

Санкт-Петербургский государственный университет

ОВСЮКОВ Егор Игоревич

Выпускная квалификационная работа

***Эволюция гидротермального рудообразования в пределах 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. Общая информация о происхождении и истории развития срединно-океанических хребтов (СОХ).....	7
<i>1.1 История исследования.....</i>	<i>7</i>
<i>1.2 Океаническая кора.....</i>	<i>10</i>
<i>1.3 Срединно-океанические хребты.....</i>	<i>12</i>
Глава 2. Гидротермальные системы в пределах СОХ	17
<i>2.1 Определение гидротермальной системы.....</i>	<i>17</i>
<i>2.2 Типизация гидротермальных проявления в пределах СОХ.....</i>	<i>22</i>
<i>2.3 Металлогенические объекты.....</i>	<i>25</i>
Глава 3. Характеристика и строение рудного узла Победа (17°08'с.ш., САХ)	28
<i>3.1 Расположение и строение рудного узла Победа</i>	<i>28</i>
<i>3.2 Характеристика гидротермальных полей</i>	<i>35</i>
<i>3.2.1. Характеристика гидротермального поля Победа-1</i>	<i>35</i>
<i>3.2.2. Характеристика гидротермального поля Победа-2</i>	<i>37</i>
<i>3.2.3. Характеристика рудопроявления Победа-3</i>	<i>38</i>
Глава 4. Метод $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования гидротермальных рудных отложений	39
<i>4.1. Предпосылки и основные положения неравновесных методов датирования</i>	<i>39</i>
<i>4.2. Теоретические основы $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода датирования гидротермальных рудных отложений.....</i>	<i>40</i>
<i>4.3 Аналитическая методика выделения ультра-малых количеств изотопов урана и тория из образцов гидротермальных руд.....</i>	<i>42</i>

<i>4.4 Альфа-спектрометрическое измерение урановой и ториевой фракций .</i>	<i>45</i>
Глава 5. Хронология гидротермального рудообразования в голоцене-неоплейстоцене в пределах рудного узла «Победа»	50
<i>5.1 Выполнимость теоретических предпосылок применения $^{230}\text{Th}/\text{U}$-метода для датирования гидротермальных рудных отложений узла «Победа»</i>	<i>50</i>
<i>5.2 Реконструкция периодов активизации гидротермально-деятельностей в пределах системы узла Победа (САХ).....</i>	<i>53</i>
Заключение	56
Список литературы	58

Введение

Гидротермальные сульфидные руды, также известные как «глубоководные полиметаллические сульфиды» и «массивные сульфиды» - преимущественно сульфидные рудные отложения, образованных в результате деятельности гидротермальных систем, расположенных в областях спрединга океанов. Эти руды являются одним из нескольких типов глубоководных полезных ископаемых, обладающих большим научным и экономическим значением в силу глобального распространения и значительных подтвержденных запасов. Открытые в 1970х в пределах рифтовых зон океанов, принадлежащих международной юрисдикции, они с тех пор являются объектом пристального изучения мирового научного сообщества. Их детальное изучение может прояснить многие аспекты реконструкционных моделей древних геологических процессов Земли, таких как: функционирование донных вулканических систем, эволюция развития океанической и континентальной земной коры, цикл раскрытия и закрытия океанических бассейнов, дальнейшее развитие теории тектоники литосферных плит. Эти руды, обогащены такими металлами, как Cu, Fe, Mn, Pb, Zn, Co, Ba, Ag, Au, РЗЭ, формируют т. н. гидротермальные поля (узлы, кластеры) с впечатляющими запасами рудного материала (достигающими десятков миллионов тонн) и представляют собой перспективные объекты интенсивной разработки. В ходе неоднократных исследований уделялось большое внимание химическому и минеральному составам высоко- и низкотемпературных гидротермальных построек, широко изучались морфология рудных тел и их геологическое строение. Однако несмотря на то, что установлен дискретно-эпизодический характер функционирования гидротермальных систем, формирующих рудные постройки, до сих пор вопрос о продолжительности и временных рамках этапов рудогенеза остается открытым. Также, остаются невыясненными общие закономерности гидротермальных процессов во времени в пределах таких крупных структур океана, как срединно-

океанические хребты. Это объясняется недостаточно широким внедрением в практику геохронологических исследований руд методов радиоизотопного датирования с применением изотопов природного ряда урана (^{210}Pb , $^{226}\text{Ra}/\text{Ba}$, $^{230}\text{Th}/\text{U}$) с одной стороны, и трудностью проведения радиохимического анализа этих геологических объектов с другой стороны. Ответы на эти вопросы могут позволить впоследствии прогнозировать формирование и локализацию гидротермальных объектов.

К настоящему времени в Мировом океане открыто и в разной степени изучено (в основном методами геологических, литологических, геохимических и других исследований) около 300 гидротермальных полей, более 20 из которых расположено в пределах Срединно-Атлантического хребта (САХ). При этом только лишь для 15 рудных участков САХ получены $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возрасты рудных формаций. Исходя из этого, совершенно очевиден интерес к новым гидротермальным участкам, таким как гидротермальный узел «Победа» в пределах САХ, открытый российской экспедицией в 2015.

Актуальность настоящей работы объясняется необходимостью получения данных геологического строения сульфидных рудных тел, морфологии гидротермальных построек и их выражении в донном рельефе, а также геохронометрических данных для реконструкции этапов активизации гидротермальной деятельности во времени, приводящих к рудоотложению, в пределах нового рудного объекта – узла Победа, расположенного на участке Российского разведочного района САХ.

Объектом исследования являются гидротермальные руды узла Победа Срединно-Атлантического хребта, **предмет исследования** - метод $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования гидротермальных рудных отложений.

Учитывая все вышеизложенное, **основной целью** работы является восстановление хронологической последовательности гидротермального рудообразования в голоцене/ неоплейстоцене в пределах рудного узла Победа (САХ) по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования глубоководных полиметаллических сульфидов.

При этом решались следующие **задачи**:

1. Изучение, анализ и обобщение литературных данных о происхождении и истории развития срединно-океанических хребтов (СОХ);
2. Изучение и обобщение имеющихся данных об особенностях циркуляционных гидротермальных систем, приводящих к формированию сульфидных руд в пределах низкосрединговых океанических хребтов (на примере САХ);
3. Составление геолого-геоморфологической характеристики рудного узла Победа по литературным данным;
4. Изучение теоретических основ и возможностей практического применения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - датирования гидротермальных сульфидных руд узла Победа;
5. Ознакомление с методикой выделения микроколичеств природных изотопов урана и тория из рудных образцов и последующим альфа-спектрометрическим измерением содержания выделенных радионуклидов, а также расчет $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраста сульфидных руд узла Победа;
6. Реконструкция этапов формирования гидротермального рудного узла Победа в голоцене/плейстоцене по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования сульфидных руд.

Глава 1. Общая информация о происхождении и истории развития срединно-океанических хребтов (СОХ)

1.1 История исследования

История открытия и исследования гидротермальных систем и связанных с ними отложений непосредственно связана с историей исследования океана и литосферы земли в целом.

В 1915 году была опубликована книга «Происхождение материков и океанов», где Альфред Вегенер объяснял свою теорию дрейфа материков. Он полагал, что около 300 млн. лет назад существовал единый материк Пангея, впоследствии расколовшийся на несколько плит, которые образовали новые материки. Еще в 1911 году А. Вегенер заметил схожесть береговых линий Африки и Южной Америки, а также схожесть ископаемых останков флоры и фауны по обе стороны Атлантического океана, климатические условия обитания которых были отличны от современных. Это позволило ему предположить, что в геологическом прошлом эти материки составляли единое целое. Теория была подкреплена геологическими, палеонтологическими и палеоклиматологическими данными, однако не получила широкого распространения, вплоть до 60-х годов 20 века, когда его гипотеза переросла в учение о тектонике плит (Аплонов, 2001; Хаин, 1997).

Масштабное изучение рельефа дна Атлантического океана проходило во время второй мировой войны и носило практический характер, однако накопленный материал после интерпретации и обобщения позволил выявить крупные структуры дна океана - срединно-океанические хребты.

В послевоенное время прогресс в области изучения рельефа дна, геофизики и геологии привел к ряду масштабных открытий. (Аплонов, 2001; Короновский, Якушова, 1991)

Так с помощью магнитометрических исследований дна океана были открыты полосовые магнитные аномалии, представляющие собой участки сильной остаточной намагниченности пород дна океана разной направленности и силы, расположенные вдоль осевых зон срединно-океанических хребтов. По данным сейсмостратиграфии удалось по различной скорости прохождения волн в геофизически разных слоях пород выделить континентальную и океаническую коры (Аплонов, 2001; Короновский, Якушева, 1991; Хайн, 1997).

Теория спрединга океанического дна, основанная на идеях Артура Холмса о конвективных потоках мантийного вещества и новых картографических, геофизических и геологических данных, была сформулирована Г. Гессом и Р.Дитцем (H. Hess, R. Dietz).

Согласно этой теории, в мантии Земли происходит перемешивание мантийного вещества из-за разности температур внешнего ядра и периферийной части мантии: более холодное мантийное вещество обладает большей плотностью и меньшей плавучестью и поэтому погружается вглубь Земли, где вблизи горячего внешнего ядра нагревается, приобретает меньшую плотность и поднимается наверх. Перемешивание осуществляется посредством конвективных потоков, состоящих из нисходящей и восходящей ветвей, формирующих конвективную ячейку. Скорость конвективных потоков составляет порядка 1 см/год. Восходящие ветви конвективных ячеек выносят мантийное вещество под срединно-океаническими хребтами, который изливается в осевой части хребта. Под срединно-океаническим хребтом восходящий поток разделяется на два расходящихся субгоризонтальных потока, раздвигающих дно океана в разные стороны. Литосферные плиты океанов и континентов передвигаются по мантии согласно направлениям конвективных потоков (Аплонов, 2001; Кеннет, 1987, Хаин, Ломидзе, 1995).

Доказательством раздвижения океанического дна от оси спрединга были картографические данные полосовых магнитных аномалий. Симметрично расположенные по обе стороны относительно оси спрединга одинаково намагниченные участки коры разошлись после одновременного излияния и приобретения намагниченности (Аглонов 2001; Кеннет, 1987; Хаин, Ломидзе, 1995).

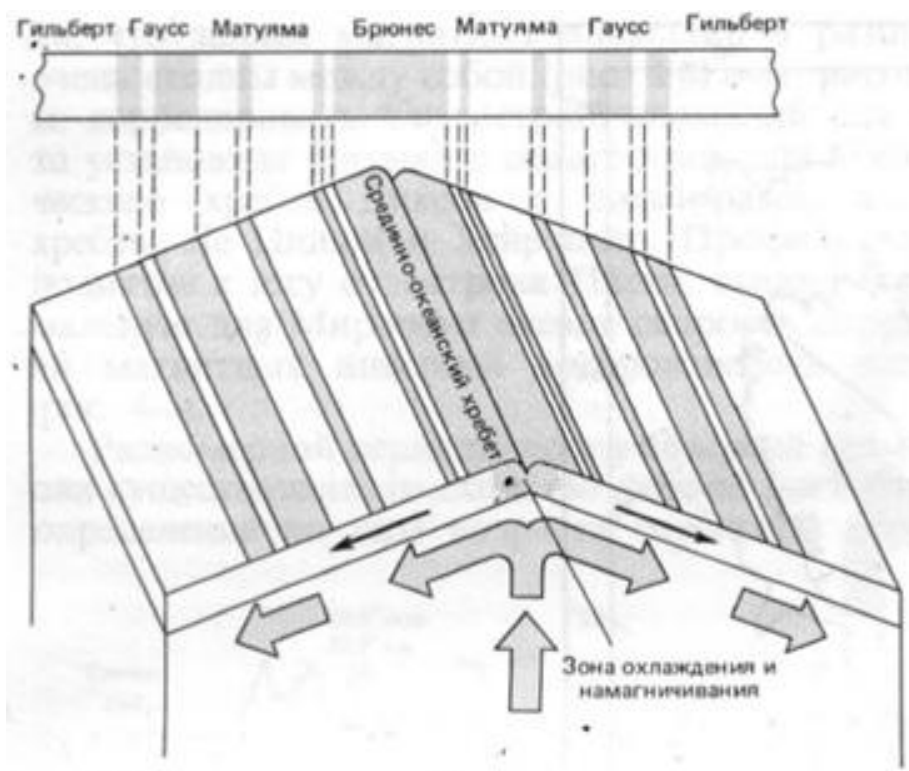


Рис. 1 Возникновение полосчатых магнитных аномалий из-за симметричного спрединга океанского дна в обе стороны осевой зоны хребта (Кеннет, 1987).

В 1968 г. дальнейшие геофизические исследования дна океана, подкрепленные данными бурения, привели к созданию Дж. Морганом и К. Ле Пишоном теории литосферных плит (Аглонов, 2001).

Современные методы исследования позволяют с помощью GPS и ДДЗ определять скорости движения литосферных плит с большей точностью за меньший промежуток времени, а с помощью новейшего оборудования проводить гидролокацию и телесъемку поверхности дна океана.

1.2 Океаническая кора

Большая часть Мирового океана расположена на литосферных плитах, сложенных океанической корой. Кора этого типа состоит из 3 слоев: осадочного, мощностью менее 1 км, базальтово-осадочного, мощность которого варьирует от 1 до 3 км, и базальтового, толщиной 3-5 км. От континентальной коры океаническую отличает отсутствие гранит-метаморфитового слоя, в целом меньшие мощности коры и большая плотность, благодаря которой плиты континентальной коры «плавают» по океаническим. Мощность океанической коры составляет 5-15 км (Кеннет, 1987; Фролова, Бурикова, 1997).

Строение океанической коры

Поверхность океанского дна перекрыта маломощной толщей осадочного слоя, представленной глубоководными пелагическими фациями разной степени консолидации и различного генезиса (терригенный, хемогенный, биогенный, вулканогенно-осадочный). Ниже залегает расколота трещинами толща пиллоу-лав преимущественного базальтового состава, вторично серпентинизированного на контакте с океанической водой, и массивных базальтовых потоков с прослоями осадков и вулканогенно-обломочных образований, мощность которой составляет по меньшей мере 500 м, постепенно переходит книзу в дайковый комплекс мощностью 1-1,5 км. Считают, что дайки внедрились в рассекающие океанскую кору трещины растяжения. Под этими породами экструзивных и гипабиссальных интрузивных образований залегает габбровый комплекс мощностью 3-5 км. На малых глубинах габбро однородны, в более глубоких горизонтах они переходят в кумулятивные габбро с прослоями ультраосновных пород. Ниже лежат породы верхней мантии, среди которых наиболее характерны тектонизированные гарцбургиты - породы, состоящие из оливина и ромбического пироксена (Кеннет, 1987; Хаин, Ломидзе, 1995)

Породы океанской коры

В океанической коре развиты в основном породы относительно низких ступеней метаморфизма - зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. По минеральным ассоциациям (альбит, эпидот, хлорит, роговая обманка) эти метаморфические породы отличаются от первичных базальтов (основной плагиоклаз, пироксены, оливин), но химический состав их близок к базальтовому (Кеннет, 1987)

Железо-магниевые минералы: оливин $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$; пироксены $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$; $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ (гиперстен); амфибол $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (роговая обманка).

Полевые шпаты: плагиоклазы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит); $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит).

Окислы: шпинель $(\text{Mg,Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$, магнетит Fe_3O_4 , кварц SiO_2

Развитие океанической коры

Океаническая кора образуется в осевых зонах срединно-океанических хребтов за счёт излияния на поверхность океанического дна астеносферных расплавов преимущественно базальтового состава. Расплав астеносферного вещества поднимается к поверхности под действием конвективных потоков в наиболее тонком месте литосферной плиты – под срединно-океаническими хребтами, где по трещинам рифтовой системы изливается на поверхность дна, попутно взаимодействуя с водой океана, образуя глубоководные гидротермальные системы. Образовавшиеся магматические породы океанской коры подвергаются затем вторичным изменениям в результате подводного выветривания и метаморфизма. Вторичные изменения являются результатом воздействия на базальты холодных океанских вод. По мере передвижения от осевых зон спрединга океаническая кора накапливает осадочный чехол и обрастает с подошвы базальтовым веществом кристаллизующимся из расплава мантийного вещества на более холодной подошве океанической литосферной плиты. Поглощение океанической коры происходит в зонах субдукции, где океаническая кора, как более тяжелая,

поддвигается под более легкую континентальную кору или более молодую океаническую (Аплонов, 2001; Кеннет, 1987; Хаин, Ломидзе, 1995)

Рельеф

Дно океана, представляющее собой кровлю океанической коры, обладает характерным рельефом. Большую территорию океанского дна занимают абиссальные котловины, глубина которых достигает около 6 - 6,5 км, и система срединно-океанических хребтов выраженных рифтовыми горами иногда разделенных рифтовыми долинами. Глубины таких гор могут достигать 2-2,5 км, а перепад высот между гребнями рифтовых гор и котловинами рифтовых долин может достигать нескольких км. Проявления вулканизма на дне океана могут формировать разнообразные подводные горы. В зонах субдукции из-за частичного плавления погружающейся плиты часто формируются вулканические островные дуги, а в месте поддвига одной плиты под другую формируется узкий и протяжённый глубоководный желоб. При погружении субдуцирующей плиты происходит соскребание материала ее кровли плитой, под которую идет погружение. Результатом такого взаимодействия является аккреционная призма, в рельефе выраженная невулканической островной дугой на переднем фронте надвигающейся плиты, часто отделенная от вулканической дуги междуговым прогибом (Кеннет, 1987)

1.3 Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты (СОХ) – крупнейшие планетарные формы рельефа. Суммарная протяженность СОХ составляет более 60 000 км. Ширина составляет от 1000 до 4000 км. Рифтовые постройки возвышаются над близлежащими котловинами 2000-3000 м. СОХ занимают около 17% площади Мирового океана. Средняя глубина порядка 2500 м (Болтрамович и др., 2005).

Океаническая рифтовая система - это непрерывная подводная цепь рифтовых долин, нарушаемая трансформными разломами. Она расположена в осевой части срединно-океанических хребтов и характеризуется повышенной сейсмичностью и интенсивным магматизмом, в результате которого на дно рифтовой долины изливается расплав мантийного вещества и происходит формирование океанической коры. Рифтовая система разделена на сегменты, вдоль ее простираения наблюдается изменение рельефа и составов пород - мантийных и коровых (Авдонин, Кругляков 2005; Аплонов, 2001).

Глобальная система рифтовых зон Земли, выражением которой являются срединно-океанические хребты, расчленяется на обособленные звенья (Авдонин, Кругляков 2005; Аплонов, 2001).

Выделяются два основных типа спрединговых хребтов по скоростям раздвижения участков океанической коры от оси спрединга (Андреев, 1999):

- низкоспрединговый хребет;
- высокоспрединговый хребет

Срединно-океанические хребты, несмотря на различные условия формирования, имеют достаточно близкое строение (рис.2). На рис отражены поперечные профили через рифтовые долины СОХ с различными скоростями спрединга:

- а – Красноморский рифт - 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;

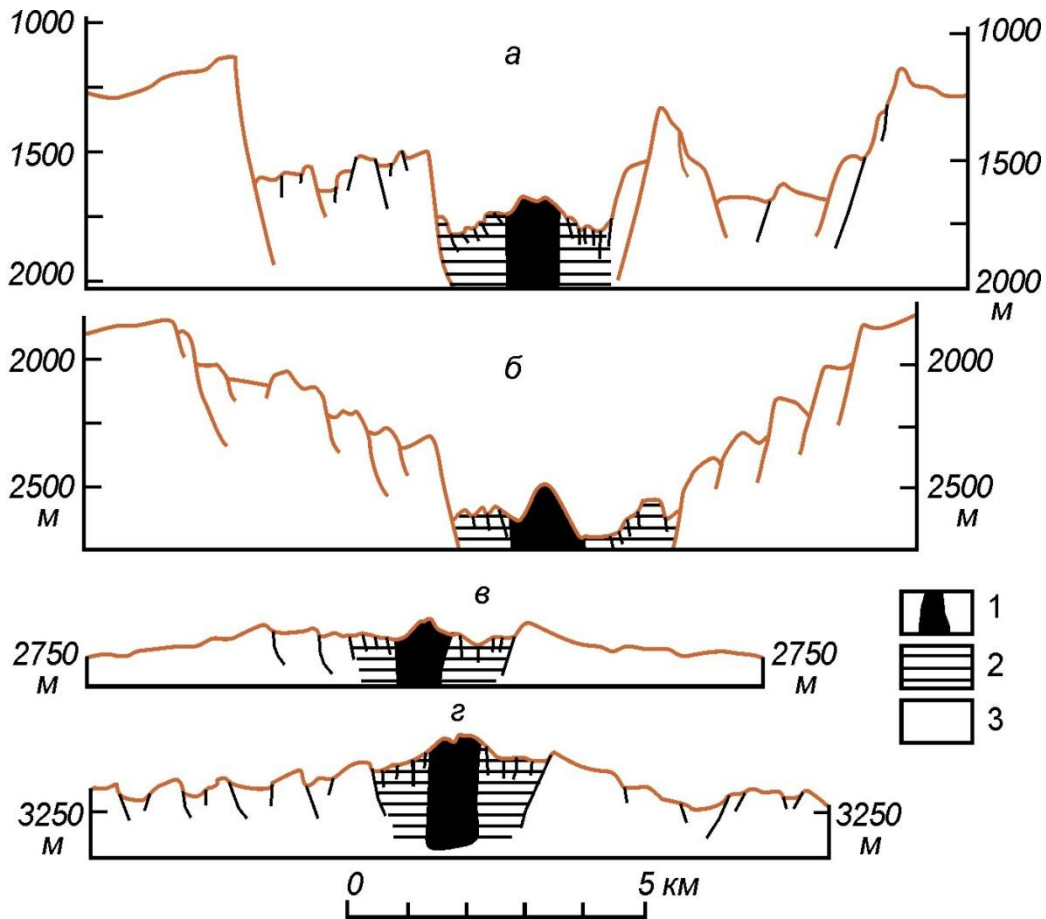


Рис 2. Разрезы океанических рифтовых зон с разной скоростью спрединга (Монин и др., 1985)

1 – экструзивная зона; 2 – внутренний рифт; 3 – рифтовые ступени.

Центральная часть рифта обычно имеет ширину порядка первых десятков километров и характеризуется тектонической и вулканической активностью. В центральной части рифта господствует растяжение и происходит наращивание океанической коры. За пределами рифта преобладает пассивный тектонический режим и происходит постепенное погружение поверхности дна плиты по мере ее старения (Авдонин, Кругляков, 2005; Лисицын, 2000).

Характерной особенностью строения срединно-океанических хребтов являются трансформные разломы разного масштаба и протяженности, ориентированные в крест простирания хребтов. Трансформные разломы разделяют хребты на отдельные сегменты, смещенные в плане относительно

друг друга на различные расстояния до нескольких сотен километров. Эти сдвиговые перемещения по отдельным разломам могут достигать 1000 км и более. Сегменты хребтов, заключенные между трансформными разломами, отличаются различными скоростями спрединга, структурными особенностями, характером вулканизма, интенсивностью гидротермальной деятельности и составом формирующихся в их пределах сульфидных образований. В рельефе трансформные разломы представляют собой уступы, вдоль которых вытянуты узкие глубокие ущелья (Авдонин, Кругляков, 2005; Лисицын, 2000).

Низкоспреди́нговые хребты

Низкоспреди́нговый хребет – срединно-океанический хребет, который формируется при скоростях спрединга до 6 см/год (Богданов и др., 2006), по другим классификациям от 1 - 4 (5) см/год до - 5 - 8 (9) см/год (Мазарович, 2006). Они представляют собой протяженные поднятия океанического дна с значительно расчлененным рельефом, имеют вдоль осевой части хорошо развитую рифтовую долину (Рис. 2 а, б) симметричного или асимметричного профиля, шириной ~10 - 50 км и с превышениями рельефа ~500 - 3000 м. В пределах такого типа хребтов происходят резкие изменения характера рельефа как вдоль простирания, так и поперек. Рифтовая долина обрамлена обычно краевыми уступами двух типов – нормальным и аномальным.

Нормальные уступы образованы системой более мелких уступов.

Аномальные уступы представлены крупными вертикальными поднятиями блоков океанической коры, связанными с процессами серпентинизации. Дно рифтовой долины бывает осложнено центральным вулканическим поднятием, образованным в результате магматической деятельности рифтовой системы (Зоненшайн и др., 1992; Богданов и др., 2006).

Низкоспреди́нговые хребты отличаются редкими (с повторяемостью порядка 1000 (5000) - 10 000 лет) извержениями; магматические камеры редуцированы и с трудом устанавливаются различными методами. Типичные

представители низкосрединговых хребтов - Срединно-Атлантический, Африкано-Антарктический, Американо-Антарктический хребты (Мазарович, 2005).

Циклы вулканической активности сменяются авулканическими циклами (Богданов, 1997). По геохронологическим данным для рудных отложений САХ, собранным и обобщенным Ю. А. Богдановым (1997, 2006), циклы имеют протяженность 5-10 тыс. лет с общей продолжительностью формирования гидротермальных построек до 100 тыс. лет. Новые геохронометрические параметры свидетельствуют о более протяженном во времени рудогенезе в пределах северной приэкваториальной части САХ (Кузнецов и др, 2008, Кузнецов, Максимов, 2012).

В продольном направлении рифт разделен трансформными разломами на сегменты протяженностью от нескольких десятков до нескольких сотен километров (Авдонин, Кругляков, 2005; Лисицын, 2000). Трансформные разломы являются основными участками развития серпентинитовых протрузий в пределах хребтов (Богданов и др., 2006).

Высокосрединговые хребты

Высокосрединговый хребет – формируется при быстрых скоростях спрединга порядка 6 см/год (или чуть более) или ультрабыстрых скоростях спрединга (12 - 16 см/год) (Богданов и др., 2006). С морфологической точки зрения они существенно отличается от низкосрединговых.

В рельефе этого типа хребтов наблюдается широкое и пологое протяженное поднятие океанического дна, со сглаженным рельефом, которое имеет вдоль осевой части горстоподобное поднятие. Здесь фиксируются частые (в среднем, каждые 50 лет) извержения и обнаруживаются магматические камеры. В хребтах этого типа практически нет осевого грабена или же его превышение составляет 5-10 м - 30-40 м, ширину - 40 - 300 м. Типичный высокосрединговый хребет - Восточно-Тихоокеанское поднятие (Авдонин, Кругляков, 2005).

Продолжительность формирования гидротермальных построек, по оценкам Ю. Богданова и др. (2006), составляет не более 1000 лет, а по данным В. Кузнецова, Г. Черкашёва и др. (2007) – на протяжении нескольких тысяч лет.

Глава 2. Гидротермальные системы в пределах СОХ

2.1 Определение гидротермальной системы

Глубоководные гидротермальные системы – источники высокоминерализованной горячей воды на дне океана, нагрев которой обусловлен взаимодействием придонной океанической воды с глубинными магматическими расплавами. В рельефе такие гидротермальные системы часто маркируются различными рудными постройками высотой в десятки метров и даже рудными массивами. Часто над такими трубообразными постройками можно наблюдать облака взвешенного вещества – насыщенный сульфидами рудных металлов. По преобладающему составу сульфидов в этом облаке гидротермальные системы делятся на «черных курильщиков» - преобладание темноокрашенных сульфидов Fe, Cu, Ni, и «белых курильщиков» - сульфиды Zn Mn (Лисицын и др. 1990). (Рис. 3).

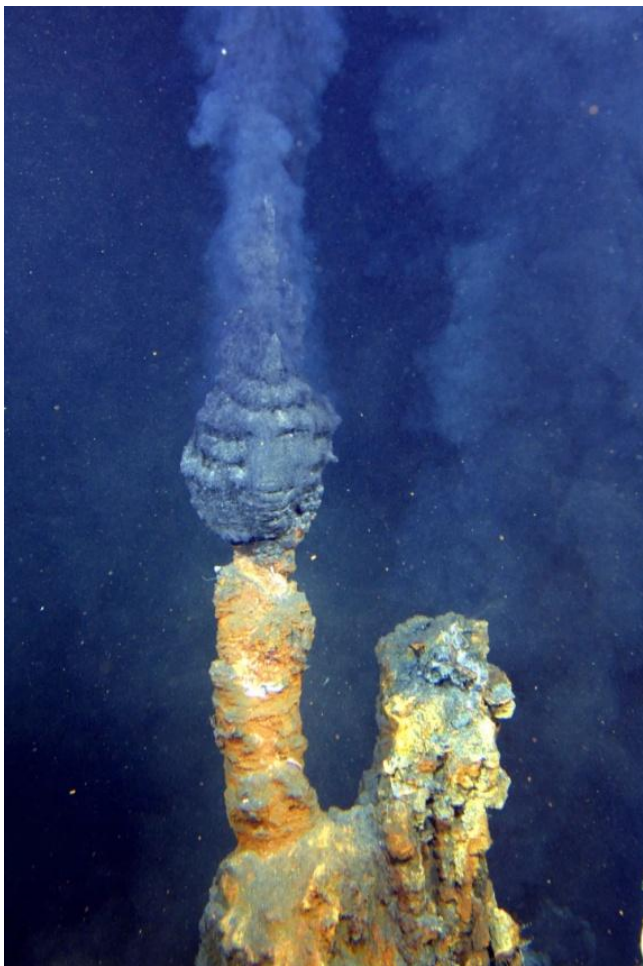


Рис. 3. «Черный курильщик» (blog.geolsoc.org.uk 2018)

Процесс формирования сульфидных построек, образующихся в зонах выхода гидротермальных флюидов вокруг «черных курильщиков» следующий. Рудоформирующие гидротермальные флюиды образуются в результате взаимодействия океанической воды с горячими породами океанической коры и верхней части мантии. В зонах спрединга в пределах срединно-океанических хребтов морская вода проникает внутрь коры по системе открытых трещин, возникших в результате раздвижения литосферных плит. Таким образом, она может достигать больших глубин в 4-4.5 км. По мере своего продвижения вглубь коры вода достаточно сильно разогревается, иногда до 400°C , и начинает взаимодействовать с базальтовым основанием коры. В результате метаморфического преобразования пород, вода теряет часть химических элементов и соединений (Mg , SO_4^{2-}), одновременно с этим обогащаясь рядом других элементов, в том числе металлов. Содержание главных рудных металлов (Fe , Mn , Cu , Zn) в растворе при этом

увеличивается в 10^3 - 10^7 раз. Высокотемпературный гидротермальный флюид под действием большого давления устремляется к поверхности дна океана по системе каналов, а на его место в реакционной зоне занимает новая порция океанской воды, формируя тем самым стабильную долгоживущую гидротермальную циркуляционную систему (Богданов, 1997).

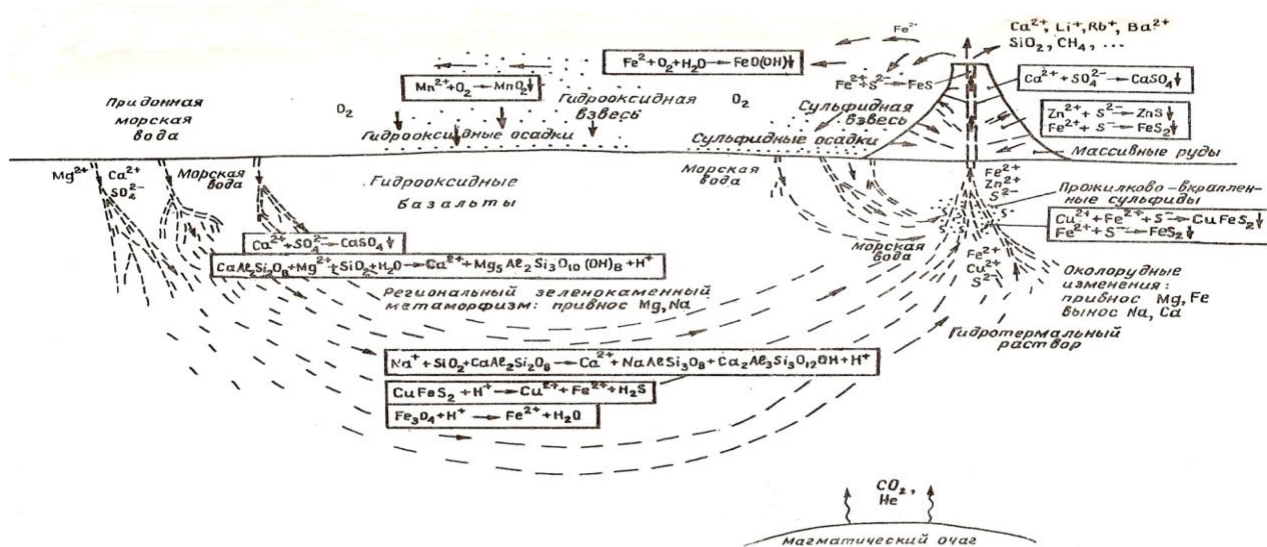


Рис. 4. Схема процессов рудообразования в океанской гидротермальной системе (Черкашѐв, 1992).

Причиной формирования гидротермальных систем является цикл эволюции складчатого пояса - цикл Вильсона, согласно которому при раздвижении литосферных плит под действием восходящего литодинамического потока происходит возникновение срединно-океанических хребтов, сопровождающееся поднятием к поверхности магматических расплавов и образование молодой океанической коры базальтового типа (Богданов, 1997; Богданов и др., 2006).

На дне мирового океана расположено множество активных и реликтовых гидротермальных полей и рудопроявлений, связанных с различным геодинамическим обстановкам. Основными зонами их распространения в Мировом океане являются (Богданов и др., 2006):

- зоны спрединга;

- поля в области задугового спрединга;
- зоны субдукции;
- поля в рифтовых зонах;
- поля «горячих точек»;
- поля мелководных вулканов островных дуг.

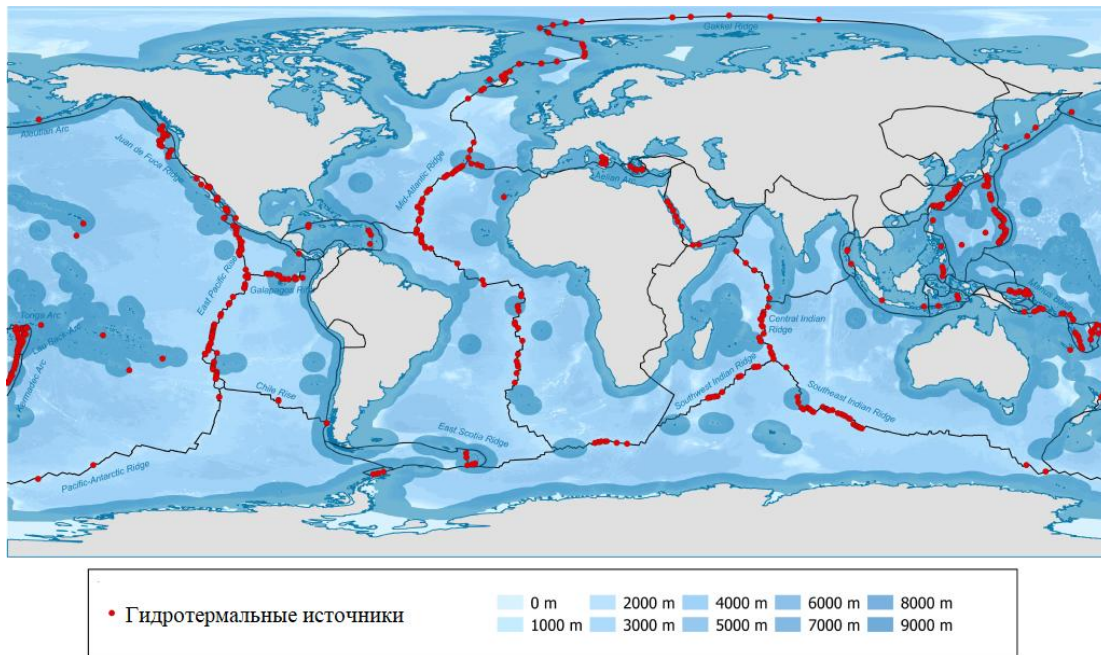


Рис. 5. Распространенность гидротермальных зон в Мировом океане (natworld.info 2020).

В некоторых источниках (Богданов и др., 2006; Лисицын и др., 1990) указывается, что динамика спрединговых движений может влиять на размеры рудных тел, характер и состав сульфидного оруднения в них, а также на морфологию и структурно-тектоническое строение хребтов.

Там же (Богданов и др., 2006) указывается, что наиболее разнообразны залежи, приуроченные к гидротермальным системам расположенным в осевых частях СОХ, гидротермальная деятельность в которых обусловлена приповерхностными магматическими камерами. Из-за неглубокого залегания камеры, на состав руд оказывают большое влияние перекрывающие рудные тела образования – неконсолидированные осадки и рассолы.

Другой предпосылкой для широкомасштабного протекания процесса рудообразования являются конвективные процессы, обусловленные развитой трещиноватостью базальтового основания, считающиеся основным механизмом выноса в придонную область выщелоченных продуктов взаимодействия гидротермального раствора со вмещающей породой. Причиной восходящих конвективных движений раствора является нагрев вблизи магматических очагов проникающей по трещинным зонам морской воды. (Авдонин, Кругляков, 2001)

В пределах Срединно-Атлантического хребта, для которого характерны более низкие скорости спрединга, чем для Восточно-Тихоокеанского поднятия, медленное раздвижение плит способствует проявлению магматической дифференциации, от более глубокозалегающих первичных магматических камер к подповерхностным вторичным. (Богданов, 1997; Богданов и др. 2006).

Магматизм СОХ, с одной стороны, определяется единством общих для всей спрединговой системы процессов формирования океанической коры. С другой стороны, из-за различной скорости спрединга и условий дифференциации вещества четко прослеживаются индивидуальные особенности того или иного гидротермального проявления. Это является причиной возникновения различных по составу вулканических ассоциаций не только в крупных сегментах (Тихоокеанском, Атлантическом), но и в мелких, заключенных между трансформными разломами. Эти обстоятельства имеют также важное металлогеническое значение, поскольку обуславливают различия в составе сульфидных руд, формирующихся в пределах сменяющих друг друга сегментов рифтовых зон (Авдонин, Кругляков, 2001).

2.2 Типизация гидротермальных проявления в пределах СОХ

В настоящее время рядом ученых (В.В.Авдонин, В.В.Кругляков, 2001, Богданов и др., 2006; Кузнецов и др., 2008) гидротермальные проявления подразделяются на два основных типа: глубинный и осевой типы циркуляционных систем.

Осевая циркуляционная система

Такой тип систем приурочен к внутреннему рифту – неовулканической зоне и сводам. Характеризуется расположением магматических камер на глубинах порядка 1-2 км и температурой магмы около 1200°C. Для этого типа циркуляционных систем разогрев воды до близкритического состояния (почти 400°C) и резкое увеличение ее плавучести. При этом температура гидротермального раствора выходящего на поверхность дна должна быть достаточно высокой - около 400-450°C. Такие условия формирования магматических камер характерны для высокоспрединговых систем: высокие скорости спрединга обуславливают низкую периодичность и продолжительность и вулканической, и тектонической фазы спрединга. В вулканическую фазу происходит внедрение мантийного вещества и формирование магматических камер, в тектоническую фазу происходит непосредственно спрединг океанского дна и смещение блоков океанической коры, которое приводит к формированию глубинных трещин и, как следствие, дроблению магматических камер на более мелкие. В высокоспрединговых хребтах смена фаз происходит чаще, поэтому размеры магматических камер больше, а залегают они ближе к поверхности дна. Большинство изученных высокотемпературных гидротермальных проявлений относятся к осевым циркуляционным системам.

При миграции океанических вод в коре в реакционной зоне, находящейся в кровле магматической камеры, они взаимодействуют главным образом с

излившимися базальтами и долеритами дайковой серии, реже с габброидами (Богданов и др., 2006).

На начальных этапах развития гидротермальных циркуляционных систем над внутрикоровыми магматическими камерами в реакционной зоне находятся излившиеся вулканиты и породы дайковой серии, при постепенном остывании очага реакционная зона может смещаться в область развития габброидов (Богданов и др., 2006).

Глубинная циркуляционная система

Этот тип гидротермального рудопроявления, связан с породами серпентинитов и серпентизированными ультраосновными породами, которые образуются в результате взаимодействия этих ультраосновных пород нижней части океанической коры – верхней части мантии с водами термальных растворов, в том числе проникающей по трещинам и разломам океанической водой (Богданов и др., 2006).

Осевые трещины внутреннего рифта являются подводными каналами для вещества, наращивающего литосферные плиты. Образующиеся магматические камеры препятствуют проникновению океанической воды в глубокие части океанской коры и тем более в мантию (Зоненшайн и др., 1992), что, в свою очередь, препятствует процессам серпентинизации.

Глубинные циркуляционные системы более характерны для низкосрединговых хребтов благодаря двум причинам:

- 1) В осевых зонах низкосрединговых хребтов магматические камеры небольшие и характер их распределения более дискретен, поэтому они в меньшей степени препятствуют проникновению океанической воды с дальнейшим формированием зон серпентинизации;
- 2) При цикличности вулканической и тектонической фазы магматические камеры исчезают, поэтому более продолжительные фазы

низкосрединговых хребтов не позволяют сформироваться крупным магматическим камерам.

В пределах низкосрединговых хребтов вулканические процессы, развивающиеся над небольшими локальными магматическими камерами (вулканическая фаза), сменяются длительной тектонической фазой (Богданов, 1997; Монин и др., 1985), когда магматическая камера исчезает, и вода может проникнуть в глубинную часть океанической коры.

Серпентиниты, сравнительно легкие и пластичные, выжимаются по системе крупных разломов на поверхность океанического дна в виде протрузий. Высокий теплоперенос, в результате которого развивается серпентинизация, а так же дополнительное выделение значительных количеств тепла в процессах серпентинизации, обеспечивают существенный нагрев остаточной (не израсходованной на серпентинизацию) части океанической воды. Исследования флюидных включений в арагонитовых прожилках серпентинитов показало, что процесс формирования высокотемпературного гидротермального раствора происходит в поверхностной, уже образовавшейся, части, продолжающего наращиваться снизу, серпентинового массива (Богданов и др., 2006).

На выходе гидротермального раствора наблюдается изменение температуры и чередование высокосолёных и опреснённых струй. Анализ флюидов показал, что на гидротермальных полях, ассоциирующихся с серпентинитами, содержание H_2S , Si, Al и Li существенно ниже в сравнении с полями осевых гидротермальных систем (ассоциирующихся с базальтами). Также, для серпентинизированных зон характерно аномально высокое (до первых процентов) содержание Co, и значительное обогащение Rb. Спецификой состава сульфидов указанных полей является то, что сульфиды меди и цинка пространственно слабо разобщены. Многие сульфидные образцы одновременно обогащены и цинком, и медью. Высокое давление указывает на существование глубинной циркуляционной системы (Богданов и др., 2006).

Устойчивая циркуляционная система существует за счет разницы давления между зоной ухода воды в кору и зоной выхода на поверхность гидротермального раствора (эффект тяги). В большинстве случаев океаническая вода поступает в кору по системе гьяров (открытых трещин) в пределах краевых депрессий рифтов долины в виде рассеянного потока, а гидротермальный раствор поступает на поверхность концентрированным потоком через экструзивную зону (Богданов и др., 2006). Также, существенным препятствием для функционирования циркуляционных систем являются рыхлые осадки.

2.3 Металлогенические объекты

Металлогенические объекты - это продукты рудогенеза, скопления руд, слагающих месторождения различные по своим запасам, которые могут представлять интерес для выявления закономерностей размещения, локализации, генезиса руд (Авдонин, Кругляков, 2005).

Месторождения делятся две группы: эндогенные, представленные массивными сульфидными рудами и металлоносными осадками, и экзогенные, к которым относятся железомарганцевые конкреции и кобальтоносные корки (Авдонин, Кругляков, 2005).

Массивные сульфидные руды колчеданного типа, отлагающиеся из рудонасыщенных гидротермальных флюидов, формируют рудные тела эндогенного типа. Такие месторождения известны в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и в островодужных системах, главным образом в междуговых и задуговых бассейнах. В меньшей степени рудная минерализация подобного типа отмечается в районах внутриплитного вулканизма - в "горячих точках" (Авдонин, Кругляков, 2005).

Помимо рудных образований продуктами эндогенного сульфидного оруднения могут выступать металлоносные осадки, также связанные с

рифтовыми структурами. Так, например, депрессионные впадины мажконтинентального Красноморского рифта заполнены металлоносными илами, горячими рассолами. Также металлоносные осадки распространены в рифтовой зоне Калифорнийского залива, на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия, на хр. Хуан-де-Фука, в области точки тройного сочленения Индийского океана, в некоторых участках Срединно-Атлантического хребта. Обширные поля металлоносных осадков располагаются и за пределами рифтовых зон - на флангах спрединговых зон, за периферийным склоном рифтовых гор (Авдонин, Кругляков, 2005).

Металлогенические объекты, относящиеся к экзогенному типу в данной работе не рассматриваются.

Источниками сырья для формирования построек рудогенерирующих систем и связанных с ними металлоносных осадков могут быть (Авдонин, Кругляков, 2005):

- мантийные флюидные потоки, продукты извержения вулканов и поствулканической гидротермальной деятельности;
- продукты выщелачивания базальтов, что характерно для зон развития трещинных структур – зоны глубинной циркуляционной системы.

Формирование металлогенических объектов

Формирование рудных залежей происходит в различных типах структур и геодинамических обстановках согласно рециклинговой концепции в несколько этапов (Богданов и др., 2006):

Сначала океанская холодная вода мигрирует вниз, где нагревание существенно увеличивает ее метаморфическую активность, и вода взаимодействует с породами. В реакционной зоне, расположенной непосредственно над локальным нагревателем, вода насыщается рудными минералами и становится раствором, где концентрация металлов (Cu, Zn, Fe, Mn, Pb) в 10^3 - 10^7 превышают их концентрацию в океанической воде

(Богданов и др., 2006). Первичный гидротермальный раствор мигрирует из реакционной зоны к поверхности дна, попутно частично разгружаясь, в результате чего формируются гидротермальные вкрапления. Основная разгрузка раствора происходит в зоне контакта гидротермальных флюидов с холодной океанической водой, где охлажденный флюид теряет свою растворяющую способность и минеральная фаза раствора переходит в осадок. Дальнейшее отложение рудного вещества происходит в приповерхностной зоне, на дне вблизи выхода раствора на поверхность и рассеяние значительной части гидротермального вещества в глубинных водах океана (Богданов, 1997; Богданов и др. 2006)

Исходя из этого, состав рудоносных растворов определяется в первую очередь составом пород, с которыми взаимодействует океаническая вода, и глубиной реакционной зоны. Формирование залежей на поверхности дна контролируется фаціальными условиями рудоотложения.

По этому фактору можно выделить три группы залежей (Богданов и др., 2006):

- 1) формирующиеся из раствора на поверхности вулканических пород;
- 2) отлагающиеся из раствора, мигрирующего через осадочную толщу, перекрывающую базальты;
- 3) формирующиеся из высокоминерализованных придонных рассолов, в которые поступает гидротермальный раствор.

Формирование колчеданных руд обусловлено развитием магматизма.

Сторонники рециклинговой концепции основную роль в рудообразовании отводят приповерхностным магматическим очагам и процессам серпентинизации, которые служат источниками энергии для возникновения и функционирования конвективных гидротермальных систем. Основным источником рудообразующих компонентов являются вулканогенные вмещающие породы, из которых экстрагируются химические элементы и переносятся гидротермальными растворами в рециклинговых системах. В целом, механизм субмаринного сульфидообразования близко соответствует

условиям формирования древних колчеданных руд (Богданов, 1997; Богданов и др., 2006).

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

3.1 Расположение и строение рудного узла Победа

Рудный узел Победа был открыт в ходе рейса № 37 НИС “Профессор Логачев”, организованном Полярной морской геолого-разведочной экспедицией в 2014–2015 гг., для изучения Российского разведочного района (РРР), расположенного в северной приэкваториальной зоне (13°–20°50' с.ш.) Срединно-Атлантического хребта (САХ) (Бельтнев и др., 2015) (Рис.6).

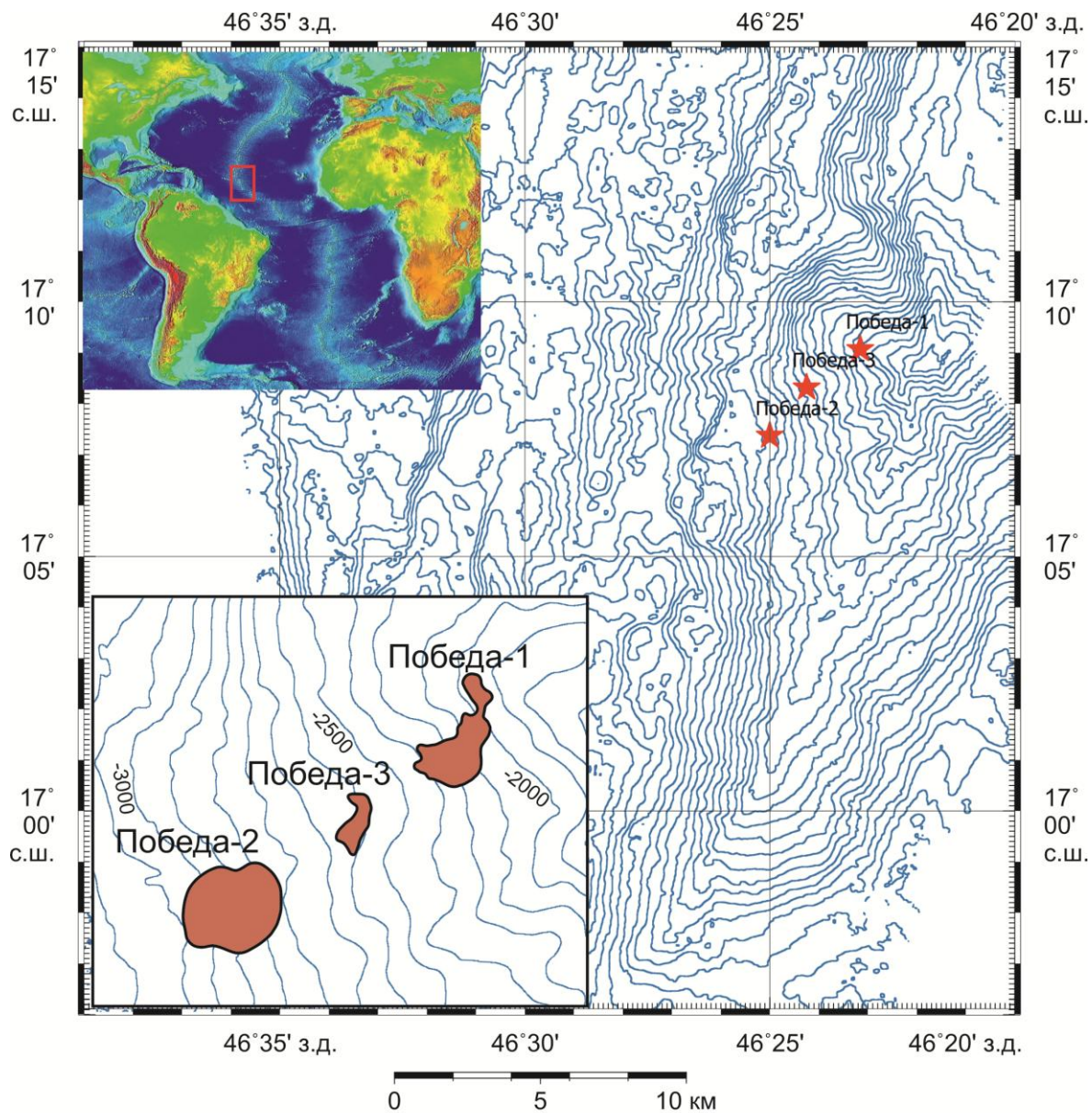


Рис. 6. Схема расположения рудопроявлений Победа-1, Победа-2 и Победа-3 (Бельтнев и др., 2016)

Морфология рифтовой долины

Рифтовая долина участка имеет асимметричную форму в поперечном сечении при высотном доминировании восточного борта (Рис. 7)

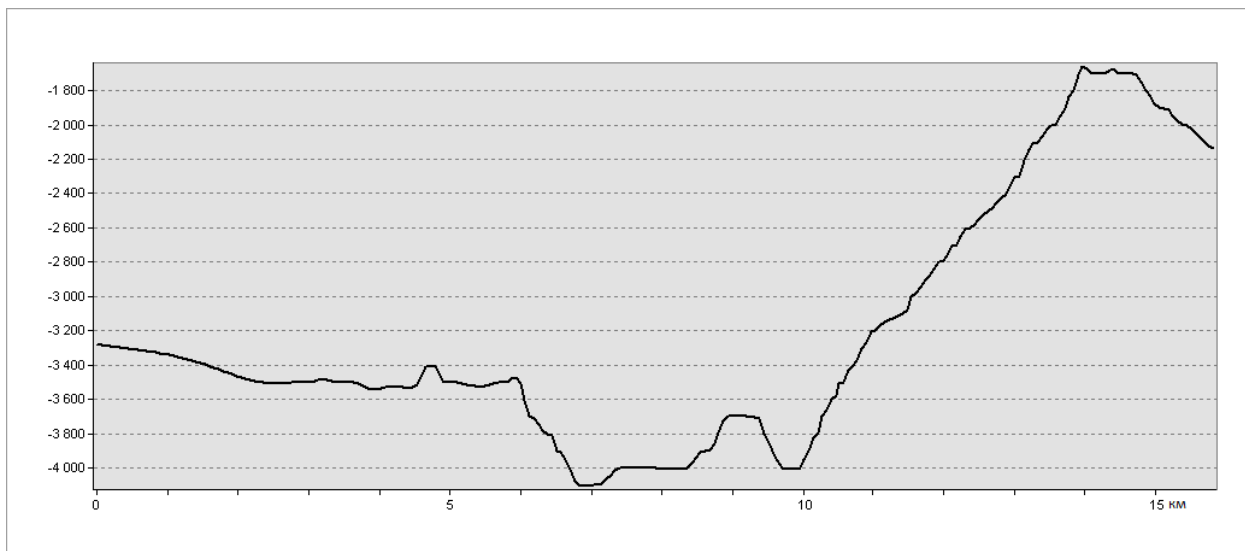


Рис. 7. Поперечный профиль рифтовой долины (Бельтнев и др., 2016)

Восточный борт возвышается над дном долины у северной границы района работ почти на 1,5 км и осложнен ступенью-террасой, шириной 2-3 км и протяженностью около 9 км. Южная часть восточного борта представлена крупным горным массивом, общей амплитудой над дном долины до 2500 м. Батиметрический минимум вершины массива представляет собой региональный батиметрический минимум рифтовой долины и составляет менее 1500 м. В рельефе вершина выражена участком сочленения радиально-расходящихся гребней и имеет округлые очертания. Склоны горного массива различны по крутизне и осложнены многочисленными уступами, трещинами и сбросами, средняя крутизна составляет около 20° , встречаются отдельные участки, крутизна которых достигает 30° (Бельтнев и др., 2015) (Рис.8)

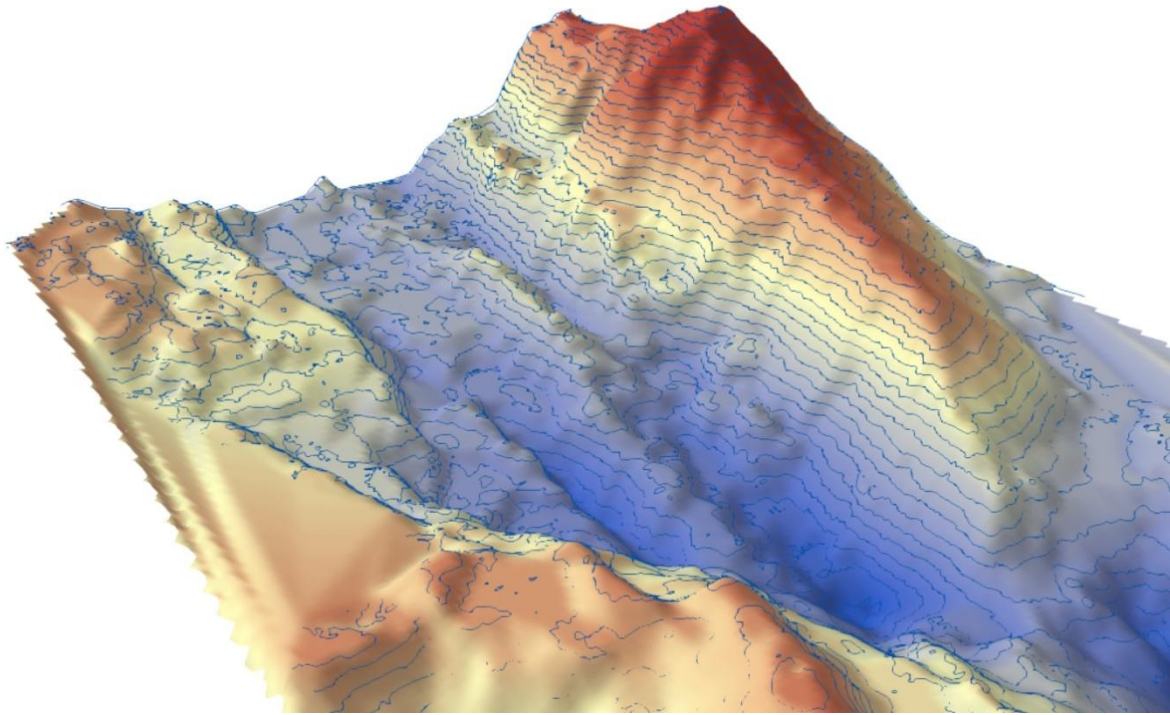


Рис. 8. Восточный борт рифтовой долины (Бельтенеv и др., 2016)

Западный борт представлен только фрагментом террасы, расположенной на двух батиметрических уровнях – 3500-3250 м и выше 3250 м и имеющей видимую в пределах карты ширину около 6 км. Рельеф мозаичный, холмистый, с относительными превышениями отдельных форм в первые десятки метров (Бельтенеv и др., 2016) (Рис. 9).

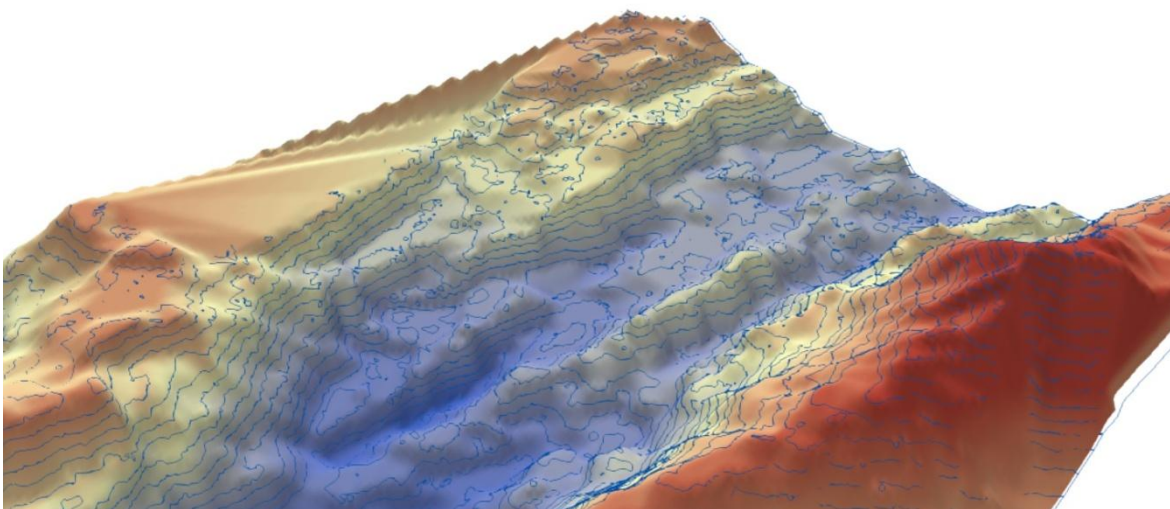


Рис. 9. Западный борт рифтовой долины (Бельтенеv и др., 2016)

Днище долины участка расположено в пределах глубин 3500-4000 м, погружаясь к югу до 4500 м. В южной части сегмента в днище выделяются две замкнутые впадины в форме желобов, где глубина достигает 4800 м. Ширина днища почти постоянна, около 10 км. В осевой части днища наблюдается осевое поднятие в виде гряды, протяженностью 19 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), сопряженным с осевым поднятием с запада и образующим крутой склон, с превышением 750 м. Восточный склон поднятия при этом пологий, и максимальные превышения его составляют не более 100 м. Поднятие осложнено многочисленными отдельными вулканическими конусами, сформированными предположительно современной вулканической активностью (Бельтенов и др., 2016).

Породы рифтовой долины

Коренные породы на данном участке рифтовой долины САХ, по данным сонарной съемки (Бельтенов и др., 2016), выходят на поверхность дна приблизительно на 60% площади. Остальные 40% поверхности в различной степени перекрыты осадочным материалом, лишь 15% покрыты сплошным маломощным осадочным чехлом, мощность составляет порядка нескольких метров, с увеличением в отрицательных формах рельефа до 10м. Это обуславливается тем, что дно долины молодая и активная структура. По мере удаления от оси спрединга распространение осадочного материала по площади растет и определяется локальными условиями осадконакопления: дифференцированностью рельефа, крутизной склонов, интенсивностью развития гравитационных процессов перераспределения осадка, а также подводными течениями и мутьевыми потоками (Бельтенов и др., 2016). 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: дно долины, центральные вулканические поднятия (Бельтенева и др., 2016). В геологическом строении принимают участие как породы эффузивного и гипабиссального комплекса, так и глубинные породы габбро-перидотитового комплекса, причем последние занимают больше половины площади (Бельтенева и др., 2016).

Породы эффузивного и гипабиссального комплексов слагают днище долины и сопряженные с ним рифтогенные террасы, а также фланги хребта. Они представлены в основном базальтами пиллоу-лав и плитчатыми базальтами афировой и порфировой структур, а также и их метаморфизованными и гидротермально-измененными разновидностями. Базальты, и связанный с ними дайковый комплекс пород (долериты, долерито-базальты), относятся к нормальнощелочным вулканическим породам (Бельтенева и др., 2016).

По данным батиметрии (Бельтенева и др., 2016) была построена 3D модель участка рифтовой долины САХ. Модель использовалась для описания морфологических особенностей рифтовой долины и их иллюстрации (Рис. 7, 8, 9), и построения морфологической карты участка (Рис. 10)

Морфологическая карта участка рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта

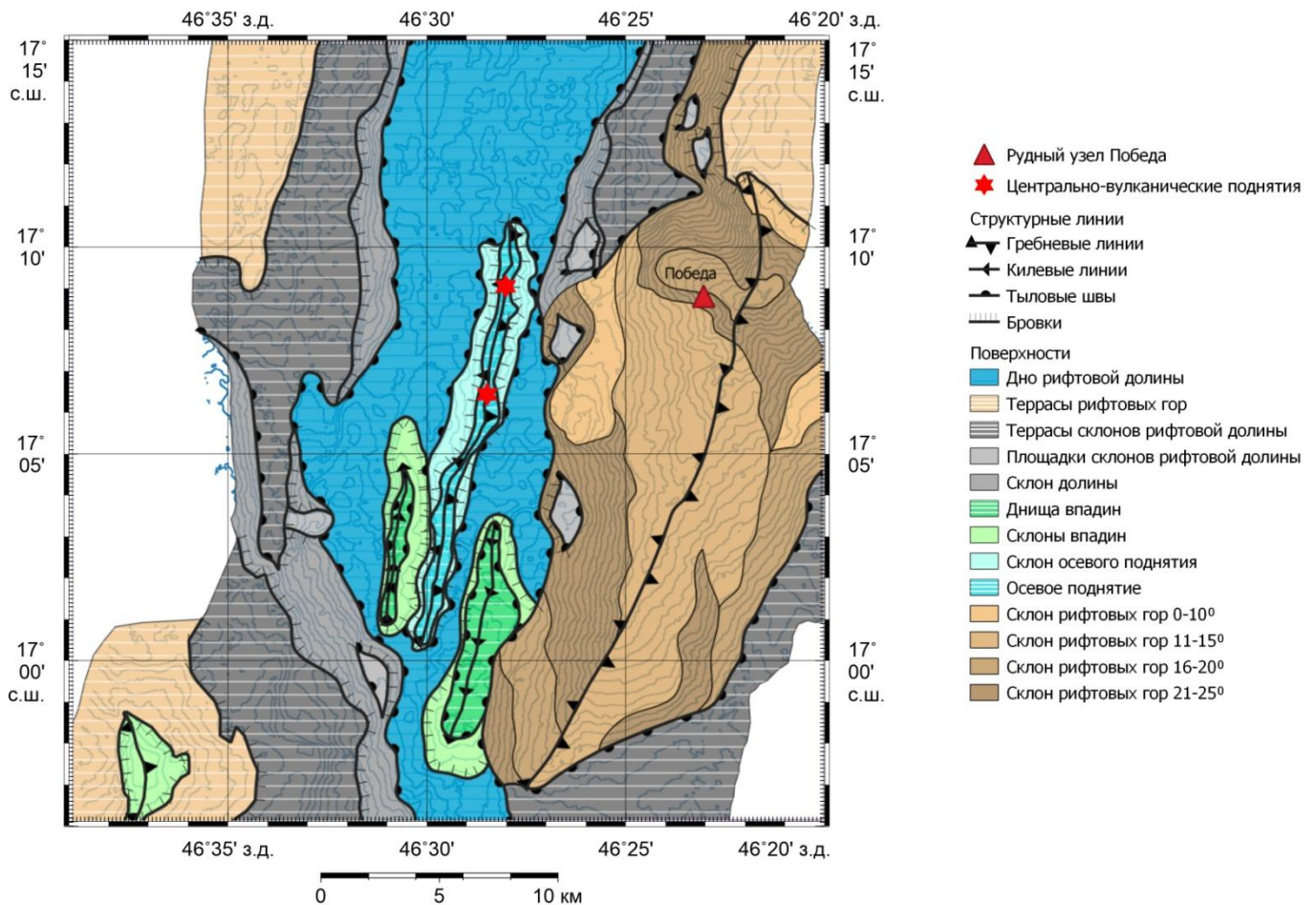


Рис. 10. Морфологическая карта участка рифтовой долины (Бельтнев и др., 2016)

Исходя из особенностей морфологии рифтовой долины, можно заключить, что гидротермальная система узла Победа относится к глубинному типу циркуляционных систем, о чем свидетельствует резко выраженное превышение высот бортов рифтовой долины над дном, осложненным центральным вулканическим поднятием и развитые процессы серпентинизации и метаморфизма коренных пород.

3.2 Характеристика гидротермальных полей

3.2.1. Характеристика гидротермального поля Победа-1

Гидротермальное рудное поле Победа-1 расположено в восточном борту рифтовой долины, на глубинах 2100–2450 м. Рудное поле, шириной от 100 до 500 м, протягивается с северо-востока на юго-запад примерно на 2000 м. Коренные породы представлены интрузивами глубинного габбро-перидотитового комплекса, частично перекрытые донными осадками. Поле включает четыре рудных тела и области развития гидротермальных рудных корок, рудоносных, рудных и металлоносных осадков мощностью до 1–2 м (Бельтнев и др., 2016) (Рис. 11).

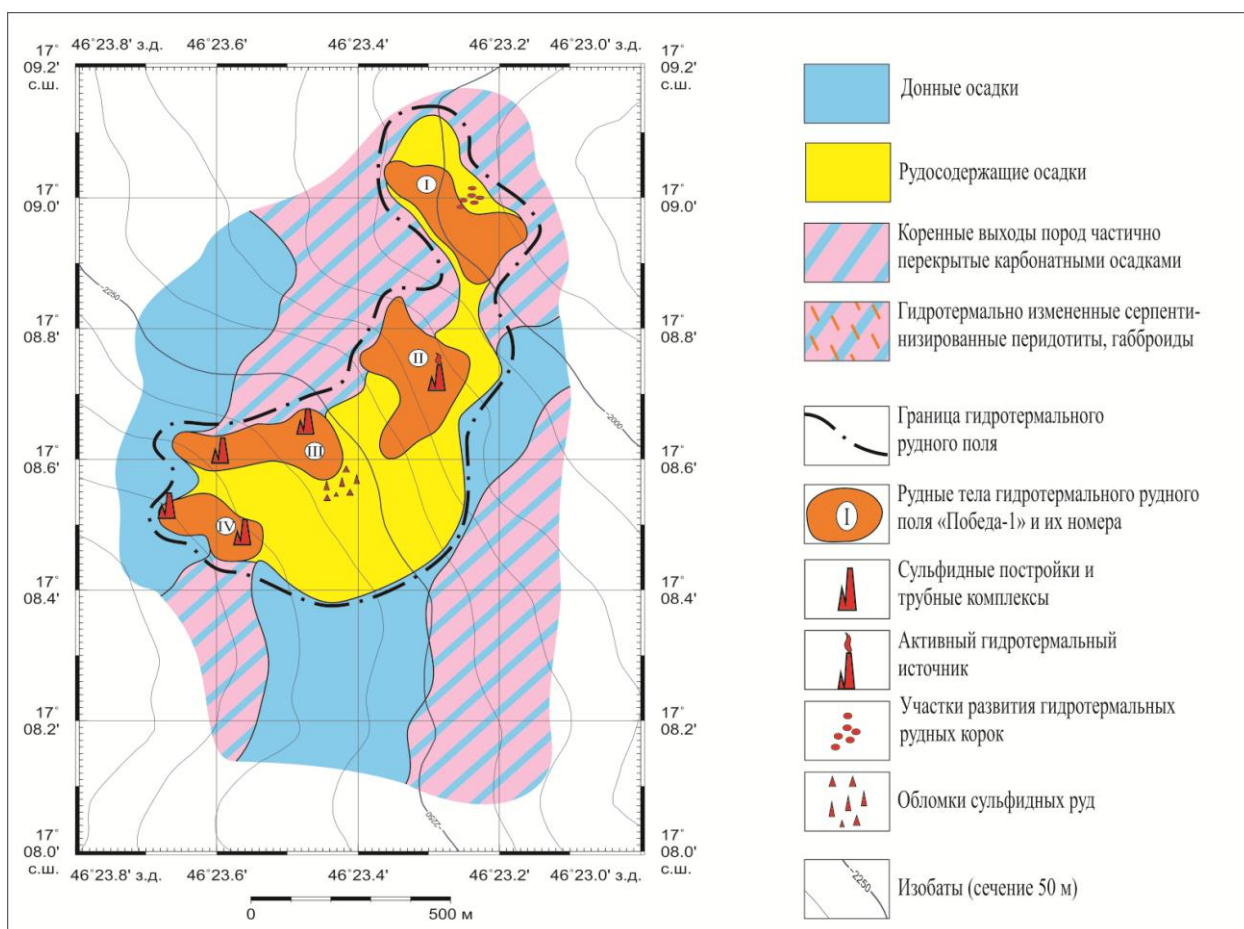


Рис. 11. Гидротермальное поле Победа-1 (Бельтнев и др., 2016)

Рудное тело 1 имеет размеры 420x180 м (площадь 51 900 м²).

Гидротермальные образования представлены массивными сульфидными рудами, гидроксидно-железистыми и гидроксидно-железистыми с тальком корками. Главные рудообразующие минералы рудного тела – пирит и пирротин с гидроксидами железа (Бельтенов и др., 2016).

Рудное тело 2 характеризуется размерами 450x250 м (площадь 63 200 м²).

Гидротермальные образования второго рудного тела представлены массивными и вкрапленными сульфидными рудами. Главные рудообразующие минералы рудного тела – пирит, марказит и сульфиды меди (Бельтенов и др., 2016).

Рудное тело 3 имеет размеры 430 × 120 м (площадь 48 700 м²).

Гидротермальные образования представлены брекчиями с сульфидной минерализацией в виде мелкозернистых пирита и сульфидов Cu и корковыми образованиями (Бельтенов и др., 2016).

Рудное тело 4, с размерами 270x120 м (площадь 30 500 м²), было установлено по данным подводных теленаблюдений (Бельтенов и др., 2016).

Принятое среднее значение мощности рудного тела в 10 м позволяет говорить о суммарном объеме рудного материала гидротермального поля Победа-1 равном 1 955 000 м³, что в пересчёте на плотность позволяет оценить запас массивных сульфидных руд в 4,9 млн. тонн (Бельтенов и др., 2016).

В рельефе рудные тела выражены в виде холмов высотой до 10 м. Часто рудная постройка формируется с трубным комплексом на вершине и плитообразным цоколем. Вокруг построек развиты рыхлые отложения, представленные рудоносными осадками и брекчированными рудами. Гидрофизическими исследованиями выявлены признаки современной гидротермальной активности – аномалии мутности в придонных горизонтах водной толщи (Бельтенов и др., 2016).

Состав массивных сульфидных руд

Сульфидные руды указанных рудных тел относятся преимущественно к серно-колчеданному (пирит-марказитовому), в меньшей мере – к медно-колчеданному (пирит-марказитовому, с сульфидами меди и меди-железа) и цинково-медно-колчеданному (с сульфидами меди, меди-железа и цинка) типам. В рудном теле 2 в небольшом количестве были установлены существенно медные и богатые медные руды, развитые в центральной зоне гидротермального поля (Бельтнев и др., 2016).

Минеральный состав руд представлен следующими минералами: пирит, марказит, пирротин, халькопирит, сфалерит, сульфиды меди, изокубанит, борнит, троилит, гидроксиды железа, сульфаты железа, хлориды меди, самородные элементы (золото, серебро);

Рентгеновским методом были установлены следующие акцессорные минералы: штротмейерит, кобальтин, галлит (CuGaS_2) и фосфат цинка – тарбуттит ($\text{Zn}_2[\text{PO}_4][\text{OH}]$); из нерудных минералов – тальк, хлорит, арагонит, галит, лизардит, доломит, кальцит, магнезит, флогопит-биотит, опал, кварц, мусковит, клиноптилолит и др. (Габлина, 2018).

3.2.2. Характеристика гидротермального поля Победа-2

Гидротермальное рудное поле Победа-2 расположено на расстоянии около 4 км к юго-западу от поля Победа-1, в интервале глубин 2800-3100 м, четко не оконтурено. Участок склона, где располагается поле, осложнен террасой, мощность осадков там достигает 4–4.5 м. Поле Победа-2, также как и поле Победа-1, пространственно приурочено к породам габбро-перидотитового комплекса. В пределах поля в придонных водах зафиксирована (Бельтнев и др., 2016) аномалия мутности, что может свидетельствовать о существовании современной гидротермальной активности.

Площадь рудного поля составляет около $178\,500\text{ м}^2$, объем рудного материала составляет $1\,785\,000\text{ м}^3$, что составляет около 5,6 млн. тонн общих

запасов рудного материала (Бельтенов и др., 2016).

Состав массивных сульфидных руд

Гидротермальные образования представлены сульфидными рудами серно-колчеданного, медно-колчеданного, цинково-медно-колчеданного типов, рудными и нерудными брекчиями, гидротермально измененными перидотитами с вкрапленностью сульфидов, прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в осадках (Бельтенов и др., 2016).

3.2.3. Характеристика рудопроявления Победа-3

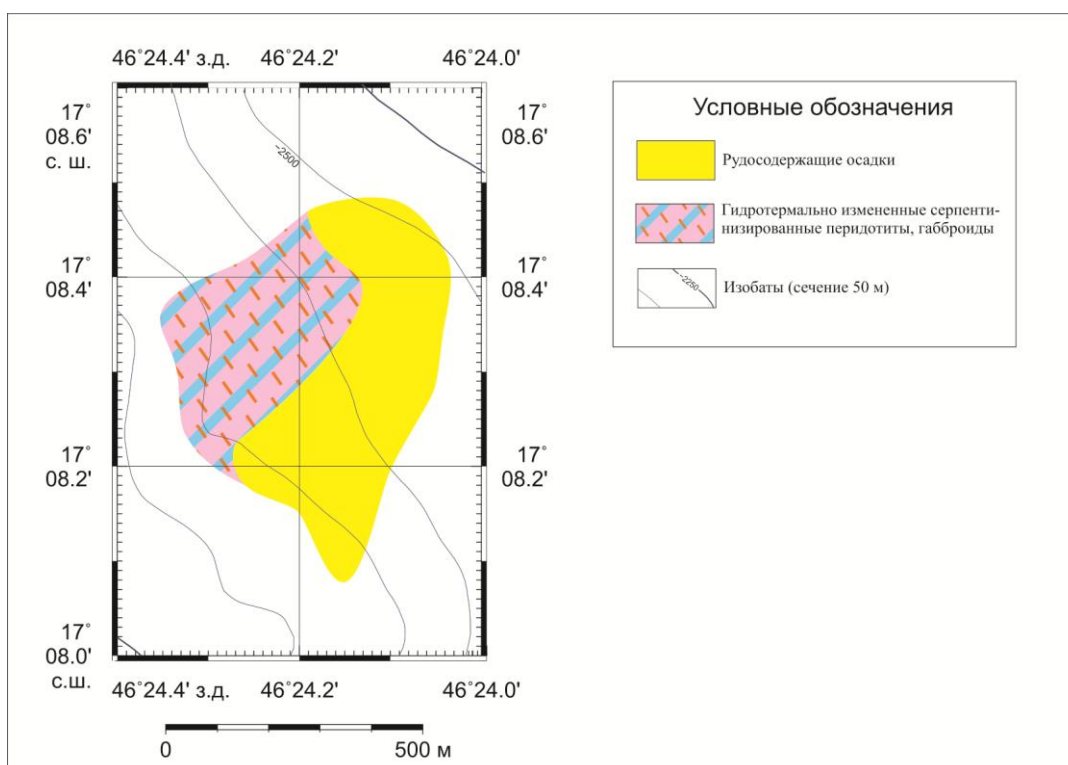


Рис. 12. Гидротермальное рудопроявление Победа-3 (Бельтенов и др., 2016)

Рудопроявление Победа-3 расположено в интервале глубин 2500–2700 м. Как и поля Победа-1 и Победа-2, рудопроявление приурочено к комплексу коренных пород габбро-перидотитового состава. В источнике (Бельтенов и др., 2016) указано, что были обнаружены гидротермально измененные породы габбро-перидотитового комплекса, но данное рудопроявление недостаточно изучено, поэтому оценка запасов и отбор материалов на датирование не проводился (Бельтенов и др., 2016) (Рис. 12).

Глава 4. Метод $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования гидротермальных рудных отложений

4.1. Предпосылки и основные положения неравновесных методов датирования

Неравновесные методы датирования – методы, основанные на нарушении изотопного равновесия в природных радиоактивных рядах.

Основной предпосылкой появления неравновесных методов датировки отложений является нарушение радиоактивного равновесия в природных рядах тория и урана (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th)

Их можно разделить на две группы (Кузнецов, Максимов, 2012):

- 1) Методы избыточных активностей дочернего продукта – ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{210}Pb .
- 2) Методы, основанные на недостатке активности дочернего нуклида к материнскому изотопу - $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{232}\text{Th}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$

Для неравновесного датирования требуется выполнение нескольких условий (Титаева, 2000; Вагнер, 2006):

- 1) Нарушение радиоактивного равновесия соответствует времени образования датируемой системы;
- 2) Продолжительность нарушения радиоактивного равновесия мала относительно периода полураспада дочернего изотопа;
- 3) После нарушения равновесия геохимическая система остается закрытой до момента датирования и все изменения активностей нуклеотидов связаны только с радиоактивным распадом;
- 4) Содержание дочернего изотопа в момент закрытия системы должно быть очень мало или известно.

Среди множества неравновесных методов датирования наиболее часто применяемый $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метод. Метод признается одним из самых надежных и наряду с радиоуглеродным датированием нашел широкое применение в датировках различных четвертичных отложений как морского, так и

континентального генезиса. Впервые метод был опробован при анализе кораллов (Barnes et al., 1956) и ископаемых костей (Чердынцев, 1956). Более детальные исследования проводились с целью установления правомерности основных теоретических предпосылок $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода для датирования гидротермальных руд и подробно изложены в ряде работ (Lalou, *et al.*, 1996; Кузнецов и др, 2007а; Кузнецов и др, 2007б; Кузнецов и др., 2008).

4.2. Теоретические основы $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода датирования гидротермальных рудных отложений

Основные положения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -метода датирования гидротермальных рудных отложений.

Поступающий из глубин коры флюид имеет в своем составе незначительные (почти на два порядка меньше, чем в морской воде) количества урана.

Гидротермальный раствор, обладающий характерными восстановительными условиями среды, попадает в придонную воду и способствует, как предполагается, восстановлению растворенного в океанской воде U(VI) до легко сорбируемого и малоустойчивого в воде состояния U(IV) . И уже этот четырехвалентный уран соосаждается с сульфидами выносимых флюидом металлов (Lalou, Bricet, 1987; Кузнецов, Максимов, 2012). В результате, уран (без своих дочерних нуклидов) в составе сульфидных отложений концентрируется на дне в заметных количествах – иногда до $1 \cdot 10^{-5}$ г U/ г образца и более. Из него с течением времени в процессе радиоактивного распада накапливается ^{230}Th (Кузнецов, Максимов, 2012) (Рис. 13).

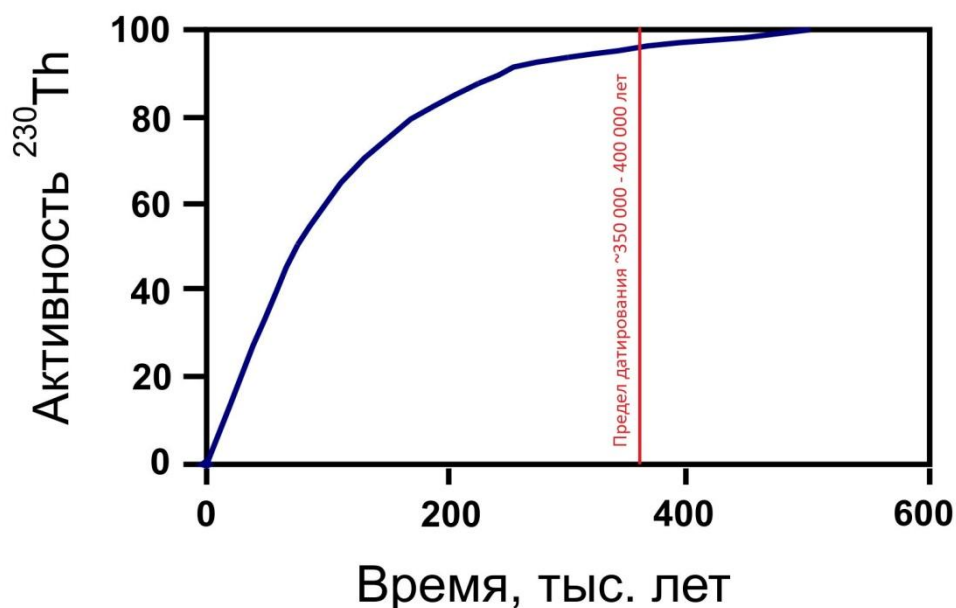


Рис. 13. Теоретическая кривая накопления ^{230}Th до его радиоактивного равновесия с материнским изотопом ^{234}U .

Исходя из этого, для определения возраста этих рудных формирований необходимо знать величину отношения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ на сегодняшний день в исследуемом образце (Кузнецов, Максимов, 2012).

Основные предпосылки уран-ториевого метода датирования сульфидных океанских отложений заключаются в следующем:

- 1) осаждающиеся из гидротермального раствора сульфиды должны содержать уран без своего дочернего радионуклида ^{230}Th ;
- 2) сульфидные отложения по отношению к урану и торию должны представлять собой закрытые геохимические системы;
- 3) в образцах сульфидных руд должны отсутствовать заметные количества терригенных урана и тория.

В том случае, если предпосылки уран-ториевого метода выполняются, возраст отдельных образцов сульфидных отложений рассчитывается по формуле Кауфмана Брёкера (Kaufman, Broecker, 1965):

$$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = ^{238}\text{U}/^{234}\text{U} [1 - \exp^{-\lambda_{230} t}] + [\lambda_{230} / (\lambda_{230} - \lambda_{234})] \times \\ \times [1 - ^{238}\text{U}/^{234}\text{U}] [1 - \exp^{-(\lambda_{234} - \lambda_{230})/t}]$$

$\lambda_{230}, \lambda_{234}$ – постоянные распада; ^{230}Th и ^{234}U ; ^{230}Th , ^{234}U и ^{238}U – удельные активности этих изотопов, измеренные в изучаемом образце.

4.3 Аналитическая методика выделения ультра-малых количеств изотопов урана и тория из образцов гидротермальных руд

Методика выделения ультра-малых количеств изотопов урана и тория из образцов гидротермальных руд базируется на аналитической (радиохимической) методике, которая разрабатывалась и успешно применяется в научной лаборатории геохронологии и геоэкологии СПбГУ при радиохимическом анализе природных объектов (Кузнецов, 2008; Кузнецов, Максимов, 2012). Методика основана на полном растворении навески руды массой 1-5 г смесью HCl и HNO₃ кислот, последующем осаждении исследуемых радионуклидов на гидроксиде железа и очистке от примесей и последующем разделении ториевой и урановой фракций методом анионообменной хроматографии. Далее проводится электроосаждение этих фракций на платиновые диски и альфа-спектрометрическое определение количества изотопов ^{238}U , ^{234}U , ^{232}Th , ^{230}Th . (Кузнецов, Максимов, 2012).

Процесс выделения анализируемых количеств вещества состоит из нескольких этапов:

- Пробоподготовка
- «Макроколонка» и изотопное фракционирование
- «Микроколонка» и пробоподготовка к электролитическому осаждению
- Электролитическое осаждение
- Альфа-спектрометрическое измерение урановой и ториевой фракций

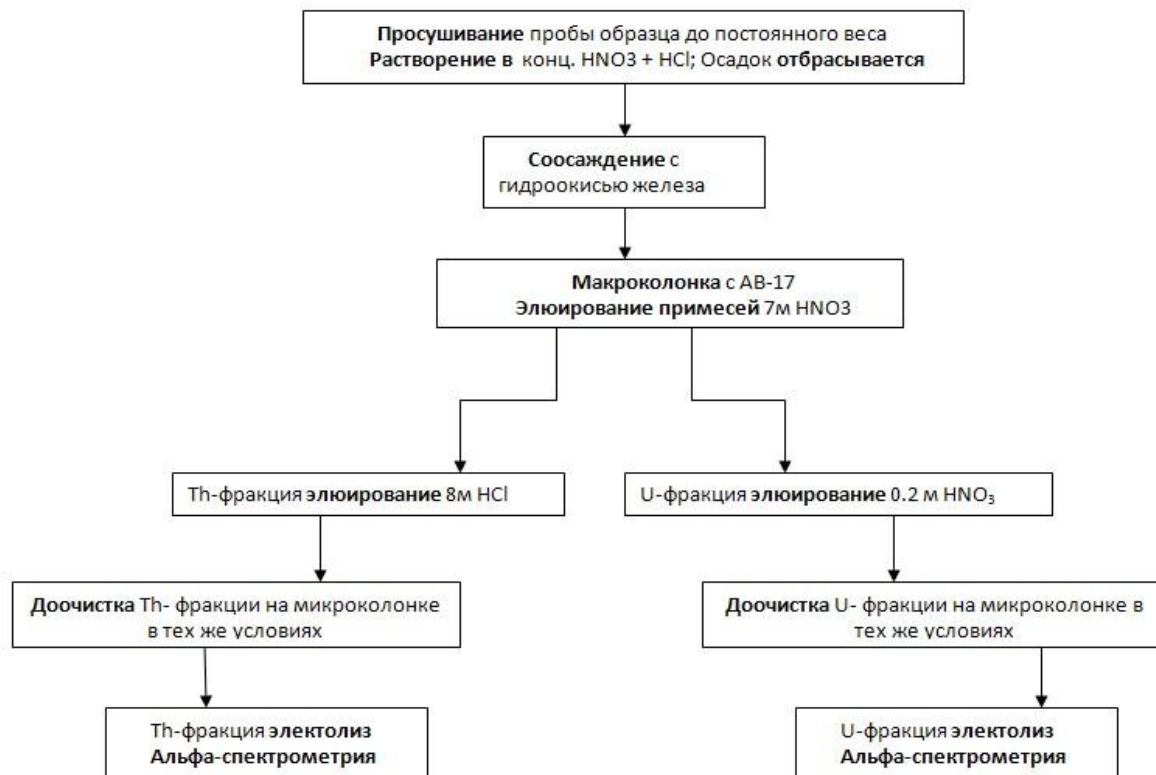


Рис. 14. Схема анализа проб гидротермальных руд (Кузнецов, Максимов, 2012)

Для выделения изотопов урана и тория образец руды механически измельчают, доводят до постоянного значения веса при температуре 105 °С и прокаливают в муфельной печи для удаления возможных примесей органического материала. Из полученного образца отбирается навеска массой от 1 до 5 граммов.

К навеске образца добавляется рассчитанное количество раствора 7N HNO₃, для перевода исследуемых изотопов в раствор. После окончания реакции проба выпаривается досуха. Полученный осадок повторно переводится в нитратную форму путем трехкратного добавления раствора 7M HNO₃ и нескольких капель перекиси водорода H₂O₂ для удаления остаточной органики. Дальнейшая очистка и фракционирование на ториевую и урановую составляющие осуществляется методом ионообменной хроматографии на анионообменной смоле АВ-17-8. Для этого используются две ионообменные

колонки, в методике указанные как «макроколонка» и «микроколонка». Хроматографическое разделение и очистка проводится сначала в «макроколонке» затем раствор поступает в «микроколонку».

«Макроколонка» представляет собой колонку размером 12×150 мм, заполненную макро-фракцией анионита АВ-17-8, размер частиц составляет 0,1-0,05 мм. Анионообменная смола переводится в нитратную NO_3^- форму трехкратным промыванием 7М HNO_3 . Анализируемую пробу так же растворяют в 7М HNO_3 и помещают на колонку с анионитом, где она промывается последовательно 7М HNO_3 и 8М HCl для удаления макро-примесей (Fe, Mn, Ca и т.д.) Затем проводится элюирование ториевой фракции с помощью 8М HCl , а урановой фракции смесью 1М HCl и 0,5М HNO_3 . Растворы фракций упариваются досуха, полученный остаток растворяется 7М HNO_3 .

«Микроколонка» представляет собой колонку размером 5×100 мм, заполненную микро-фракцией анионита АВ-17-8, размер частиц составляет 0,03-0,05 мм. Анионит подготовлен аналогично «макроколонке». Раствор ториевой фракции помещают на колонку, промывают 7М HNO_3 , после чего элюируют с помощью 8М HCl . Раствор урановой фракции помещают на «микроколонку», после чего проводится удаление остатков Th в среде 8М HCl с последующим элюированием смесью 1М HCl и 0,5М HNO_3 .

Полученные растворы выпаривают до образования осадка. Очистка считается успешно проведенной, если образовавшийся осадок бесцветный. Такой образец переводится в нитратную NO_3^- форму, путем растворения в $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ с добавлением 7М HNO_3 и переносятся в электролитическую ячейку

Электролитическое осаждение применяется для получения минимально тонких и равномерных слоев урановой и ториевой фракции на мишени для последующего измерения активности каждого нуклида. Электролитическое осаждение осуществляется из полученного спиртового раствора нитратной формы изотопов урана и тория на платиновый диск при плотности тока

$60\text{mA}/\text{cm}^2$. Осаждение проводится при температуре раствора 20-25 °С в течение 1,5 часов для тория и 2 часов для урана.

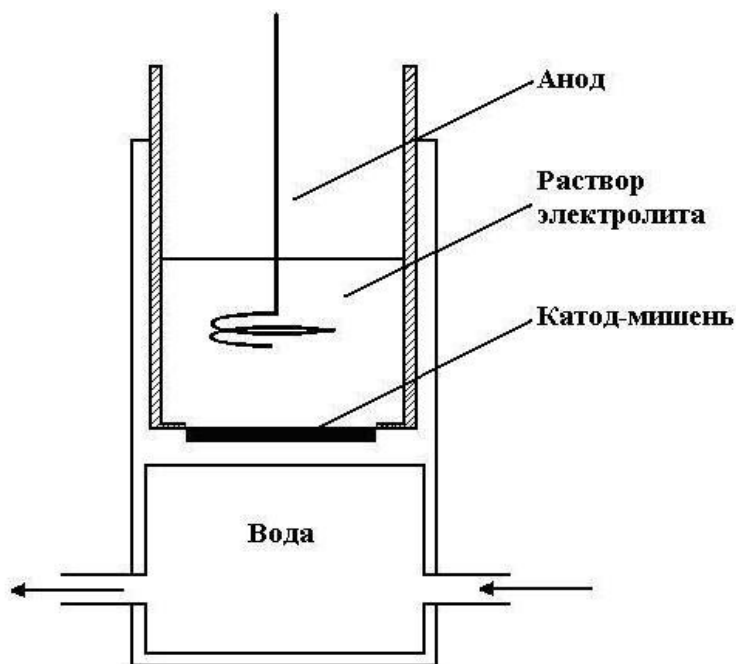


Рис. .15 Схема установки для электролитического осаждения (Кузнецов, Максимов, 2012)

4.4 Альфа-спектрометрическое измерение урановой и ториевой фракций

Альфа-спектрометрические измерения изотопов урана и тория 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.

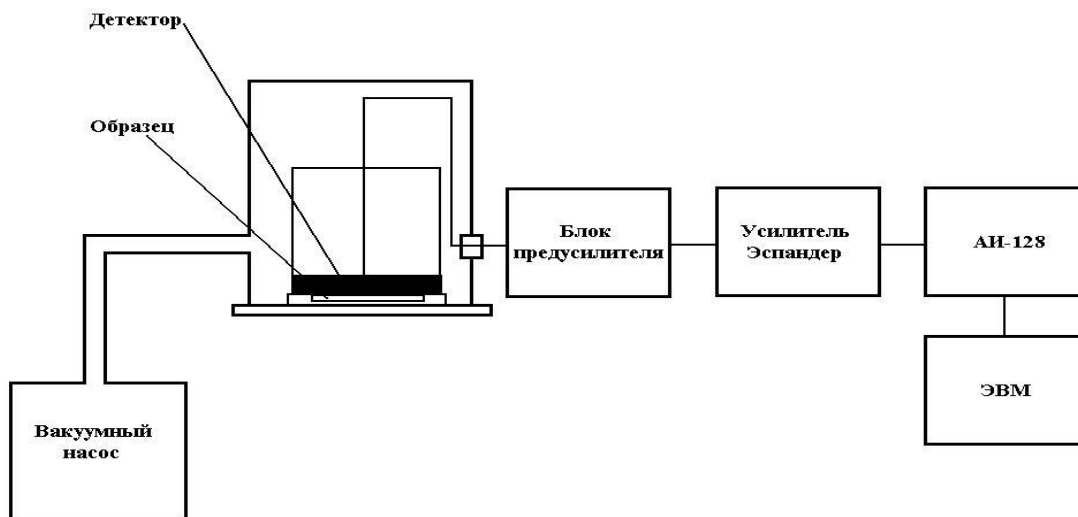


Рис. 16. Блок-схема альфа-спектрометрической установки (Кузнецов, Максимов, 2012)

Продолжительность проведения альфа-спектрометрических измерений устанавливается из расчета, чтобы статистические ошибки регистрируемых анализатором активностей исследуемых радиоизотопов не превышали 2-3%. На этом основании для набора необходимого числа α -распадов (до 1000 и более импульсов в пике каждого из определяемых изотопов) время измерения урана и тория устанавливается в 2-3 суток, а для еще более низкоактивных образцов - достигает в некоторых случаях 5-8 суток. Типичные альфа-спектры изотопов урана и тория, полученные после проведения анализа исследовавшихся образцов сульфидных руд, приведены ниже (Рис. 17) (Кузнецов, Максимов, 2012).

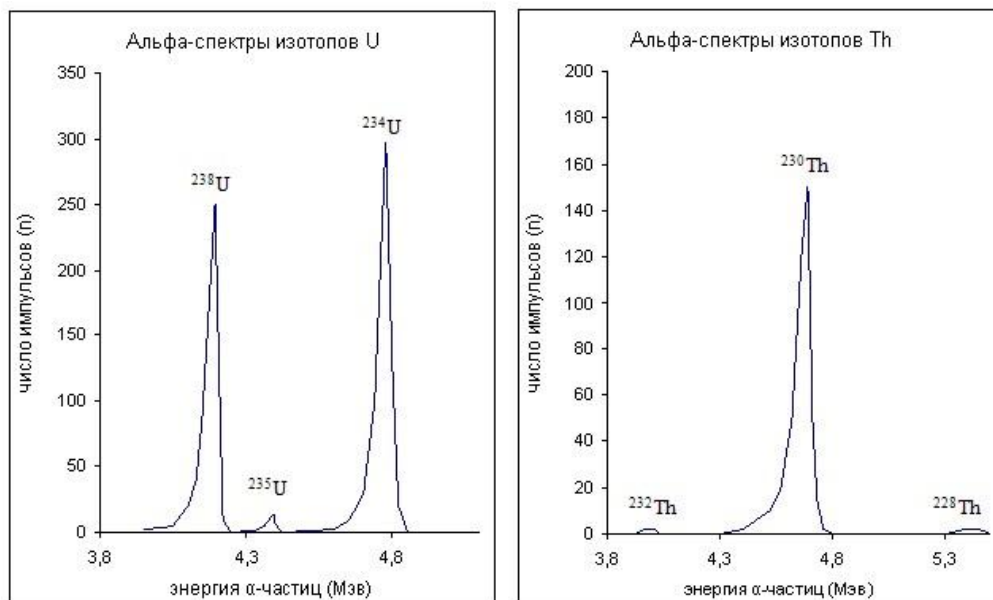


Рис. 17. Типичный альфа-спектр изотопов урана (левый) и тория (правый) (Кузнецов, Максимов, 2012).

Измеренные удельные активности изотопов и соответствующие этим изотопам постоянные распада подставляются в формулу (1) и вычисляется возраст анализируемого образца. Полученные данные датировок представлены в таблицах 1 и 2. Данные датировок образцов 37L107 d-1, 37L107 d-2, 37L107 d-2*, 37L107 d-4, 37L107 d-10 для поля Победа-2 и данные по образцам 37L194 g-6, 37L195 g-1*, 37L195 g-2, 37L195 g-2*, 37L195 g-3, 37L195 g-8, 37L196 g-1*, 37L196 g-3, 37L197 g-1, 37L204 d-2, 37L204 d-2*, 37L204 d-3, 37L204 d-3*, 37L204 d-4*, 37L247 g-1, 37L247 g-1*, 37L247 g-2 взяты из статьи Габлиной и др. (2018). Всего получено 10 новых датировок, получены возрастныe данные 4 образцов поля Победа-1 и 6 образцов поля Победа-2.

Данные датирования рудных отложений полей «Победа 1» и «Победа 22»

Таблица 1. Данные датировок поля «Победа 1»

№ образца	238U	234U	230Th	232Th	230Th/234U	234U/238U	Возраст, тыс. лет
196-1	9.660 ± 0.252	10.909 ± 0.279	0.033 ± 0.008	н.о.	0.003 ± 0.001	1.129 ± 0.023	0.33 ± 0.08
196-1-1	8.113 ± 0.216	9.033 ± 0.236	0.022 ± 0.011	н.о.	0.002 ± 0.001	1.113 ± 0.024	0.27 ± 0.13
196-2	5.511 ± 0.133	6.373 ± 0.149	0.017 ± 0.006	н.о.	0.003 ± 0.001	1.156 ± 0.025	0.28 ± 0.10
204-2-1	3.615 ± 0.124	4.099 ± 0.136	1.584 ± 0.076	н.о.	0.387 ± 0.023	1.134 ± 0.036	52.0 ± 4.0
37L194 g-6	5.112 ± 0.264	5.495 ± 0.280	2.983 ± 0.081	н.о.	0.543 ± 0.031	1.075 ± 0.052	83.9 ± 8.3/7.5
37L195 g-1*	4.210 ± 0.123	4.975 ± 0.139	2.445 ± 0.096	≤0.033	0.491 ± 0.024	1.182 ± 0.032	71.9 ± 5.1
37L195 g-2*	9.201 ± 0.202	10.243 ± 0.221	2.698 ± 0.105	≤0.030	0.263 ± 0.012	1.113 ± 0.018	33.0 ± 1.8
37L 195 g-2	10.787 ± 0.371	12.232 ± 0.412	2.266 ± 0.083	н.о.	0.185 ± 0.009	1.134 ± 0.031	22.1 ± 1.2
37L195 g-3	30.767 ± 0.587	35.059 ± 0.663	4.436 ± 0.163	н.о.	0.127 ± 0.005	1.140 ± 0.010	14.6 ± 0.7/0.6
37L195 g-8	5.083 ± 0.241	5.783 ± 0.264	4.777 ± 0.137	н.о.	0.826 ± 0.045	1.138 ± 0.051	177.5 ± 31.5/23.4
37L196 g-1*	66.587 ± 2.107	75.603 ± 2.383	6.041 ± 0.261	≤0.018	0.080 ± 0.004	1.135 ± 0.013	9.0 ± 0.5
37L196 g-3	38.093 ± 0.970	42.665 ± 1.079	2.480 ± 0.075	н.о.	0.058 ± 0.002	1.120 ± 0.014	6.5 ± 0.3
37L197 g-1	10.418 ± 0.235	10.559 ± 0.238	5.042 ± 0.172	н.о.	0.478 ± 0.020	1.014 ± 0.018	70.3 ± 4.3/4.1
37L247 g-1	13.784 ± 0.289	14.862 ± 0.309	7.221 ± 0.149	≤0.040	0.486 ± 0.014	1.078 ± 0.015	71.5 ± 3.1/3.0
37L247 g-2	30.620 ± 0.551	33.143 ± 0.594	12.695 ± 0.288	н.о.	0.383 ± 0.011	1.082 ± 0.008	52.0 ± 2.0/1.9
37L247 g-1*	20.903 ± 0.708	22.513 ± 0.751	20.318 ± 0.683	0.270 ± 0.052	0.902 ± 0.043	1.077 ± 0.033	235 ± 58/36
37L204 d-2*	5.798 ± 0.129	6.455 ± 0.141	1.948 ± 0.077	≤0.028	0.302 ± 0.014	1.113 ± 0.021	38.7 ± 2.2
37L204 d-2	4.720 ± 0.183	5.572 ± 0.207	3.699 ± 0.082	н.о.	0.664 ± 0.029	1.181 ± 0.045	113.7 ± 9.9/8.8
37L204 d-3	3.409 ± 0.153	4.419 ± 0.185	1.695 ± 0.046	н.о.	0.384 ± 0.019	1.296 ± 0.058	51.4 ± 3.4/3.3
37L204 d-3*	4.575 ± 0.132	5.143 ± 0.144	1.931 ± 0.074	≤0.016	0.375 ± 0.018	1.124 ± 0.032	50.6 ± 3.2
37L204 d-4*	0.395 ± 0.026	0.520 ± 0.030	0.060 ± 0.007	0.024 ± 0.004	0.115 ± 0.015	1.316 ± 0.109	≤13.1

Таблица 2. Данные датировок поля «Победа 2»

№ образца	238U	234U	230Th	232Th	230Th/234U	234U/238U	Возраст, тыс. лет
107-4	0.134 ± 0.011	0.175 ± 0.013	0.051 ± 0.008	н.о.	0.294 ± 0.051	1.302 ± 0.135	37.2 ± 8.1
107-8	4.119 ± 0.186	5.085 ± 0.214	0.198 ± 0.029	0.035 ± 0.015	0.039 ± 0.006	1.235 ± 0.067	4.30 ± 0.68
107-10-1	7.643 ± 0.240	8.727 ± 0.269	5.562 ± 0.236	н.о.	0.637 ± 0.033	1.142 ± 0.025	107.0 ± 10.0
107-11-1	113.800 ± 2.635	130.525 ± 3.014	5.668 ± 0.138	н.о.	0.043 ± 0.001	1.147 ± 0.007	4.81 ± 0.17
107-11-2	79.639 ± 1.710	91.650 ± 1.961	4.102 ± 0.114	н.о.	0.045 ± 0.002	1.151 ± 0.008	4.96 ± 0.18
245-3	10.072 ± 0.248	11.585 ± 0.279	0.883 ± 0.035	н.о.	0.076 ± 0.004	1.150 ± 0.021	8.59 ± 0.41
37L107 d-2*	50.333 ± 1.574	57.397 ± 1.786	3.406 ± 0.150	н.о.	0.059 ± 0.003	1.140 ± 0.014	6.6 ± 0.4
37L107 d-2	69.859 ± 2.188	80.007 ± 2.494	3.679 ± 0.083	≤0.047	0.046 ± 0.002	1.145 ± 0.013	5.1 ± 0.2
37L107 d-4 *	0.541 ± 0.036	0.580 ± 0.037	0.044 ± 0.007	0.020 ± 0.005	0.076 ± 0.013	1.071 ± 0.092	≤8.6
37L107 d-10	9.465 ± 0.281	10.628 ± 0.309	7.692 ± 0.184	н.о.	0.724 ± 0.027	1.123 ± 0.028	134.5 ± 11.4/10.1
37L107 d-1	41.955 ± 0.797	47.787 ± 0.902	4.704 ± 0.131	н.о.	0.098 ± 0.003	1.139 ± 0.010	11.2 ± 0.4

Значения для изотопов урана и тория указаны в распадах в минуту на грамм.

Глава 5. Хронология гидротермального рудообразования в голоцене-неоплейстоцене в пределах рудного узла «Победа»

5.1 Выполнимость теоретических предпосылок применения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода для датирования гидротермальных рудных отложений узла «Победа»

В целях получения достоверных возрастных данных рекомендуется тестировать правомерность применения того или иного метода радиоизотопного датирования при выполнении геохронологического изучения анализируемого природного объекта (Кузнецов, Максимов, 2012).

1) Радиохимические исследования, подтверждающие первую предпосылку $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования сульфидных формаций, были осуществлены на материале молодых рудных отложений, поднятых в районе гидротермального поля «9°50'» с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) (Кузнецов, Максимов, 2012). До конца 1980-х годов в пределах поля наблюдалась развитая гидротермальная деятельность. В 1991 г. произошло излияние магмы, лавочными потоками которой были погребены функционировавшие источники и биота. Последующие экспедиции в этот район ВТП отмечали зарождение и развитие гидротермальных процессов во времени (Богданов, 2006). Результаты радиохимического анализа этих рудных отложений подтвердили, что в изученных молодых сульфидных образцах этого поля практически не обнаруживаются ^{230}Th и ^{232}Th , тогда как изотопы урана (^{238}U , ^{234}U) концентрируются в этих пробах в весьма заметных (измеримых) количествах. Полученный результат говорит о **выполнимости первой предпосылки**, которая подразумевает, что в начальный момент своего формирования сульфидные отложения включают в свой состав уран практически без своего дочернего ^{230}Th (а также ^{232}Th).

2) Наличие локальных восстановительных условий в зонах гидротермальной активности способствует переходу урана в четырехвалентной форме в твердую фазу сульфидных построек (Lalou C., Briche E., 1987; Lalou et al, 1996). На протяжении всего времени функционирования рудогенерирующих циркуляционных систем в пределах гидротермальных полей постоянно поддерживаются локальные восстановительные условия среды, которые должны препятствовать окислению урана морской водой до подвижного шестивалентного состояния и способствовать его закреплению в твердой фазе. Таким образом, переход урана из твердой фазы в растворимую форму уранилтрикарбонатного комплекса скорее всего маловероятен в условиях формирования исследованных нами сульфидных полей. Кроме того, считается (Lalou et al, 1996), что если не обнаруживается систематической взаимосвязи между содержанием урана и возрастом образцов из одного и того же гидротермального поля, то это является свидетельством отсутствия дополнительного поступления или выщелачивания урана в системе: сульфидный осадок–морская вода. Данные представленные в табл. 1 и 2, наглядно отображенные на графике (рис.18), подтверждают, в целом это утверждение. Как видно из рис.18, бóльшая часть разновозрастных датировок локализована в интервале значений удельной активности урана от чуть больше нуля до почти 20 расп/мин·г. Далее наблюдается рост содержания урана, при этом, возраст образцов остается практически постоянным.

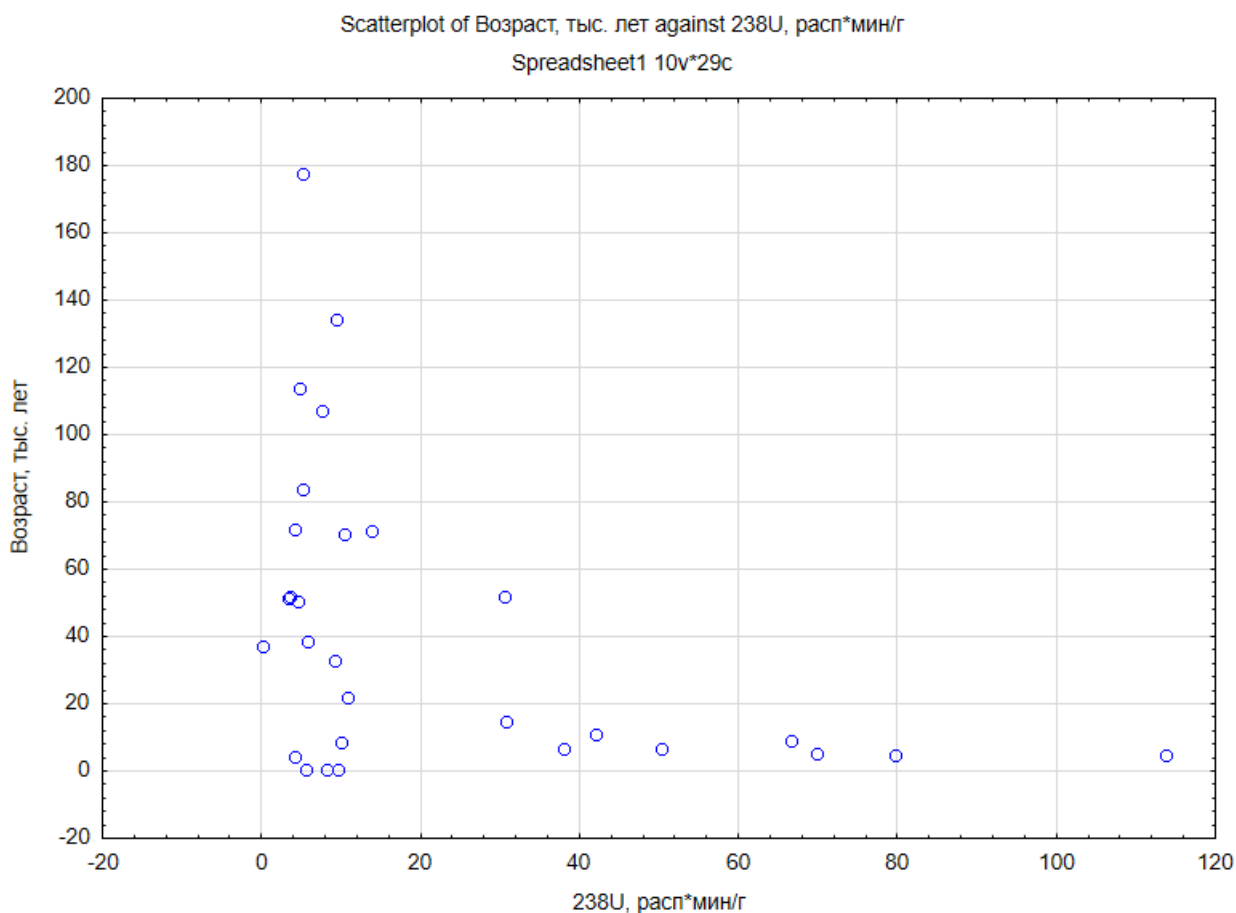


Рис. 18. Соотношение возраста и удельной активности ^{238}U в образцах ГПС узла

Таким образом, **выполнение второго требования** к $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -методу (наличие закрытой геохимической системы в образце по отношению к урану и торию) имеет достаточно веское обоснование.

3) По данным таблиц видно, что содержание изотопа тория ^{232}Th в анализированных образцах либо крайне незначительно, либо ниже предела обнаружения. Изотоп тория ^{232}Th присутствует в океанской воде в составе взвешенного минерального комплекса, который осаждается на дно. На этом основании его рассматривают как индикатор терригенности в океанской среде (Кузнецов, 1976). Поэтому полученные данные по содержанию ^{232}Th в исследованных пробах свидетельствуют о том, что изотопы ^{232}Th , ^{230}Th , ^{238}U , ^{234}U терригенного генезиса практически отсутствуют в изученных образцах.

Исключение представляет только один образец 37L247 g-1* с возрастом около 235 тыс. лет, содержание ^{232}Th в котором обнаруживается в заметных измеримых количествах. Следовательно, практически во всех анализированных сульфидных отложениях весь обнаруженный в них ^{230}Th имеет радиогенное происхождение из своих материнских радионуклидов ^{234}U и ^{238}U , что говорит о **выполнимости третьей предпосылки метода.**

5.2 Реконструкция периодов активизации гидротермально деятельностей в пределах системы узла Победа (САХ)

По данным работы Габлиной и др. (2018) образец 37L 247g дал возраст $235 \pm 58/36$ тыс. лет. Такое удревление возраста, предположительно связано с присутствием биотита-флогопита, являющимся компонентом измененных пород фундамента. Являясь продуктом разрушения гидротермально преобразованных пород субстрата, биотит-флогопит содержит захваченный в процессе образования уран и торий, что способствует удревлению уран-ториевых датировок. Там же (Габлина и др., 2018) отмечено, что в этом образце величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отношения заметно ниже его среднего значения ~ 1.14 в океанской воде, что также свидетельствует о влиянии терригенного материала. Кроме того, в образце обнаружено заметное измеримое количество изотопа ^{232}Th , присутствующего в океане в составе терригенного материала, что также завышает рассчитанный возраст этой пробы. Поэтому эта датировка не используется в периодизации гидротермальной активности в данной работе.

Обобщая данные датировок полученные для рудных полей Победа 1 и Победа 2, можно заключить, что формирование массивных сульфидных тел рудного поля Победа 1 происходило во временном интервале от 0.27 ± 0.13 до 177.5 ± 31.5 тыс. лет назад, а рудного поля Победа 2 в период от 4.30 ± 0.68 до 134.5 ± 11.4 тыс лет назад (Рис. 20).

Однако, в связи с тем, что рудные поля Победа-1 и Победа-2 в настоящее время гидротермально активно, предполагается наличие и более молодых сульфидных образований.

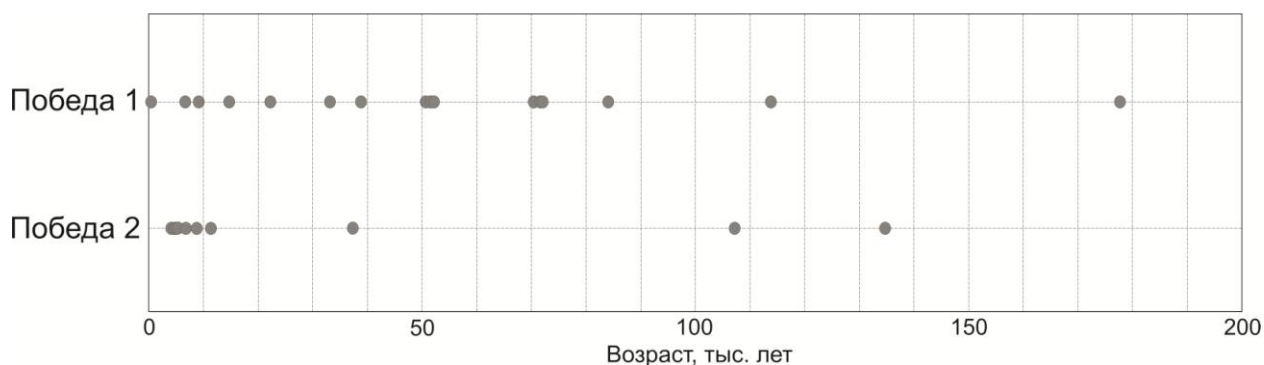


Рис. 20. Периодизация активизации гидротермальной деятельности в пределах полей Победа-1 и Победа-2

Эпизоды гидротермальной активности поля Победа 1 фиксируются временными границами приблизительно 0.27-22, 33-52, 70-72, 84-177 тыс лет назад. Для поля Победа 2 выделяются следующие примерные границы эпизодов активизации: 4-11, 37, 107-135 тыс. лет назад.

Ниже представлен поперечный профиль рифтовой долины с расположенными на восточном борте полями Победа-1 и Победа-2 (Рис. 21). На профиле видно, что поле Победа-1 расположено примерно в 5 км от оси спрединга, тогда как Победа-2 примерно в 3 км.

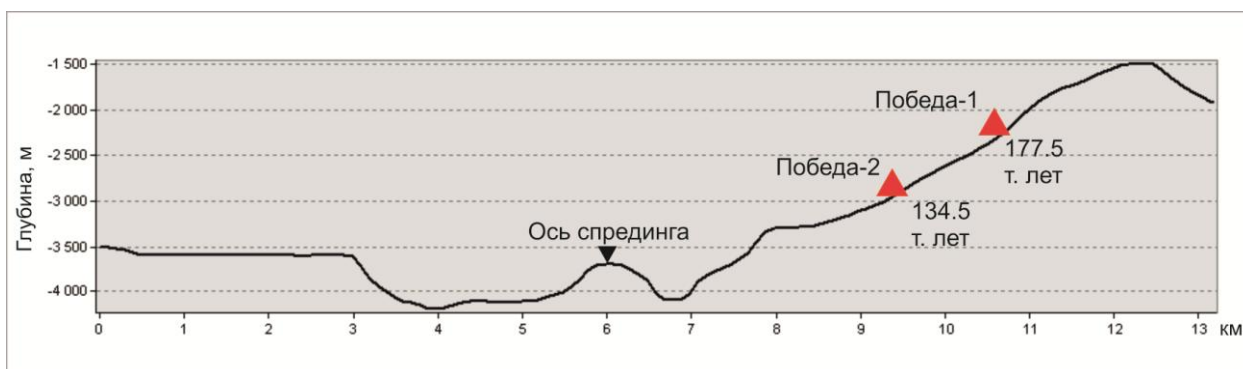


Рис. 21. Поперечный профиль рифтовой долины

Скорости спрединга в период формирования массивных сульфидных отложений поля Победа-1 с 177.5 т. лет до 134.5 т. лет составляли примерно 3,3 см/год, поле Победа-2 формировалось в условиях спрединга со скоростью примерно 2 см/год. Рассчитанные значения соответствуют типичным скоростям спрединга для низкосрединговых хребтов (Богданов и др., 2006; Мазарович, 2006) и некоторой степени подтверждают достоверность полученных $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировок анализированных рудных отложений.

Заключение

В ходе данного исследования решены следующие поставленные задачи:

- собраны, проанализированы и обобщены литературные данные о происхождении и истории развития срединно-океанических хребтов;
- изучены особенности циркуляционных систем, обуславливающие формирование сульфидных руд в пределах Срединно-Атлантического хребта;
- по опубликованным данным составлено геолого-геоморфологическое описание рудного узла Победа;
- изучены теоретические основы и возможности практического применения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования гидротермальных сульфидных руд узла Победа; подтверждена правомерность использования $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода для датирования анализированных рудных образцов
- с использованием аналитической методики получены данные о содержании изотопов урана и тория в анализированных рудных образцах и рассчитаны их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировки;
- по данным датирования показано, что рудоотложение в пределах рудного узла Победа началось как минимум 177.5 ± 31.5 тыс. лет назад и включало:
 - не менее 4 временных этапов с границами $\sim 0.27-22$, $\sim 33-52$, $\sim 70-72$, $\sim 84-177$ для поля Победа-1;
 - не менее 3 временных этапов с границами $\sim 4-11$, ~ 37 , $\sim 107-135$ для поля Победа-2.

В дальнейшем планируется использование полученных в настоящей работе данных для исследования руд и осадков узла Победа (САХ). Применение комплекса геолого-минералогических исследований и методов абсолютного датирования гидротермально-осадочных отложений позволит уточнить периодизацию гидротермального рудообразования и внести вклад в изучение процессов гидротермального рудогенеза в пределах САХ 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. Батулин Г.Н. Руды океана М.: Наука, 1993, 303 с.
5. 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.
6. 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
7. Богданов Ю.А. Гидротермальные проявления рифтов Срединно-Атлантического хребта, М.: Научный мир, 1997, - 167с
8. Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. - 167 с.
9. Богданов Ю.А. Гидротермальный рудогенез океанского дна, 2006, 527с.
10. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. - 527 с.
11. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. - 527 с.
12. Болтрамович С.Ф., Жиров А.И., Ласточкин А.Н., Мусатов Ю.Е.. Геоморфология, М.: «Академия», 2011, 464 с.
13. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. - 576 с.
14. 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

15. 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
16. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы Геологии, М.: Высш. шк., 1991.
17. Кузнецов В.Ю., Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Максимов Ф.Е., Бельтенёв В.Е., Черкашёв Г.А., Струков В.Н., Жеребцов И.Е., Жилинский П.Е. Радиоизотопная ($^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$ -) геохронология гидротермальных сульфидных рудопроявлений в пределах Срединно-океанических хребтов // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2008. Вып. 2, С. 82–93.
18. Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронологии в палеогеографии и морской геологии, СПб, Наука, 2012, - 191с
19. Кузнецов В.Ю., Черкашёв Г.А., Бельтенёв В.Е., Леин А.Ю., Максимов Ф.Е., Шилов В.В., Степанова Т.В. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование сульфидных руд океана: методические возможности, результаты измерений и перспективы использования // ДАН. 2007а. Т. 416, № 5. С. 666–669.
20. Кузнецов В.Ю., Черкашёв Г.А., Леин А.Ю., Бельтенёв В.Е., Максимов Ф.Е., Шилов В.В., Степанова Т.В., Чернов С.Б., Баранова Н.Г., Тарасенко Д.И. Возраст гидротермальных руд Срединно-Атлантического хребта (по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования) // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2007б. Вып. 2. С. 91–99.
21. Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976, 279 с.
22. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Гидротермальные образования рифтовых зон океана, Наука, Москва, 1990
23. Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России. М.: ГЕОС. 2006.
24. Монин А.С., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Подражанский А.М., Сагалевич А.М., Сорохтин О.Г., Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов, М.: Наука, 1985, - 230с
25. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. - М.: Наука, 1974.
26. Титаева Н. А. Ядерная геохимия: Учебник. — 2-е изд. — М.: Издательство МГУ, 2000.стр.121-134, 136-150
27. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Происхождение магматических серий, М. 1997:
28. Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А. Историческая геология // М.: Изд-во МГУ, 1997.
29. Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики, 1995, 480с

30. Чердынцев В.В. Распространенность химических элементов. М.: Гостехиздат, 1956. 360 с.
31. Черкашёв Г. А., Геохимия металлоносных осадков рудных районов океана, Кн.: Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана, СПб, Недра, 1992 – 138-152
32. Barnes J.W., Lang E.J., Portratz K.A. Ratio of ionium to thorium in coral limestone // Science. 1956. Vol. 124. P. 175–176.
33. Cherkashov G, Kuznetsov V, Kuksa K, Tabuns E, Maksimov F, and Bel'tenev V, 2017. Sulfide geochronology along the Northern Equatorial Mid-Atlantic Ridge, *Ore Geology*:147-154, 2017
34. 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
35. Cherkashov G., Kuznetsov V., Kuksa K., Tabuns E., Maksimov F, Bel'tenev V., Sulfide geochronology along the Northern Equatorial Mid-Atlantic Ridge, 2016
36. James P.Kennett «Marine Geology», 1982, - 384с
37. Kaufman A., Broecker W.S. Comparison of Th²³⁰ and C¹⁴ ages for carbonates materials from Lakes Lahontan and Bonneville // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 4030–4042.
38. Lalou C., Brichet E. On the isotopic chronology of submarine hydrothermal deposits. // Chem. Geol. 1987. Vol. 65. P. 197–207.
39. Lalou C., Reyss J.L., Brichet E., Krasnov S., Stepanova T., Cherkashev G., Markov V. Initial chronology of a recently discovered hydrothermal field at 14°45'N, Mid-Atlantic Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 144. P. 483-490.
40. <https://blog.geolsoc.org.uk/2018/12/19/announcing-our-theme-for-2020-the-year-of-life/>
41. <https://natworld.info/raznoe-o-prirode/gidrotermalnye-istochniki-sredinno-okeanicheskikh-hrebtov>