Этот песок мелкозернистый, темно-серый, в объеме 10-15% слоя.

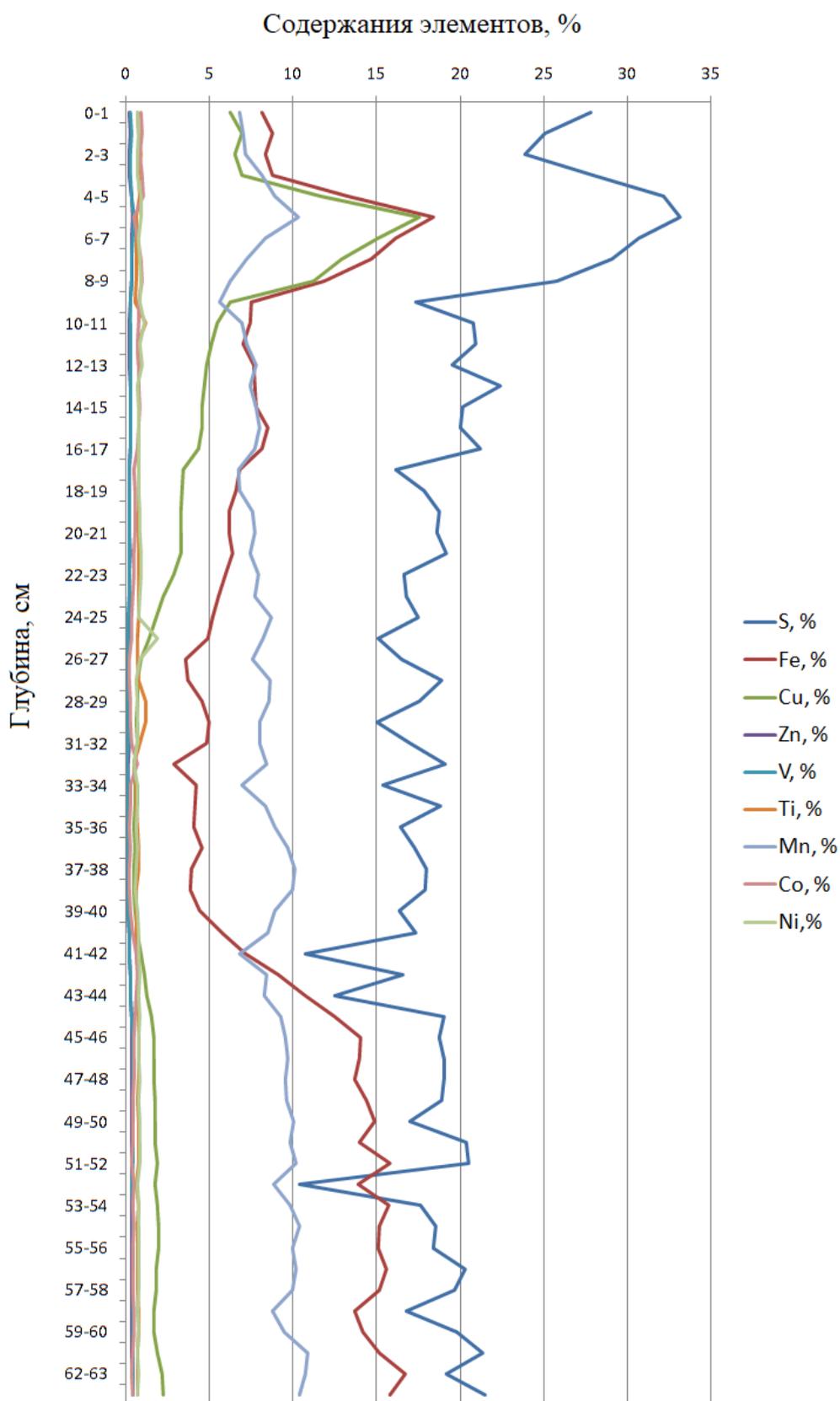


Рис.8 Содержания элементов индикаторов гидротермальной деятельности и литофильных элементов в донных осадках колонки 37L075к.

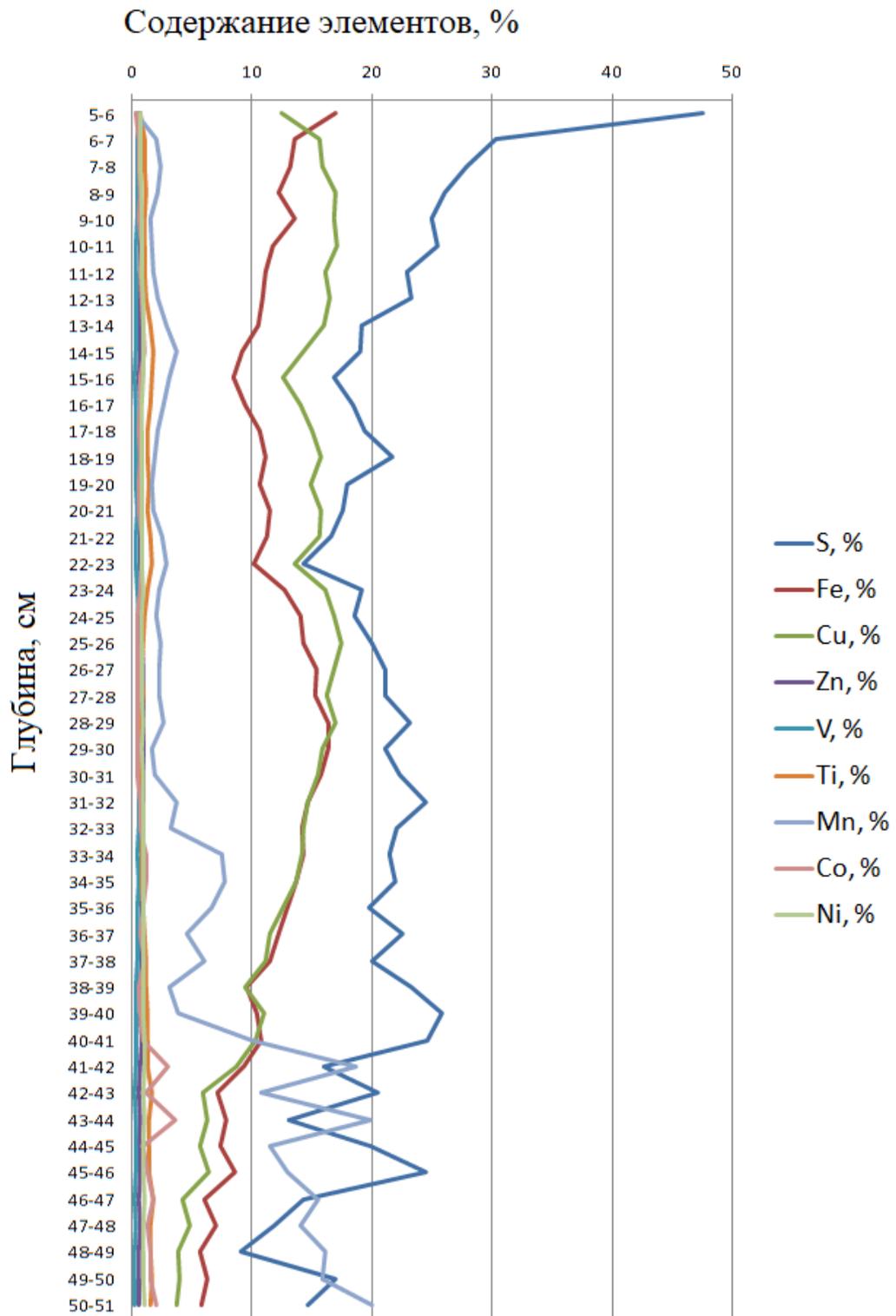


Рис.9 Содержания элементов индикаторов гидротермальной деятельности и литофильных элементов в донных осадках колонки 37L244g.

По всей длине обеих колонок видны высокие содержания железа, марганца, меди, цинка и никеля, что свидетельствует о вкладе гидротермального материала в формирование осадков в течение всего периода осадконакопления, с возможными вариациями интенсивности гидротермального процесса или возможной сменой периодически функционирующих гидротермальных систем («курильщиков»), поставляющих рудное вещество в осадки.

В пределах колонки 37L075k выделяется 4 периода гидротермальной активности, на глубинах – 2-10 см, 33-40 см, 45-51 см и >53 см. При этом, в период накопления слоя 33-40 см, вероятно, происходило отложение вещества низкотемпературного флюида, о чем свидетельствуют высокие содержания Mn и пониженные Fe. То же самое наблюдается в колонке 37L244g на глубине >41 см.

В исследуемых колонках, увеличение концентраций Fe и Zn сопровождается уменьшением концентраций Mn, что позволяет разделить высокотемпературные и низкотемпературные этапы гидротермальной активности, характеризующиеся образованием соответственно колчеданных и марганцевых отложений.

По глубине обеих колонок обнаруживаются незначительные содержания ^{232}Th , а также наличие литофильных элементов V и Ti, поступающих в океан в составе обломочного материала, что свидетельствует о вкладе терригенного вещества в формирование осадка. Таким образом, основными компонентами осадочных отложений узла «Победа» являются биогенный (карбонатный), терригенный и гидротермальный материал с вариациями их соотношений в разные временные периоды.

Особенности колонок, вероятно, связаны с положением станций опробования относительно рудных тел, а также влиянием гравитационного сноса при

разрушении сульфидных построек. Также важную роль играет степень интенсивности гидротермальной деятельности и неоднородности в распределении осаждающейся взвеси.

5.2. Хронология формирования металлоносных горизонтов в анализированных осадочных колонках

Проверка основных положений $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ метода радиохронологии является необходимой процедурой при геохронологических исследованиях объектов окружающей среды, тем более таких сложных донных образований, как металлоносные осадки. Это объясняется тем, что химический и минеральный состав осадков может существенно варьировать не только при переходе от одного гидротермального поля к другому, но и внутри отдельно взятого поля (Богданов, 1997; Черкашёв, Кузнецов, 2012).

Основные предпосылки метода датирования $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ океанических донных отложений изложены выше и сформулированы в работах (Вагнер, 2006; Кузнецов, 2012)

Если предпосылки метода выполняются, то объекты исследования можно датировать ^{230}Th методом в том случае, если экспериментальное распределение ^{230}Th по вертикали имеет экспоненциальный характер, определяемый периодом полураспада ($T_{1/2} = 75200$ лет) изотопа тория.

На первом этапе исследований были проведены радиохимические анализы образцов, согласно методике (Кузнецов, Максимов, 2012), для определения содержаний (удельных активностей) изотопов тория и проверки теоретических основ применения метода избыточного тория для датирования этих рудных образований.

Отсутствие миграции изотопов тория в различных типах океанических отложений доказано многими работами (Кузнецов, 1976; Henderson, 2003; Кузнецов, 2008; Кузнецов, Максимов, 2012), поэтому нет оснований, предполагать возможные перемещения тория (в первую очередь ^{230}Th), находящегося в составе твердой фазе металлоносных океанических формаций. Постоянство концентрации урана и его дочернего изотопа тория в океане в течение последних 400-500 тыс. лет доказано многими работами, результаты которых приведены в монографии (Кузнецов, 2008). Вывод о выполнимости предпосылки о неизменности во времени скорости извлечения ^{230}Th из морской воды осаждающимся взвешенным материалом сделан в работах (Кузнецов, 1976; Henderson, 2003; Кузнецов, 2008; Кузнецов, Максимов, 2012).

Интервал	238U	234U	234U/ 238U	230Th	232Th	230Thизб	Возраст, т.л.	Скорость
	расп./мин. на г.			расп./мин. на г.				
37L075k – рудное поле Победа-1								
3-4	1,749± ±0,141	2,111± ±0,083	1,207± ±0,101	6,999± ±0,178	0,499± ±0,029	4,888± ±0,196	3,6±0,6	0,98±0,17 см/тыс. лет.
19-20	1,374± ±0,105	1,606± ±0,060	1,169± ±0,093	5,539± ±0,171	0,563± ±0,033	3,933± ±0,181	19,9±3,5	
34-35	0,654± ±0,085	0,922± ±0,033	1,409± ±0,186	5,158± ±0,165	0,432± ±0,029	4,237± ±0,169	35,2±6,1	
46-49	2,020± ±0,098	2,265± ±0,058	1,122± ±0,055	5,610± ±0,158	0,758± ±0,035	3,345± ±0,169	48,0±8,3	
60-61	2,035± ±0,156	2,402± ±0,111	1,180± ±0,095	5,265± ±0,219	0,709± ±0,052	2,863± ±0,245	61,7±10,7	
37L244g – рудное поле Победа-2								
9-10	2,316± ±0,161	2,403± ±0,089	1,037± ±0,075	3,856± ±0,117	0,822± ±0,041	1,454± ±0,147	-	-
15-16	1,784± ±0,152	1,858± ±0,088	1,042± ±0,094	3,990± ±0,105	1,352± ±0,047	2,132± ±0,137	-	
25-26	3,020± ±0,119	3,099± ±0,091	1,026± ±0,040	4,434± ±0,133	0,781± ±0,036	1,335± ±0,161	-	
35-36	2,418± ±0,124	2,467± ±0,088	1,020± ±0,053	4,290± ±0,158	0,719± ±0,043	1,823± ±0,180	-	
47-48	1,226± ±0,108	1,241± ±0,060	1,012± ±0,095	3,315± ±0,179	0,997± ±0,073	2,074± ±0,189	-	

Рис.10 Результаты аналитического изучения и ^{230}Th датировки отдельных слоев осадочных колонок.

Содержание $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ колонки 37L075k рудного поля Победа-1 постепенно понижается от поверхности к нижним слоям и носит близкий к экспоненциальному распределению характер. Для колонки 37L244g рудного поля Победа-2 не наблюдается характерного экспоненциального понижения от поверхности вглубь осадочной толщи; даже, наоборот, концентрация изотопа в отдельных горизонтах несколько повышается с глубиной.

Вероятно, это вызвано накоплением в осадках продуктов разрушения сульфидных построек, расположенных выше, или возможным натеканием в прошлом рыхлого материала по склону. Действительно, кол. 37L244g расположена в самой нижней части узла Победа, как показано на Рис. 12. Нельзя исключать и возможное просачивание гидротермального раствора сквозь рыхлую осадочную толщу к поверхности дна, в дополнение к выпадающей из воды взвеси, что нарушает вертикальное распределение ^{230}Th в керне. Все это делает невозможным применение $^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$ метода для датирования 37L244g осадочной колонки.

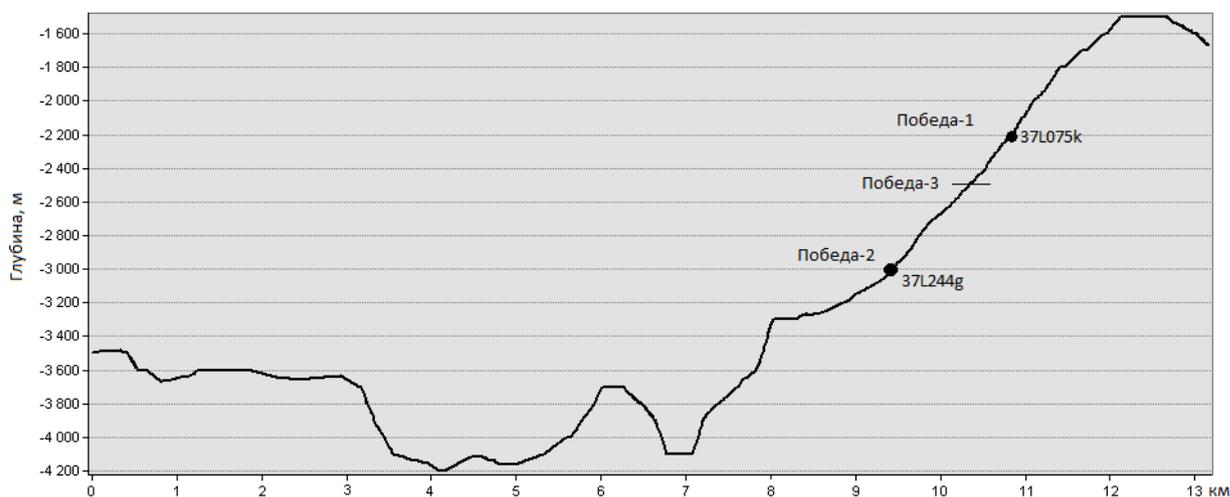


Рис. 11 Поперечный профиль рифтовой долины, проходящий через рудный узел «Победа»

Подобная ситуация наблюдалась и на другом поле СХХ – «Логачёв», при датировании колонки 039, где происходило просачивание флюидов через

осадок и не выполнялась необходимая предпосылка о закрытости геохимической системы (Кузнецов, Максимов, 2012). Поэтому для интерпретации геохронологических и геохимических данных использованы таковые, полученные для кол. 37L075k.

Рассчитанная для кол. 37L075k средняя скорость седиментации $0,98 \pm 0,17$ см/тыс. лет позволила рассчитать возраст каждого 1 см слоя керна и построить временную шкалу формирования этой колонки. На Рис. 10 показана динамика изменения концентраций основных рудных компонентов во времени.

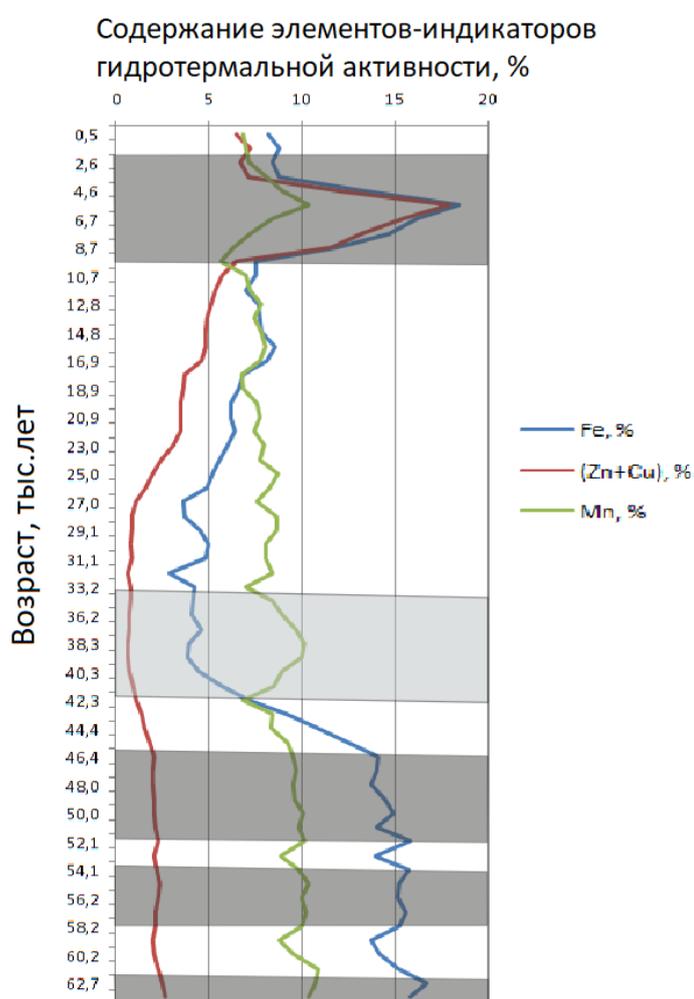


Рис. 12 Распределение в колонках элементов-индикаторов гидротермальной деятельности (серым – этапы высокотемпературной гидротермальной активности; светло-серым – низкотемпературной).

Совмещая результаты $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ датирования и данные геохимических исследований осадков, можно оценить периоды гидротермальной активности в пределах узла «Победа» в плейстоцене-голоцене: ~2-11, ~33-41, ~45-51, ~54-58, >62 тысяч лет назад.

Следует заметить, что результаты настоящей работы являются частью комплексных геологических, минералого-геохимических и геохронологических исследований, направленных на изучение процессов гидротермального рудогенеза в пределах САХ.

Заключение

По результатам выполненных в настоящей работе исследований можно сделать ряд выводов:

1. Собраны и обобщены опубликованные данные о геолого-геоморфологических особенностях строения, функционирования и истории развития срединно-океанических хребтов, в том числе Срединно-Атлантического хребта.
2. Выполнен анализ и обобщение имеющихся данных о геолого-геоморфологических особенностях и химическом составе осадков гидротермального узла Победа.
3. Изучены теоретические основы $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ метода датирования океанских донных отложений. Практическое применение метода показано на примере геохронологического изучения металлоносных осадков узла «Победа».
4. С использованием аналитической методики получены первые данные о содержании и распределении изотопов урана и тория в металлоносных осадках узла «Победа».
5. По результатам $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ датирования в сочетании с данными геохимических исследований осадков оценены периоды гидротермальной активности в пределах узла «Победа» в плейстоцене-голоцене: ~2-11, ~33-41, ~45-51, ~54-58, >62 тысяч лет назад.

Полученные в настоящей работе данные планируется использовать в дальнейших исследованиях руд и осадков узла «Победа» (СAX) с применением комплекса минералого-геохимических и геохронологических методов изучения руд ($^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование) и осадков (^{14}C -датирование) для более точной периодизации гидротермального рудообразования и вариаций минерального и химического состава гидротермально-осадочных отложений СAX в плейстоцене-голоцене.

Список литературы

1. Авдонин В.В, Кругляков В.В. Металлогения Мирового океана, М.: МГУ, 2005, - 198с.
2. Андреев С.И. , Гидродинамика и рудогенез Мирового океана. Ред., СПб., ВНИИОкеанология, 1999
3. Аплонов С.В. Геотектоника, СПб.: СПбГУ, 2001, - 360с
4. Бельтнев В.Е., Наркевский Е.В., Добрецова И.Г., Габлина И.Ф., Галкин С.В., Молодцова Т.Н., Лайба А.А. Результаты 37-го рейса НИС «Профессор Логачев», САХ // В сб.: Геология морей и океанов. т. II, тез. докл. XXI Международной школы морской геологии. М., 2015. с. 126-128.
5. Бельтнев В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др. Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории Р2 и Р3 в блоках 31–45 // Отчет 37-го рейса НИС “Профессор Логачев”. М.: АО ПМГРЭ, 2016
6. Богданов Ю.А. Гидротермальные проявления рифтов Срединно-Атлантического хребта, М.: Научный мир, 1997, - 167с
7. Богданов Ю.А. Гидротермальный рудогенез океанского дна, 2006, 527с.
8. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. - 527 с.
9. Болтрамович С.Ф., Жиров А.И., Ласточкин А.Н., Мусатов Ю.Е.. Геоморфология, М.: «Академия», 2011, 464 с.
10. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. - 576 с.
11. Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Особенности сульфидных руд гидротермального узла

- Победа (17°07'–17°08' с.ш. Срединно-Атлантического хребта),
Литология и полезные ископаемые 2018 г №6, 475-500с
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Баранов Б.В., Шиловский П.П., Порошина И.М., Рельеф, тектоника, магматизм, Кн.: Гидротермальные образования срединного хребта Атлантического океана, ред. А.П. Лисицын, с. 12-44, Наука, Москва, 1992
 13. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы Геологии, М.: Высш. шк., 1991.
 14. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Планета Земля. От ядра до ионосферы. Учебное пособие., КДУ, Москва, 2007 г.
 15. Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронологии в палеогеографии и морской геологии, СПб, Наука, 2012, - 191с
 16. Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976, 279 с.
 17. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Гидротермальные образования рифтовых зон океана, Наука, Москва, 1990
 18. Логвиненко Н.В. Морская геология, Альянс, Москва, 2016, с. 115-125.
 19. Монин А.С., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Подражанский А.М., Сагалевиц А.М., Сорохтин О.Г., Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов, М.: Наука, 1985, - 230с
 20. Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. Из кн. История Мирового океана. -М: Наука, 1971.
 21. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. - М.: Наука, 1974.
 22. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Происхождение магматических серий, М. 1997:
 23. Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А. Историческая геология // М.: Изд-во МГУ, 1997.
 24. Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики, 1995, 480с

25. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов, Научный мир, Москва, 2001 г.
26. Черкашѐв Г. А., Геохимия металлоносных осадков рудных районов океана, Кн.: Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана, СПб, Недра, 1992 – 138-152
27. Cherkashev G., Hydrothermal input into sediments of the Mid-Atlantic Ridge. - In: *Hydrothermal vents and processes*, Eds. Parson, L.M., Walker, C.L. and Dixon D.R. (London: Geological Society Special Publication). 87, 1995, pp. 223-229.
28. Cherkashov G., Bel'tenev V., Ivanov V., Lazareva L., Samovarov M., Shilov V., Stepanova T., Glasby G. P. & Kuznetsov V., Two New Hydrothermal Fields at the Mid-Atlantic Ridge, 2008
29. Henderson G.M., Anderson R.F. The U-series Toolbox for Paleooceanography // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 52. No. 1. P. 493-531.
30. Kennett James P. «Marine Geology», 1982, - 384с
31. Nance, R.D., Worsley, T.R., Moody, J.B., 1988. The supercontinent cycle. *Scientific American* 256, 72-79.