

УДК 552.13, 551.46

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ НА 71° с.ш. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

© 2019 г. М. Д. Кравчишина^{1*}, А. Ю. Леин^{1**}, А. Г. Боев¹, В. Ю. Прокофьев²,
Д. П. Стародымова¹, О. М. Дара¹, А. Н. Новигатский¹, А. П. Лисицын¹

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: kravchishina@ocean.ru

**e-mail: lein@ocean.ru

Поступила в редакцию 30.11.2018 г.

После доработки 30.11.2018 г.

Принята к публикации 05.12.2018 г.

Обсуждаются предварительные результаты исследований плюма и донных осадков района гидротермального поля Тролльвегген по материалам 68-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Поле расположено к востоку от осевой зоны низкоспредингового хребта Мона вблизи Ян-Майенской горячей точки на глубине около 550 м (71°18' с.ш., Норвежско-Гренландский бассейн). Плюм гидротермального поля характеризовался слабым распространением в водной толще, аномалиями температуры, плотности и солёности, умеренной концентрацией метана и низкой концентрацией взвеси вблизи дна. Показано обогащение донных осадков барием, стронцием и некоторыми сульфидообразующими элементами (цинком, свинцом, медью, молибденом). Выявлены две минеральные ассоциации гидротермально изменённых осадков: пиритовая и барит-марказитовая. Установлена температура гидротермальных растворов методом термо- и криометрических исследований газовой-жидкой флюидных включений в барите (128–260°C) и с помощью диаграммы равновесия FeS–ZnS сульфидных минералов (130–290°C), что близко к данным непосредственных измерений температуры флюидов [28]. Проведено сравнение гидротермальной минерализации поля Тролльвегген и ранее изучённых полей Срединно-Атлантического хребта, расположенных вблизи Азорской горячей точки. Подтверждается влияние глубины океана и РТ-условий на формирование гидротермальных отложений.

Ключевые слова: гидротермальное поле, флюид, сульфиды, барит, Срединно-Атлантический хребет

DOI: 10.31857/S0030-15745961039-1057

ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине XX в. состоялось открытие глобальной рифтовой системы в Мировом океане, протяженностью 65–70 тыс. км. В рифтовых зонах были обнаружены глубоководные гидротермальные поля с гигантскими постройками, состоящими из богатых полиметаллических руд, что опровергло широко распространённую до этого времени гипотезу о невозможности образования в современном океане залежей полезных ископаемых. Сотрудники ИО РАН проводят исследования на активных гидротермальных полях начиная с 1980 г.; результаты отражены в многочисленных статьях и монографиях [1–5, 8, 11]. Одним из наиболее изучённых ИО РАН районов является рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта (САХ), где, начиная с 1991 г., в течение 17 лет и 9 рейсов с обитаемыми аппаратами “Мир-1” и “Мир-2” изучено 9 активных глубо-

ководных гидротермальных районов на отрезке 14°45'–37°30' с.ш. При исследовании использовались традиционные и новые инструментальные химические, микробиологические, радиоизотопные и изотопные методы. Были выделены и охарактеризованы основные, второстепенные и акцессорные минералы рудопроявлений [4]. Неоднократно делались попытки исследовать северную, в том числе заполярную, часть САХ (хребты Мона, Книповича) в Норвежско-Гренландском бассейне [2].

В 2017 г. удалось провести работы (68-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”) в районе 71° с.ш. хребта Мона: вблизи гидротермального поля Тролльвегген (норв. Trollveggen, англ. Troll Wall) в Ян-Майенской зоне разлома [10]. Поле находится на глубине ~600 м и приближается к глубинам расположения гидротермальных полей Менез Гвен и Лаки Страйк (37°50'–37°30' с.ш., 850–1700 м), изучённых ранее [4].

Цель нашего исследования — определить влияние гипсометрического положения поля на состав гидротермального флюида и тем самым на состав минеральных ассоциаций. Задачами исследования были: 1) определение параметров водной толщи над гидротермальным полем Троллявегген; 2) установление характерных минеральных ассоциаций в отложениях дна; 3) сравнительный анализ гидротермального поля вблизи Ян-Майенской горячей точки с гидротермальными полями Лаки Страйк (глубина 1700 м) и Менез Гвен (глубина 850 м) (Азорская горячая точка).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Активные низкоспрединговые (≤ 2 см/год) хребты Полярной Атлантики и Арктики, к которым относится хребет Мона, формируют дивергентную границу между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами. Возраст оценивается в 60–58 млн. лет, то есть начало спрединга относится к концу палеоцена—началу эоцена.

Район исследования — рифтовая зона хребта Мона — простирается от норвежского вулканического острова Ян-Майен с самым северным на Земле действующим стратовулканом Беренберг ($71^{\circ}08'$ с. ш. и $8^{\circ}17'$ з. д.) до соединения с хребтом Книповича (в районе $73^{\circ}30'$ с. ш. и 8° в. д.) на расстояние до 600 км. Остров расположен на северной окраине подводного Ян-Майенского хребта, который по ряду признаков сочли микроконтинентом. Последнее извержение вулкана Беренберг было в 1985 г. Район вблизи о. Ян-Майен, разделяющий Норвежское и Гренландское моря, испытывает влияние активного современного вулканизма [30]. Одно из последних крупных землетрясений магнитудой 6.8 зафиксировано 8 ноября 2018 г. в Гренландском море.

Другой особенностью вулканического поля Ян-Майен является присутствие активных гидротермальных полей на разных глубинах рифтовой зоны, отличающихся по температуре растворов (от 90 до 350°C), по минеральному составу (от нерудных полей до построек, богатых полиметаллическими рудами). В зависимости от РТ-условий на хребте Мона выделены южная (71° с. ш.), средняя (72° с. ш.) и северная (73° с. ш.) области с гидротермальными полями. В нашей работе приводятся результаты исследований в южной области хребта. В Ян-Майенской зоне разлома помимо поля Троллявегген ($71^{\circ}18'$ с. ш. и $05^{\circ}46'$ з. д., глубина ~ 550 м) обнаружены еще

несколько средне- и низкотемпературных гидротермальных источников: Soria Moria I и II ($71^{\circ}15'$ с. ш. и $05^{\circ}49'$ з. д., глубина 667–724 м), Perle & Bruse ($71^{\circ}18'$ с. ш. и $05^{\circ}42'$ з. д., глубина ~ 580 м), Gallionella Garden ($71^{\circ}18'$ с. ш. и $05^{\circ}47'$ з. д., глубина ~ 600 м) [27, 33].

Первые сведения о геологическом строении хребта Мона содержатся в статье Ю.А. Богданова с соавторами [2], подготовленной по результатам 36-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”. В этом рейсе был выполнен цикл океанологических исследований в северной части хребта Мона (72° – 73° с. ш.) и обнаружены активные гидротермальные поля по наличию плюмов в водной толще при ее опробовании комплексом Rosette. Визуальные наблюдения из глубоководных обитаемых аппаратов “Мир-1” и “Мир-2” позволили детально описать кальдеру вулкана, но никаких признаков гидротермальной деятельности при этих наблюдениях встретить не удалось.

Детальное изучение геологии, геохимии и биоты гидротермальных полей хребта Мона началось с 2010 г. [20, 28].

Изученный в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” участок дна примыкает к гидротермальному полю Троллявегген, обнаруженному в 2005 г. [29]. Это поле вытянуто вдоль тектонического разлома, образующего восточную систему рифтовой долины на глубине ~ 550 м. Поле состоит из 10 основных участков, каждый из которых включает несколько гидротермальных построек высотой 5–10 м с активными “белыми курильщиками”.

В целом, данные литературы освещают различные аспекты функционирования очень разных гидротермальных полей [20, 22, 25, 27–30, 33, 34]. Однако никто из авторов этих работ не рассматривал в деталях сходства гидротермальных полей Arctic Mid Ocean Ridge (AMOR в англоязычной литературе) и ранее изученных полей САХ на участке дна от $14^{\circ}45'$ до $37^{\circ}30'$ с. ш.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материал собран в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” вблизи гидротермального поля Троллявегген в пределах зоны разлома Ян-Майен 19 июля 2017 г., станции 5516 и 5516а (рис. 1).

Для изучения водной толщи использовался зондирующий комплекс SBE9p, включающий в себя 10-литровые батометры Нискина (24 шт.),

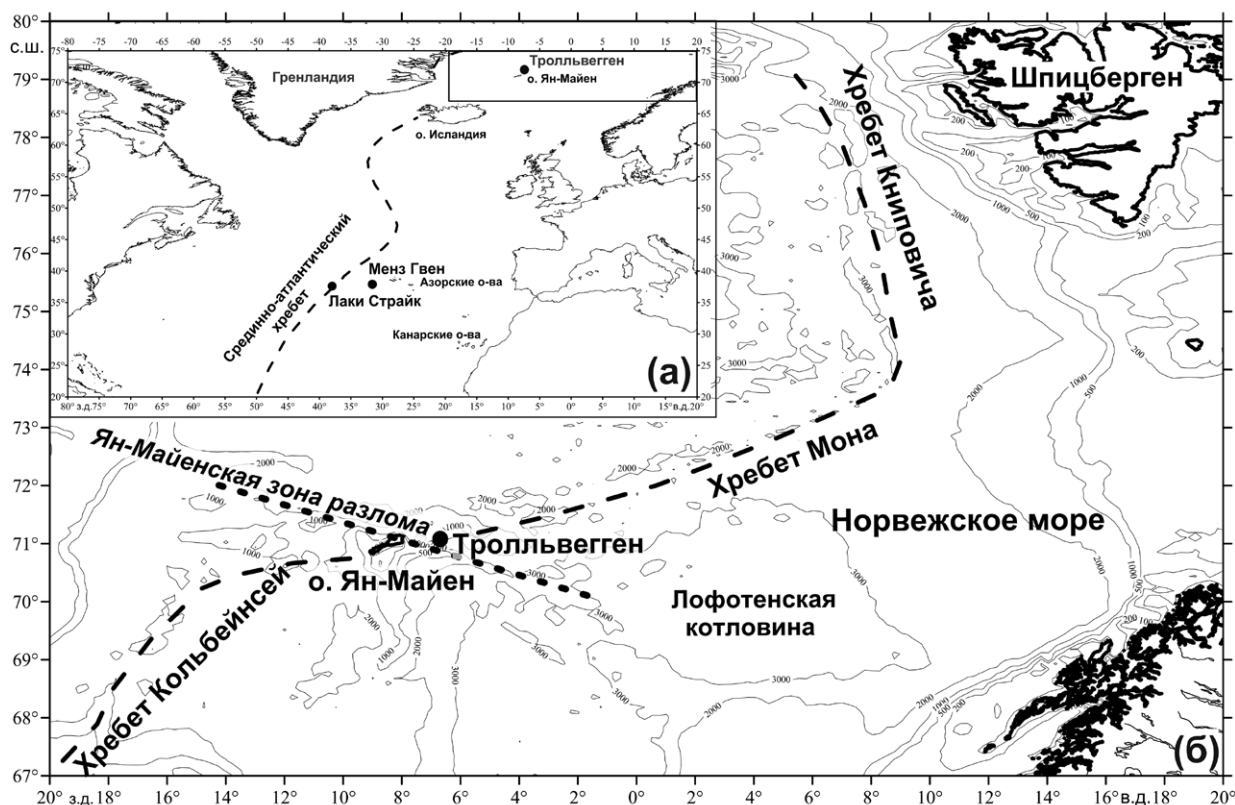


Рис. 1. Батиметрическая карта района исследования (а) и точки отбора проб донных отложений и воды (б).

СТД-зонд SBE 9+ со следующими датчиками: два датчика температуры S/N 5677 (точность измерения до 0.001°C), два датчика электропроводности S/N 2827 (до 0.001), датчик давления S/N 0743 (0.001 гПа) и датчик кислорода S/N 430727 (0.05 мл/л). Датчики температуры и электропроводности в этом рейсе использовали впервые после калибровки в компании Sea Bird Electronics (Kempfen, Германия) 19–20 мая 2016 г. Датчик кислорода калибровали согласно методике, предложенной Sea Bird Electronics, с использованием концентрации растворенного кислорода (в мл/л), полученной в пробах воды с помощью объемного метода Винклера [14]. Уравнение регрессии, связывающее сигнал датчика и концентрацию кислорода в пробах, имеет прямую линейную зависимость, где $R^2 = 0.997$ при $n = 211$. Для определения положения зонда вблизи дна использовался альтиметр фирмы Venthos (модель PSA-916D), который был подключен к зонду. Точность определения расстояния составляла 0.1 м.

Было отобрано 10 проб воды для изучения гидрохимических параметров водной толщи и взвешенного вещества. Гидрохимические параметры (включая Si и PO_4^{3-}) определяли согласно методике [14]. Концентрацию взвеси определяли

стандартным методом фильтрации под вакуумом 400 мбар через мембранные фильтры (0.45 мкм размер пор, 47 мм диаметр фильтра) и с помощью анализатора частиц Multisizer 3 фирмы Beckman Coulter (счетчик Коултера). Микроэлементы во взвеси изучали с помощью масс-спектрометрического анализа на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500a.

Наряду с изучением водной толщи исследовались поверхностные донные осадки. Пробы отбирались с помощью дночерпателя (Дч) на фланге (проба Дч-2) и вблизи (пробы Дч-3, Дч-4) гидротермального поля Тролльвегген (табл. 1).

Три пробы дночерпателя были обследованы под бинокулярным микроскопом. В результате этого просмотра в пробах Дч-4 и Дч-3 обнаружены гидротермальные рудные и нерудные минералы. После чего был проведен электронный микронзондовый анализ микроморфологии и химического состава минералов.

Микроморфология минералов изучалась с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA-3sem TESCAN (Чехия). Для наблюдения во вторичных электронах (SE mode) образцы покрывались золотом с толщиной слоя 3–5 нм.

Таблица 1. Координаты отбора проб донных осадков и краткое литологическое описание

Станция	Координаты		Глубина, м	Проба	Описание осадка
	с.ш.	з.д.			
5516	17°17.883'	05°46.252'	535	Дч-2	Вулканический туф (размер 13.5×13×4 см) от темно-коричневого до черного цвета (5Y 2.5/2). На поверхности образца обломки ракуши, железистая корка, остатки органического вещества.
5516	17°17.890'	05°46.214'	545	Дч-3	Несцементированный вулканокластический псаммитовый агломерат (более 70% вулканического стекла) темно-серого и голубоватого цвета (Gley2 4/10B) с мелкой галькой, гравием. Включения стяжений серого ила. На поверхности осадка присутствуют ожелезненные корки ярко-бурого цвета. Характерные признаки гидротермальных изменений в виде глинистого наилка белого и серого цвета.
5516а	71°17.875'	05°45.345'	540	Дч-4	Гидротермальный агломератный ил с кусками ила темно-серого и голубоватого цвета (Gley2 4/10B). На поверхности мягкого осадка рыжие пятна ожелезнения, обломки пород, ракуши, галька (размером 4×3 см).

Примечание. Определение цвета осадка проводилось с помощью каталога цвета по шкале Манселл (Munsell soil-color charts with genuine Muncell® color chips 2009 year revised [2012]).

Химический состав минералов изучался на полированных образцах (BSE mode), покрытых углеродом с напылением 7–10 нм, методом энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии с помощью микроанализатора Oxford INCA Energy 350 (Великобритания) на электронном микроскопе VEGA-3sem TESCAN. Спектры SEM-EDS записывались при ускоряющем напряжении 20 kV и диаметре электронного пучка <1 мкм. Калибровка и количественная оптимизация спектров проводилась по линии Si Ka 1.73982 kV. Концентрации элементов в сульфидах определялись с учетом поправок на поглощение и рассеивание рентгеновского излучения с помощью программы INCA по стандартной методике. Пределы обнаружения элементов 0.2 мас. %.

Рентгенографические фазовые исследования минерального состава проводились на дифрактометре Bruker D8 Advance, BRUKER AXS, Германия (Cu-K α , с Ni 0.02 фильтром, 40 kV, 40 mA, с линейным детектором LYNXEYE со сканированием в дискретном режиме с шагом 0.02 градуса, экспозицией 4 секунды/шаг в интервале 2.5–70°2 θ и вращением). Для первичной обработки, получения дифракционных характеристик и расшифровки спектров использована база данных для минералов BRUKER's Diffrac.EVA 3.1. ICDD's PDF4. Для количествен-

ного анализа применялись корундовые числа из базы данных ICDD. В зависимости от минеральной фазы нижний предел количественного определения обычно составляет 1–2 мас. %, а воспроизводимость результатов — 2–3 мас. %.

Исследование флюидных включений выполнялось при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam (Англия), микроскопа Olimpus BX51, видеокамеры и управляющего компьютера (лаборатория геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН). Точность измерения температур $\pm 0.1^\circ\text{C}$. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектики [6]. Концентрация солей рассчитывалась по температуре плавления льда в системе H₂O-NaCl с использованием данных из работы [16]. Оценка концентраций солей и давлений водяного пара и углекислоты проводилась с использованием программы FLINCOR [18].

Валовый химический состав донных осадков (предварительно промытых деионизированной водой для удаления морской соли) определяли с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Анализ группы химических элементов выполнен с применением стандартных образцов состава донных осадков СДО-2 (ил океанический вулcano-терригенный) и сульфидной руды PAC-2 (колчеданно-полиметаллическая

баритсодержащая). Измерения проводились в вакууме с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра AXIOS Advanced (PANalytical, Нидерланды).

Элементный состав проб донных осадков изучали с помощью масс-спектрометрического анализа на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500a. Для проведения анализа пробы осадков были разложены методом спекания [7]. Растертые пробы тщательно перемешивались с содой в пропорции 1:3. Затем подготовленные пробы переносились в алундовые тигли и спекались в муфельной печи при температуре 800°C в течение 2 часов. После остывания к полученным спеченным таблеткам добавляли концентрированные кислоты: 0.5 мл HCl и 3.5 мл смеси HNO₃ и HF в соотношении 10:1. После газоотделения растворы проб доводили HNO₃ 5% до объема 50 мл. Перед проведением измерений на масс-спектрометре пробы были разбавлены в 100 раз. Для контроля уровня сигнала при измерении использовался внутренний стандарт (индий); аликвота внутреннего стандарта была добавлена ко всем пробам при разбавлении. При расчете концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) вводились поправки на интерференции по методу, описанному в работе [9].

Донные осадки изучались с помощью элементного CHNS-анализатора Eurovector (Италия), аналитик Е.А. Кудрявцева (ИО РАН). Определение $\delta^{13}\text{C-C}_{\text{орг}}$ выполнено на масс-спектрометре Delta Plus (Германия) с использованием международного стандарта Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB), аналитик Т.С. Прусакова (ИНМИ РАН, ФИЦ Биотехнологии РАН). Точность определения $\pm 0.2\text{‰}$ VPDB.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Водная толща

В придонном слое воды (до 200–250 м от дна) установлены аномалии температуры, а также слабые колебания солёности, плотности и кислорода (рис. 2). Температура воды вблизи дна от отрицательных величин (-0.06°C), характерных для района исследований, переходила к положительным (0.17°C). Концентрация растворенного кислорода несколько снижалась ко дну и составляла 7.3 мл/л (табл. 2). Концентрация растворенного метана возрастала, достигая вблизи дна до 128 нмоль. Среди биогенных элементов только для растворенного кремния и фосфатов наблюдалось повышение концентраций вблизи дна (табл. 2). Характерная величина

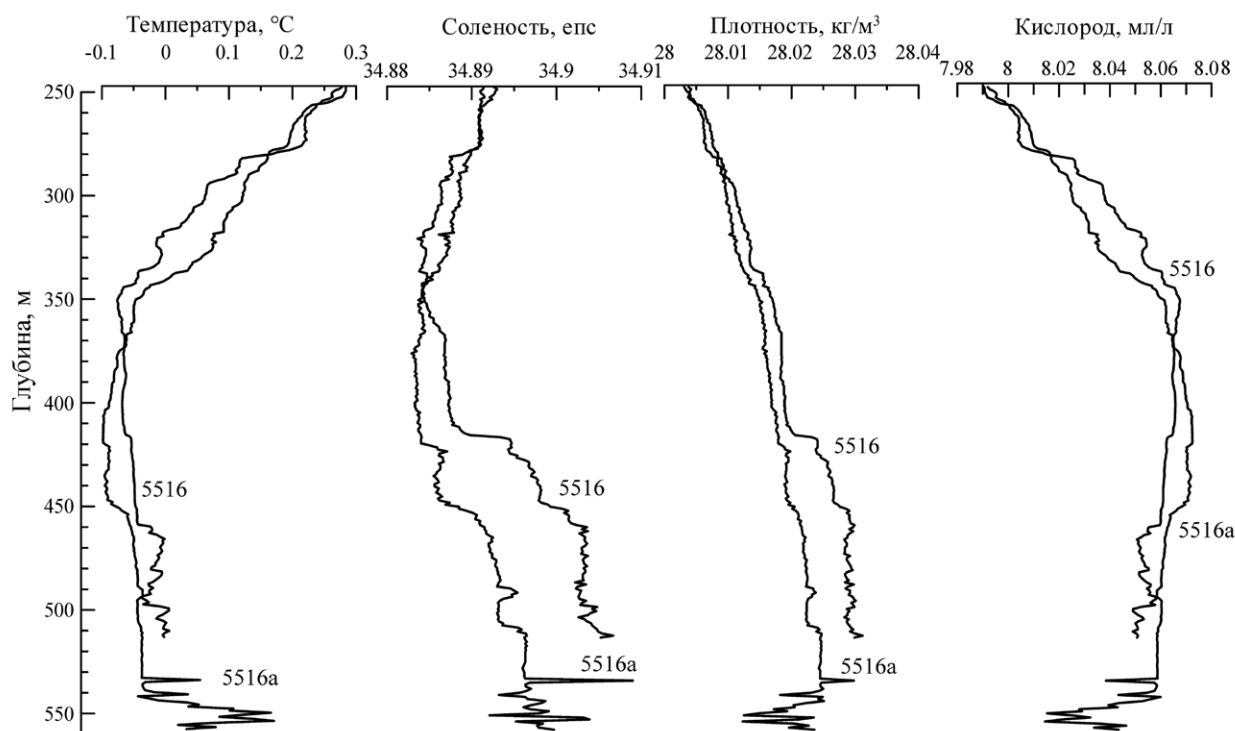


Рис. 2. Распределение температуры, солёности, плотности и кислорода в придонном 300-метровом слое водной толщи, чтобы подчеркнуть сигнал пшома вблизи гидротермального поля Тролльвеген, станции 5516 и 5516a.

Таблица 2. Температура (Т), соленость (S), плотность (σ) водной толщи, концентрация кислорода, биогенных элементов, взвеси и содержание металлов во взвеси вблизи поля Тролльвегген: ст. 5516 (17°17.969' с.ш. и 05°46.143' з.д.) и ст. 5516а (71°17.877' с.ш. и 05°46.385' з.д.)

Станция Глубина, м	Горизонт	Т °С	S епс	σ кг/м ³	O ₂ мл/л	CH ₄ нмоль	Si мкг-ат/л	Взвесь			Ba	Pb	Cd	Bi	Cu	
								Мг/л	мм ³ /л	Md, мкм						
5516 514	5	7.607	34.970	27.309	7.40	10	0.14	0.03	0.39	1.82	11.7	21	13	2.6	-	77
	19	5.864	34.951	27.531	8.04	-	0.47	0.19	0.38	2.95	14.7	30	8	5.1	-	26
	35	3.947	34.971	27.769	7.58	12	1.51	0.40	0.48	1.20	14.9	42	-	0.9	0.02	29
	251	0.262	34.891	28.004	7.46	-	4.67	0.66	0.08	1.01	44.8	-	-	-	-	-
	413	-0.065	34.889	28.019	7.53	-	5.14	0.66	0.07	0.29	20.4	-	-	-	-	-
5516а 552-560	512	-0.004	34.907	28.031	7.28	87	7.35	0.76	0.05	0.36	11.5	-	-	-	-	-
	523	-0.037	34.896	28.025	7.40	-	5.75	0.71	0.06	0.18	16.2	548	133	15	0.65	239
	527	-0.037	34.897	28.024	7.42	-	8.58	0.70	0.06	1.73	47.5	295	37	3.9	0.39	89
	549	0.166	34.898	28.015	7.42	-	6.36	1.08	0.05	0.65	43.3	848	126	10	1.78	283
	556	0.079	34.898	28.022	7.34	128	9.99	1.25	0.08	0.20	15.4	855	299	39	0.70	574

Примечание. Прочерк – нет определений.

Таблица 3. Валовый химический состав (%) донных осадков вблизи поля Тролльвегген (Дч-3 и Дч-4) и на его фланге (Дч-2) по данным РФА

Проба	п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Fe	MnO	K ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	Сумма
Дч-2	3.1	51.08	15.72	1.83	9.47	-	0.13	0.82	8.88	6.08	2.45	0.153	0.1	99.79
Дч-3	4.0	42.06	15.30	2.33	-	9.28	0.01	0.44	0.81	5.21	1.38	0.180	12.6	93.60
Дч-4	7.6	52.09	15.11	1.65	5.54	-	0.04	1.56	3.24	5.31	1.95	0.187	2.4	96.70

Проба	Ba	Cu	Zn	Sr	Cr	V	Co	Ni	Rb	Y	Zr	Nb	Pb
Дч-2	0.08	0.009	0.012	0.03	0.014	0.033	0.004	0.006	0.002	0.003	0.02	0.003	0.001
Дч-3	5.85	0.217	0.580	0.17	0.006	0.025	0.003	0.003	0.001	0.003	0.02	0.003	0.009
Дч-4	2.41	0.074	0.154	0.16	0.008	0.029	0.002	0.003	0.003	0.003	0.02	0.003	0.005

Таблица 4. Концентрация микроэлементов (ppm) в пробах осадков гидротермального поля Тролльветтен и южной части хребта Мона по данным авторов (ИСП-МС анализ) и литературы

Проба	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Mo	Pb	U	Источник
Дч-2	37	8189	304	195	32	51	75	142	15	272	22	97	2.0	1.4	1.3	данная работа
Дч-3	30	11794	340	71	27	26	1109	3139	9	1353	19	109	30.4	77	12.3	
Дч-4	30	9754	353	100	20	23	475	1651	33	1361	20	106	30.4	47	11.5	
Гидротермальные образования поля	26	7763	375	111	22	32	2620	11900	10	6786	7	85	66.0	630	17.5	[20]
Фоновый осадок поля	13	6458	318	63	59	44	102	150	25	460	18	97	31	16	2.7	[21]
Базальтовые стекла	31.4	16763	368	23.4	41.8	28.3	54.8	104	24.5	326	30.8	162	2	1.7	0.93	
	25.4	19648	423	26.9	44.4	22.3	55.5	108	39.7	403	30.4	228	-	2.4	4.86	
	40.4	17312	285	671	49.6	167.5	34	87.1	33.0	821	30.5	279	1.8	2.2	0.81	
о. Ян-Майен, породы суши	35.3	17038	364	533	51.9	188.1	100	81.4	41.6	651	25.3	287	2.3	2.5	1.14	[26]
	27.1	22396	348	55.9	33.9	38.6	51.9	103	102	1157	46	457	4	3.7	2.06	

Примечание. Прочерк — нет данных.

Таблица 5. Концентрация РЗЭ (ppm) в пробах осадков вблизи гидротермального поля Тролльветтен в южной части хребта Мона по данным авторов (ИСП-МС анализ) и литературы

Проба	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Источник
Дч-2	21.0	43.9	5.1	22.6	4.7	1.6	4.9	0.76	4.4	0.87	2.5	0.34	2.1	0.35	данная работа
Дч-3	15.5	32.6	4.0	17.8	3.7	1.3	4.2	0.63	3.9	0.78	2.3	0.32	2.0	0.32	
Дч-4	17.6	36.4	4.3	19.1	4.1	1.5	4.2	0.65	3.9	0.79	2.4	0.34	2.2	0.35	
Гидротермальные образования поля	16.2	20.0	1.8	6.7	1.41	3.59	2.00	0.19	1.02	0.20	0.62	0.09	0.63	0.11	[20]
Фоновый осадок поля	22.0	38.9	4.3	18.0	3.27	0.97	3.75	0.56	3.23	0.66	1.93	0.28	1.90	0.32	[21]
Базальтовые стекла	28.8	60.9	7.1	27.7	5.70	1.80	5.60	0.90	5.00	1.00	3.00	-	3.00	0.50	
	45.0	85.5	10.7	39.8	7.60	2.20	6.70	1.00	5.90	1.10	3.20	-	2.90	0.40	
	40.5	78.8	10.1	39.5	7.70	2.50	6.80	1.00	5.10	0.90	2.70	-	2.30	0.30	
о. Ян-Майен, породы суши	44.1	80.1	10.1	37.9	6.90	2.10	5.70	0.80	4.20	0.80	2.20	-	2.00	0.30	[26]
	90.8	154	20.8	76.2	13.1	3.90	10.6	1.50	7.70	1.40	4.10	-	3.70	0.50	
	Хондрит	0.31	0.81	0.12	0.6	0.19	0.07	0.26	0.05	0.32	0.07	0.21	0.03	0.21	

Примечание. Прочерк — нет данных.

pH для придонного слоя воды была 7.8, то есть укладывается в известные пределы величин для океанской воды.

Концентрация взвеси в промежуточном и придонном водных слоях воды была низкой и варьировала от 0.05 до 0.08 мг/л, что характерно для открытых районов океана. Величина изотопного состава органического углерода $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ вблизи дна варьировала от -20.4 до -22.9‰ VPDB, что указывает на значительную примесь планктонного органического вещества. Размер частиц взвеси, который выражается медианным диаметром (Md), достигал 47 мкм в придонном слое воды (табл. 2). Обследование взвеси под электронным микроскопом показало, что взвесь представлена преимущественно органоминеральными агрегатами мелкоалевритовой размерности и фитодетритом. Среди минеральной составляющей взвеси преобладали полевые шпаты подгруппы плагиоклазов алевритовой размерности.

В придонном слое воды установлена высокая концентрация Ва во взвеси (до 855 ppm), которая на порядок величины превышала таковую в верхнем деятельном слое. Среди изученных микроэлементов вблизи дна заметно повышение концентрации во взвеси Pb, Cd, V и Cu (табл. 2).

Донные осадки

Химический состав. Содержание $S_{\text{общ}}$ по данным CHNS-элементного анализа в пробах осадков варьировало в широких пределах: 9.8% в пробе Дч-3, 3.7% — Дч-4 и 0.3% — Дч-2. Литологический состав, содержание $S_{\text{общ}}$ и данные РФА позволяют заключить, что осадки пробы Дч-3 были отобраны в непосредственной бли-

зости от участков дна с выходом флюидов и характеризуются наибольшей гидротермальной минерализацией (табл. 1, 3). В осадках пробы Дч-4 этот процесс выражен слабее. Осадки пробы Дч-2, отобранные на фланге гидротермального поля, можно условно считать “фоновыми” для донных осадков вулканического поля Ян-Майен. Изученные осадки примерно на половину состоят из кремнезема (до 52%) с умеренным содержанием Fe_2O_3 и Fe, MgO и пониженным содержанием Na_2O . Содержание CaO низкое в осадках пробы Дч-3 и возрастает более чем в 10 раз в “фоновых” осадках.

По данным РФА и ИСП-МС, наблюдается значительное обогащение сильно измененных гидротермальных осадков (Дч-3 и Дч-4) сульфидообразующими элементами, такими как Zn (до 0.3%), Cu (до 0.1–0.2%), Pb (0.008–0.009%), Mo (до 0.003%), Fe (до 9.3%), S (до 9.8%), а также Ba (до 5.8%), Sr (до 0.1%), U (до 12%) по сравнению с “фоновыми” осадками пробы Дч-2 (табл. 3, 4).

Концентрации РЗЭ в изученных осадках, нормированные на хондриты [18], характеризуются обогащением легкими РЗЭ, отсутствием европиевой и цериевой аномалий (табл. 5).

Спектр РЗЭ схож для всех изученных осадков и отвечает составу базальтовых стекол хребта Мона [21]. Однако по сравнению с базальтами концентрация РЗЭ в осадках в 2–2.5 раза ниже, что может объясняться примесью сульфидов.

Петрографический и минеральный состав. В пробе Дч-2 гидротермальные сульфиды и сульфаты не обнаружены. Типичный агломерат кристалло-витрокластического туфа с сульфидами ранней генерации показан на рис. 3(1). Здесь

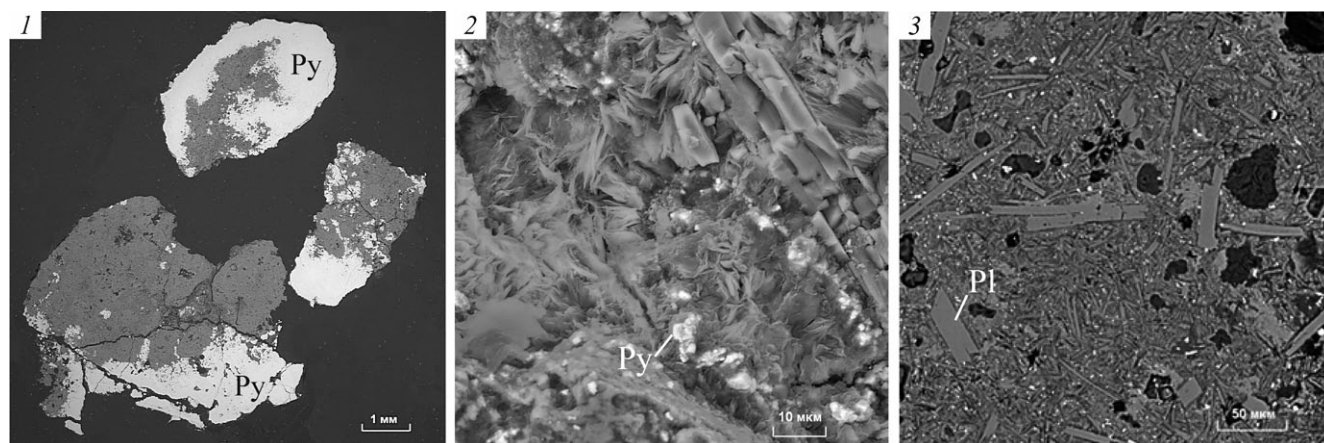


Рис. 3. Кристалловитрокластический туф (измененный базальт) с пиритом-I ранней генерации. 1 — светлое — пирит-I, серое — туф; 2 — внутреннее строение хлоритизированных обломков туфа: пирит-I (Py) в виде каемки микроскопических кристаллов вокруг раскристаллизованных стекол с плагиоклазом (Pl); 3 — зерно плагиоклаза (Pl).

можно видеть внутреннее строение хлоритизированного туфа, состоящего из вулканического стекла, плагиоклаза (Pl) с вкраплениями пирита-I (Py). Морфология пирита-I представлена на рис. 3(2). Это мелкие кубики пирита вокруг слабораскристаллизованных стекол.

В двух пробах (Дч-3 и Дч-4) обнаружены гидротермальные сульфидные минералы и барит (табл. 6, 7). По результатам изучения сульфидов под сканирующим микроскопом и данным микрозондового рентгеноспектрального анализа выделены две среднетемпературные ассоциации: 1) барит-I → сфалерит-I → халькопирит-I → пиритовая-II и более поздняя 2) халькопирит-II → пирит-III → сфалерит-II → барит-II → марказитовая-I (рис. 4, 5(1-3)). В составе ассоциаций минералы перечислены в порядке от малого их содержания к основному, представляющему ассоциацию.

Для первой **пиритовой ассоциации** характерно высокое содержание пирита, в крупных кристаллах которого наблюдаются мелкие вкрапления (<20 мкм) сфалерита, халькопирита и барита (рис. 4(3-6)).

Для второй **барит-марказитовой ассоциации** характерны хорошо ограненные кристаллы марказита и сфалерита и большое содержание барита, образованного в результате свободного роста в пустотах (рис. 5(2)). Кристаллы барита-II идиоморфные, таблитчатого габитуса, прозрачные, зональные, с большим количеством газо-жидких включений (рис. 5). Халькопирит-II представлен в основном мелкими кристаллическими сростками с пиритом-II и сфалеритом-II (рис. 6(1)). На рис. 6 можно видеть кристаллические выделения в виде изометричных агрегатов халькопирита-II, сфалерита-II на кристаллах барита-II и двойников сфалерита-II.

В табл. 8 приведен элементный состав сульфидных минералов по результатам микрозондового

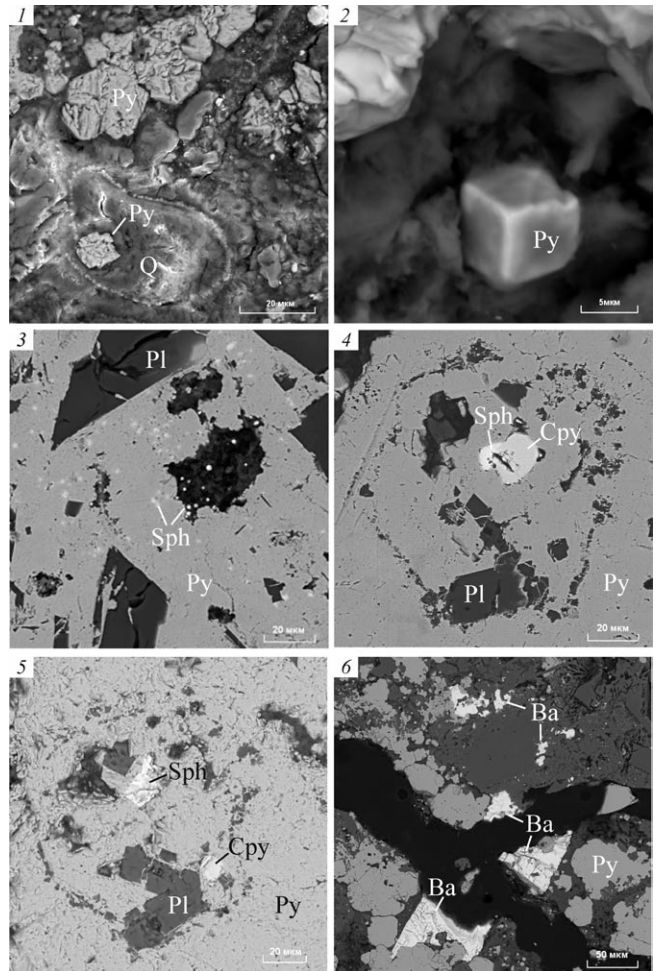


Рис. 4. Морфология раннего пирита-I в обломках вулканогенных пород, находящихся на стадии раскристаллизации. 1 — кварц (Q), анатаз (An), пирит (Py) в слабораскристаллизованном вулканическом стекле, а комки вокруг обломков стекла выполнены мелкокристаллическим анатазом или пиритом-I. 2 — пирит-I (Py) кубического габитуса из каемки вокруг раскристаллизованного стекла. 3-6 — ранняя минеральная устойчивая среднетемпературная (барит — халькопирит — сфалерит — пиритовая) ассоциация: формы выделения пирита-II, сфалерита-I, халькопирита-I и барита-I; кристаллические формы свободного роста халькопирита-I; морфология сростков кристаллов халькопирита-I и сфалерита-I.

Таблица 6. Минеральный состав образцов сульфидсодержащих осадков в районе гидротермального поля Трольвегген, %

Проба	Образец	Пирит	Марказит	Сфалерит	Барит
Дч-4	пирит	89	11	н.о.	н.о.
Дч-4	колломорфный пирит с марказитом	70	30	н.о.	н.о.
		47	53	н.о.	н.о.
		51	49	н.о.	н.о.
Дч-4	марказит	13	87	н.о.	н.о.
		88	12	н.о.	н.о.
Дч-4	сфалерит	н.о.	н.о.	10	85
Дч-3	сульфиды	99	н.о.	н.о.	н.о.

Примечание. н.о. — минерал не обнаружен.

Таблица 7. Обломки нерудных измененных вулканогенных пород с гидротермальной минерализацией (барит, морденит, смектит–хлорит)

Проба	Образец	Пирит	Марказит	Вюртцит	Халькопирит	Барит	Морденит	Гетит	Лепидокрокит	Смектит	Хлорит	Кварц	Анастаз	Смектит-хлорит
Дч-4	цеолит	6	1	н.о.	н.о.	н.о.	93	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Дч-4	точка 1	10	н.о.	5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	33	6	8	37
Дч-3	точка 1	12	н.о.	н.о.	2	21	н.о.	н.о.	н.о.	27	н.о.	30	8	н.о.
Дч-3	точка 2	5	н.о.	н.о.	н.о.	8	н.о.	н.о.	н.о.	62	16	6	3	н.о.
Дч-3	FeO-окисление сульфидов	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	53	25	22	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Примечание. н.о. — минерал не обнаружен.

Таблица 8. Элементный состав сульфидов в пробе Дч-4 (мас. %) вблизи поля Тролльвегген

Образец	Fe	Co	Cu	Zn	As	Cd	In	Sb	S	Сумма
Пирит										
1	44.49	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.24	54.43	99.16
2	44.64	0.25	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	54.16	99.05
3	44.46	0.27	н.о.	0.21	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	55.91	100.85
4	44.46	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	54.63	99.09
5	44.37	0.47	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	56.59	101.43
среднее	44.67	0.33	н.о.	0.21	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	55.14	100.35
Марказит-I										
1	44.89	0.36	н.о.	0.22	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	55.53	101.00
2	41.92	н.о.	н.о.	н.о.	0.74	н.о.	н.о.	н.о.	56.54	99.20
3	43.63	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	56.41	100.04
4	43.24	0.22	н.о.	0.20	1.03	н.о.	н.о.	н.о.	55.00	99.69
5	40.79	0.30	н.о.	н.о.	1.37	н.о.	н.о.	н.о.	58.60	101.06
6	40.06	0.30	н.о.	н.о.	1.42	н.о.	н.о.	0.27	57.59	99.64
7	40.02	н.о.	н.о.	н.о.	1.09	н.о.	0.22	н.о.	58.22	99.55
8	42.98	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	57.39	100.37
9	41.12	0.22	н.о.	н.о.	0.24	н.о.	0.27	н.о.	58.18	100.03
10	41.93	0.23	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.27	н.о.	58.02	100.45
11	40.28	н.о.	0.63	н.о.	н.о.	0.23	н.о.	н.о.	58.40	99.54
среднее	41.88	0.27	н.о.	н.о.	0.98	н.о.	0.25	н.о.	57.26	100.65

Таблица 8. Продолжение

Образец	Fe	Co	Cu	Zn	As	Cd	In	Sb	S	Сумма
Сфалерит-I: 87.4% ZnS + 9.7% FeS + 2.9% S (моль. %)										
1	6.04	н.о.	н.о.	56.82	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37.89	100.75
2	4.39	н.о.	н.о.	61.57	0.42	н.о.	н.о.	н.о.	34.55	100.93
3	7.27	н.о.	н.о.	57.75	н.о.	0.26	н.о.	н.о.	34.67	99.95
4	3.71	н.о.	н.о.	63.17	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	32.20	99.08
5	2.74	н.о.	н.о.	62.88	0.20	н.о.	н.о.	н.о.	35.20	101.02
среднее	4.83			60.44	0.31	0.26			34.90	100.74
Сфалерит-II: 77.6% ZnS + 3.7% FeS + 4.7% CuS + 14% S (моль. %)										
1	3.57	н.о.	4.88	54.63	н.о.	0.87	н.о.	н.о.	35.86	99.81
2	2.07	н.о.	2.38	57.85	н.о.	0.90	н.о.	н.о.	36.65	99.85
3	1.89	н.о.	2.18	58.82	0.27	1.04	н.о.	н.о.	35.79	99.99
4	4.01	н.о.	4.98	52.73	0.37	0.87	н.о.	н.о.	37.04	100.00
5	1.22	н.о.	1.13	63.33	н.о.	0.99	н.о.	н.о.	33.34	100.01
6	2.45	н.о.	2.86	56.28	н.о.	0.91	н.о.	н.о.	37.42	99.92
среднее	2.54		3.07	57.27	0.32	0.93			36.02	100.14
Халькопирит-I										
1	30.68	н.о.	32.90	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	36.90	100.48
2	30.45	н.о.	32.31	0.22	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37.04	100.02
3	30.67	н.о.	31.85	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	36.76	99.27
4	30.40	н.о.	32.60	0.23	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37.02	100.25
5	30.26	н.о.	32.65	0.28	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	36.88	100.07
6	30.95	н.о.	33.14	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37.05	101.14
7	30.43	н.о.	31.90	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	36.44	98.77
среднее	30.55		32.48	0.24					36.87	100.14
Халькопирит-II										
1	29.79	н.о.	31.68	1.17	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	38.06	100.70
2	26.24	н.о.	30.27	1.60	1.48	н.о.	н.о.	н.о.	40.41	100.00
3	26.33	н.о.	28.79	1.75	1.42	н.о.	н.о.	н.о.	41.71	100.00
4	26.49	н.о.	29.79	3.22	1.09	н.о.	н.о.	н.о.	39.29	99.88
5	26.77	н.о.	30.13	2.5	0.34	н.о.	н.о.	н.о.	40.27	100.01
среднее	27.12		30.13	2.05	1.08				39.95	100.33

Примечание: моль. % — расчет примесей в сфалерите выполнен по среднему составу; н.о. — элемент не обнаружен.

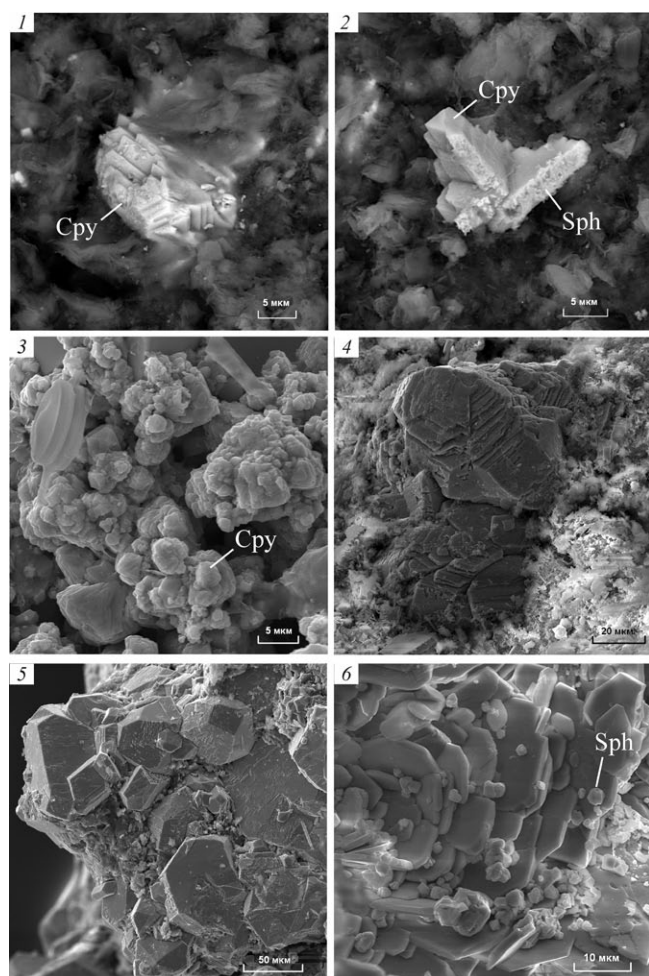


Рис. 5. Устойчивая среднетемпературная барит-сфалерит-марказитовая ассоциация: 1–3 — морфология кристаллических образований халькопирита (Cpy) и сростков халькопирита со сфалеритом (Sph) в основной марказитовой тонкокristаллической массе; 4–5 — морфология кристаллов марказита; 6 — кристаллы тонкокristаллического сфалерита на крупных кристаллах барита, что позволяет считать возможным скачки температуры гидротермальных растворов.

рентгеноспектрального анализа. Исследования показали, что сульфиды имеют различное содержание сопутствующих химических элементов.

Халькопирит-I характеризуется высокой рентгеновской интенсивностью для таких элементов, как Zn, а сфалерит-I — Fe, As и Cd.

Во второй минеральной ассоциации для марказита-I характерны примеси таких элементов, как Co, As и In, для сфалерита-II — Fe, Cu, As и Cd и для халькопирита-II — Zn и As.

В пробах обнаружены колломорфные стяжения сульфидов железа, образующихся, как правило, в поверхностных низкотемпературных условиях при избытке морской воды (рис. 7). Стяжения имеют зональное строение. Внутренняя зона, представленная марказитом-II с чередованием плотных и пористых участков, переходит во внешнюю пористую зону, состоящую из пирита-III.

Химический состав сульфидных минералов (табл. 8) из двух минеральных устойчивых ассоциаций — пиритовой и барит-марказитовой — позволяет оценить диапазон температур, при которых они образовались. Для равновесия “пирит–марказит” содержание $S_{\text{общ}}$ в обоих минералах превышает таковую величину для их традиционного химического состава, изменяясь от 55.1 мас.% в пирите до 57.3 мас.% в марказите. Применяя температурную диаграмму системы Fe–S [32] для такого содержания серы, получаем температуру образования равновесия “пирит–марказит” ниже 419°C. При более низких температурах в гидротермальных отложениях должны преобладать ассоциации сульфидов с марказитом, а не с пиритом, что полностью соответствует нашим наблюдениям.

С помощью диаграммы равновесия FeS–ZnS [23] установлено, что уменьшение содержания изоморфной примеси Fe от сфалерита-I к сфалериту-II соответствует падению температуры от 290 до 130°C.

При исследовании состава баритов, кроме Ba и SO_4 , была установлена примесь таких элементов, как Sr, Fe и реже Ca (табл. 9).

Таблица 9. Элементный состав барита в пробе Дч-4 (мас.%) вблизи Тролльвегген

Образец	Ba	Sr	Ca	Fe	S	O	Сумма
1	57.60	1.99	0.26	0.44	14.68	24.53	99.50
2	55.58	3.20	0.21	0.71	15.14	26.53	101.37
3	57.69	1.33	н.о.	0.51	14.62	25.52	99.68
4	57.19	2.03	н.о.	0.93	15.13	25.95	101.24
5	56.03	2.79	н.о.	0.60	14.84	23.80	98.06
6	58.28	1.18	н.о.	0.57	14.66	25.47	100.15
среднее	57.06	2.09	0.24	0.63	14.85	25.30	100.16

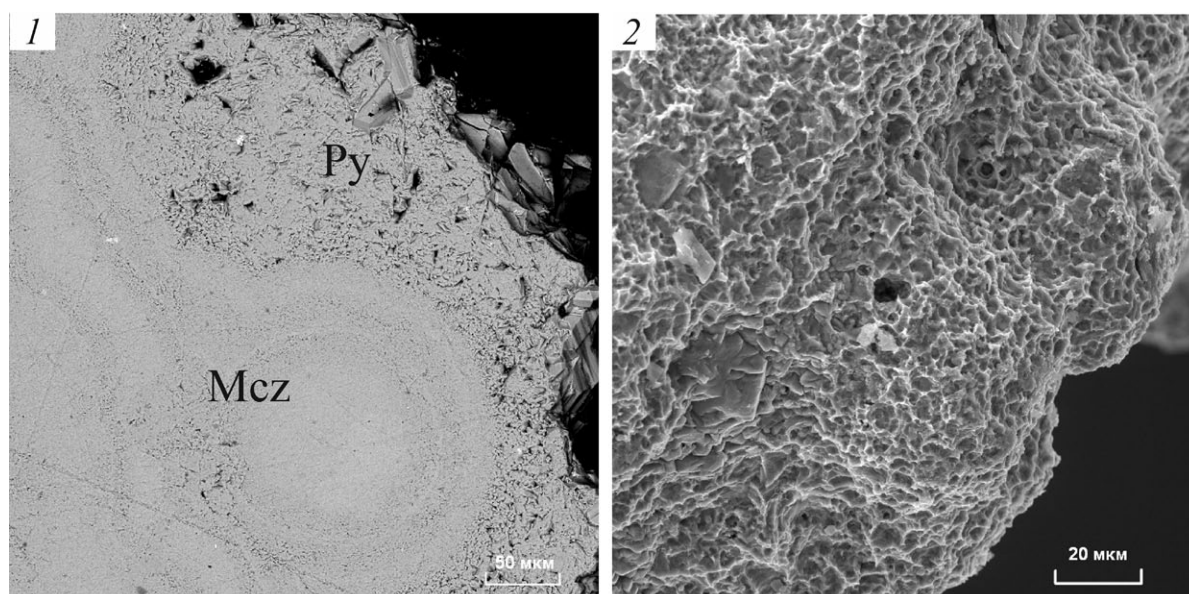


Рис. 6. Строение колломорфных сульфидов железа. Внутренняя зона представлена марказитом-III (Mcz) с чередованием плотных и пористых участков (1), переходящая во внешнюю пористую поверхность, состоящую из пирита-IV (2).

Таблица 10. Результаты исследования первичных флюидных включений в барите: двухфазовые газовой-жидкие включения, тип 1

Зерно	Число включений	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл.льда}}, ^\circ\text{C}$	$C_{\text{солей}}, \text{мас.}\% \text{ экв. NaCl}$	$d, \text{г/см}^3$
1	16	247	-33	-2.0	3.3	0.83
	3	203	-32	-2.1	3.4	0.89
	2	235	-32	-2.1	3.4	0.85
2	2	257	-34	-2.7	4.4	0.83
	3	260	-35	-1.9	3.1	0.81
	4	186	-33	-1.8	3.0	0.91
	5	199	-31	-2.3	3.8	0.90
	4	226	-32	-2.2	3.6	0.86
	3	243	-31	-2.5	4.1	0.85
	5	198	-33	-2.6	4.2	0.90
4	2	240	-32	-1.6	2.6	0.84
	3	241	-31	-1.9	3.1	0.84
	2	257	-30	-2.0	3.3	0.82
	2	128	-30	-1.8	3.0	0.96
	8	209	-30	-2.0	3.3	0.88
	5	243	-32	-1.9	3.1	0.84

Примечание: $T_{\text{гом}}$ — температура гомогенизации; $T_{\text{эвт}}$ — температура эвтектики; $T_{\text{пл.льда}}$ — температура плавления льда; $C_{\text{солей}}$ — концентрация солей; d — плотность.

Изучение флюидных включений в барите. При исследовании зональных кристаллов барита (рис. 8(1)) в их составе обнаружены

первичные включения водно-солевых растворов (тип 1), содержащие газовый пузырек размером 10–25 об.% вакуоли и водный раствор

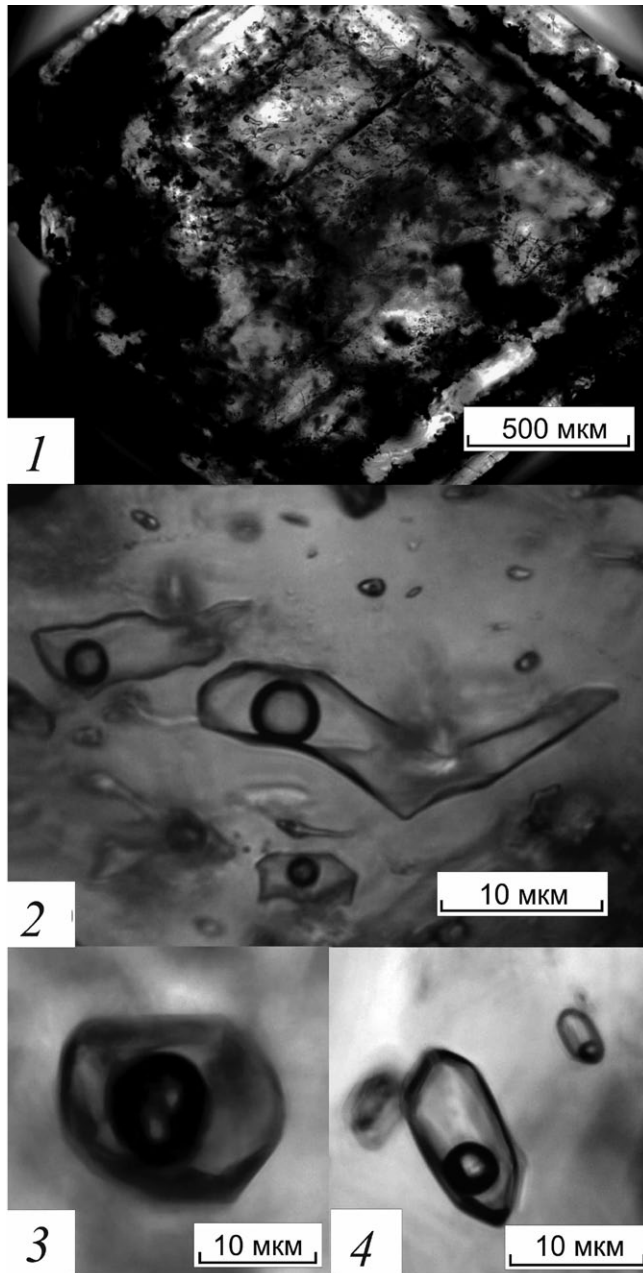


Рис. 7. Зональный кристалл барита (1) и двухфазовые флюидные включения в барите (2–4).

(рис. 8(2–4)). Первичная природа включений определена по приуроченности их к зонам роста минерала-хозяина [13].

Результаты термо- и криометрических исследований более 60 индивидуальных флюидных включений в барите (табл. 10, рис. 8–10) показали, что в гидротермальном растворе преобладали хлориды Fe, Mg и Na, о чем свидетельствует температура эвтектики раствора от -30 до -35°C . Температура гомогенизации двухфазовых включений в барите

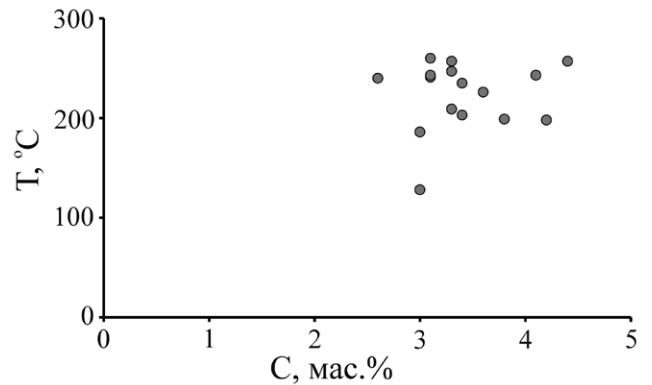


Рис. 8. Диаграмма температуры–солености для минералообразующего флюида из включений в барите.

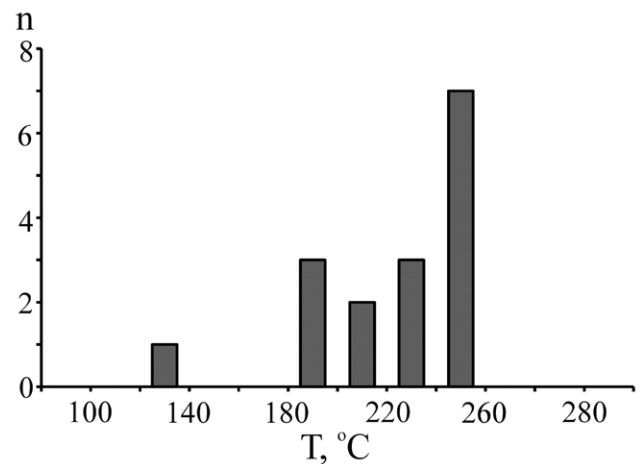


Рис. 9. Гистограмма температур гомогенизации флюидных включений в барите.

составила 128 – 260°C , а концентрация солей — 2.6 – 4.4 мас.%-экв NaCl. Плотность флюида составила 0.81 – 0.91 г/см³.

Известно, что температура гомогенизации флюидных включений может отличаться от температуры кристаллизации минерала-хозяина на некоторую величину, которая зависит прежде всего от давления [13]. Если мы примем температуру, вычисленную по величине железистости сфалерита, за температуру кристаллизации сфалерита и барита, то разница между максимальной температурой кристаллизации и максимальной температурой гомогенизации составит 30°C . Это соответствует давлению 430 бар.

Изученный барит кристаллизовался при снижении температуры от 290 до 130°C из нагретого водно-солевого флюида, с соленостью 2.6 – 4.4 мас.%-экв NaCl, то есть близкого к составу (возможно, нагретой) морской воды. В со-

ставе барита установлены примеси Ca, Sr, Fe в сумме до 3 мас. %.

Таким образом, получены близкие значения температуры гидротермальных растворов двумя независимыми методами: 1) методом термо- и криометрических исследований газовой-жидких включений в барите — 128–260°C; 2) методом равновесной диаграммы FeS–ZnS — 130–290°C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение водной толщи в районе гидротермального поля Тролльвегген, связанного с базальтовым вулканизмом, показало, что верхняя граница нейтрального плюма достигала 200–250 м от дна. Очевидно, что источник гидротермального плюма формировал у дна водную массу с характерными свойствами, что проявлялось в основном в увеличении температуры (до 0.2°C) и плотности, а также уменьшении солености, концентрации кислорода, и которая характеризовалась достаточно низкой концентрацией взвеси (табл. 2). Однако плюм не влиял ни на один из изученных параметров так сильно, как это можно было бы ожидать, сравнивая с другими известными гидротермальными полями САХ [8, 11]. Гидротермальные флюиды поля Тролльвегген характеризуются умеренной и низкой концентрацией растворенных метана и водорода и, наоборот, высокой концентрацией углекислого газа [28, 34]. Тем не менее, согласно нашим данным, концентрации метана вблизи дна многократно превышали фоновые значения (0.9 нмоль [19]), характерные для открытого океана. Максимальная концентрация метана (128 нмоль) достигалась в придонном слое воды (от 500 м и глубже) и была близка к пиковым концентрациям (119–158 нмоль), установленным Stensland [34] на схожих глубинах вблизи дна поля Тролльвегген. Интенсивное высачивание гидротермальных растворов диффузного типа, а не только поступление из “белых” и “черных” построек — это характерная черта поля Тролльвегген, отличающая его от других гидротермальных систем вулканического поля Ян-Майен. Было показано [25], что диффузные потоки обогащались растворенным метаном вследствие активности метаногенных бактерий (метаногенеза), распространенных под поверхностью осадка.

Концентрация микроэлементов во взвеси вблизи поля Тролльвегген (табл. 2) тоже отли-

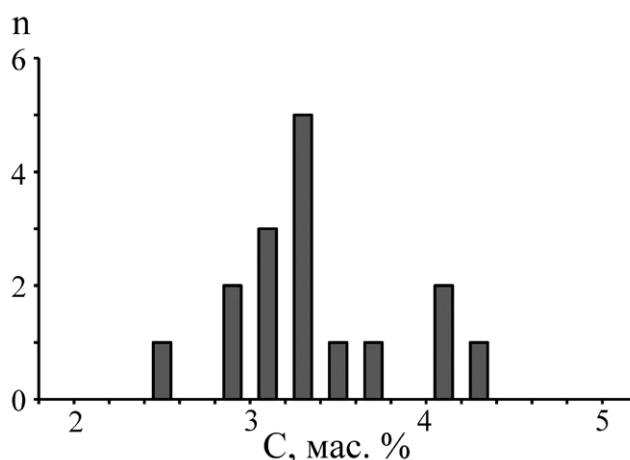


Рис. 10. Гистограмма величин солености минералообразующего флюида в барите.

чалась умеренными значениями в сравнении с известными полями САХ [8]. Среди изученных элементов наиболее заметно обогащение для Ва, Рь, Сd, Ви и Си.

Гидротермальные поля САХ на отрезке 14°45'–37°30' с.ш., также связанные с базальтовым вулканизмом, расположены на разных глубинах — от 850 до 3670 м. Температура первичных флюидов колеблется от 363 до 185°C (табл. 11). Установлено, что растворы флюидов полей Лаки Страйк и Менез Гвен отличаются по составу от других гидротермальных полей САХ, расположенных к югу от Азорской горячей точки, более низкой температурой, высокой величиной рН (до 5), меньшей концентрацией Cl, Na, Fe, Li, Cu и обогащением Ва, Zn, Pb, Cs, Rb. Эти особенности обычно связывают с повышенным содержанием перечисленных элементов в исходных базальтах вблизи Азорской горячей точки [4].

Элементный состав “фоновых” осадков пробы ДЧ-2 во многом схож с элементным составом верхнего слоя фоновых осадков вблизи поля Тролльвегген и Сориа Мориа, представленным в работе M.I.F.S. da Cruz [20]. Концентрации макро- и микроэлементов в осадках проб Дч-3 и Дч-4 близки к таковым, полученным для гидротермальных образований поля Тролльвегген (рис. 11) [20]. Сопоставление микроэлементного состава исследованных образцов с составом базальтовых стекол показало, что для гидротермального поля Тролльвегген характерна следующая ассоциация микроэлементов: Zn, Pb, Sr, Mo, Cu, U (рис. 12). Повышенные концентрации Ni и Cr в “фоновой” пробе (Дч-2) объясняются

Таблица 11. Глубина океана и температура первичных гидротермальных растворов САХ по данным литературы и авторов

Гидротермальное поле	Глубина, м	Координаты		Температура первичного флюида, °С	Источник
		с.ш.	з.д.		
ТАГ	3670	26°08'	44°49'	363	[4]
Снейк Пит	3460	23°22'	44°57'	345	[4]
Броккен Спур	3300	29°10'	43°10'	360	[4]
Лаки Страйк	1700	37°35'	32°16'	185–324	[4]
Менез Гвен	850	37°51'	31°31'	271–284	[4]
Трольвегген	550	71°18'	05°46'	270	[27]
Трольвегген	550	71°18'	05°46'	128–290	данная работа

влиянием пород, слагающих о. Ян-Майен и также распространенных в пределах хребта Кольбейнсей [21, 26]. Концентрация РЗЭ в осадках обратно пропорциональна концентрации сульфидов,

поскольку сульфиды в значительной степени обеднены РЗЭ [9].

Для изученных нами гидротермальных осадков района Ян-Майенской горячей точки отмечены сходные особенности химического состава с полем Лаки Страйк, расположенном вблизи Азорской горячей точки: ведущая роль в аутигенном минералообразовании принадлежит таким металлам, как Ва, Zn и Pb (табл. 3), а Fe и Cu имеют подчиненное значение. Образование барита, типичного продукта гидротермальной минерализации, обеспечивает высокую концентрацию Ва в осадках.

Согласно данным литературы [29], температура гидротермальных растворов “белых курильщиков” поля Трольвегген достигает максимум 270°С, а основным рудным минералом является сфалерит с высоким содержанием пирита и халькопирита [27]. Подобная характеристика гидротермального поля очень близка к параметрам, полученным нами при исследовании гидротермальных осадков (табл. 3–5).

Из-за трудностей извлечения со дна горячих проб гидротермальных растворов их параметры можно определять методом термометрии флюидных включений в гидротермальных минералах [24, 31]. В первой отечественной работе, посвященной исследованию флюидных включений в гидротермальных породах САХ, были изучены флюидные включения в ангидритах поля ТАГ (26° с.ш.) и в баритах холма Новый в Южном трого впадины Гуаймас, отобранных авторами настоящей работы в 1986 и 1988 гг. [12].

На основании изучения этих флюидных включений были получены первые данные об условиях кристаллизации минералов гидротермальных построек поля ТАГ: температура 270–340°С и концентрация солей в растворах

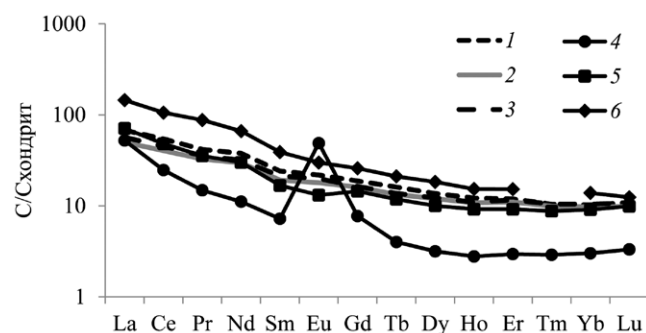


Рис. 11. Концентрации РЗЭ, нормированные на хондриты ($C/C_{\text{хондриты}}$, логарифмическая шкала), для изученных осадков (пробы Дч-2 (1), -3 (2), -4 (3)) в сравнении с составом гидротермальных образований (4) и фоновых осадков (5) поля Трольвегген [20] и базальтовых стекол южной области хребта Мона (6) [21].

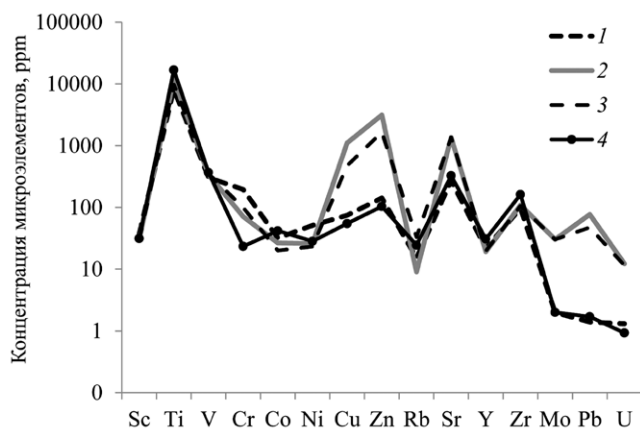


Рис. 12. Концентрация микроэлементов (логарифмическая шкала) в изученных осадках (пробы Дч-2 (1), -3 (2), -4 (3)) и базальтовых стеклах южной области хребта Мона (4) [21].

5.7–7.0 мас. %-экв. NaCl [12]. Последующие исследования газовой-жидких включений в минералах поля ТАГ подтвердили наши первые результаты [15].

Анализ параметров гидротермальных флюидов показал, что температура минералообразования на активных гидротермальных полях весьма изменчива (табл. 11) [1]. Эта изменчивость вызвана в первую очередь расположением полей на различных глубинах океана, определяющих величину гидростатического давления и температуру растворов.

На гипотетической (идеализированной) диаграмме рассмотрено влияние глубины океана на состав гидротермальных отложений на примере четырех известных полей САХ по данным Богданова и Леин [3] и поля Трольвегген на 71° с. ш. по нашим данным (рис. 13). Глубина этого поля и температура минералообразования соответствует точке 5 на диаграмме с сульфидсодержащей кремнисто-сульфатной (баритовой) минеральной специализацией (рис. 13).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные предварительные результаты изучения геохимии и минеральных ассоциаций донных осадков в районе гидротермального поля Трольвегген (71° с.ш.) свидетельствуют о закономерном изменении минерального состава гидротермальных полей с глубиной океана, а также о значительном сходстве гидротермальных процессов, протекающих на глубинах океана менее 1700 м.

Согласно нашим данным, особенностью гидротермального плюма поля Трольвегген является его определенная приуроченность ко дну (~200 м от дна), локализация вблизи источников (“курильщиков” и диффузных флюидов), низкие концентрации взвеси, умеренные концентрации метана, повышенные концентрации кремния и фосфатов, обогащение взвеси Ва и некоторыми микроэлементами, а также аномалии температуры, плотности и солености вблизи дна.

В донных осадках с гидротермальной минерализацией установлена повышенная концентрация ряда сульфид образующих элементов, Ва, Sr и пониженная концентрация РЗЭ. Для этих осадков выделена следующая ассоциация микроэлементов: Ва, Zn, Pb, Sr, Mo, Cu и U; выделены две устойчивые минеральные ассоциации: пиритовая и барит-марказитовая. Донные осад-

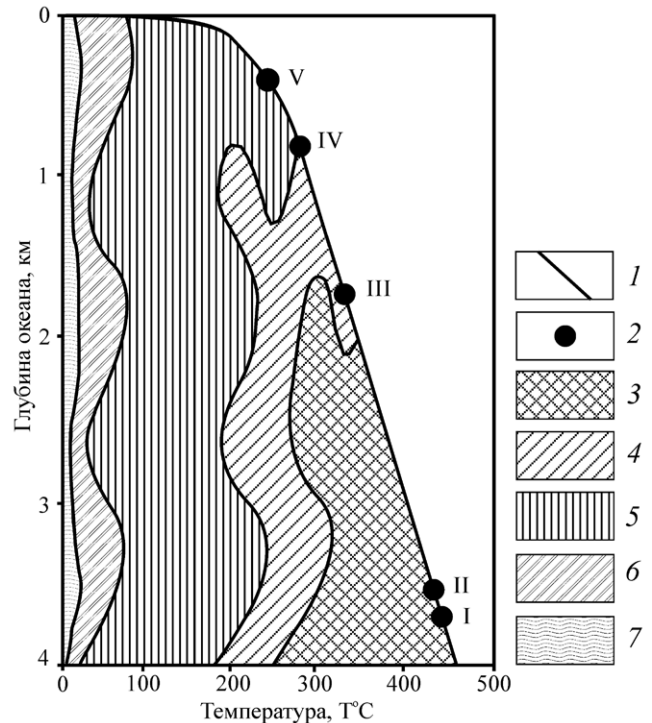


Рис. 13. Гипотетическая схема гипсометрического контроля формирования гидротермальных отложений на поверхности океанского дна по [3] с добавлениями. 1 — кривая гетерогенизации (кипения) океанской воды; 2 — гипсометрическое положение известных гидротермальных полей САХ: I — ТАГ, II — Снейк Пит, III — Лаки Страйк, IV — Менез Гвен, V — район 71° с. ш. хребта Мона, поле Трольвегген; 3–7 — минеральная специализация гидротермальных отложений: 3 — медно-колчеданная, медно-цинково-колчеданная; 4 — цинково-колчеданная; 5 — сульфидсодержащая кремнисто-сульфатная; 6 — нонтронитовая; 7 — Fe-Mn-оксидная.

ки гидротермального поля Трольвегген (район Ян-Майенской горячей точки) по химическому и минеральному составу близки к донным осадкам полей Лаки Страйк и Менез Гвен (район Азорской горячей точки).

Изученный химический состав осадков, выделенные устойчивые минеральные ассоциации в сульфидных донных осадках (Дч-3 и Дч-4), измеренные температуры первичных растворов по газовой-жидким включениям в барите и расчетные температуры растворов согласно диаграмме равновесия FeS–ZnS свидетельствуют о гидротермальной природе сульфидных и сульфатных минералов, а также об их образовании из среднетемпературных флюидов на сравнительно небольших (~600 м) глубинах САХ.

Таким образом, полученные характеристики донных осадков района вблизи поля Трольвегген на субарктическом участке САХ допол-

няют наши предыдущие исследования роли гипсометрического контроля (глубина океана и РТ-условия) в формировании гидротермальных пород [4].

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, Д. В. Ершенико, Г. В. Малафеева, С. М. Исаченко за помощь при отборе проб осадков, С. В. Гладышева за данные STD, А. С. Саввичева, А. Л. Чульцову и А. И. Коченкову за помощь в сборе и обработке проб и Л. Л. Демину за полезное обсуждение.

Источник финансирования. Экспедиционные исследования выполнены при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и Российского научного фонда (проект № 14-50-00095). Химические и минералогические исследования поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 19-05-00787). Камеральные работы и подготовка статьи проводились в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № 0149-2019-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. Геологические исследования с глубоководных аппаратов “Мир”. М.: Научный мир, 2002. 304 с.
2. Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
3. Богданов Ю.А., Леин А.Ю. Гидротермальная активность и ее роль в геохимии океана // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2010. С. 350-371.
4. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (14 — 40° с. ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
5. Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Галкин С.В. и др. Геологические и биологические исследования в северной части хребта Мона (Норвежское море) // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 609-616.
6. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.
7. Бычкова Я.В., Николаева И.Ю., Ермина О.С. и др. Методические особенности подготовки твердых геологических проб для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник Московского ун-та. Серия 4: Геология. 2018. № 5. С. 54-60.
8. Демина Л.В., Галкин С.В. Биогеохимия микроэлементов в глубоководных гидротермальных экосистемах. М.: ГЕОС, 2013. 256 с.
9. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
10. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А.С. и др. Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2019. Т. № 1. С. 173-176.
11. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
12. Наумов В.Б., Миронова О.Ф., Прокофьев В.Ю., Леин А.Ю. Исследование флюидных включений в минералах современных подводных гидротермальных построек // Геохимия. 1991. № 1. С. 39-45.
13. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с., Т. 2. 632 с.
14. Руководство по химическому анализу морских вод. РД 52.10.243-92 / Ред. Орадовский С.Г. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 315 с.
15. Alt J.S., Teagle D.A.H. Probing the TAG hydrothermal mound and stock work: oxygen-isotopic profiles from deep ocean drilling // Proc. Ocean drilling program. Scientific Results. 1988. V. 158. P. 285-294.
16. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117-130.
17. Boynton W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies // Rare Earth Element Geochemistry / Ed. Henderson P. Developments in Geochemistry. 1984. V. 2. P. 63-114.
18. Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390-1393.
19. Connolly D.P., German C.R., Asada M. et al. Hydrothermal activity on the ultra-slow spreading southern Knipovich Ridge // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V. 8. Q08013.
20. Cruz M.I.F.S. Mineralogy and Geochemistry of contrasting hydrothermal systems on the Arctic Mid Ocean Ridge (AMOR): The Jan Mayen and Loki’s Castle vent fields. Doutoramento em Ciências do Mar. Univeridade de Lisboa. Faculdade de Ciências. 2015. 257 p.
21. Elkins L.J., Hamelin C., Blichert-Toft J. et al. North Atlantic hotspot-ridge interaction near Jan Mayen Island // Geochemical Perspectives Letters. 2016. V. 2. No. 1. P. 55-67.
22. Johannessen K.C., Roost J.V., Dahle H. et al. Environmental controls on biomineralization and Fe-mound formation in a low-temperature hydrothermal system at the Jan Mayen Vent Fields // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2017. V. 202. P. 101-123.
23. Kullerud G. The FeS-ZnS system, a geological thermometer // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1953. V. 32. P. 61-147.
24. Kusakabe M., Chiba H., Ommoto H. Stable isotopes and fluid inclusion study of anhydrite from the East Pacific Rise at 21° N // Geochem.J. 1982. V.16. P. 12-89.
25. Lanzen A., Jørgensen S.L., Bengtsson M.M. et al. Exploring the composition and diversity of microbial communities at the Jan Mayen hydrothermal vent field using RNA and DNA // FEMS Microbiol. Ecol. 2011. V. 77. P. 577-589.
26. Maaløe S., Sørensen I.B., Hertogen J. The trachybasaltic suite of Jan Mayen // Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 439-466.
27. Pedersen P.B., Bjerkgard T. Sea-floor massive sulphides in Arctic waters // Mineral Resources in the Arctic / Eds. Rognvald B. et al. Geological Survey of Norway, 2018. P. 210-215.

28. Pedersen R. B., Rapp H. T., Thorseth I. H. et al. Discovery of a black smoker vent field and vent fauna at the Arctic Mid-Ocean Ridge // *Nature commun.* 2010. V. 1. P. 126.
29. Pedersen R. B., Thorseth I. H., Hellevang B. et al. Two vent fields discovered at the ultraslow spreading Arctic Ridge System // *Eos Trans. AGU.* 2005. V. 86 (52). Fall Meet. Suppl., Abstract OS21C-01.
30. Pedersen R. B., Thorseth I. H., Nygård T. E. et al. Hydrothermal Activity at the Arctic Mid-Ocean Ridges // *Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges. Geophysical Monograph Series. AGU,* 2010. V. 188. doi: 10.1029/2008GM000783
31. Peter J. M., Scott S. D. Mineralogy, composition and fluid-inclusion micrometry of seafloor hydrothermal deposits in the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California // *Canadian Mineralogist.* 1988. V. 26. P. 567-587.
32. Predel F. Phase equilibria, crystallographic and thermodynamic data of Binary Alloys // *Landolt-Bornstein — Group IV Physical Chemistry.* Berlin: Springer-Verlag, 2005. V. 11. P. 3-586.
33. Schander Ch., Rapp H. T., Kongsrud J. A. et al. The fauna of hydrothermal vents on the Mohn Ridge (North Atlantic) // *Marine Biology Research.* 2010. V. 6. P. 155-171.
34. Stensland A. Dissolved gases in hydrothermal plumes from Arctic vent fields. Master of Science Thesis. Department of Earth Science. University of Bergen, 2013. 86 p.

HYDROTHERMAL MINERAL ASSOCIATIONS ON 71° N OF MID-ATLANTIC RIDGE (FIRST RESULTS)

© 2019 M. D. Kravchishina^{1*}, A. Yu. Lein^{1**}, A. G. Boev¹, V. Y. Prokofiev², D. P. Starodymova¹, O. M. Dara¹, A. N. Novigatsky¹, A. P. Lisitzin¹

¹ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

² Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, Moscow, Russia

*e-mail: kravchishina@ocean.ru

**e-mail: lein@ocean.ru

Received November 30, 2018

Revised version received November 30, 2018

After revision December 05, 2018

We discuss the preliminary results of the plume and bottom sediments studies of the Trollveggen hydrothermal vent field based on data from the 68th cruise of the RV *Akademik Mstislav Keldysh*. The hydrothermal vent field is located to the east of the axial zone of the slow-spreading Mohn Ridge close to the Jan Mayen hotspot at a depth of about 550 m (71°18'N, Norwegian-Greenland Basin). The plume of the hydrothermal vent field was characterized by a weak distribution in the water column, anomalies of temperature, density and salinity, a moderate concentration of methane and a low concentration of suspended particulate matter near the bottom. The enrichment of bottom sediments with barium, strontium and some sulfide forming elements (zinc, lead, copper, molybdenum) was shown. Two mineral associations of hydrothermally modified bottom sediments were revealed: pyrite and barite-marcasite. The temperature of hydrothermal fluids was established by the method of thermal and cryometric studies of gas-liquid fluid inclusions in barite (128–260°C) and using the FeS–ZnS equilibrium diagram of sulfide minerals (130–290°C). Our data were close to the data of direct measurements of fluid temperature [28]. We made a comparison of the hydrothermal mineralization of the Trollveggen vent field and the previously studied fields of the Mid-Atlantic Ridge located near the Azores hotspot. As a result we confirmed the influence of ocean depth and PT-conditions on the formation of hydrothermal deposits.

Keywords: hydrothermal vent field, fluid, sulfides, barite, Mid-Atlantic Ridge