

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«Санкт-Петербургский государственный горный университет»

На правах рукописи

СУХАНОВА АННА АЛЕКСЕЕВНА

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ГЛУБОКОВОДНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД ПОЛЯ ЮБИЛЕЙНОЕ
(РОССИЙСКИЙ РАЗВЕДОЧНЫЙ РАЙОН СРЕДИННО-
АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА)**

Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков
полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., профессор
Марин Ю.Б.

Санкт-Петербург-2018

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1 Анализ изученности гидротермального сульфидного оруденения в пределах Российского разведочного района Срединно-Атлантического хребта.....	10
Глава 2 Особенности геологического строения гидротермального поля Юбилейное.....	17
Выводы по главе 2.....	25
Глава 3 Минералогические особенности океанических сульфидных руд.....	26
3.1 Общая характеристика гидротермальных образований рудного поля Юбилейное.....	28
3.2 Химический состав и морфологические особенности главных рудных минералов.....	37
3.3 Последовательность минералообразования в сульфидных рудах поля Юбилейное.....	45
Выводы по главе 3.....	53
Глава 4 Геохимические особенности сульфидных руд.....	54
4.1 Геохимическая специализация сульфидных руд.....	54
4.2 Геохимические особенности примесных элементов.....	56
4.2.1 Элементы, ассоциирующие с медью.....	60
4.2.2 Элементы, ассоциирующие с железом.....	63
4.2.3 Элементы, ассоциирующие с цинком.....	65
4.2.4 Элементы, не коррелирующие с железом, медью и цинком.....	73
4.3 Особенности распределения главных рудных и примесных элементов в контуре рудного тела.....	76
4.4 Сравнительный анализ составов сульфидных руд поля Юбилейное с другими глубоководными объектами.....	81

4.5 Континентальные колчеданные месторождения в сопоставлении с современными океаническими сульфидными рудами.....	86
Выводы по главе 4.....	93
Глава 5 Условия формирования минеральной и геохимической зональности сульфидных руд поля Юбилейное	94
5.1 Общие вопросы формирования океанических сульфидных руд	94
5.2 Минеральная и геохимическая зональность поля Юбилейное	99
5.3 Условия формирования зонального рудного тела поля Юбилейное.....	102
Выводы по главе 5.....	113
Заключение	114
Список литературы	117
Список сокращений и условных обозначений.....	136
Обозначения минералов	136
Сокращения названий организаций	137

Введение

Актуальность темы. Первые сведения о наличии рудной минерализации в Мировом океане были получены в 1978 году по результатам изучения территорий Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) (Francheteau et al, 1979; Spiess et al, 1980) и Галапагосского хребта (Corliss et al, 1979; Лисицын и др., 1987). На протяжении 40 лет исследования глубоководных сульфидных руд приобрели не только фундаментально научный характер, но и, особенно в последние годы, неоспоримую практическую значимость.

Начиная с 2006 года, изучение полезных ископаемых Мирового океана нацелено на обнаружение перспективных объектов сульфидных руд. За не столь большой промежуток времени по результатам региональных работ были обнаружены крупные рудные объекты, детальное изучение которых проведено сотрудниками АО ПМГРЭ (г. Ломоносов) и ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург). Все достижения российских ученых за почти полувековую историю изучения глубоководных сульфидных руд позволили России претендовать на лидерство в проблеме изучения сульфидных руд Мирового океана.

В 2010 г. Международный орган по Морскому дну (МОМД) при ООН принял правила поисков и разведки полиметаллических сульфидов в Атлантике, в международном районе морского дна. Российской Федерацией была подана заявка на разведочный участок САХ от 12°48' с.ш. до 20°54' с.ш., принятая в 2012 году. Контракт на разведку полиметаллических сульфидов между МОМД и Министерством природных ресурсов и экологии РФ был заключен 29 октября 2012 года. Российский разведочный район расположен в центральной части Атлантического океана в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта в интервале широт 12°48'36"-20°54'36" с.ш. Он включает в себя 100 блоков размером приблизительно 10x10 км каждый. По истечении 15-летнего Контракта только 25 блоков из 100 заявленных могут быть признаны перспективными для дальнейшего освоения, остальные

75 неперспективных блоков будут возвращены в пользование МОМД (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015).

Рудное поле Юбилейное было открыто в 2012 г. и является первым открытым полем в рамках подписанного в том же году контракта с МОМД на разведку глубоководных океанических сульфидов в ходе 35-36 рейсов НИС «Профессор Логачев», исполнителями которых являлись сотрудники АО "ПМГРЭ", ФГБУ "ВНИИОкеангеология", ФГБУ "ВИМС", ФГБУ "ЦНИГРИ" и ОАО "Севморгео". Комплексный анализ минералого-геохимических особенностей сульфидных руд поля Юбилейное будет способствовать не только получению новых знаний о процессах океанического рудогенеза, но и позволит предложить критерии оценки перспективности рудных объектов (блоков) для последующего их освоения.

Цель работы: Выявление минералого-геохимических особенностей и условий формирования сульфидных руд поля Юбилейное для установления закономерностей их распространения в контуре рудного поля и оценки перспективности его освоения.

Задачи исследований:

- изучить особенности минерального состава сульфидных руд и определить основные их типы;
- охарактеризовать особенности распределения основных рудных и сопутствующих примесных элементов в составе сульфидных руд;
- проанализировать особенности локализации минеральных и геохимических типов руд в контуре рудного тела;
- выявить возможные факторы, контролирующие распределение сульфидных руд поля Юбилейное;
- оценить перспективность рудного поля Юбилейное для дальнейшего освоения.

Фактический материал. Работа основана на изучении более 100 образцов, принадлежащих ФГБУ "ВНИИОкеангеология". Образцы представлены глубоководными сульфидными рудами, сульфидными

брекчиями и сульфидсодержащими породами, которые были отобраны на территории рудного поля Юбилейное по итогам 35 и 36 рейсов НИС «Профессор Логачев» в 2012 г. сотрудниками ФГБУ "ВНИИОкеангеология" и АО "ПМГРЭ".

Методика исследований. Комплексный анализ глубоководных сульфидных руд поля Юбилейное заключался в совместном использовании оптических, химических и микрозондовых методов изучения. Предварительное изучение сульфидных руд проводилось под бинокулярным микроскопом МБС-1. Изготовленные в шлифовальной мастерской ФГБУ "ВСЕГЕИ" (г. Санкт-Петербург) аншлифы изучены на микроскопе Leica 750 P (Санкт-Петербургский горный университет). Окончательная диагностика минералов, а также изучение их морфологических особенностей осуществлялись на электронном микроскопе CamScan MV-2300 (аналитик Е.Л. Грузова, ВСЕГЕИ) и JEOL-JSM-6510 LA (аналитик О.Л. Галанкина, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Элементный анализ сульфидных руд проводился методами атомной абсорбции в лаборатории ФГБУ "ВНИИОкеангеология" и АО "Севзапгеология" (г. Санкт-Петербург) и ICP-MS(ICP-AES) в лаборатории ФГБУ "ВИМС" (г. Москва) с помощью Elan-6100 ("Perkin-Elmer") и Optima-4300 DV. ICP-MS был выполнен для 10 основных: Na₂O, MgO, Al₂O₃, K₂O, CaO, TiO₂, MnO, Fe₂O₃, Cu, Zn и 9 примесных элементов: Li, V, Cr, Co, Ni, Sr, Cd, Ba, Pb; ICP-AES - для 47 примесных элементов: Li, Be, Sc, Cr, Ga, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Re, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U. Халькопирит из сульфидных руд поля Юбилейное исследован методом ядерного магнитного резонанса ⁶³Cu (ЯМР ⁶³Cu) на многоимпульсном спектрометре ЯМР/ЯКР Tecmag-Redstone (аналитики Матухин В.Л., Погорельцев А.И., Гавриленко А.Н., Гарькавый С.О., Казанский государственный энергетический университет).

Научная новизна:

- уточнен минеральный состав сульфидных руд гидротермального поля Юбилейное;
- установлены особенности распределения основных рудных и примесных элементов (и их ассоциаций) как промышленно значимых компонентов в сульфидных рудах поля Юбилейное;
- установлена латеральная минералого-геохимическая зональность в контуре рудного тела поля Юбилейное, отражающая ступенчатый процесс рудоотложения;
- выявлены факторы, определяющие минералого-геохимические особенности сульфидных руд и позволяющие интерпретировать закономерности формирования рудных тел поля Юбилейное.

Практическая ценность. Полученные данные о минералого-геохимических особенностях сульфидных руд поля Юбилейное позволяют дать оценку его перспективности, необходимую при решении вопроса о первоочередности освоения объектов Российского разведочного района (РРР).

Защищаемые положения

Первое защищаемое положение:

В глубоководных сульфидных рудах поля Юбилейное выделяются пиритовый, халькопиритовый и сфалеритовый минеральные типы, разделяющиеся на серно-колчеданный (Fe-S), медно-колчеданный (Cu-Fe) и цинково-колчеданный (Zn-Fe) геохимические типы с устойчивыми ассоциациями рудообразующих элементов.

Второе защищаемое положение:

В сульфидных рудах поля Юбилейное зафиксированы повышенные содержания элементов-примесей Co, Ni, Se, Sb, Cd, Hg, Pb, Ag, Au, образующие три геохимические ассоциации: Fe-Sb-Ni, Cu-Co-Se и Zn-Cd-Ag-Hg-Pb-Au, коррелирующие с установленными минеральными и геохимическими типами.

Третье защищаемое положение:

Основная тенденция эволюции состава сульфидных руд поля Юбилейное, отражающая падение температуры рудообразования – пространственная смена марказит-пиритовых и халькопиритовых руд с повышенными содержаниями Ni, Co, Se в краевых частях рудного тела сфалеритовыми рудами с высокими содержаниями Cd, Ag, Au, Hg и Pb в центральной части рудного тела.

Апробация работы. Результаты исследования опубликованы в 17 печатных работах, включая 3 статьи в журналах из перечня ВАК и 14 публикаций в материалах российских и зарубежных конференций. Результаты исследования представлены автором в следующих конференциях: XXI Международная научная конференция (Школа) по морской геологии (Москва, 2015); V Российская молодежная Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2015); Научная конференция в Краковской горнометаллургической академии (Краков, Польша, 2015); 11-ый коллоквиум молодых ученых (Фрайбергская горная Академия, Германия, 2016); Underwater Mining Conference (Берлин, Германия, 2017); Goldschmidt 2017 Conference (Париж, Франция, 2017); Юбилейный съезд Российского минералогического общества «200 лет РМО» (Санкт-Петербург, 2017); VII Российская молодежная Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2017).

Личный вклад автора. В диссертации представлены результаты исследований, выполненных самим автором или под его непосредственным руководством. Личный вклад автора состоит в изучении фактического материала на всех этапах исследований, обработке полученных из лабораторий первичных анализов, обобщении полученных результатов и формулировке выводов.

Благодарности. Автор выражает благодарность своему научному руководителю профессору д.г.-м.н. Ю.Б. Марину за помощь в работе над диссертацией. Автор глубоко признателен преподавательскому составу кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии за конструктивную критику и полезные рекомендации. Особую благодарность автор выражает д.г.-м.н. С.И. Андрееву, д.г.-м.н. Г.А. Черкашеву, к.г.-м.н. С.Ф. Бабаевой, а также сотрудникам АО «ПМГРЭ» И.Г. Добрецовоу, В.Е. Бельтенеу, И.И. Рождественской за предоставленную возможность использования фактического материала для подготовки данной работы. Автор выражает огромную признательность сотрудникам ФГБУ «ВНИИОкеангеология» Т.М. Степановой, И.М. Порошиной, А.В. Фирстовой, М.С. Степановой и коллективу отдела геологии и минеральных ресурсов Мирового океана за ценные материалы, консультации и возможность проведения исследований. Автор выражает благодарность за оказанную помощь в проведении лабораторных исследований Г.А. Олейниковой и Е.Л. Грузовой (ВСЕГЕИ), О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН), Е.Г. Ожогоиной и С.И. Ануфриевой (ВИМС), В.Л. Матухину (Казанский государственный энергетический университет).

Глава 1. Анализ изученности гидротермального сульфидного оруденения в пределах Российского разведочного района Срединно-Атлантического хребта

В настоящий момент насчитывается около трехсот океанических рудных объектов. Рассматриваясь в качестве современных аналогов континентальных колчеданных месторождений, они оцениваются как резервная минерально-сырьевая база меди, цинка, свинца, а также ряда попутных компонентов.

Глубоководные сульфидные руды находятся в различных тектонических обстановках – срединно-океанических хребтах, осевых и заосевых вулканах, зонах субдукции и задуговых бассейнах (Rona, 1988; Rona, Scott, 1993; Beaulieu et al, 2013) (рисунок 1). Большинство рудных объектов обнаружено на срединно-океанических хребтах (65%), многие встречаются вдоль вулканических дуг (12%) и в дуговых бассейнах (22%) (Hannington et al, 2011).

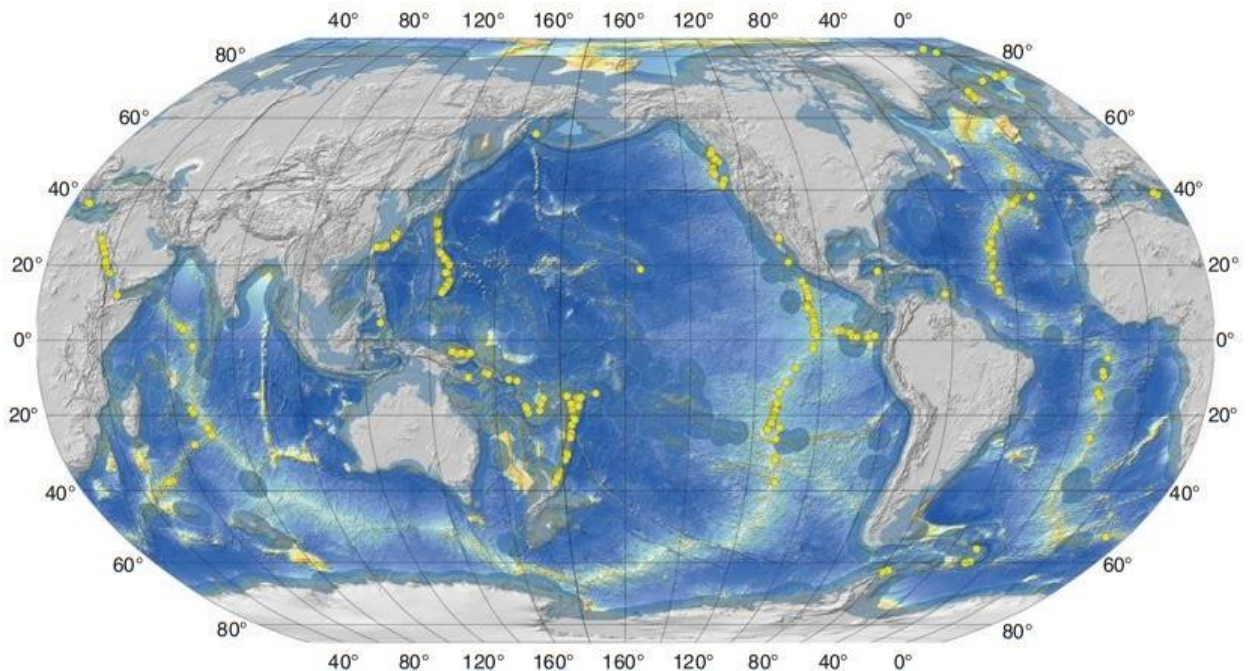


Рисунок 1.1 - Распределение гидротермальных систем и связанных с ними рудных объектов в Мировом океане (Beaulieu et al, 2013)

Различные тектонические условия образования и, как следствие, механизмы формирования, сказываются на минеральной и химической вариативности составов глубоководных сульфидных руд. Минеральный состав сульфидных руд областей срединно-океанических хребтов обычно представлен халькопиритом и изокубанитом совместно с пиритом, пирротинном и вторичными сульфидами меди. Образование таких рудных объектов приводит к значительному обогащению их медью и заметным преобладанием в составе руд меди над цинком. Сульфидная минерализация в задуговых бассейнах характеризуется преобладанием в рудах сфалерита, а соответственно повышенным содержаниям цинка и подчиненной роли меди в таких объектах.

Большая часть рудных объектов расположена на границах литосферных плит, где наблюдается тесная пространственная и временная корреляция между магматизмом, сейсмичностью и высокотемпературной гидротермальной деятельностью (Beaulieu et al, 2013). Размеры рудных объектов варьируются от первых метров до сотен метров в диаметре. Самые большие потенциальные рудные месторождения на морском дне составляют до нескольких сотен метров в диаметре и имеют общую рудную массу равную 1-5 млн. тонн (Hannington et al, 2010).

Впервые гидротермальная активность вдоль срединно-океанических хребтов была обнаружена в 1977 году вдоль Галапагосского рифта, где были выявлены необычные биологические сообщества, связанные с теплыми флюидами (17°C по сравнению с температурой морской воды в 2°C) (Corliss et al, 1979). В 1978 году обнаружены первые скопления массивных сульфидных руд на территории Восточно-Тихоокеанского поднятия (Francheteau et al, 1979). Первые активные "курильщики" зафиксированы в 1979 году на том месте, где годом ранее были отмечены глубоководные массивные руды (Spiess et al, 1980).

Планомерные исследования, направленные на обнаружение гидротермальных рудных полей в Атлантическом океане, были начаты в 80-х

годах между трансформными разломами Зелёного Мыса ($15^{\circ}20'$ с.ш) и Атлантис (30° с.ш). В 1984-86 гг. в этом районе проводились детальные геолого-геофизические исследования с применением глубоководных автономных обитаемых аппаратов, теле-фотоустановок, сонаров бокового обзора и высокоточных эхолотов, буксируемых у дна с НИС «Рисечер» (США), «Жан-Шарко» (Франция) и глубоководного бурения с борта НИС «Джойдес Резолюшн» (США) (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). В результате были открыты крупные гидротермальные поля - ТАГ ($26^{\circ}08'$ с.ш.) и MARK ($23^{\circ}22'$ с.ш.) и начато их изучение (Macdonald, 1984; Klinkhammer et al, 1985; Rona et al, 1986).

Отечественные исследования глубоководных сульфидов в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта начались в 1985 году, при этом ведущая роль в этих исследованиях принадлежит АО «ПМГРЭ» и ФГБУ «ВНИИОкеангеология». В ходе многочисленных рейсов НИС «Геолог Ферсман», НИС «Севморгеология» и НИС «Профессор Логачев» отработывалась методика поисковых исследований, в результате которых был открыт ряд гидротермальных рудных полей. Комплексные детальные исследования на уже открытых гидротермальных рудных объектах проводились и рядом организаций Академии наук (ИО РАН, ГЕОХИ РАН, ИГЕМ РАН, ГИН РАН и др.). И до сих пор глубоководные сульфидные руды изучаются коллективами Института минералогии УрО РАН (Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П.), Института океанологии РАН (Леин А.Ю., Новиков Г.В., Богданов Ю.А., Батурин Г.Н., Лисицын А.П.), ФГБУ "ВИМС" (Голева Р.В., Дубинчук В.Т., Ожогина Е.Г.), ИГЕМ РАН (Бортников Н.С., Мозгова Н.Н., Амплиева Е.Е.), ГЕОХИ РАН (Русakov В.Ю.), ГИН РАН (Габлина И.Ф).

Фундаментальные работы, проведенные коллективом Института океанологии под руководством академика А.П. Лисицына (Скорнякова Н.С., Батурин Г.Н., Мурдмаа И.О., Базилевская Е.С., Живаго А.В., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М. и др.), легли в основу понимания океанического рудогенеза

и подготовили бесценную почву для перехода от поисковых работ в Мировом океане к геолого-разведочным. С.И. Андреев создал во ВНИИОкеангеология большой научный сектор по изучению геологии и минеральных ресурсов Мирового океана и опубликовал совместно с И.С. Грамбергом в 2000 году первую Металлогеническую карту Мирового океана (1:15 000 000). Геологические исследования, изучение минеральных и геохимических особенностей глубоководных сульфидных руд продолжается совместными усилиями ученых ПМГРЭ (Самоваров М.Л., Лазарева Л.И., Добрецова И.Г., Бельтнев В.Е. и др.) и ВНИИОкеангеологии (Черкашев Г.А., Порошина И.М., Степанова Т.В., Судариков С.М. и др.).

Начиная с 1985 года, был изучен крупный отрезок осевой зоны САХ ($10^{\circ}40' - 26^{\circ}30'$ с.ш.) с целью выявления участков перспективных для обнаружения действующих гидротермальных систем и связанных с ними глубоководных сульфидов (ГПС). Были установлены 16 перспективных участков площадью от 200 до 1200 км² для дальнейших региональных работ. С 2006 года региональные работы были нацелены на обнаружение перспективных объектов океанических сульфидных руд. За не столь большой промежуток времени по результатам региональных работ с применением комплексных гидрохимических и гидрофизических исследований были обнаружены крупные рудные объекты, детальное изучение которых провели сотрудники ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология. С 2012 г. после заключения Контракта на разведку полиметаллических сульфидов между МОМД и Министерством природных ресурсов и экологии РФ геолого-геофизические работы производились в границах заявочных разведочных блоков с целью поиска и разведки перспективных для дальнейшего освоения рудных объектов.

Все достижения российских ученых за более чем полувековую историю изучения глубоководных сульфидных руд позволили России претендовать на лидерство в проблеме изучения сульфидных руд Мирового океана. Переход к следующей стадии работ (от поисковых к поисково-

оценочным) в настоящее время ограничивается отсутствием необходимых технических средств для бурения и добычи глубоководных сульфидов.

Как уже отмечалось во Введении, Российский разведочный район, расположенный в центральной части Атлантического океана в осевой зоне САХ (рисунок 1.2), включает в себя 100 блоков, из которых по истечении 15-летнего Контракта только 25 блоков могут быть признаны перспективными для дальнейшего освоения, остальные 75 будут возвращены в пользование МОМД (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). На данный момент Российский разведочный район насчитывает 19 рудных полей (таблица 1.1). Первым после подписания Контракта открыто рудное поле Юбилейное (2012 г.), сульфидные руды которого рассматриваются в данной работе. В 2016 году открыты еще два рудных объекта: Победа и Холмистое.

Таблица 1.1 - Рудные объекты Российского разведочного района

Рудное поле	Год открытия	Координаты	Глубина, м	Площадь, м ²
Логачев-1	1993-94	14°45,1' с.ш. 44°58,7' з.д.	2900-3000	32360
Логачев-2	1993-94	14°43,2' с.ш. 44°56,28' з.д.	2640-2760	11300
Пюи де Фолль	1996	20°30,8' с.ш. 45°38,8' з.д.	1900-1950	990700
Ашадзе-1	2003	12°58,4' с.ш. 44°51,8' з.д.	4100-4200	6392
Ашадзе-2	2004	12°59,5' с.ш. 44°54,4' з.д.	3100-3250	106100
Краснов	2004	16°38,4' с.ш. 46°28,5' з.д.	3700-3750	161300
Семенов-1	2007	13°30,9' с.ш. 44°59,24' з.д.	2570-2620	56000
Семенов-2	2007	13°31,1' с.ш. 44°59,03' з.д.	2370-2750	92000
Семенов-3	2007	13°30,7' с.ш. 44°55' з.д.	2400-2600	290000
Семенов-4	2007	13°30,2' с.ш. 44°54,07' з.д.	2580-2900	1800000
Семенов-5	2007	13°30,7' с.ш. 44°56,2' з.д.	2200-2250	105000
Зенит-Виктория	2008	20°07,75' с.ш. 45°37,35' з.д.	2350-2750	398100
Петербургское	2010	19°52' с.ш. 45°52' з.д.	2800-3100	66063
Ириновское	2011	13°20' с.ш. 44°55,6' з.д.	2700-2850	19300
2012 г. – Контракт на разведку глубокоководных сульфидных руд на территории Российского разведочного района САХ				
Юбилейное	2012	20°09' с.ш. 45°44' з.д.	2350-2550	93100
Победа	2016	17°08,7' с.ш. 46°23,44' з.д.	1950-2400	52000

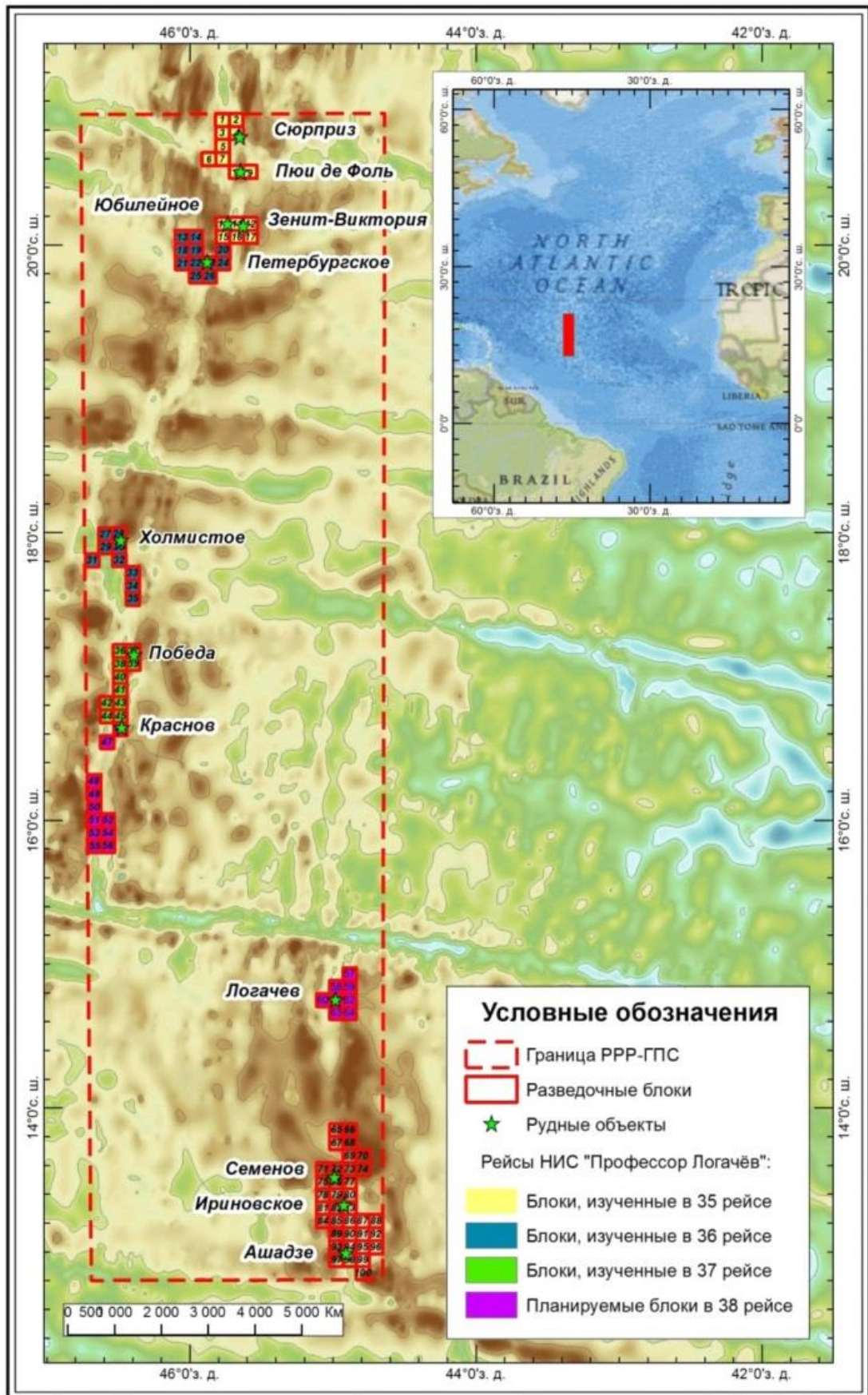


Рисунок 1.2 - Российский разведочный район, Срединно-Атлантический хребет (схема составлена коллективом ФГБУ «ВНИИОкеангеология» под редакцией С.И. Андреева)

Глава 2. Особенности геологического строения гидротермального поля Юбилейное

Срединно-Атлантический хребет (САХ) является крупной тектонической структурой в Мировой системе спрединговых хребтов, которая протягивается на расстояние около 70000 км (Hess, 1962). Скорость спрединга на срединно-океанических хребтах изменяется от 0,7-1,3 до 18 см/год. В соответствии с ней срединно-океанические хребты подразделяют на несколько типов: с медленной (менее 4 см/год), средней (4-8 см/год), быстрой (8-12 см/год) и ультрабыстрой (более 12 см/год) скоростью раздвижения (Дубинин, Ушаков, 2001). САХ характеризуется низкими скоростями спрединга.

Российский разведочный район охватывает 940-километровый отрезок осевой зоны САХ, ограничен трансформными разломами Кейн, Зеленого Мыса и Марафон и делится на сегменты, строение которых в основном предопределяется тектоническими процессами в условиях существенно редуцированной роли магматических проявлений (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). Эти сегменты, в свою очередь, разделяются на отрезки длиной от тринадцати до семидесяти двух километров, обладающие определенной внутренней однородностью и имеющие достаточно выраженные границы (в большинстве случаев – нетрансформные смещения рифтовой долины) (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015).

Рудное поле Юбилейное принадлежит структурному сегменту, расположенному в координатах 20°21' -19°50' с.ш. Особая специфика этого протяженного сегмента определяется резким контрастом строения рифтовой долины и обрамляющих ее фланговых структур, отражающим принципиальные различия в интенсивности магматических процессов в период их формирования. Днище современной рифтовой долины располагается на значительных глубинах (> 4100 м), что свидетельствует об общем охлаждении литосферы в настоящий период времени, тогда как ее фланги (за исключением районов, примыкающих к зонам нетрансформных

смещений) по всем признакам соответствуют картине, свойственной наиболее "горячим" магматически активным сегментам (Андреев, 2008; Егоров и др., 2011). Отличительной особенностью сегмента являются крупноамплитудные (более 1000 м), сложенные исключительно базальтами, квазимонолитные склоны долины, представляющие собой систему сближенных в пространстве круто падающих сбросов.

Формирование такой структуры может интерпретироваться как результат симметричного «проседания» днища рифтовой долины вследствие существенного охлаждения литосферы в период резкого затухания в регионе магматических процессов с одновременным образованием глубоко проникающих краевых разломов на обоих флангах (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). Известно, что подобные разломы могут служить магмо- и «флюидоподводящими» каналами и контролировать гидротермальную активность "краевого" типа (Vogt, 1974). По-видимому, на данном сегменте САХ на стадии его магматической реактивизации произошел мощный выброс мантийных флюидов по обеим сформированным ранее системам глубинных разрывов на противоположных флангах долины, что и инициировало гидротермальные процессы на полях Зенит-Виктория и Юбилейное. Впервые в рифтовой долине САХ открыты два гидротермальных поля, расположенных симметрично по обоим бортам долины и приуроченных к идентичным структурам (рисунок 2.1). Близость этих гидротермальных полей дает возможность предположить существование единой глубинной зоны магмагенерации с поступлением и разгрузкой гидротермальных систем по глубинным краевым разломам.

Гидротермальное поле Зенит-Виктория расположено в привершинной части первой рифтовой гряды, являющейся границей восточного борта рифтовой долины на широте $20^{\circ}08'$. Гидротермальное поле Юбилейное также расположено в привершинной части первой западной рифтовой гряды на широте $20^{\circ}09'$. Сегменту в структуре САХ, в котором расположены

рудные поля Юбилейное и Зенит-Виктория, по последней версии сегментации (Smith et al, 2008) нет аналогов.

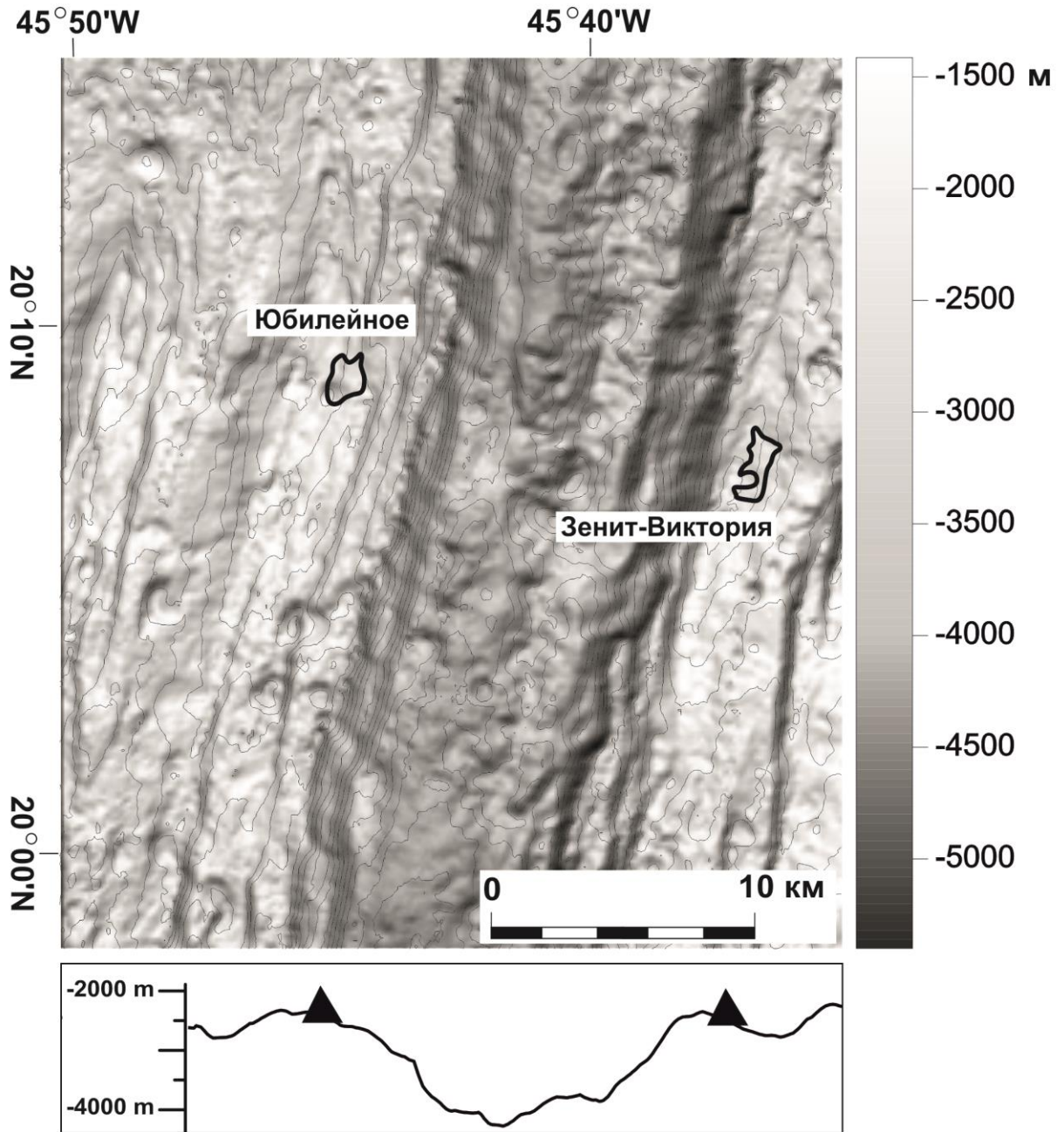


Рисунок 2.1 - Структурное положение рудных полей Юбилейное и Зенит-Виктория на территории рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта

В вышеназванном сегменте днище рифтовой долины располагается на аномально больших (по сравнению с соседними сегментами) глубинах - более 4000 м, что свидетельствует о резком охлаждении литосферы в период затухания магматических процессов, тогда как фланги хребта, по обоим бортам долины, по всем признакам, характеризуются магматической активностью (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). Вероятно, с этим и связана специфическая локализация полей Юбилейное и Зенит-Виктория (рисунок 2.2).

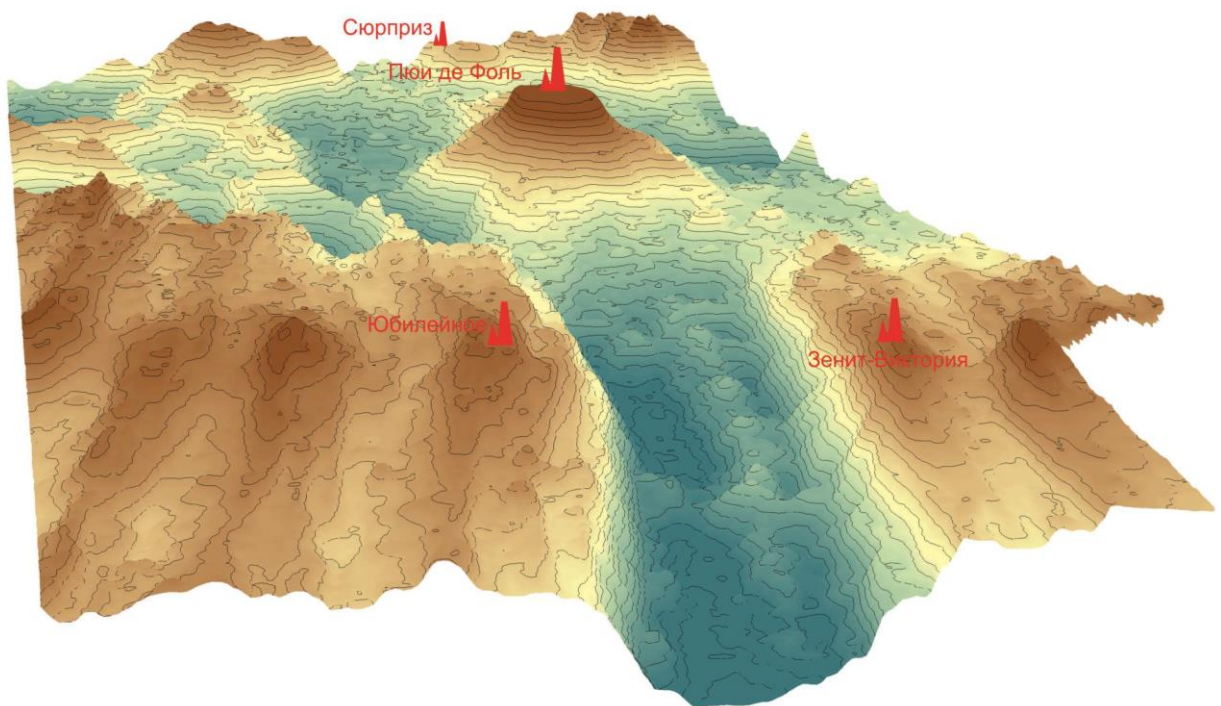


Рисунок 2.2 - Положение рудных полей Юбилейное, Зенит-Виктория, Пуи де Фолль и рудопроявления Сюрприз в структуре САХ (Рождественская и др., 2014)

Рифтовая долина на данном участке, симметричная в поперечном сечении, имеет ширину 10-11 км при ширине днища 5-6 км (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015) (рисунок 2.3). Такая форма и параметры сохраняются, практически, на всём протяжении сегмента. Границы долины по обоим бортам прослеживаются на глубинах 2500-3000 м, погружаясь к южному окончанию сегмента до отметки 3500 м. Глубины днища составляют 4000-4500 м. Днище долины по обоим бортам ограничено крутыми склонами - «стенками», высотой до 1,5 км при горизонтальном заложении около 2 км.

Формирование подобных склонов в рифтовой долине связано, как правило, с наличием «краевых» разломов глубокого заложения. По этим разломам происходят деформации на склонах от подножия до вершин (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). Рельеф западного фланга хребта в северном сегменте представляет собой чередование рифтовых гряд и межгрядовых понижений, в разной степени выраженных в рельефе (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015).

Нетрансформный разлом $19^{\circ}47'$ с.ш. к югу от рудных полей Юбилейное и Зенит-Виктория фиксирует смещение границ рифтовой долины к западу на 16 км (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). Форма разлома в плане, по простиранию его ветвей, V-образная: от активного отрезка зоны разлома западная и восточная ветви имеют северо-западное и северо-восточное (соответственно) простирания. Геометрия деформаций, сформировавших данный разлом, отличается от традиционных, чисто сдвиговых деформаций, формирующих разломы подобного типа. Поскольку предполагается, что настоящий разлом трансформирован в ходе геологической истории, он не имеет четкой морфологической выраженности. Его борта представлены не традиционными субширотными сдвигами, а являются склонами «наступающих» на него рифтовых гряд. Южная же граница разлома в западной части проведена условно, поскольку в рельефе она совсем не выражена. Впадина разлома располагается на глубинах 3500-3750 м, а ширина зоны разлома на современном этапе - от 16 до 27 км.

В зоне разлома сформировался горный массив, представленный, по данным геологического опробования (рейсы 31 и 33 НИС «Профессор Логачев»), мантийными породами. Формирование массива произошло в результате процессов серпентинизации мантийных перидотитов, что привело к подъему блока этих пород на поверхность дна (Zonenshain et al, 1989).

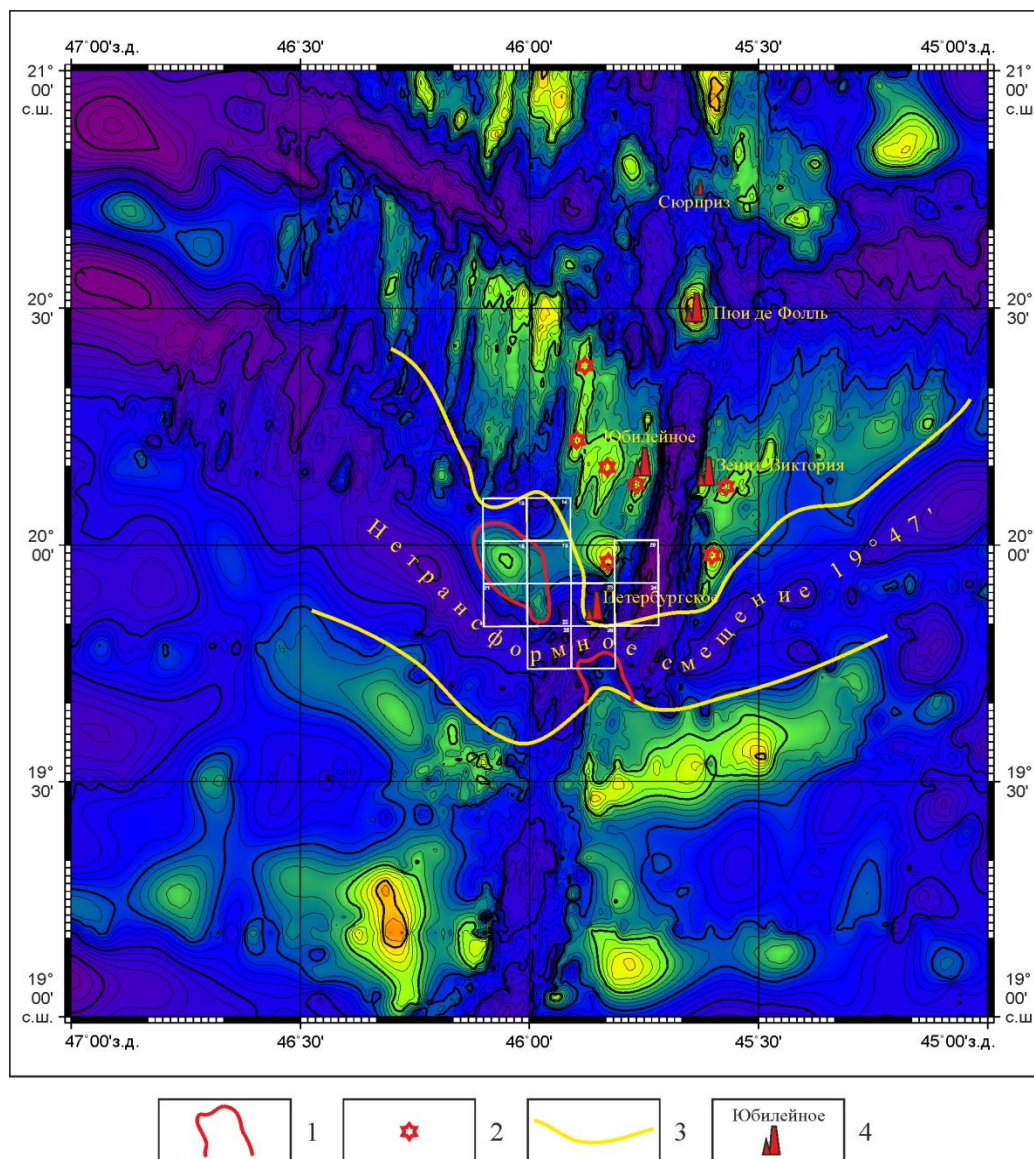


Рисунок 2.3 - Основные структурные элементы северного сегмента Российского разведочного района САХ: 1 – структуры внутреннего океанического комплекса, 2- батиметрические минимумы второй рифтовой гряды, 3 – приблизительная граница нетрансформного смещения, 4 – расположение рудных полей (Рождественская и др., 2014)

По данным интерпретации сонограмм ГБО «МАК-1М» гидротермальное поле Юбилейное лежит в зоне коренных выходов вулканических пород, в той или иной степени перекрытых осадками, причем последние занимают до 70-80 % площади (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). Вулканические породы относятся к нормальнощелочным базальтам и по значениям отношений K_2O/TiO_2 и

(La/Sm)_n к N-типу MORB (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015).

Контур рудного поля имеет северо-восточное простирание, оставаясь открытым на юг и юго-запад. По результатам профилирования мощность осадков в некоторых участках рудного поля достигает 5 м, а в большинстве случаев составляет 0,5-1,5 м. Осадки представлены биогенными сильно карбонатными ($\text{CaCO}_3 \geq 75\%$), карбонатными ($50\% \leq \text{CaCO}_3 < 75\%$) илами и птероподовыми песками. В контуре рудного поля наряду с обычными карбонатными развиты металлоносные осадки (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015).

По результатам 35 рейса НИС «Профессор Логачев» на рудном поле Юбилейное установлены три рудных тела (Рождественская и др., 2014; Самоваров и др., 2015). Основное рудное тело (рудное тело-1) находится в интервале глубин 2350-2450 м. За центр рудного тела принимается точка с координатами $20^{\circ}09'$ с.ш. и $45^{\circ}44.6'$ з.д. По данным подводных теленаблюдений тело имеет размеры 420 x 260 м. Основной объем проб сульфидного материала поля Юбилейное отобран с данного рудного тела и несет наиболее полную информацию об особенностях минерального и геохимического составов сульфидных руд. Рудное тело-2 расположено в 400 м к северо-востоку от рудного тела-1 в интервале глубин 2500-2550 м. Тело имеет размеры приблизительно 200x100 м. Контуров рудного тела 2 четко не установлены. Рудное тело-3 расположено в интервале глубин 2250-2450 м. За центр рудного тела-3 принимается точка с координатами $20^{\circ}08.7'$ с.ш. и $45^{\circ}44,4'$ з.д. Границы рудного тела не оконтурены.

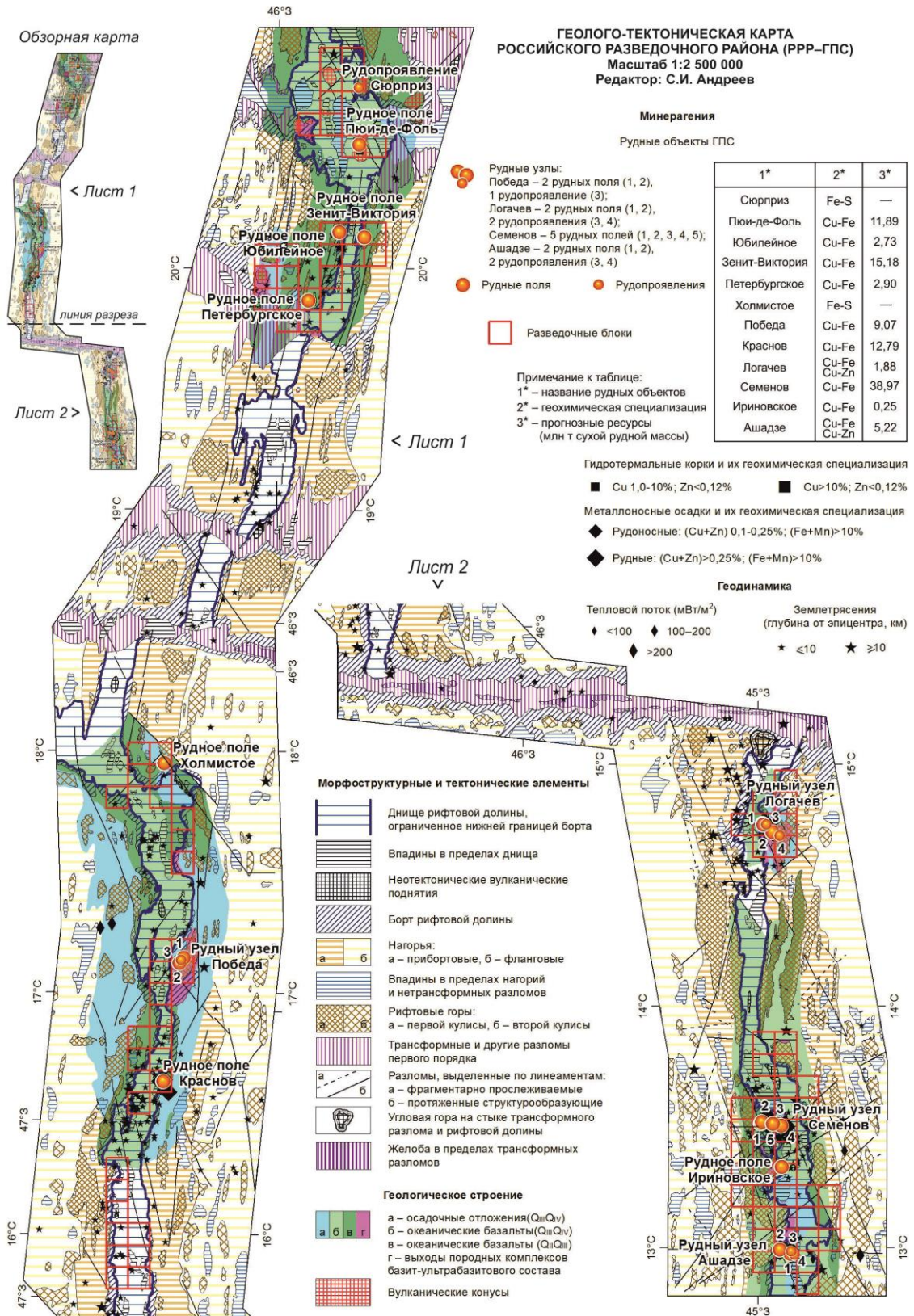


Рисунок 2.4 - Геолого-тектоническая схема Российского разведочного района в масштабе 1:500000, составленная коллективом ФГБУ «ВНИИОкеангеология» под редакцией С.И. Андреева

Выводы по главе 2

1. Рудное поле Юбилейное, открытое по итогам 35-36 рейсов НИС "Профессор Логачев", расположено в уникальном структурном сегменте Российского разведочного района (РРР) САХ, фиксирующем контрастное строение дна рифтовой долины и её флангов, на западном борту рифтовой долины на глубине 2500 м. Склоны долины представляют собой систему крутопадающих сбросов, сложенных исключительно океаническими базальтами.

2. Рудное поле Юбилейное совместно с открытым в 2009 году полем Зенит-Виктория представляют собой первый и на данный момент единственный случай симметричного нахождения рудных объектов относительно рифтовой долины как по положению на бортах, так и по глубине. Близость этих гидротермальных полей дает возможность предположить существование единой глубинной зоны магмагенерации с поступлением и разгрузкой гидротермальных систем по глубинным краевым разломам.

3. Поле Юбилейное лежит в зоне коренных выходов вулканических пород, относящихся к базальтам N-типа MORB. Контур рудного поля имеет северо-восточное простирание, оставаясь открытым на юг и юго-запад. На рудном поле установлены три рудных тела, основное из которых находится в интервале глубин 2350-2450 м, имеет размеры 420 x 260 м и несет наиболее полную информацию об особенностях минерального и геохимического составов сульфидных руд.

Глава 3. Минералогические особенности океанических сульфидных руд

Сульфидное оруденение на поверхности дна и внутри осадочного чехла сложено массивными сульфидными рудами и рудными осадками (Краснов и др., 1992). Залежи массивных сульфидных руд в рифтовых зонах представляют собой зачастую изометричные холмы, постройки неправильной формы и классические «черные курильщики». Обломки труб периодически обрушаются в процессе роста, а затем цементируются поздними сульфидами, образуя сульфидные брекчии в цоколях рудных построек (Краснов и др., 1992). Наиболее крупные рудные холмы характерны для рифтовых зон преимущественно Срединно-Атлантического хребта и хребта Эксплорер (северо-восточная часть Тихого океана), а также межконтинентальных бассейнов (например, Калифорнийский залив) с низкими скоростями спрединга. Крупные рудные холмы на территории Срединно-Атлантического хребта могут образовывать цепи, ориентированные под острым углом к простираанию структур как в случае рудного поля ТАГ (Краснов и др., 1992).

При описании океанических рудных объектов принято использовать понятие «рудное поле». Рудное поле – единый в морфоструктурном плане локальный рудоносный участок морского дна, представленный одним или сближенными рудными скоплениями, связанными с одной или несколькими гидротермальными системами.

Сульфидное оруденение разных районов Мирового океана представлено ограниченным набором минералов. Состав руд может варьироваться от образца к образцу, однако, в основном, преобладающими рудными минералами являются пирит, марказит, халькопирит, кубанит и изокубанит, пирротин, сфалерит (Краснов и др., 1992; Mozgova et al, 1996, 1999; Gablina et al, 2000; Fouquet et al, 2010). Халькопирит и пирит встречаются в большинстве образцов. Марказит, характерный для рудных

полей, ассоциирующих с базальтами, слабо проявлен в рудных объектах, связанных с габбро-перидотитовым комплексом. Пирит в сульфидных рудах часто замещает пирротин (Fouquet et al, 2010). Появление некоторых кобальтовых и никелевых минералов достаточно обычно в океанических сульфидах, например, кобальт-пентландит, кобальтин, миллерит (Krasnov et al, 1995; Mozgova et al, 1996, 1999; Fouquet et al, 2010). Помимо этого, в океанических сульфидах отмечается большое количество иных минеральных фаз: галенит, акантит, аргентопирит и аргентит, молибденит, золото, барит, атакамит, уранинит и другие (Fouquet et al, 2010). Некоторые из этих минералов ассоциируют с вторичными сульфидами меди (борнит, халькозин, дигенит, ковеллин) (Gablina et al, 2000; Fouquet et al, 2010). Считаемые континентальными аналогами океанических сульфидных руд слабо преобразованные медно-цинково-колчеданные месторождения Урала также сложены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, но борнит в них является главным минералом (Викентьев и др., 2000), сульфиды цинка преобладают над сульфидами меди, характерной особенностью является широкое развитие минералов группы блеклых руд, не типичных для глубоководных объектов.

Минеральный состав океанических сульфидов сильно зависит от гидротермальной активности, тектонического положения гидротермальных полей и других факторов, включая температуру, pH, общую концентрацию серы, соленость и состояние окисления гидротермального флюида (Hannington et al, 1986; Hannington, Scott, 1988; Halbach et al, 1989, 1998; Von Damm, 1990; Fouquet et al, 1991; Krasnov et al, 1995).

Минеральные типы сульфидных руд выделяются на основании преобладающего развития какого-либо рудного минерала (Бабаева Суханова, 2017; Суханова, 2017). Например, если сульфидные руды содержат в своем составе халькопирит более 50%, то минеральный тип называется по этому главному минералу. В сульфидных рудах Российского разведочного района встречены пиритовый, халькопиритовый, марказитовый, сульфидно-медный,

сфалеритовый и пирротиновый минеральные типы. Пиритовый и халькопиритовый типы являются преобладающими.

3.1. Общая характеристика гидротермальных образований рудного поля Юбилейное

Область рудоотложения поля Юбилейное представляет собой пологий холм почти изометричной формы. Изучение сульфидных руд сфокусировано на рудном теле-1, содержащем основную массу сульфидного материала поля Юбилейное. Материал получен с помощью скальной драги и телегрейфера на 11 станций пробоотбора, расположенных несистемно ввиду сложных геологических условий. Контуры других рудных тел четко не установлены в связи с перекрытием краевых частей тел карбонатными илами.

Гидротермальные образования в пределах контура рудного поля Юбилейное различны по своим морфоструктурным особенностям и включают массивные сульфидные руды, брекчиевидные руды, прожилково-вкрапленное оруденение во вмещающих породах, рудные корки. В пределах контуров рудных полей зафиксирована закономерная локализация каждого морфоструктурного типа.

Прожилково-вкрапленное оруденение представлено вкрапленной минерализацией сфалерита, пирита и халькопирита в тальк-хлоритовых и опализированных фрагментах вмещающих пород. Пирит, сфалерит чаще встречается в виде идиоморфных зерен, халькопирит - ксеноморфных. Рудная вкрапленность, как правило, составляет 10-40%. Рудные брекчии имеют марказит-пиритовый состав с размером обломков от 0,5 см до 8 см в поперечнике, форма обломков различная от округлой до остроугольной. Цемент сульфидный или сульфидно-опаловый.

Гидротермальные корки, широко распространенные в пределах рудного поля Юбилейное, представлены гетит-марганцевыми и гетит-опаловыми разновидностями. Текстура гидротермальных корок пористая, пятнистая, слоистая; структура - глобулярная, почковидная, колломорфная.

Сульфидные руды отличаются многообразием структур и текстур, что связано с различием условий формирования сульфидных построек и рудных тел. В пределах одного образца возможно присутствие от скрытокристаллических и землистых до крупнокристаллических минеральных агрегатов. Представляет большой интерес исследование пористости сульфидных руд, так как закономерно с ее изменением меняются плотностные характеристики руд. Пористость формируется за счет мегапор (более 1 мм), макропор (0,1-1 мм) и микропор (менее 0,1 мм).

Главными рудными минералами поля Юбилейное являются пирит, халькопирит, изокубанит и сфалерит; второстепенными – марказит, халькозин, ковеллин, борнит. На основании преобладающего развития какого-либо рудного минерала руды поля Юбилейное разделены на три главных минеральных типа – пиритовый, халькопиритовый и сфалеритовый.

Сульфидные руды пиритового минерального типа преимущественно развиты на станциях пробоотбора 35л59, 35л120-35л125, халькопиритового типа проявлены на станциях 35л59, 35л120–35л122, 35л124, 35л126, сфалеритовые руды наиболее развиты на станциях 35л120 и 35л121 (таблица 3.1). На некоторых станциях выделяемые минеральные типы совмещены, образуя постепенные переходы с изменением количественных соотношений главных рудных минералов между собой. Так, пространственное совмещение пиритовых и халькопиритовых руд наблюдается на станциях 35л59, 35л120, 35л121, 35л122, 35л124, а пиритовых и сфалеритовых - на станциях 35л120, 35л121.

Сульфидные руды станции 35л59 сложены преимущественно халькопиритом с подчиненным развитием пирита и сфалерита. Текстура руд массивная, реже пятнистая (рисунок 3.1а). Структура руд неравномернoзернистая с размером зерен халькопирита от десятых долей миллиметра до 1-2 мм. Под микроскопом видны тетрагональные кристаллографические формы зерен халькопирита. По направлению к порам и неотчетливым каналам происходит увеличение зернистости и халькопирит

приобретает характерную клиновидную форму. Мелкозернистый пирит (рисунок 3.1б-г) тесно сростается с халькопиритом. Сфалерит приурочен преимущественно к межзерновым пространствам.

Таблица 3.1 - Минеральная характеристика рудного материала поля
Юбилейное

№ станции	Минеральный тип	Объемный процент	Главные рудные минералы
35л59	Халькопиритовый	90	Халькопирит, изокубанит, халькозин, борнит, пирит, марказит
	Пиритовый	10	Пирит, марказит, ± сфалерит, ± халькопирит
35л60	Пиритовый	100	Пирит, марказит, ± сфалерит
35л120	Сфалеритовый	60	Сфалерит, пирит, ± марказит
	Пиритовый	30	Пирит, марказит, ± сфалерит
	Халькопиритовый	10	Халькопирит, пирит, изокубанит, ± борнит, ± тенорит
35л121	Сфалеритовый	60	Сфалерит, пирит, ± марказит
	Пиритовый	40	Пирит, марказит, ± сфалерит
35л122	Пиритовый	60	Пирит, марказит, ± сфалерит, ± халькопирит
	Халькопиритовый	40	Халькопирит, пирит, ± изокубанит, ± сфалерит
35л123	Пиритовый	100	Пирит, марказит, ± сфалерит, ± вторичные сульфиды меди
35л124	Пиритовый	90	Пирит, марказит, ± сфалерит
	Халькопиритовый	10	Халькопирит, пирит, ± марказит
35л125	Пиритовый	100	Пирит, марказит, ± сфалерит, ± халькопирит, оксиды железа
35л126	Халькопиритовый	100	Халькопирит, пирит, ± сфалерит
35л127	Пиритовый	100	Пирит, марказит, ± сфалерит
36л43	Халькопиритовый	100	Халькопирит, пирит

В качестве второстепенных минералов присутствуют халькозин и ковеллин, замещающие халькопирит, а также борнит и оксиды железа. Из

нерудных минералов широко распространен кварц, атакамит и барит. По преобладающему развитию халькопирита (50-70%) над остальными рудными минералами сульфидные руды станции 35л59 можно отнести к халькопиритовому минеральному типу.

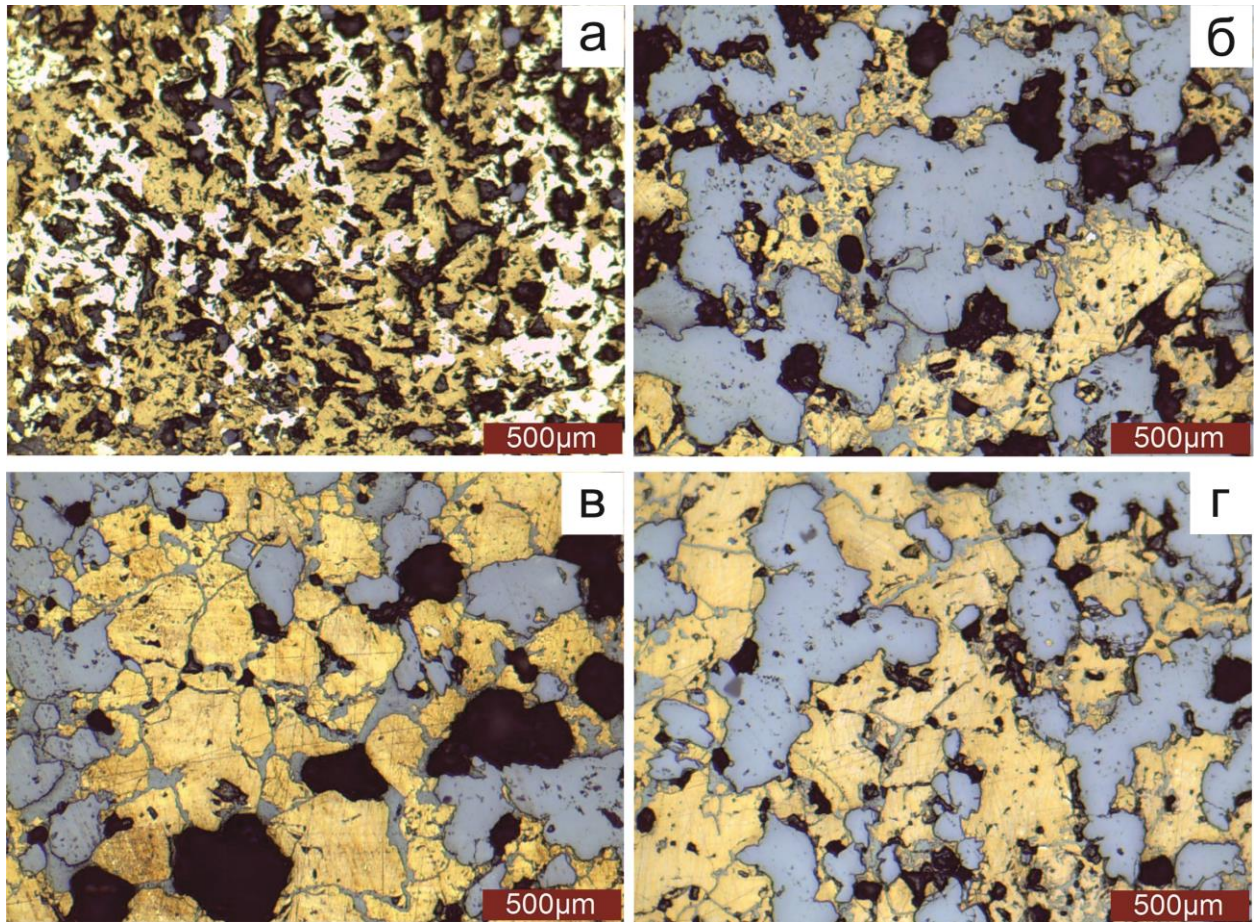


Рисунок 3.1 - Микроструктуры сульфидных руд поля Юбилейное: а – участок развития пирит-халькопиритовой массивной руды на станции 35л59; б – ксеноморфные зерна халькопирита в рудах станции 35л59; в-г - халькопиритовая руда из зерен халькопирита неправильной формы и нерудной составляющей на станции 35л59.

Сульфидные руды станции 35л60 сложены преимущественно пиритом с подчиненным развитием марказита и единичными зернами халькопирита и сфалерита. Пирит встречается в основном в виде мелкозернистых агрегатов с размером зерен до 0,5 мм. Агрегаты отличаются разной степенью окварцевания. Иногда встречается идиоморфный пирит с отчетливой кубической морфологией. Мелкозернистый марказит сферической или неправильной формы зерен образует тесные срастания с пиритом, придавая

рудам пятнистую текстуру. По преобладающему развитию пирита сульфидные руды станции 35лб0 можно отнести к пиритовому типу.

Главными минералами сульфидных руд станции 35л120 являются пирит и сфалерит с подчиненным развитием марказита и опала. Руды представляют собой пирит-сфалеритовые и сфалерит-пиритовые агрегаты, в которых пирит имеет как неправильную, так и кубическую форму зерен. В кубических кристаллах пирита прослеживаются зоны роста и штриховка. Пиритовые зерна и агрегаты локализуются в сфалеритовой оболочке, указывая на позднее развитие сфалерита в процессе образования сульфидных руд (рисунок 3.2а-б). По преобладающему развитию сфалерита руды станции 35л120 можно отнести к сфалеритовому минеральному типу.

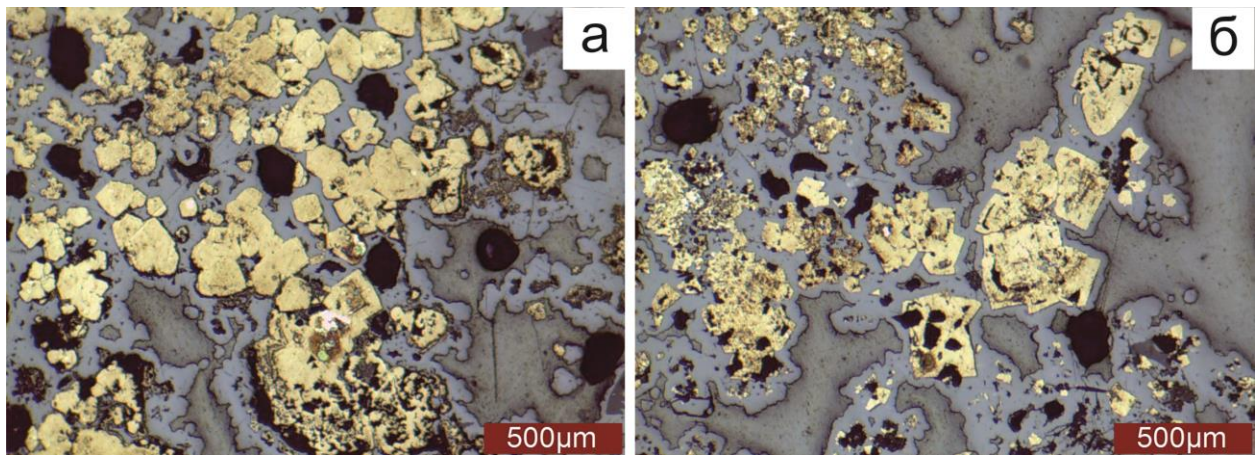


Рисунок 3.2 - Микроструктуры сульфидных руд поля Юбилейное: а-б – ритмичное обрастание сфалеритом зерен и агрегатов пирита в рудах станции 35л120.

Сульфидные руды станции 35л121 представлены аналогично рудам станции 35л120 пирит-сфалеритовыми и сфалерит-пиритовыми разновидностями (рисунок 3.3а). Сульфидные руды характеризуются пятнистой текстурой, определяемой различным соотношением главных минералов с одной стороны, и особенностями срастания пирита и сфалерита с другой. Второстепенными минералами являются марказит и нерудные минералы. Тесные срастания пирита и марказита образуют подобие полосчатой текстуры, сформированной в результате чередования пирит-марказитовых и марказит-пиритовых агрегатов. По преобладающему

развитию сфалерита и пирита сульфидные руды станции 35л121 можно отнести к сфалеритовому и пиритовому минеральным типам с равным их количественном соотношением, либо с несущественным преобладанием первого.

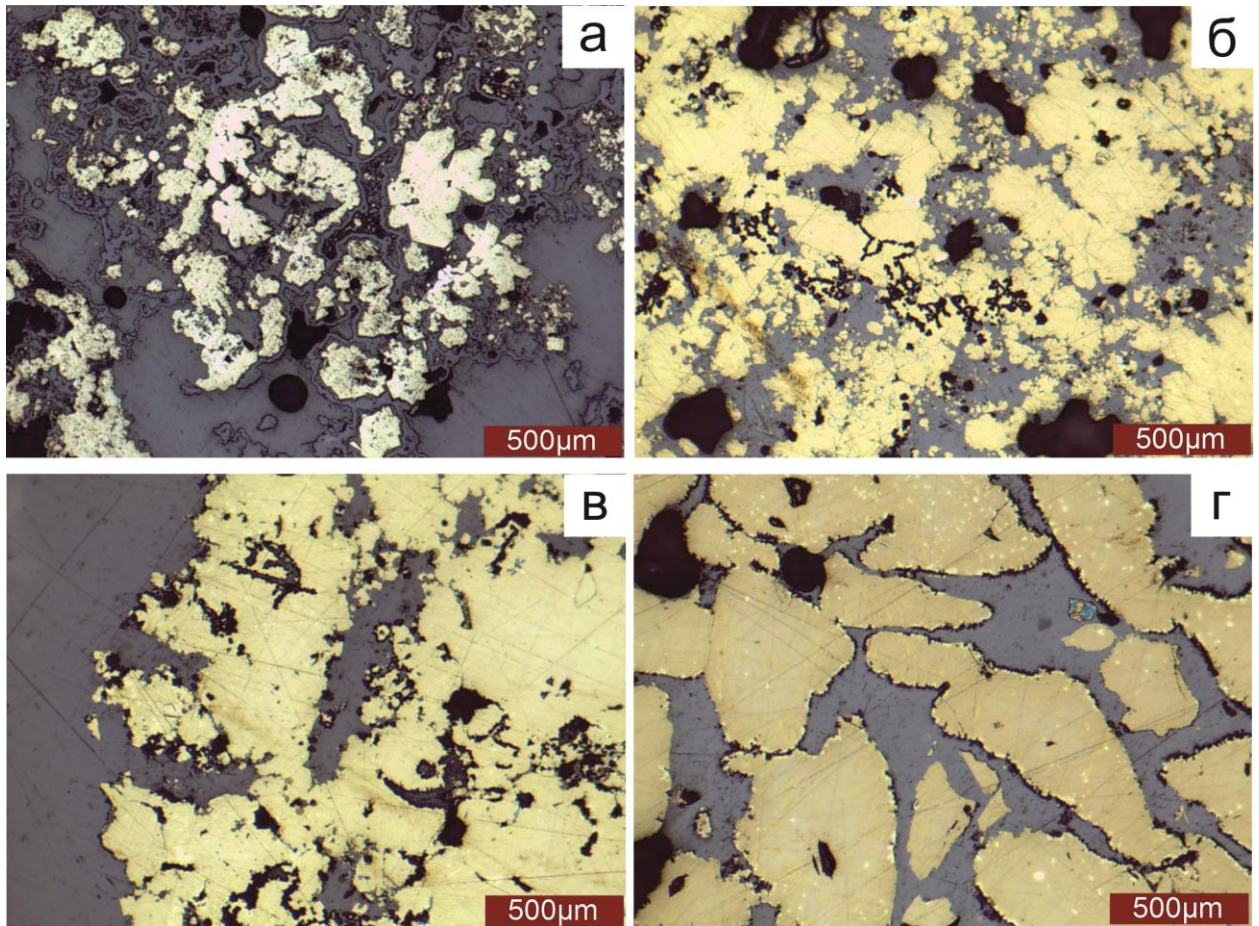


Рисунок 3.3 - Микроструктуры сульфидных руд поля Юбилейное: а - участок развития почкообразного марказита в рудах станции 35л121; б – участок развития мелкокристаллической пиритовой руды станции 35л122; в – веерообразная структура развития пиритовых агрегатов в рудах станции 35л122; г – зерна пирита, слагающие массивные участки руды станции 35л122.

Руды станции 35л122 представлены как халькопиритовым, так и пиритовым и марказит-пиритовым составами (рисунок 3.3б-г). Халькопирит, слагающий пористые руды, наблюдается в тесных тонких срастаниях с борнитом и халькозином. Пирит, встречающийся наряду с халькопиритом в зоне преимущественного развития последнего, представляет собой сплошные агрегаты или отдельные зерна неправильной формы. В краевых частях поднятых образцов пирит слагает полосы.

Сульфидные руды станции 35л123 имеют пиритовый, марказит-пиритовый состав (рисунок 3.4а-б). Второстепенным рудным минералом является сфалерит. Главной особенностью сульфидных руд этой станции является значительное развитие руд с брекчиевидной текстурой наравне с массивными рудами. Количественные соотношения главных и второстепенных рудных минералов на станции 35л123 варьируют. Обломки главных рудных минералов имеют неправильную форму, реже остроугольную с резкими границами. Размеры обломков варьируют от долей миллиметров до первых сантиметров. Цемент брекчий представлен либо тонкозернистой сульфидной массой, либо тесными срастаниями сульфидов с нерудными минералами. Нередко встречаются обломки, часть которых сложена опалом, придавая рудам пятнистую текстуру.

На станции 35л123 поднят валун размерами 85 x 54 x 78 см. Валун представляет собой гидротермальную постройку сложной формы, состоящую из брекчиевидных обломков (от 2 до 15 см), сцементированных сульфидным материалом, опалом и покрытых илами. На первый взгляд постройка представляется монолитной, сложенной сплошными рудами. Однако в ее отдельных участках наблюдается обособление минеральных разновидностей руд и соответственно, различных зон распределения руды по текстурно-структурным признакам (рисунок 3.4). В целом, по преобладанию дисульфидов железа руды станции 35л123, как массивные, так и брекчиевидные, относятся к пиритовому минеральному типу.

Сульфидные руды станции 35л124 состоят преимущественно из пирита с большим развитием опаловой минерализации и гидроксидов железа. В качестве второстепенных минералов встречаются сфалерит и марказит. Довольно часты псевдоморфозы пирита по микроорганизмам. Руды станции 35л124 практически на 100% принадлежат пиритовому минеральному типу.

Пиритовые руды станции 35л125 представляют собой агрегаты пирита и марказита, образующие руды пятнистой текстуры (рисунок 3.5б-г). Отдельные микрозернистые пиритовые агрегаты характеризуются

повышенной трещиноватостью и пористостью. Пирит и марказит по порам и трещинам интенсивно пропитаны оксидами и гидроксидами Fe. В пустотах наблюдаются единичные зерна сфалерита и халькопирита. По преобладанию дисульфидов железа в сульфидных рудах станции 35л125 следует, что они относятся к пиритовому минеральному типу.

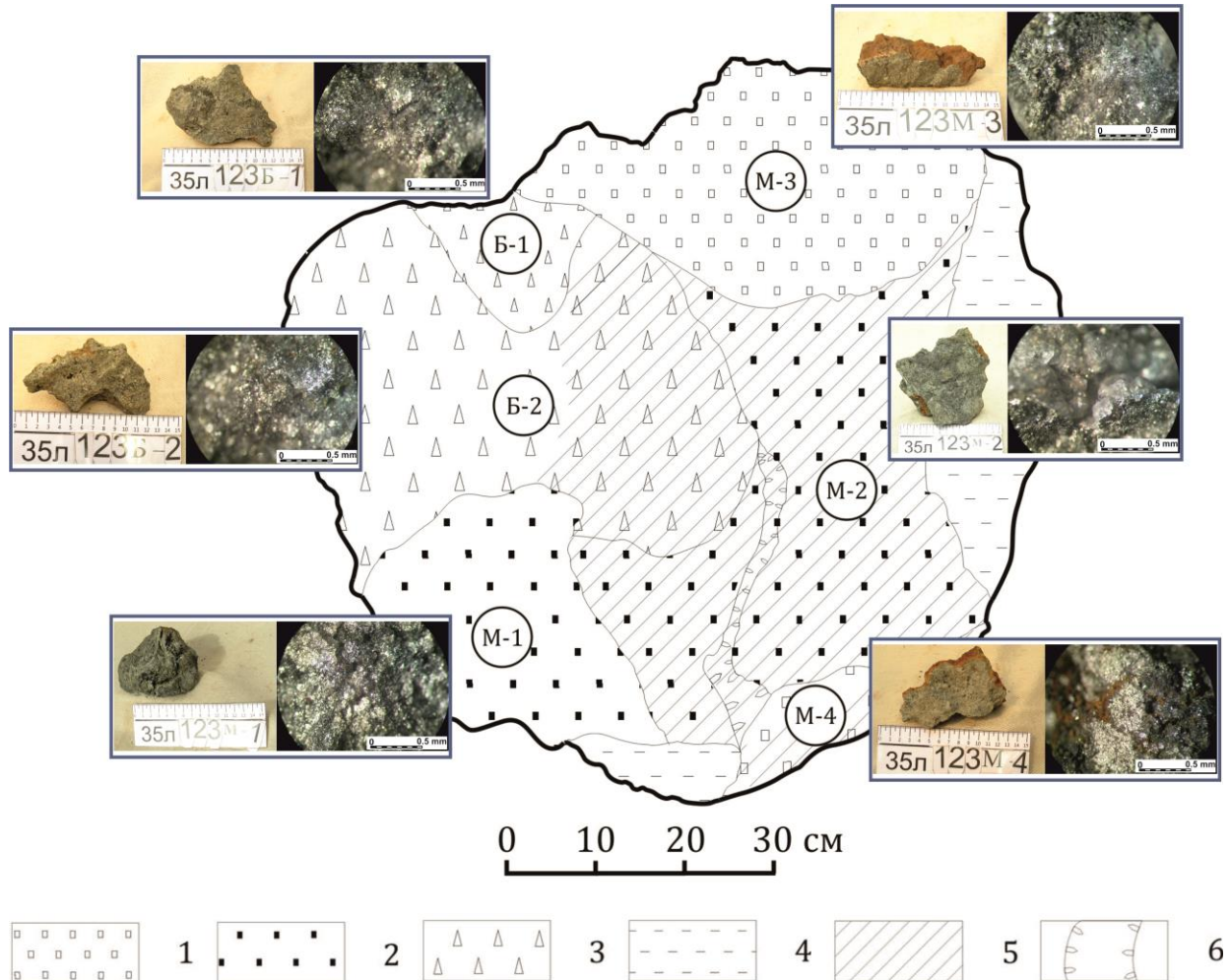


Рисунок 3.4 - Сульфидная постройка станции 35л123.

Зоны: 1-Зона массивных марказит-пиритовых руд; 2-зона массивных сфалерит-марказит-пиритовых руд; 3-зона брекчиевидных марказит-пиритовых руд; 4-зона гидроокисных железистых образований; 5-зона опализации; 6-каналы и прожилки, инкрустированные опалом, сфалеритом нестехиометрическими сульфидами меди. М-1 — массивная сфалерит-марказит-пиритовая руда; М-2 — массивная и густовкрапленная сфалерит-марказитовая руда; М-3 — массивная марказит-пиритовая руда; М-4 — массивная сфалерит-пиритовая руда с опалом и «лимонитом»; Б-1 — брекчиевидная марказит-пиритовая руда с сульфидным цементом; Б-2 — брекчиевидная марказит-пиритовая руда с опалово-сульфидным цементом.

Руды станции 35л126 представляют собой агрегаты пирита, халькопирита и сфалерита с различным соотношением главных рудных минералов. Пирит образует мелкокристаллические агрегаты совместно с пластинчатым марказитом, почковидным сфалеритом и опалом. В полостях и мелких каналах встречается халькопирит в виде зернистых прослоев и идиоморфных кристаллов совместно с пиритом. В целом, наиболее развит в сульфидных рудах станции 35л126 халькопирит, характеризующийся развитием борнита и вторичных сульфидов меди по его кристаллам.

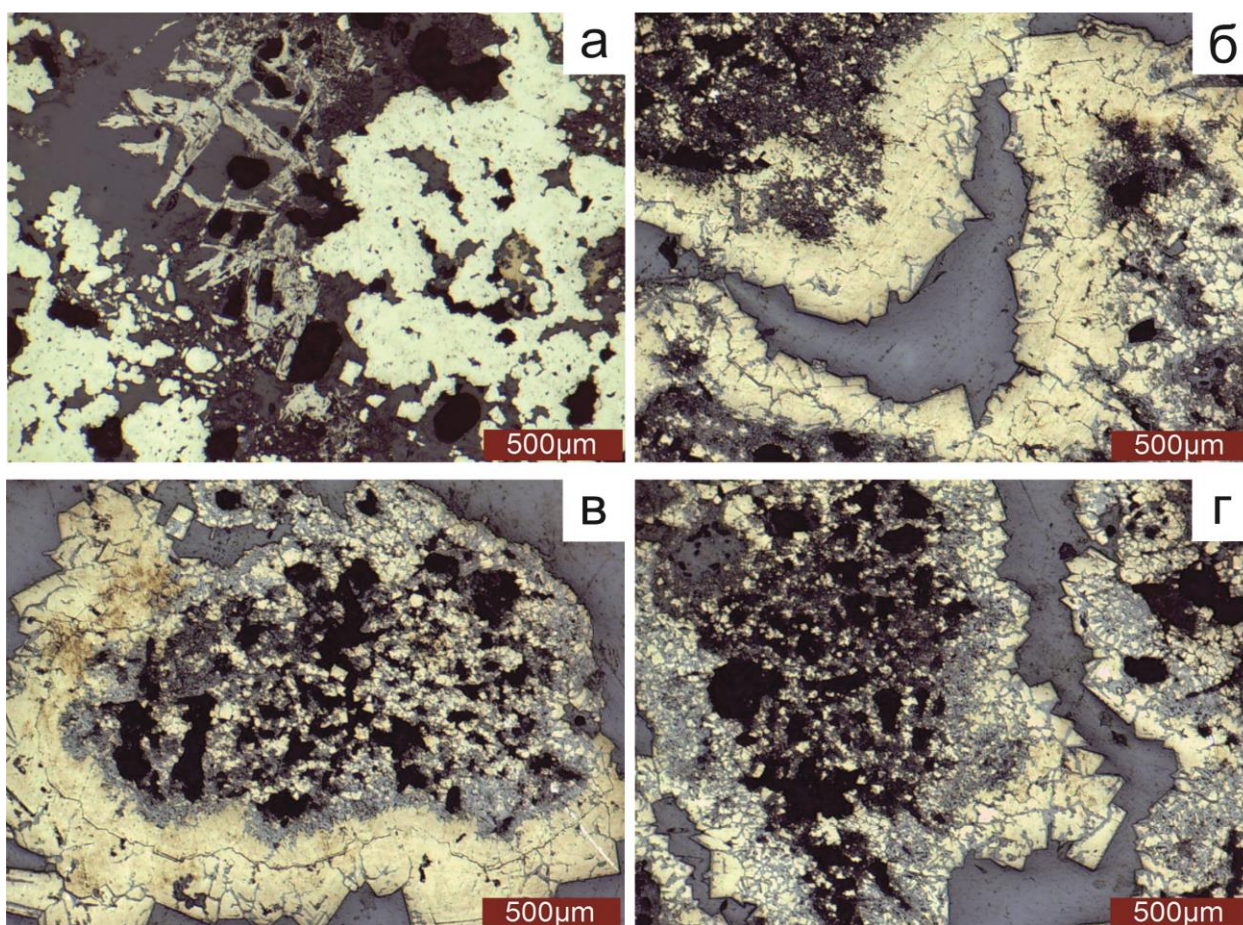


Рисунок 3.5 - Микроструктуры сульфидных руд поля Юбилейное: а – игольчатые кристаллы пирита и почкообразные агрегаты марказита в рудах станции 35л124; б-г – полигенные агрегаты пирита с тонкодисперсным центром и кристаллической скорлупой, отдельные слои которой характеризуются повышенной трещиноватостью в рудах станции 35л125.

Сульфидные руды станции 35л127 имеют марказит-пиритовый состав с второстепенными сфалеритом и нерудными минералами. Пирит образует мелкие (до 0,5 мм) отдельные кубические кристаллы, их сростки и

тонкозернистые агрегаты, марказит - мелкие обособления сферических агрегатов и отдельные таблитчатые кристаллы. В рудах станции 35л127 встречаются единичные зерна сфалерита и халькопирита. По преобладанию пирита руды этой станции относятся к пиритовому минеральному типу.

Сульфидные руды станции 36л43 сложены массивным халькопиритом. Единичные наблюдения соответствуют сросткам халькопирита и пирита, марказит и сфалерит в качестве акцессорных зерен отсутствуют. Руды станции 36л43 являются уникальными, представляя собой практически мономинеральные разновидности халькопиритового минерального типа сульфидных руд.

3.2. Химический состав и морфологические особенности главных рудных минералов

В сульфидных рудах поля Юбилейное пирит является наиболее часто встречаемым во всех минеральных ассоциациях с халькопиритом, марказитом и сфалеритом. Помимо обособленных крупнокристаллических пиритовых масс и колломорфных образований наблюдается замещение пиритом пирротина и халькопирита. Марказит встречается в виде колломорфных и зернистых образований. Из микропримесей в пирите отмечено присутствие Co в количестве 0.1 – 1.6 мас.%, Ni – до 0.2 мас.%, Se – 0.3 мас.%, и Cu - 0.8 - 1.3 мас.% (таблица 3.2).

В большинстве случаев зерна пирита имеют неправильную форму, края зерен изрезаны, однако внутреннее строение характеризуется минимальным количеством трещин и пор (рисунок 3.6а-д). Часто пирит находится в тесном срастании с кварцем и оксидами железа. Иногда наблюдаются зоны роста (рисунок 3.6е).

Зерна пирита, ассоциирующие со сфалеритом, часто имеют кубическую форму (рисунок 3.7). Зерна отличаются минимальным количеством трещин и пор. Все зерна пирита содержат включения сфалерита от единичных зерен до обильных включений.

Таблица 3.2 - Химический состав пирита

№ образца	Химический состав, мас. %					
	<i>S</i>	<i>Fe</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>	<i>Se</i>	<i>Cu</i>
35л59-М-1 ¹	53.02	46.80	0.16	0.02		
35л59-М-5 ¹	52.29	47.71				
35л59-М-6 ¹	53.66	46.34				
35л120-М-2 ¹	53.26	46.59		0.15		
35л120-М-5 ¹	53.30	46.24	0.17		0.29	
35л123-М-3 ¹	53.73	46.06	0.12	0.09		
35л124-М-1 ¹	52.71	47.29				
	53.22	46.78				
35л125-М-1 ¹	53.75	46.25				
35л126-М-1 ¹	52.73	44.44	1.56			1.28
	52.55	45.16	1.50			0.79
35л154-М-1 ¹	53.18	46.33	0.32	0.18		
35л127-М-1 ²	53.92	46.08				
	53.88	46.12				
	53.87	46.13				
	53.71	46.29				
	54.07	45.93				
35л123-М-1 ²	53.96	46.04				
	53.54	46.46				
	53.83	46.17				
	54.02	45.98				

Примечание: 1- данные получены в лаборатории ВСЕГЕИ на микроанализаторе CamScan-2300; 2 – данные получены в лаборатории ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL).

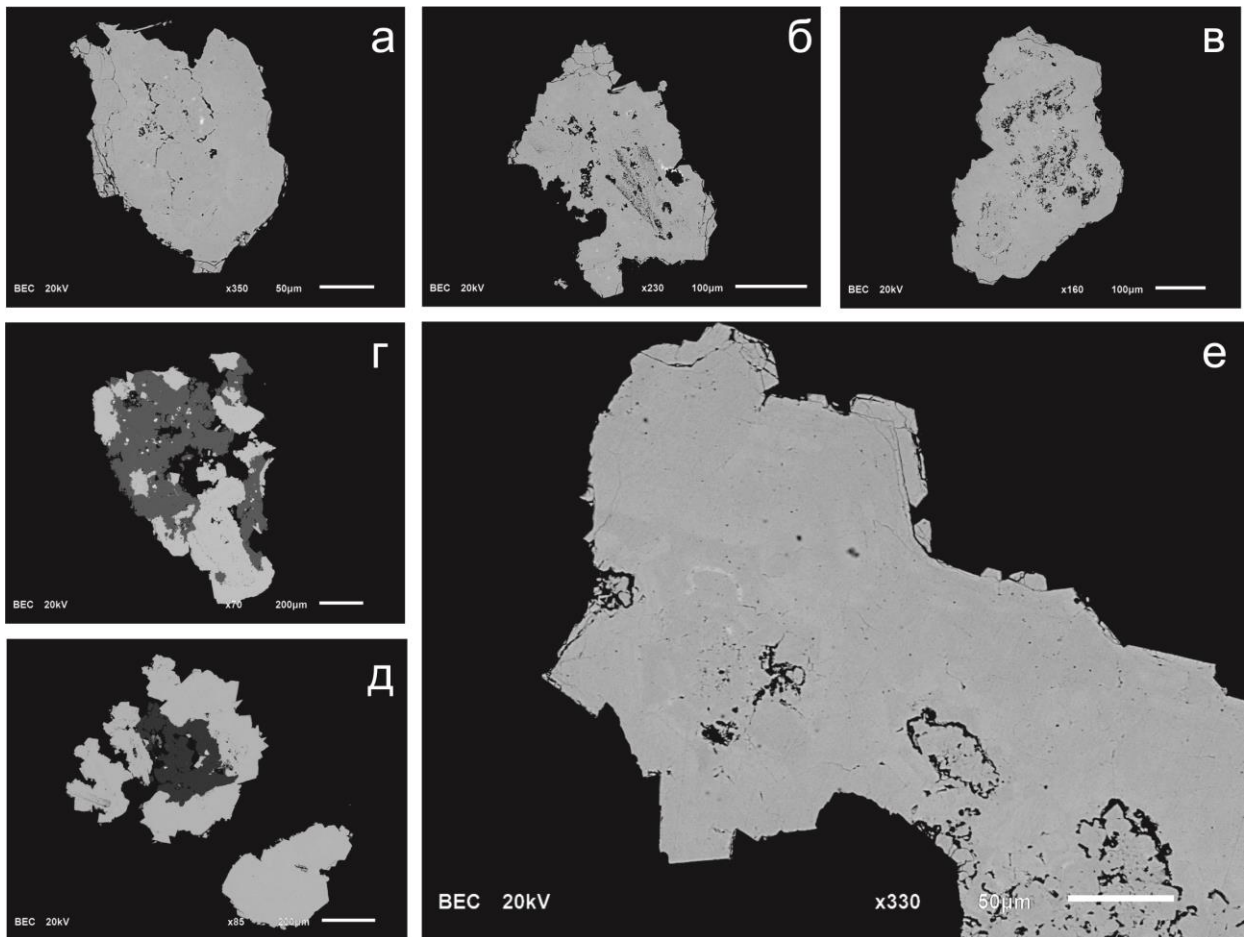


Рисунок 3.6 - Зерна пирита из зоны развития пиритовых руд (а-е). BSE-изображения (сканирующий электронный микроскоп JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 JEOL, ИГГД РАН)

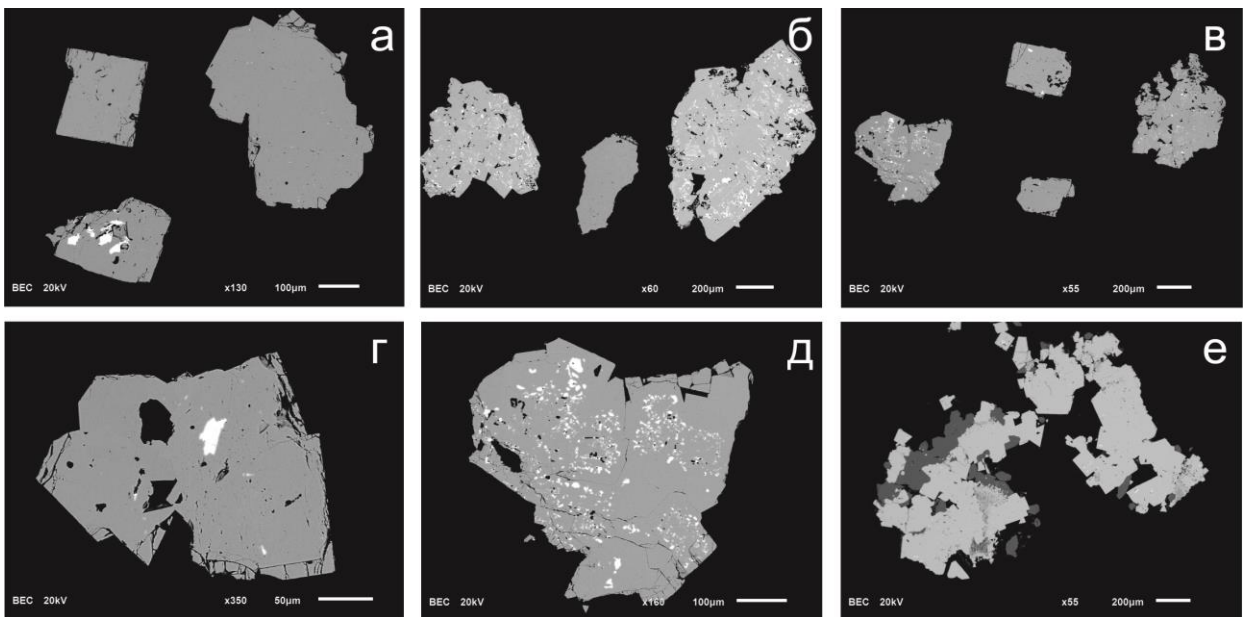


Рисунок 3.7 - Зерна пирита из зоны развития сфалеритовых руд (а-е). BSE-изображения (сканирующий электронный микроскоп JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 JEOL, ИГГД РАН)

Хорошо представлены в сульфидных рудах поля Юбилейное халькопирит и изокубанит. В халькопирите содержание Cu варьируется в пределах 30.76 – 38.48, а железа – 37.86 – 34.36 мас.%. Химический состав изокубанита близок к теоретическому. Однако содержания Cu и Fe колеблются в пределах 20.90 – 24.41 и 40.54 – 43.70 мас.% соответственно (таблица 3.3). Микропримеси (выше порога обнаружения микрозондового анализа) в халькопирите и изокубаните не обнаружены.

Таблица 3.3 - Химический состав халькопирита и изокубанита

№ образца	Химический состав, мас. %		
	S	Fe	Cu
<i>Халькопирит</i>			
35л59-М-1 ¹	34.70	31.67	33.63
35л59-М-3 ¹	33.66	27.86	38.48
35л59-М-6 ¹	37.34	31.90	30.76
	35.37	29.37	35.26
35л122-М-2 ¹	34.48	34.36	31.16
35л123-М-3 ¹	35.24	30.98	33.78
35л126-М-1 ¹	34.55	31.46	33.98
122-М-1 ²	34.78	34.04	31.18
	35.02	33.63	31.35
	35.53	33.67	30.80
<i>Изокубанит</i>			
35л59-М-2 ¹	35.40	43.70	20.90
35л59-М-3 ¹	35.71	40.54	23.75
	35.52	41.62	22.87
35л59-М-5 ¹	34.17	41.42	24.41
35л59-М-6 ¹	35.08	41.40	23.52
35л122-М-2 ¹	35.13	42.57	22.31

<i>35л124-М-1¹</i>	34.57	41.10	24.33
	34.43	41.23	24.34
	34.71	41.03	24.26
<i>35л122-М-1²</i>	36.34	42.51	21.15
	35.99	42.68	21.34
	36.01	42.45	21.54
	35.49	40.15	24.36
	35.58	41.25	23.16
	35.90	40.68	23.42

Примечание: 1- данные получены в лаборатории ВСЕГЕИ на микроанализаторе CamScan-2300; 2 – данные получены в лаборатории ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL).

Получены первые результаты исследования образцов халькопирита CuFeS_2 из океанических сульфидных руд методом ядерного магнитного резонанса ^{63}Cu (ЯМР ^{63}Cu) (Матухин и др., 2017). Применение новой методики позволило получить данные о локальных электрических и магнитных полях в месте расположения резонансных ядер Cu в структуре халькопирита. Основные особенности спектров океанического халькопирита (рисунок 3.8б) состоят в следующем: полученные резонансные частоты практически совпали с частотами спектра ЯМР ^{63}Cu континентального халькопирита (рисунок 3.8а), однако интенсивность резонансных линий в океанических образцах заметно меньше, имеют большую ширину и «сложную» форму. Значительная ширина резонансных линий свидетельствует о большом распределении локальных магнитных и электрических полей в исследованных образцах и может быть результатом заметного отклонения состава исследованных образцов от стехиометрического. Халькопирит поля Юбилейное непостоянен в своем составе, несмотря на близкие результаты микрозондового анализа.

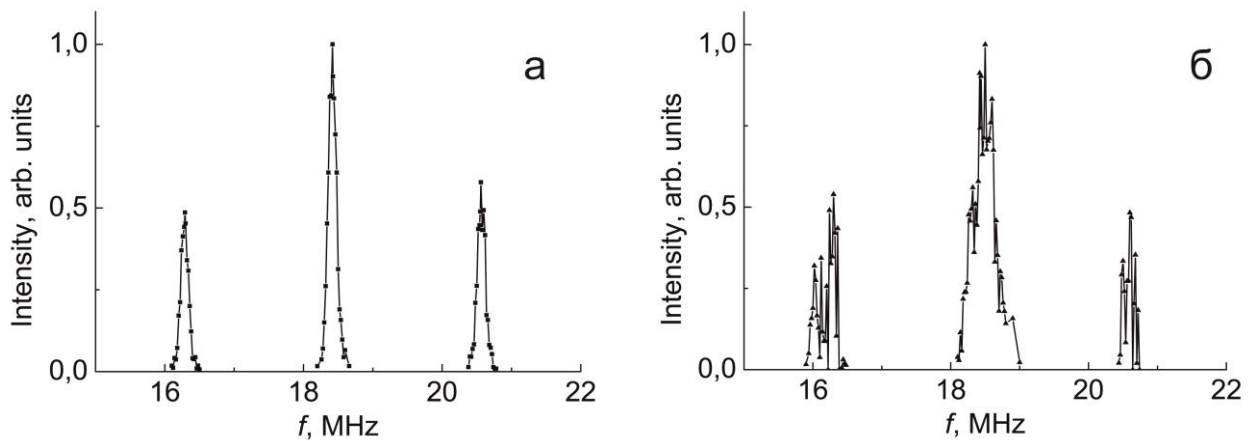


Рисунок 3.8 - Спектры ЯМР ^{63}Cu в локальном поле в образцах халькопирита: а — Талнахское месторождение (г. Норильск), б – рудное поле Юбилейное (Срединно-Атлантический хребет)

Отличительной чертой океанических сульфидных руд является большое развитие изокубанита (Мозгова и др., 2002, 2007; Mozgova et al, 2008; Ненашева, Кравченко, 2014). По своим свойствам изокубанит отвечает кубаниту, но отличается изотропностью. Халькопирит образует пластинки (ламелли) в основной изокубанитовой массе. Группы параллельных друг другу пластинок или пересекающихся под углом 60° образуют решетчатые структуры распада (рисунок 3.9-3.10), свидетельствуя о протекании твердофазных превращений в системе изокубанит-халькопирит (Богданов и др., 2015).

По литературным данным установлено, что изокубанит является нестехиометрическим соединением. Состав варьирует в зависимости от принадлежности изокубанита к той или иной минеральной ассоциации (таблица 3.4). В ассоциации с халькопиритом изокубанит обогащен медью, в ассоциации с пирротинном – железом (Ненашева, Кравченко, 2014). Изокубанит поля Юбилейное является обогащенным и медью, и железом, что предполагает его ассоциации не только с халькопиритом, но и пирротинном.

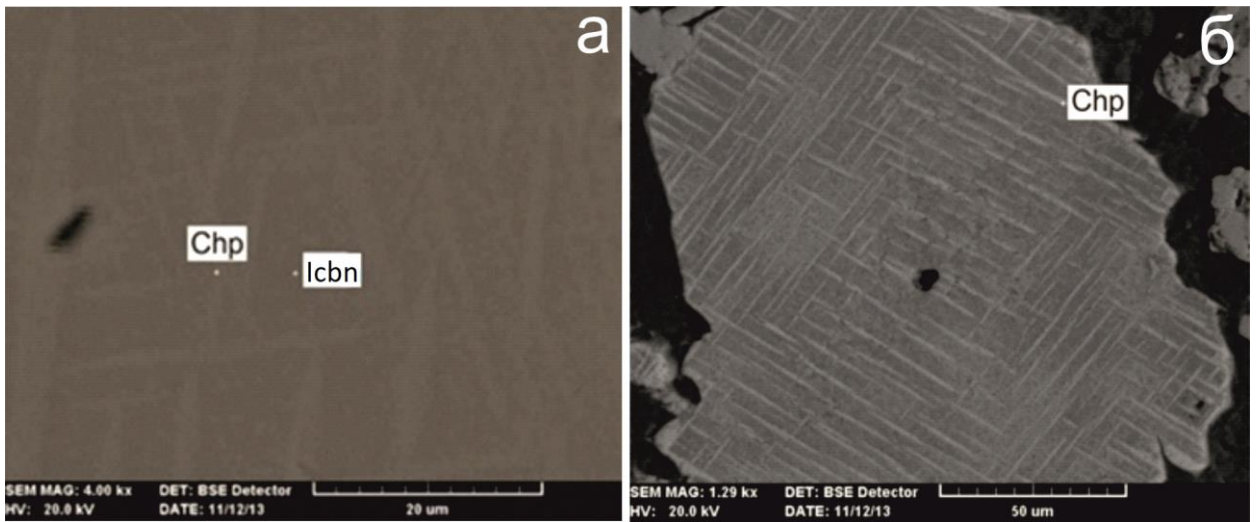


Рисунок 3.9 - Структуры распада халькопирит (*Chp*) – изокубанит (*Icbn*) в образце 35л122-М-2 (а) и в образце 35л127-М-1 (б). BSE-изображения (микроскопизатор CamScan MV-2300, ВСЕГЕИ)

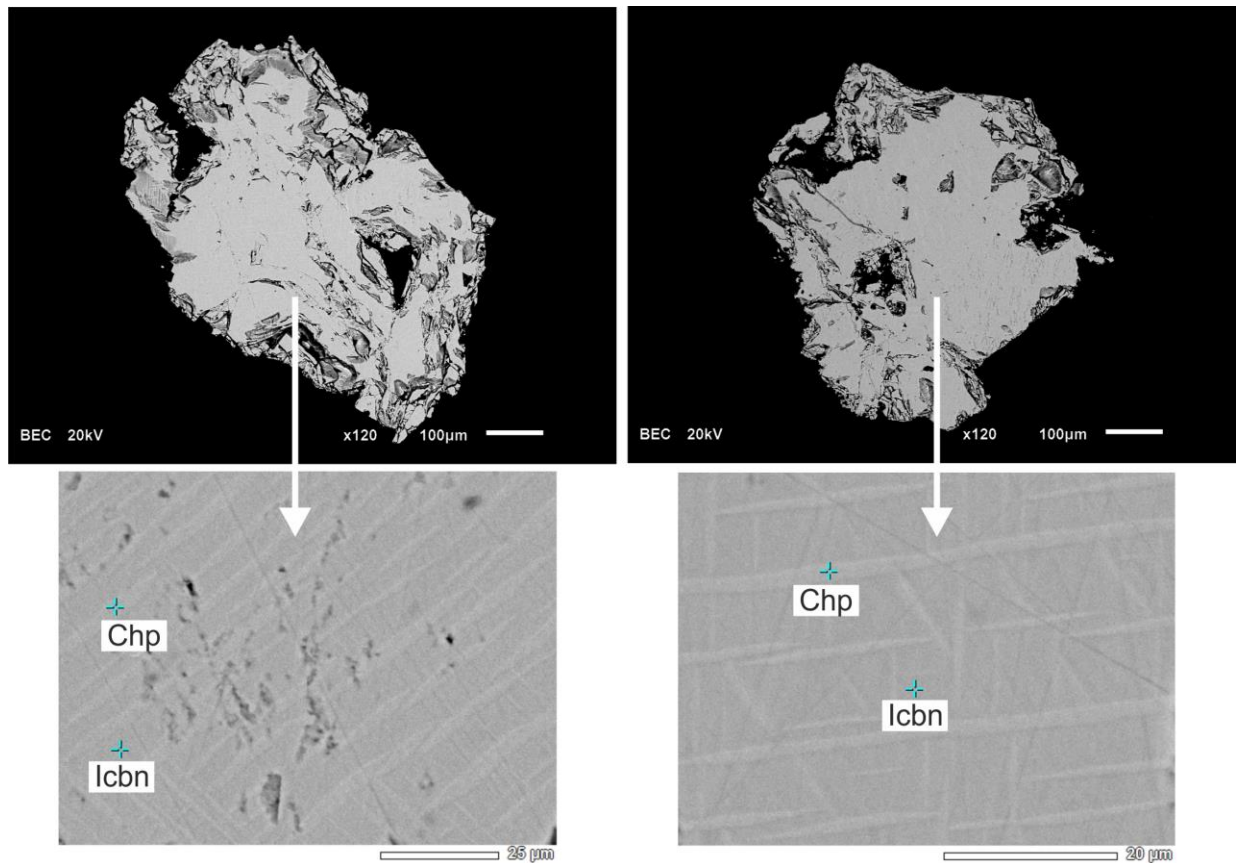


Рисунок 3.10 - Структуры распада халькопирит (*Chp*) – изокубанит (*Icbn*) в отдельных зернах. BSE-изображения (электронный микроскоп JEOL-JSM-6510 LA, ИГГД РАН)

Таблица 3.4 - Состав изокубанита по литературным данным в сульфидных рудах Срединно-Атлантического хребта

	Химический состав, мас. %					Ассоциация
	<i>S</i>	<i>Fe</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Zn</i>	
1 ¹	35.56	43.05	20.78	0.57	0.06	Po, Sph
2 ²	35.83	41.39	21.44		2.24	Sph
3 ²	35.83	42.60	21.54		0.78	Po, Sph
4 ²	38.29	39.41	21.23			Fe _x O _y
5 ³	35.89	38.57	25.56			Py, Chp
7 ³	35.53	41.49	23.14			Chp

Примечание: Таблица составлена по данным: ¹ – Мозгова и др., 2002; ² – Mozgova et al, 2008, ³ – Мозгова и др., 2007

Сфалерит представлен в рудах в виде отдельных столбообразных кристаллов, сплошных масс и колломорфно-слоистых образований (рисунок 3.11). Содержание Zn и Fe в сфалерите колеблется в широких пределах: 48.99 – 61.45 мас.% и 5.97 – 14.48 мас.% соответственно (таблица 3.5).

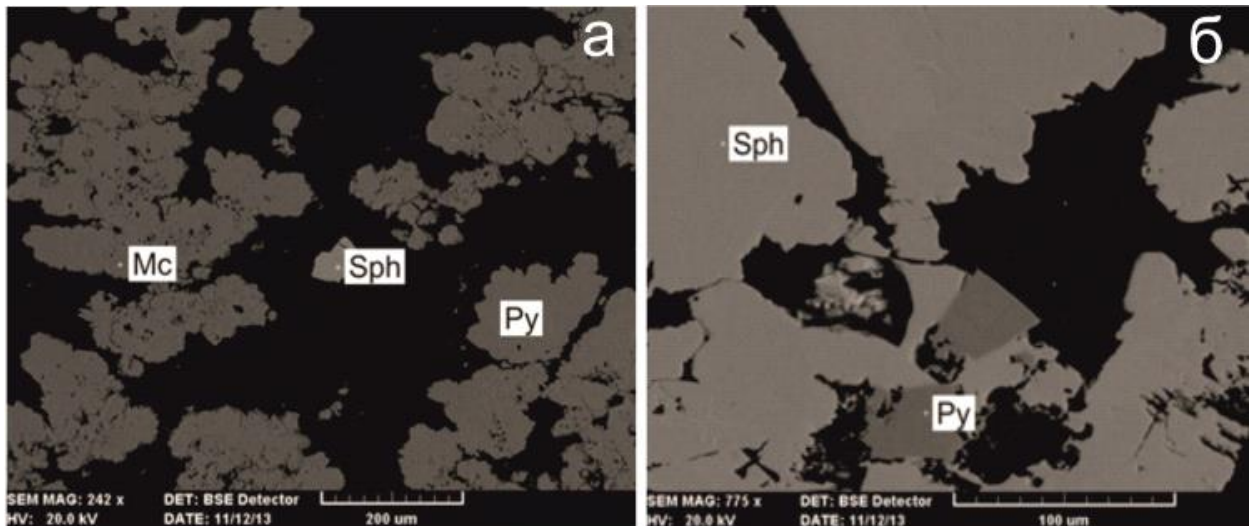


Рисунок 3.11 - а) – зерно сфалерита (*Sph*) в марказит (*Mc*) – пиритовом (*Py*) агрегате обр. 35л120-М-5; б) – сфалеритовая (*Sph*) сплошная масса в обр. 35л120-М-2. BSE-изображения (микроанализатор CamScan MV-2300, ВСЕГЕИ)

Таблица 3.5 - Химический состав сфалерита

№ образца	Химический состав, мас. %		
	S	Zn	Fe
35л59-М-3	31.75	58.18	10.06
35л120-М-2	32.57	57.90	9.53
	32.01	60.63	7.36
	32.48	56.48	11.04
	32.58	61.45	5.97
35л120-М-5	36.84	48.99	14.17
<i>Окончание таблицы</i>			
35л124-М-1	34.80	50.73	14.48
35л154-М-1	33.92	55.85	10.23

Примечание: данные получены в лаборатории ВСЕГЕИ на микроанализаторе CamScan-

2300

3.3. Последовательность минералообразования в сульфидных рудах поля Юбилейное

Минералообразование океанических сульфидов характеризуется цикличностью, обусловленной дискретным поступлением флюидных растворов в место рудоотложения. Образование последовательного ряда разновозрастных минеральных ассоциаций являются прямым признаком дискретности рудообразования. Так, пирит и халькопирит в сульфидных рудах поля Юбилейное образуют несколько генераций. Пирит, помимо образования собственных кристаллов может развиваться как минерал, замещающий пирротин и халькопирит, с появлением метакристаллов и агрегатов тонких сростаний с марказитом и оксидами железа (рисунок 3.14а).

Пирит I обычно представлен крупными изометричными зернами, с хорошо выраженной отдельностью, и образует сростания с халькопиритом (рисунок 3.14б). Важным показателем состава пиритов I является содержание кобальта (до 5%). Пирит II образует мелкозернистые массы и ассоциирует с

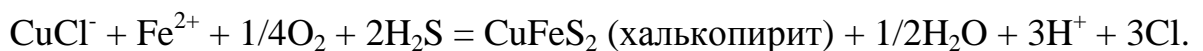
марказитом, сфалеритом, баритом и опалом (рисунок 3.14в). В качестве микропримесей в пирите II присутствуют мышьяк и сурьма (до 3.3%).

Халькопирит I образует изометричные зерна (рисунок 3.14б) в наиболее распространенной ассоциации с пиритом I и вторичными сульфидами меди. Вариации состава халькопирита, закономерно связанные с изменением его ассоциаций в рудах, наиболее четко выражены в изменении его стехиометрии. Отношение Cu/Fe колеблется от 1.1 до 1.2. В качестве продуктов распада твердого раствора халькопирит I содержит пластинки изокубанита. Халькопирит II слагает мелкозернистые массы в прожилках и гнездах и образует тонкие сростания с пиритом II (рисунок 3.14г). Халькопирит II представлен железистой разновидностью с отношением Cu/Fe от 0.79 до 0.91. Марказит развит в тех же типах руд, что и пирит, с которым он обычно находится в сростании, но в меньшем количестве и образует более мелкие выделения. Сфалерита присутствует в рудах поздних минеральных ассоциаций совместно с карбонатами, пиритом II, галенитом (рисунок 3.14в).

Особенности формирования отдельных минералов отражают эволюцию физико-химических условий рудообразования во времени. Железо в гидротермальных растворах может переноситься в виде свободных ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} и хлоридных комплексов (Large, 1977). Экспериментальные данные показывают (Helgeson, 1969), что минералы железа в океанических сульфидных рудах могут быть представлены пиритом, марказитом, пирротинном и магнетитом, однако, сульфидная форма является более устойчивой в этих условиях и регулируется реакцией:



Медь, аналогично железу, находится в гидротермальных растворах в хлоридных комплексах $CuCl^-$ (Large, 1977). Образование халькопирита контролируется реакцией:



Наличие халькозина, ковеллина, борнита в рудах поля Юбилейное свидетельствует о наличии слабо выраженных зон вторичного обогащения и окисления, аналогичных в континентальных колчеданных месторождениях. Борнит замещает халькопирит I, развивается по его краям в отдельных участках в халькопиритовых прожилках; халькозин чаще всего встречается совместно с борнитом; ковеллин является продуктом окисления халькопирита (рисунок 3.14б). Главные факторы формирования зоны окисления - химическое и биогенное окисление минералов и электрохимические процессы, в результате которых за счет халькопирита путем следующих реакций образуются перечисленные выше минералы:

- CuFeS_2 (халькопирит) + $4\text{O}_2 = \text{Cu}(\text{SO}_4) + \text{Fe}(\text{SO}_4)$;
- $\text{CuFeS}_2 + \text{CuSO}_4 = 2\text{CuS}$ (ковеллин) + $\text{Fe}(\text{SO}_4)$;
- $2\text{CuFeS}_2 + 3\text{CuSO}_4 + 3\text{FeSO}_4 = \text{Cu}_5\text{FeS}_4$ (борнит) + $2\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$;
- $\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + \text{Cu}^{+2} = 2\text{Cu}_2\text{S}$ (халькозин) + $2\text{CuS} + \text{Fe}^{+2}$.

При окислении пирита образуются оксиды и гидроксиды Fe. Новообразованные вторичные минералы обогащены медью и развиваются по трещинам и порам в первичных минералах сульфидных руд (рисунок 3.12).

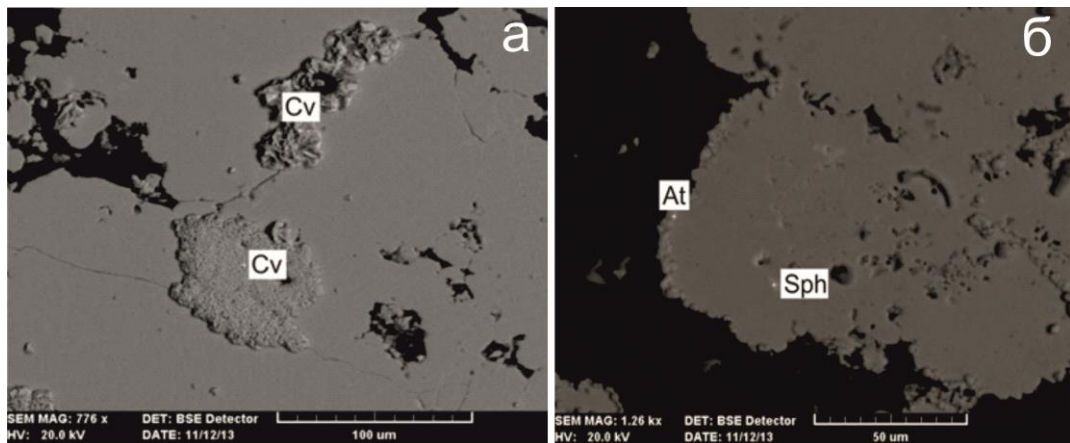


Рисунок 3.12 - а) – ковеллин (*Cv*) в образце 35л122-М-2; б) – сфалеритовый (*Sph*) мелкозернистый почковидный агрегат в образце 35л120-М-5 в оболочке из атакамита (*At*).

BSE-изображения (микροанализатор CamScan MV-2300, ВСЕГЕИ)

Из нерудных минералов в поле Юбилейное широко распространен кварц, атакамит (рисунок 3.12б) и барит. Обнаружены единичные зерна воласкинита и филлипита (рисунок 3.13).

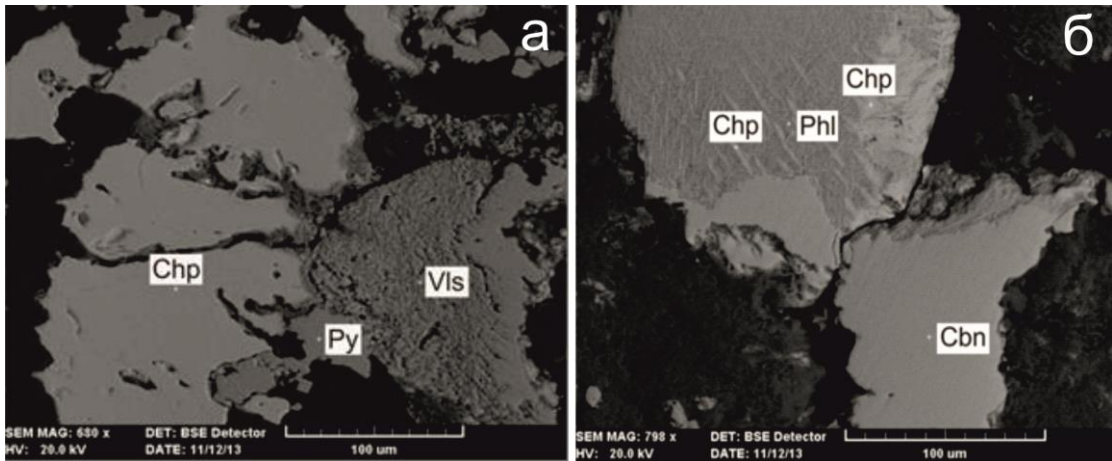


Рисунок 3.13 - а) – воласкиоит (*Vls*) в образце 35л123-М-3; б) – филлипит (*Phl*) в образце 35л127-М-1. BSE-изображения (микроанализатор CamScan MV-2300, ВСЕГЕИ)

Самородное золото обнаружено в нескольких аншлифах и ассоциирует с халькопиритом I и пиритом I (рисунок 3.14б). Автором были детально изучены формы нахождения золота в рудных объектах Российского разведочного района (Андреев и др., 2016) и отмечено, что золото может встречаться не только в самородной форме, но и в соединениях с селеном (селениды золота). Размер зерен самородного золота колеблется от 1 до 10 мкм, золото высокопробное с примесью серебра и меди (таблица 3.6).

Таблица 3.6 - Химический состав золота

№ образца	Химический состав, мас. %		
	<i>Au</i>	<i>Ag</i>	<i>Cu</i>
234-М-3/1	86.18	5.94	7.89
234-М-1	86.49	11.03	2.47
1354-М-4	97.39		2.61
	90.27	6.87	2.86
	89.23	7.01	3.76
	86.23	10.08	3.59
1320-М-1/2	97.95	2.05	

Примечание: данные получены в лаборатории ВСЕГЕИ на микроанализаторе CamScan-

Галенит наблюдается в разностях руд, сложенных сфалеритом (рисунок 3.14в). Нередко встречаются в рудах соединения урана, в частности в виде включений в первичных минералах (рисунок 3.13). По данным ICP-MS среднее содержание урана в рудах поля Юбилейное составляет 5 г/т. Наличие соединений урана позволяет проводить радиохронологическое изучение (методом $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования) сульфидных руд и приблизительно оценить временные границы активизации гидротермальной деятельности САХ и отдельных рудных объектах (Lalou et al, 1990, 1993, 1995; Sturm et al, 2000; Kuznetsov et al, 2006, 2007, 2008, 2011; Kuznetsov, Maksimov, 2012).

По результатам исследований главных рудных минералов предложена схема последовательности минералообразования в сульфидных рудах поля Юбилейное.

1. Наиболее ранние сульфидные руды состоят из реликтов пирротина (Po), нередко полностью замещенного пиритом (Py) и оксигидроксидами железа (Fe_xO_y) при широком развитии опала (Opl) (рисунок 3.14а). Вероятно, подобные сростания отражают результат предшествующей (?) гидротермальной активности, не связанной с современным сульфидным рудообразованием.

2. Изокубанит-халькопирит-пиритовые ассоциации с образованием структур распада изокубанит-халькопирит (ChpI+Icbn) характеризуются второстепенным развитием борнита (Bn), халькозина и ковеллина в виде тонких прожилков (рисунок 3.14б). Аллотриоморфные зерна борнита, халькозина и ковеллина, заполняющие трещины и поры, свидетельствуют об их позднем образовании. В ассоциациях с халькопиритом встречается высокопробное самородное золото.

3. Халькопиритовые разности сменяются пирит-марказитовыми и пирит-сфалеритовыми (Sph) с единичными зернами галенита и развитием опаловой минерализации (рисунок 3.14в). Пирит и подчиненный халькопирит (PyII+ChpII) в данных ассоциациях представлены

скрытокристаллическими агрегатами этих минералов, тесно сплетенных в сплошную рудную массу (рисунок 3.14г).

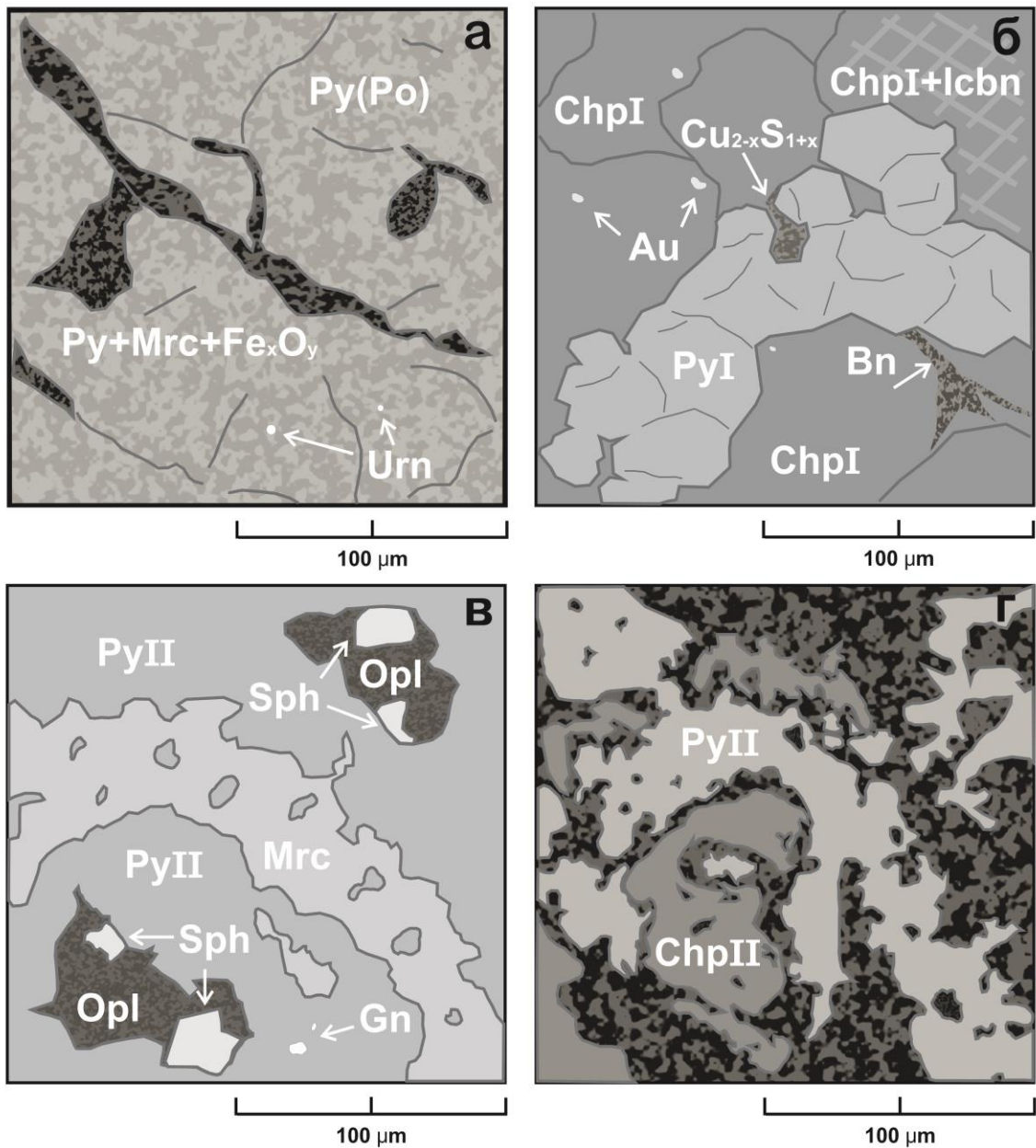


Рисунок 3.14 - Минеральные ассоциации сульфидных руд поля Юбилейное: *Po* – пирротин; *Pu* – пирит; *Chp* – халькопирит; *Mrc* – марказит; *Sph* – сфалерит; *Icbn* – изокубанит; *Bn* – борнит; *Urn* – уранинит; *Opl* – опал; *Gn* – галенит.

Последовательность образования сульфидных руд напрямую связана с изменением температурного режима в процессе рудообразования. Высокотемпературными минералами (выше 300°C) являются пирротин, пирит, халькопирит, изокубанит; среднетемпературными (300—200°C) – пирит, халькопирит, сфалерит; низкотемпературными (ниже 200°C) – пирит,

марказит (таблица 3.7). Роль геотермометров могут выполнять наблюдаемые структуры распада твердых растворов, например, высокотемпературной структурой является халькопирит-кубанит и халькопирит-борнит, халькозин-ковеллин образуется при низких температурах рудообразования.

Таблица 3.7 - Температурные парагенетические ассоциации главных рудных минералов поля Юбилейное

Минерал	400-300°C	300-200°C	200-100°C
Пирротин	██████████		
Пирит	—————	—————	—————
Изокубанит	██████████		
Халькопирит	██████████	—————	
Сфалерит		██████████	—————
Марказит		—————	██████████
Борнит			—————
Халькозин			—————
Ковеллин			—————

Примечание: жирная черная линия – минерал формируется и преобладает на данной стадии, средняя черная линия – преобладает на данной стадии, серая линия – встречается редко

Состав сульфидных руд поля Юбилейное довольно беден. Так, кобальт и никель в сульфидных рудах этого поля установлены как изоморфная примесь в пирите, тогда как вообще минерализация кобальта и никеля в океанических сульфидных рудах может быть представлена миллеритом, пентландитом (Викентьев и др., 2000), кобальт-пентландитом (Mozgova et al, 1996), кобальтином и арсенидами ряда леллингит-саффлорит (Леин и др., 2003), линнеитом и никелином (Бортников и др., 2004). В рудных объектах, локализованных в зоне развития ультраосновных пород, пентландит и кобальт-пентландит могут содержаться в сульфидных рудах в количестве 10-50% (Fouquet et al, 2010). Однако следует заметить, что современное

рудообразование на дне океана характеризуется неустойчивостью системы, за счет чего многие элементы не способны продуцировать свою собственную минерализацию, оставаясь рассеянными в составе главных рудных минералов (Зайков, Мелекесцева, 2005).

Выявленная последовательность минералообразования в сульфидных рудах поля Юбилейное коррелирует с выявленными особенностями формирования других глубоководных рудных полей. Так, в рудах поля Логачев, локализованного в отличие от Юбилейного в зоне развития серпентинизированных перидотитов, ранний пирротин практически полностью замещен сульфидами железа и меди; основная стадия представлена ассоциациями халькопирита, изокубанита, сфалерита, а поздняя проявляется в перекристаллизации минералов и заполнении пор и пустот минералами из новых порций флюидов (Богданов и др., 2015). В сульфидных рудах симметрично расположенного поля Зенит-Виктория практически отсутствует цинковая минерализация. Последовательность образования руд представлена двумя стадиями (Самоваров и др., 2015): первой с образованием марказит-пирит-халькопиритовых и марказит-пиритовых руд и второй с развитием ковеллин-марказит-пиритовой и пирит-марказитовой ассоциаций.

Выводы по главе 3

1. Сульфидная минерализация в пределах рудного поля Юбилейное представлена массивными сульфидными рудами, брекчиевидными рудами, прожилково-вкрапленным оруденением во вмещающих породах и рудными корками. Массивные сульфидные руды представляют наибольший практический интерес, слагая сульфидные залежи – рудные тела.

2. Среди сульфидных руд поля Юбилейное выделены пиритовый, халькопиритовый и сфалеритовый минеральные типы, главные рудные минералы которых характеризуются специфическими особенностями химического состава и морфологии. Наиболее распространенные в сульфидных рудах поля пирит и халькопирит образуют несколько генераций, что может быть обусловлено дискретным поступлением рудоносных растворов.

3. По результатам исследований главных рудных минералов предложена схема последовательности минералообразования в сульфидных рудах поля. Наиболее ранние сульфидные руды состоят из реликтов пирротина, нередко полностью замещенного пиритом и оксигидроксидами железа. Изокубанит-халькопирит-пиритовые ассоциации со структурами распада изокубанит-халькопирит характеризуются второстепенным развитием борнита, халькозина и ковеллина. В ассоциациях с халькопиритом встречается высокопробное самородное золото. Халькопиритовые разности сменяются пирит-марказитовыми и пирит-сфалеритовыми с редкими зернами галенита. Обособленность различных минеральных ассоциаций во времени может предполагать их обособленность в пространстве, в контуре рудного поля.

Глава 4. Геохимические особенности сульфидных руд

4.1. Геохимическая специализация сульфидных руд

Главными рудообразующими элементами океанических сульфидных руд являются Fe, Cu и Zn, последние из которых привлекают повышенное внимание, связанное с их практической значимостью. Соотношение Cu и Zn очень изменчиво, вследствие чего возникает необходимость деления сульфидных руд на определенные геохимические типы. Cu и Zn являются главными классификационными элементами при выделении геохимических типов глубоководных сульфидных руд (рисунок 4.1).

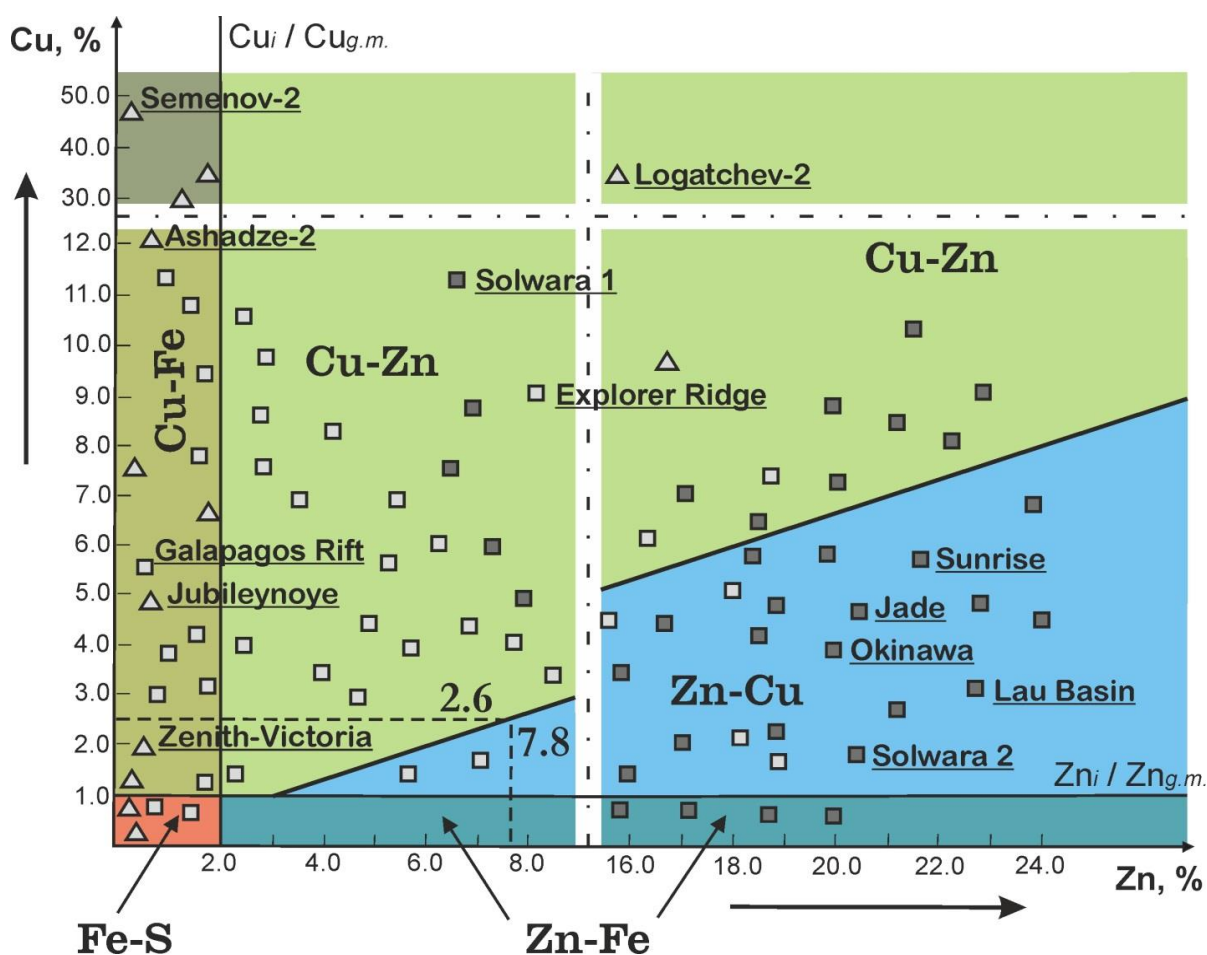


Рисунок 4.1 - Классификация океанических сульфидных руд, основанная на соотношении главных рудных компонентов Cu и Zn (Babaeva, Sukhanova, 2017). Примечание: треугольниками обозначены рудные поля, входящие в состав Российского разведочного района; светлыми квадратами – поля, расположенные в зонах океанических хребтов; темными квадратами – поля, расположенные в зонах задуговых бассейнов

Широко используется рудно-геохимическая классификация, разработанная коллективом ФГБУ "ВНИИОкеангеология" (Андреев, 2014), с помощью которой выделяются следующие геохимические типы:

- серно-колчеданный Fe-S ($\text{Cu} < 1\%$, $\text{Zn} < 2\%$);
- медно-колчеданный Cu-Fe ($\text{Cu} > 1\%$, $\text{Zn} < 2\%$);
- цинково-колчеданный Zn-Fe ($\text{Zn} > 2\%$, $\text{Cu} < 1\%$);
- медно-цинковый Cu-Zn ($\text{Cu} > 1\%$, $\text{Zn} > 2\%$, $\text{Cu}/2.6 > \text{Zn}/7.8$);
- цинково-медный Zn-Cu ($\text{Cu} > 1\%$, $\text{Zn} > 2\%$, $\text{Cu}/2.6 < \text{Zn}/7.8$).

Содержание $\text{Cu} = 2.6\%$ и $\text{Zn} = 7.8\%$ являются средними значениями содержания этих металлов в сульфидных рудах Мирового океана (Андреев, 2014) и используются в качестве оценочных при определении рудно-геохимической специализации сульфидных руд.

Преобладающим для большинства полей Российского разведочного района является медно-колчеданный геохимический тип (Cu-Fe). Зачастую, все дальнейшие исследования сульфидных руд сфокусированы именно на этом типе. Во-первых, он наиболее хорошо представлен в рудах. Во-вторых, с медно-колчеданными сульфидами САХ связаны повышенные содержания промышленно значимых компонентов, таких как Co, Ni и Se.

Сульфидные руды поля Юбилейное характеризуются преимущественно серно-колчеданной и медно-колчеданной специализациями. Из 60 проанализированных образцов 32 относятся к геохимическому типу Fe-S (53 % от всех выборки), 24 – Cu-Fe (40 %), 4 образца приходятся на геохимический тип Zn-Fe (7 %).

Среднее содержание Cu для рудного поля Юбилейное составляет 4.73%, Zn – 0.73%. Среднее содержание Cu в халькопиритовых рудах Cu-Fe геохимического типа составляет 13.7%, содержание Zn в сфалеритовых рудностях Zn-Fe геохимического типа – 5.16%. Эти значения сопоставимы со значениями в рудных полях, локализованных на базальтах, и ниже содержаний в рудных полях, ассоциирующих с ультраосновными породами.

Выделенные геохимические типы сульфидных руд поля Юбилейное могут быть сопоставлены с установленными минеральными типами и минеральными ассоциациями (Babaeva et al, 2014; Суханова и др., 2015; Sukhanova et al, 2016) (таблица 4.1).

Таблица 4.1 - Соответствие геохимических типов, минеральных типов и минеральных ассоциаций в сульфидных рудах поля Юбилейное

Геохимический тип	Минеральный тип	Минеральная ассоциация
Fe-S	Пиритовый	пиритовая марказит-пиритовая халькопирит-пиритовая
Cu-Fe	Халькопиритовый	пирит-халькопиритовая борнит-халькозин-халькопиритовая марказит-пирит-халькопиритовая
Zn-Fe	Сфалеритовый	пирит-сфалеритовая халькопирит-пирит-сфалеритовая

Эти соответствия позволяют изучать сульфидные руды поля Юбилейное комплексно, устанавливая их минералого-геохимические особенности (Суханова, 2017).

4.2. Геохимические особенности примесных элементов

Сопутствующими для сульфидных руд химическими элементами, отмеченными зачастую в повышенных концентрациях, являются Ag, Au, Cd, Pb, Co, Ni, Mo, Se, Te и др. (Kotlinski, 2001; Fouquet et al, 2010; Hein et al, 2013; Андреев, 2014). Некоторые из них представляют промышленный интерес. В таблице 4.2. приведены средние содержания основных рудных и сопутствующих элементов сульфидных руд, минимальные и максимальные содержания, а также значения стандартного отклонения для различных геохимических типов руд поля Юбилейное.

Распределение Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, Au, Ni, Co в сульфидных рудах согласуется с логнормальной моделью распределения, в то время как Fe – с

нормальной. Для установления связей между элементами для выборки сульфидных руд были рассчитаны корреляционная и факторная матрицы.

По результатам факторного анализа для сульфидных руд поля Юбилейное определены устойчивые ассоциации элементов. По совокупности первого и второго факторов с общим весом 57 % выделяют следующие наиболее проявленные геохимические ассоциации элементов (рисунок 4.2): Fe-S-Sb-Ni, Zn-Cd-Ag-Hg-Pb-Au, Cu-Co-Se, отвечающие сродству определенной геохимической ассоциации с конкретным геохимическим типом сульфидных руд. Так, геохимический тип Fe-S характеризуется наличием ассоциации элементов Fe-S-Sb-Ni, Cu-Fe геохимический тип - Cu-Co-Se, Zn-Fe геохимический тип - Zn-Cd-Ag-Hg-Pb-Au.

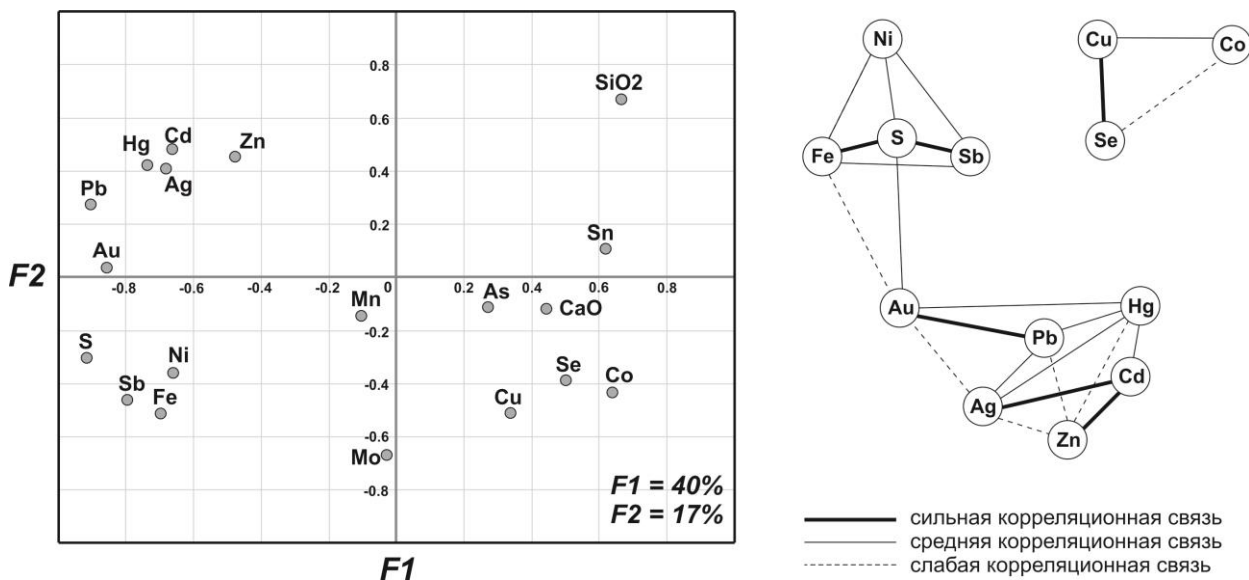


Рисунок 4.2 - Результаты статистического анализа: слева – график факторных нагрузок для выборки результатов химического анализа сульфидных руд поля Юбилейное; справа – схема ветвящихся связей для той же выборки

На схеме ветвящихся связей (рисунок 4.2), построенной на основе коэффициентов корреляции, видны обособления выше перечисленных групп элементов, что доказывает наличие трех геохимических типов сульфидных руд со своим набором элементов-примесей.

Таблица 4.2 - Содержание основных рудных и сопутствующих элементов руд (среднее, минимальное, максимальное) и значения стандартного отклонения для различных геохимических типов сульфидов поля Юбилейное

Геохимический тип сульфидных руд	Кол-во образцов	Величина	S, %	Fe, %	Co, г/т	Ni, г/т	Cu, %	Zn, %	As, г/т	Se, г/т	Mo, г/т	Ag, г/т	Cd, г/т	Sn, г/т	Sb, г/т	Au, г/т	Hg, г/т	Pb, г/т	Mn, г/т	As, г/т	
																					среднее
Fe-S	32		33.3	34.2	193	46.7	0.39	0.32	28.2	21.8	61.6	16.9	8.39	5.08	19.5	0.75	0.87	129	227	28.2	
			20.5	20.1	3.50	6.20	0.01	0.01	1.50	5.00	3.40	2.80	0.28	1.60	0.14	0.07	0.01	0.01	1.30	153	20.9
			48.1	47.6	1388	140	0.87	1.41	78.0	44.5	190	93.6	34.9	8.24	47.4	2.78	3.44	299	115	1.50	
			6.64	7.32	265	23.9	0.23	0.39	20.9	11.9	57.0	18.4	8.40	1.47	11.8	0.74	1.01	75.6	734	78.0	
Cu-Fe	24		29.4	31.8	1048	49.4	13.7	0.39	30.4	94.3	44.6	17.4	11.4	8.98	29.6	0.15	0.50	75.0	274	30.4	
			22.5	23.9	129	7.34	1.48	0.04	17.9	14.0	9.70	2.60	4.10	3.40	1.70	0.04	0.03	8.48	271	10.7	
			37.6	39.2	2294	74.8	26.2	0.78	40.7	401	153	47.7	18.0	25.2	64.9	0.84	2.38	210	116	17.9	
			4.55	4.54	586	13.9	9.35	0.27	10.7	125	39.2	10.6	4.53	5.23	14.2	0.19	0.71	56.7	679	401	
Zn-Fe	4		29.9	26.1	351	47.7	1.56	5.16	128	7.00	42.8	45.4	29.1	4.03	23.2	0.49	2.45	199	200	7.00	
			27.2	21.2	171	37.2	0.64	2.36	10.7	5.00	11.2	30.4	7.70	2.20	20.1	0.21	1.73	167	135	2.83	
			32.9	30.2	826	56.2	2.52	7.92	245	9.00	93.5	64.3	45.2	5.30	26.9	0.74	3.12	254	119	5.00	
			2.91	4.50	317	8.72	0.84	2.64	166	2.83	35.7	14.9	16.8	1.33	3.03	0.22	0.63	38.6	355	9.00	

Наличие отрицательных связей между главными рудными компонентами характеризуют антагонизм их поведения, а, следовательно, и обособленность развития в процессе образования сульфидных руд поля Юбилейное. Mo, As, Mn, Sn не образуют значимых корреляционных связей с основными элементами изученных руд.

По результатам анализа статистических параметров можно предположить, что первый фактор, отвечающий за распределение элементов, показывает соотношение сульфидной и нерудной компоненты в рудах; второй фактор – температурный, определяющий эволюцию процесса рудообразования. Разделение сульфидных руд разного химического и минерального состава отображено на графике значений факторов для общей выборки сульфидных руд поля Юбилейное (рисунок 4.3).

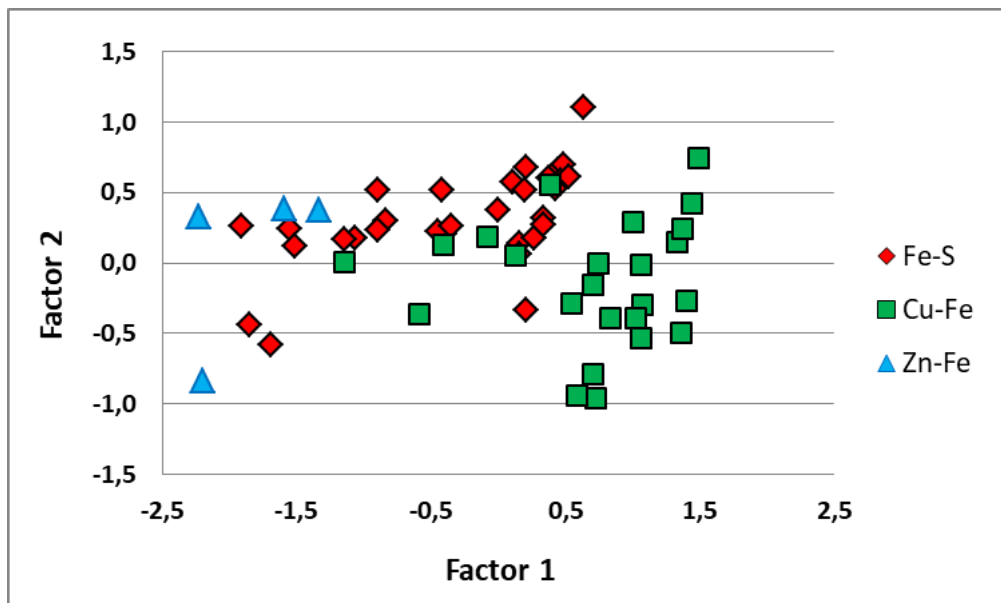


Рисунок 4.3 - График значений факторов для общей выборки сульфидных руд поля Юбилейное

Результаты изучения рудного поля ТАГ, являющегося эталонным вследствие наличия данных глубоководного бурения, показывают схожую картину распределения главных рудных и примесных элементов (Богданов и др., 2015). Высокотемпературные минеральные разности медной специализации обогащены Cu, Co и Se, низкотемпературные разности цинковой специализации - Zn, Cd, Au, Ag, As и Sb.

4.2.1. Элементы, ассоциирующие с медью

С медью в сульфидных рудах Юбилейного тесно коррелируют Co и Se ($r(Cu - Co) = 0.70$; $r(Cu - Se) = 0.80$). Совместно с медью кобальт и селен относятся к высокотемпературной ассоциации. Кобальт относится к группе сидерофильных элементов. Он широко распространен, несмотря на 30 место в ряду распространенности химических элементов (0.0029%) (Гринвуд, Эрншо, 2008). Селен – сравнительно редкий элемент, содержание его в земной коре составляет $\sim 5 \times 10^{-6}\%$ (Гринвуд, Эрншо, 2008). Селен является халькофильным элементом, тесно связанным с Cu-содержащими колчеданными рудами. Во всех промышленных типах руд Se на 85-95% связан с пиритом и халькопиритом, до 5-7% со сфалеритом. Близкие ионные радиусы меди и кобальта обуславливают возможность вхождения кобальта в качестве изоморфной примеси в минералы меди.

Повышенные содержания кобальта и селена характерны для медных разностей сульфидных руд поля Юбилейное. Для Cu-Fe геохимического типа сульфидных руд средние содержания Co и Se достигают максимума в значениях 1048 г/т и 94.3 г/т соответственно. Высокие содержания этих элементов-примесей в отдельных образцах зафиксированы для кобальта в образце 35л59-М-3 (2294 г/т), а для селена – 400 г/т в образце 35л59-М-2. Среднее содержание Co в рудах Fe-S геохимического типа составляет 193 г/т, а в рудах Zn-Fe тип – 351 г/т. Для Se среднее содержание равно 21.8 г/т для руд Fe-S типа и 7 г/т для цинковых разностей сульфидных руд поля Юбилейное.

На бинарном графике зависимости кобальта и меди (рисунок 4.4) видна их тесная положительная корреляция. При увеличении содержаний меди в составе сульфидных руд поля Юбилейное возрастают содержания кобальта, однако зависимость между этими элементами не является прямой линейной. Четко выражены две области: область слева на графике представляет собой обособление точек, соответствующих рудам Fe-S геохимического типа с низкими содержаниями меди и кобальта (исключением является пара точек с

высокими концентрациями Co). Область справа на графике является обособлением точек, отвечающих рудам с повышенными содержаниями обоих элементов и принадлежащих Cu-Fe геохимическому типу. Цинковые разности руд занимают на графике промежуточное положение между двумя группами.

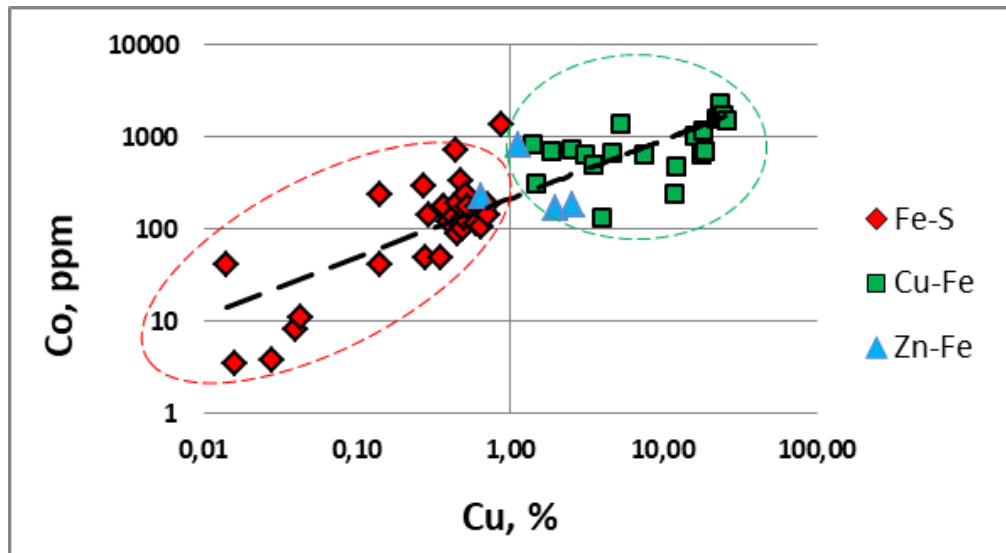


Рисунок 4.4 - Зависимость содержаний кобальта и меди в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Ранее автором выявлены особенности распределения кобальта и селена в медно-колчеданных сульфидных рудах (Babaeva et al, 2015; Бабаева, 2015; Суханова, 2015) на примере 6 рудных полей (Ашадзе-1, Ашадзе-2, Юбилейное, Петербургское, Семенов-2, Логачев-1), входящих в состав Российского разведочного района. Установлено, что поведение этих элементов различно в зависимости от содержания меди и железа в рудах (рисунок 4.5).

Максимальные содержания кобальта от 2000 г/т до 7000 г/т установлены в рудах с содержанием меди 10-25%. Средние содержания в 1000-2000 г/т характерны в равной степени всем сульфидным рудам Cu-Fe геохимического типа с различными содержаниями меди. В целом, в сульфидных рудах Российского разведочного района преобладают содержания кобальта менее 1000 г/т.

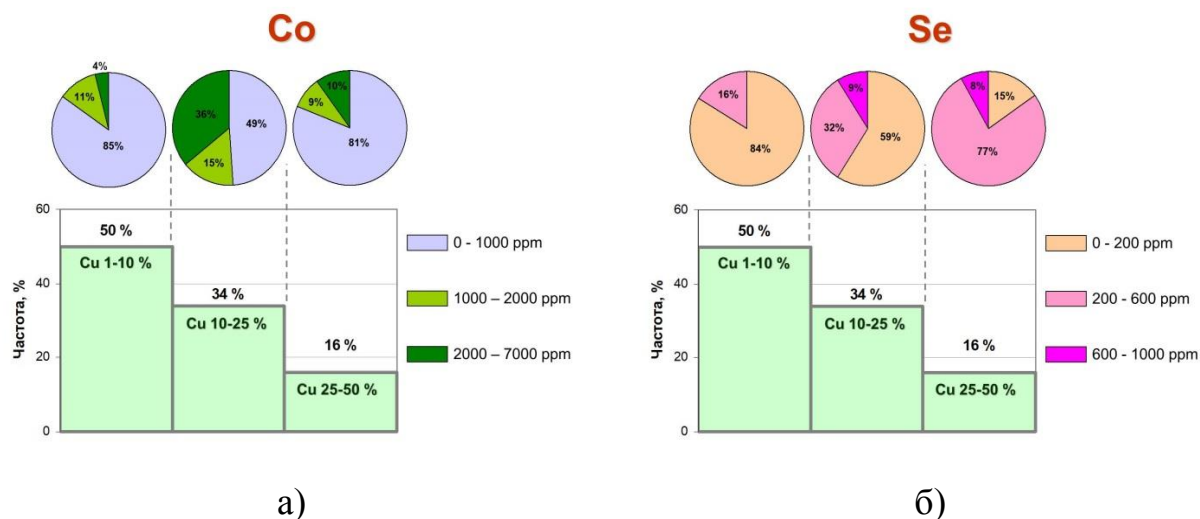


Рисунок 4.5 - Диапазоны концентраций и частота встречаемости кобальта (а) и селена (б) в зависимости от содержаний меди в сульфидных рудах полей Ашадзе-1, Ашадзе-2, Юбилейное, Петербургское, Семенов-2, Логачев-1

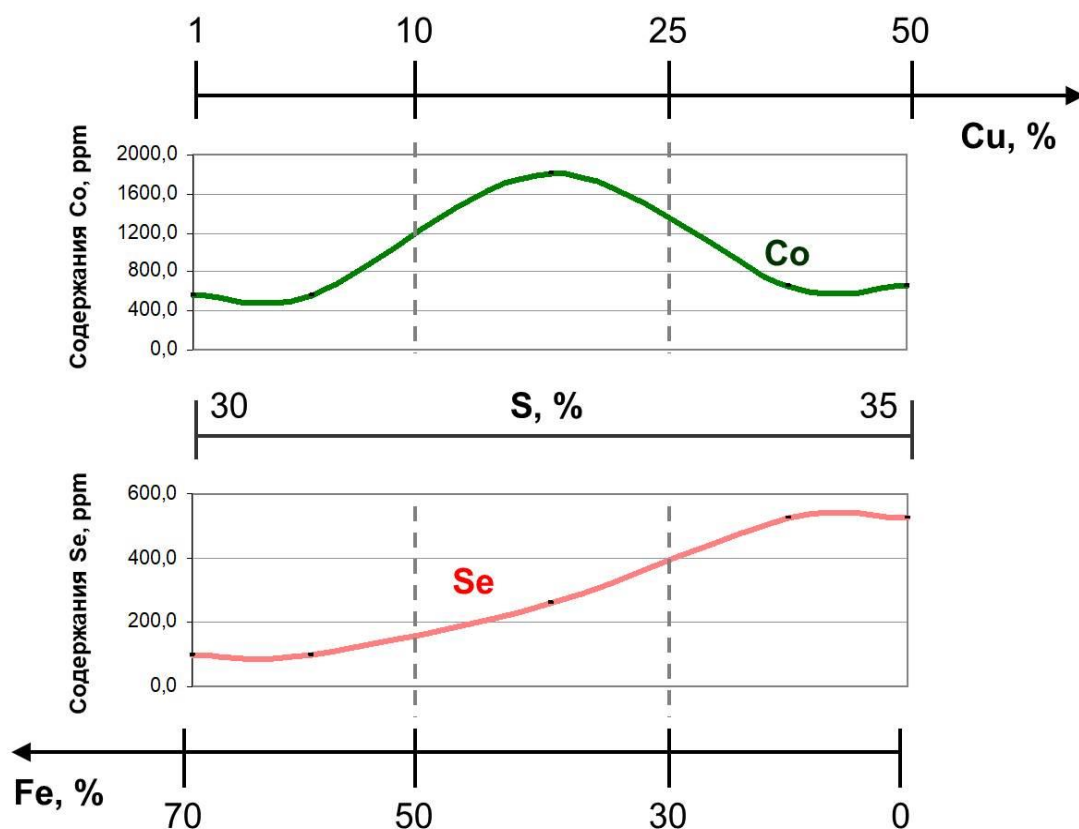


Рисунок 4.6 - Особенности распределения Co и Se в сульфидных рудах полей Ашадзе-1, Ашадзе-2, Юбилейное, Петербургское, Семенов-2, Логачев-1

Для селена наибольшее значение имеют сульфидные руды с содержаниями меди 25-50%, где концентрация Se от 200 до 600 г/т. На самые высокие содержания Se, достигающими 1000 г/т, приходится лишь 8-9% от

всех исследованных образцов с содержаниями меди 10-25% и 25-50%. Обеднены Se руды с содержаниями меди 1-10%.

Железо также влияет на распределение кобальта и селена в рудах (рисунок 4.6). Максимальное количество кобальта содержится в рудах с концентрацией меди в интервале 10-25% и железа 30-50%, в то время как для селена максимальные значения лежат в области 25-50% для меди и 2-30% для железа.

4.2.2. Элементы, ассоциирующие с железом

Железо в сульфидных рудах поля Юбилейное тесно коррелирует с S, Sb и Ni ($r(Fe - S) = 0.90$; $r(Fe - Sb) = 0.71$; $r(Fe - Ni) = 0.64$; $r(S - Sb) = 0.83$; $r(Ni - Sb) = 0.66$; $r(Ni - S) = 0.69$). По распространенности в земной коре никель занимает 7 место среди переходных металлов и 22 среди всех элементов ($9.9 \times 10^{-3}\%$) (Гринвуд, Эрншо, 2008). Никель относится к группе сидерофильных элементов, тесно ассоциирующих с железом. Ионные радиусы Fe^{2+} и Ni^{2+} равны, что обуславливает свободное изоморфное замещение никелем атомов железа. Сурьма является халькофильным элементом, не отличается значительным распространением в земной коре ($12 \times 10^{-5}\%$), несмотря на вхождение в качестве основного компонента в состав нескольких минералов (Гринвуд, Эрншо, 2008).

В сульфидных рудах поля Юбилейное никель распределен равномерно вне зависимости от геохимического типа руд. Максимальное содержание никеля наблюдается в образце 35л122-М-2 – 61.4 г/т. Среднее содержание Ni в рудах составляет 46.7 г/т для Fe-S типа, 49.4 г/т – Cu-Fe, 47.7 г/т для Zn-Fe. Подобное распределение может указывать на то, что поведение никеля не зависит от температуры образования сульфидных руд, а подчиняется другим факторам рудообразования.

На бинарном графике зависимости никеля и железа (рисунок 4.7) отчетливо выделены три области. Верхняя область на графике представляет собой совокупность значений, соответствующих рудам различного

химического состава с близкими содержаниями никеля. Отдельные точки, соответствующие рудам Fe-S и Cu-Fe геохимических типов, отскакивают от общей линии тренда и содержат пониженные концентрации никеля.

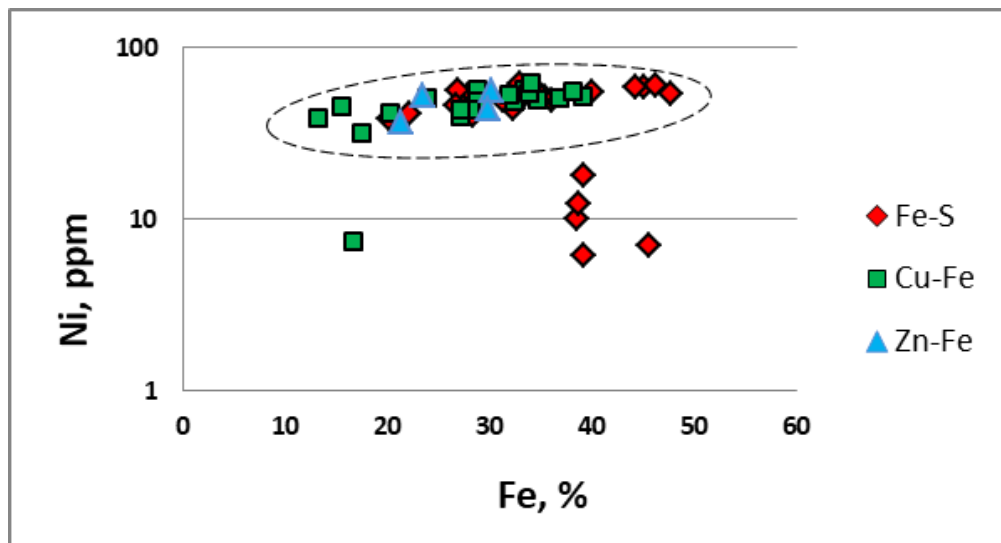


Рисунок 4.7 - Зависимость содержаний никеля и железа в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Сурьма в рудах поля Юбилейное, аналогично никелю, распределена равномерно между различными геохимическими типами. Среднее содержание Sb в рудах типа Fe-S составляет 19.5 г/т, Cu-Fe – 29.6 г/т, Zn-Fe – 23.2 г/т. Максимальное содержание сурьмы зафиксировано в образце 35л120-М-6 – 64.9 г/т.

На бинарном графике зависимости сурьмы и железа (рисунок 4.8) отчетливо выделены три области, аналогично распределению никеля в сульфидных рудах. Верхняя область на графике представляет собой совокупность значений, соответствующих рудам различного химического состава с линейной зависимостью сурьмы и железа. Обособляются точки, соответствующие сульфидным рудам Fe-S и Cu-Fe геохимических типов, не принадлежащие общей линии тренда и характеризующиеся пониженными содержаниями сурьмы.

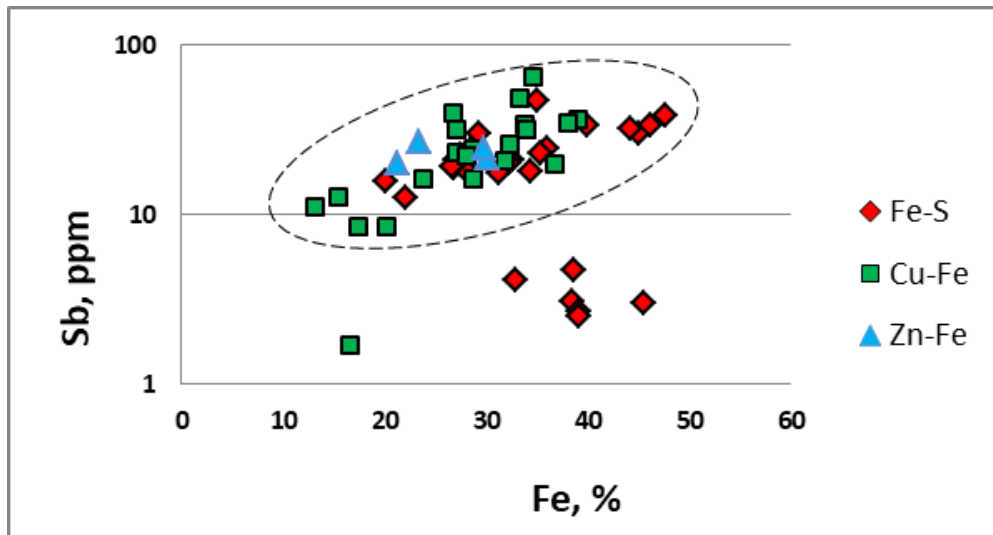


Рисунок 4.8 - Зависимость содержаний сурьмы и железа в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

4.2.3. Элементы, ассоциирующие с цинком

С Zn в рудах поля Юбилейное тесно коррелируют Cd, Ag, Pb и Hg ($r(Zn - Cd) = 0.89$; $r(Zn - Ag) = 0.51$; $r(Zn - Pb) = 0.46$; $r(Zn - Hg) = 0.52$; $r(Cd - Ag) = 0.83$; $r(Cd - Hg) = 0.76$; $r(Pb - Ag) = 0.75$; $r(Pb - Hg) = 0.91$). Кадмий, свинец, ртуть и серебро относятся к группе халькофильных элементов. Кадмий – типичный попутный компонент в колчеданных рудах. Его содержания могут широко варьироваться, а повышенные значения характерны для цинково-колчеданных и свинцово-цинковых разностей. По распространенности в земной коре кадмий близок к сурьме с содержанием $8 \times 10^{-6}\%$ (Гринвуд, Эрншо, 2008). Свинец – самый распространенный из тяжелых элементов ($13 \times 10^{-4}\%$) (Гринвуд, Эрншо, 2008). Такая высокая распространенность объясняется стабильностью трех его изотопов, являющихся конечными продуктами распада радиоактивных рядов. Относительное содержание ртути и серебра в земной коре равно и составляет $8 \times 10^{-6}\%$ (Гринвуд, Эрншо, 2008).

Сульфидные руды с развитием цинковой минерализации отмечены повышенными содержаниями серебра, кадмия и свинца, что зафиксировано в наличии сильных корреляционных связей перечисленных элементов с цинком. Средние содержания в геохимическом типе Zn-Fe составляют 29.1

г/т, 199, 45.4 г/т соответственно для Cd, Pb и Ag. В рудах Fe-S геохимического типа средние содержания составляют: 8.39 г/т для кадмия, 129 г/т для свинца и 16.9 г/т для серебра. В медно-колчеданных рудах средние содержания Cd, Pb и Ag равны соответственно 11.4 г/т, 75 и 17.4 г/т.

Для рудного поля Юбилейное максимальное среднее содержание Cd отмечено в Zn-Fe геохимическом типе и составляет 29.1 г/т. Для образца 35л120-М-2 содержание Cd составляет 45.2 г/т, что является максимальным значением, наблюдаемым в отдельных образцах поля Юбилейное.

На бинарном графике зависимости кадмия и цинка (рисунок 4.9) видна их прямая корреляция.

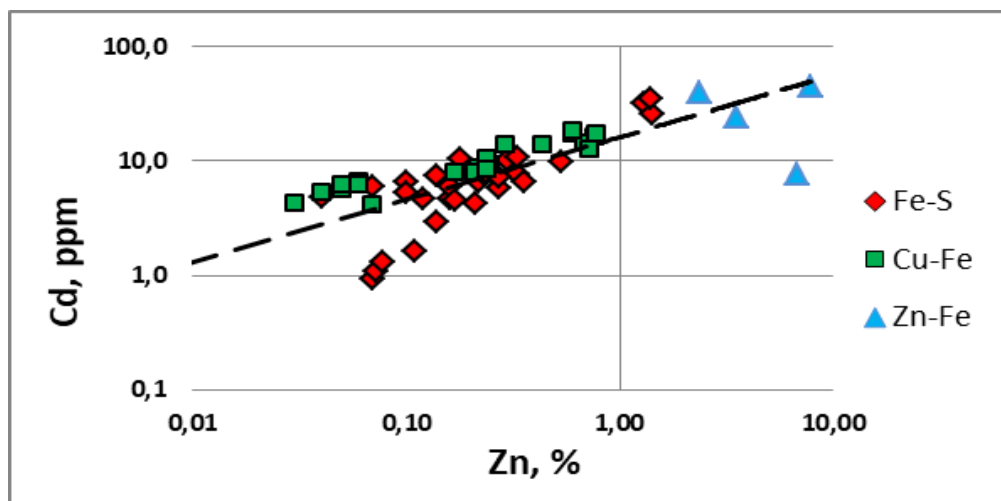


Рисунок 4.9 - Зависимость содержаний кадмия и цинка в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Точки, соответствующие рудам Zn-Fe геохимического типа, обособлены в правой верхней части диаграммы, отвечающей высоким содержаниям цинка и кадмия в составе руд.

На бинарном графике зависимости Pb и Zn (рисунок 4.10) выделены две области, соответствующие обособлению Fe-S руд выше линии тренда и Cu-Fe – ниже. Как и в случае с распределением кадмия, цинковые разности сульфидных руд поля Юбилейное обособлены в правой верхней части графика, в области высоких содержаний цинка и свинца.

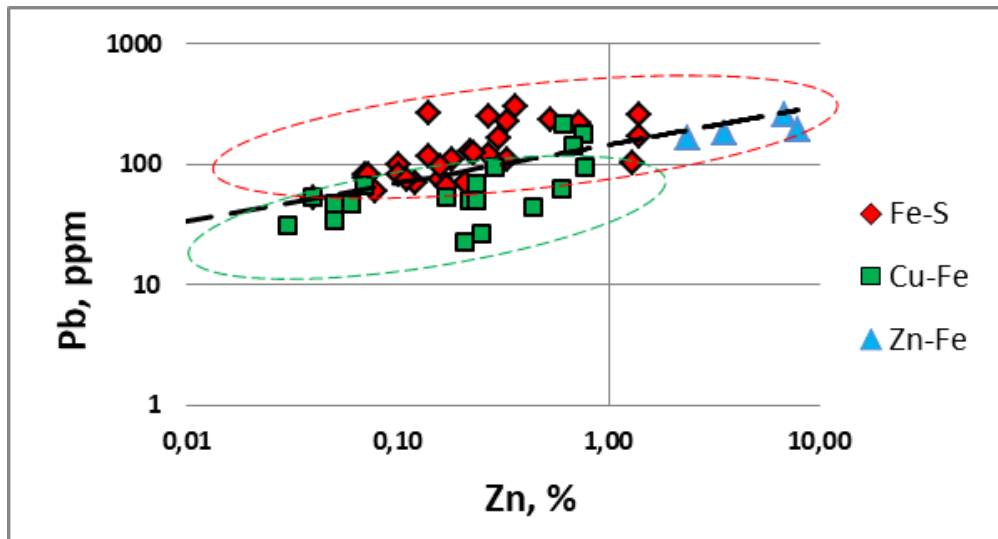


Рисунок 4.10 - Зависимость содержаний свинца и цинка в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Высокие содержания Pb не характерны для рудных объектов океанических хребтов (Fouquet et al, 2010). Однако, среднее содержание Pb в цинковых разностях руд поля Юбилейное составляет 199 г/т, максимальное значение зафиксировано в образце 35л120-М-3 в размере 299 г/т.

Сульфидные руды поля Юбилейное обеднены ртутью. Среднее содержание Hg в Zn-Fe геохимическом типе составляет 2.45 г/т. В образце 35л120-М-3 установлено наивысшее содержание ртути – 3.44 г/т.

На бинарном графике зависимости ртути и цинка (рисунок 4.11) зависимость между элементами представляется схожей с логарифмической. Руды Zn-Fe геохимического типа обособляются на графике в правой части с высокими содержаниями цинка. Точки, соответствующие рудам серно-колчеданной и медно-колчеданной специализации, распределены несистемно в левой части графика.

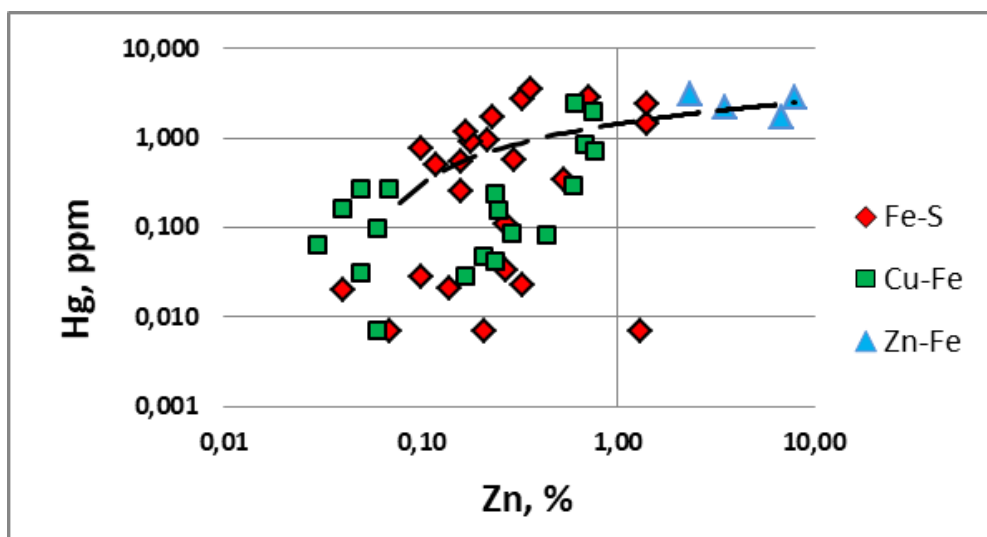


Рисунок 4.11 - Зависимость содержаний ртути и цинка в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Геохимический тип Zn-Fe руд поля Юбилейное характеризуется средним содержанием Ag – 45.4 г/т, максимальное значение отмечено в образце 35л120-М-1 – 93.6 г/т. Серебро в рудах поля Юбилейное распределено равномерно в рудах различных геохимических типов.

На бинарном графике зависимости серебра и цинка (рисунок 4.12) все точки, принадлежащие Zn-Fe геохимическому типу, лежат в области высоких содержаний серебра.

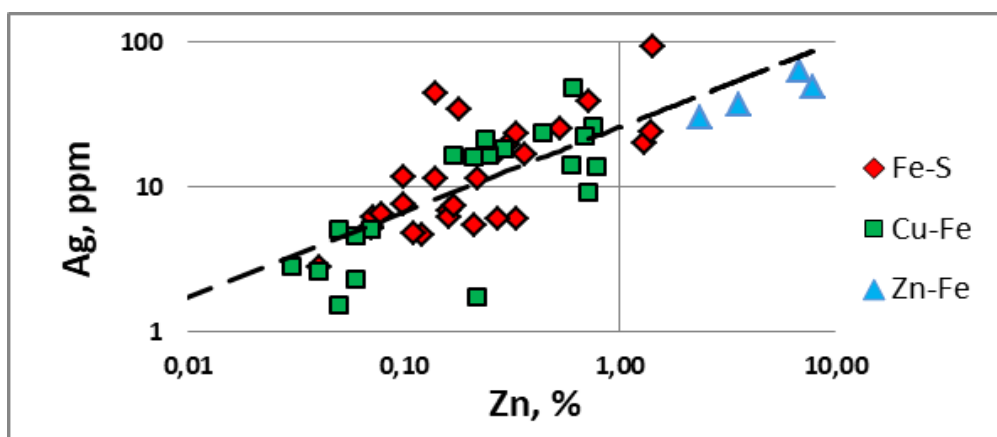


Рисунок 4.12 - Зависимость содержаний серебра и цинка в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Руды серно-колчеданной и медно-колчеданной специализации характеризуются широкими вариациями содержаний Ag в составе руд, однако все значения укладываются в представленный линейный тренд.

Золото относится к рассеянным элементам с содержанием в земной коре $\sim 4 \times 10^{-9}\%$. В морской воде концентрация золота составляет $\sim 1 \times 10^{-7}\%$ в зависимости от географического положения (Гринвуд, Эрншо, 2008). Золото - сидерофильный элемент. Химические свойства этого металла объясняют тот факт, что, несмотря на установленную корреляцию золота с Zn и другими примесными элементами полиметаллической ассоциации, максимальное среднее содержание Au установлено для Fe-S геохимического типа руд.

Сульфидные руды поля Юбилейное по сравнению с другими объектами Российского разведочного района обеднены Au (среднее содержание менее 1 г/т) (Babaeva et al, 2016). Средние содержания Au в геохимических типах составляют: 0.75 г/т для Fe-S, 0.15 г/т для Cu-Fe и 0.49 г/т для Zn-Fe; максимальное содержание в образце 35л60-М-2 – 2.78 г/т.

На бинарном графике зависимости содержаний золота и цинка (рисунок 4.13) обособлены области, соответствующие разным геохимическим типам.

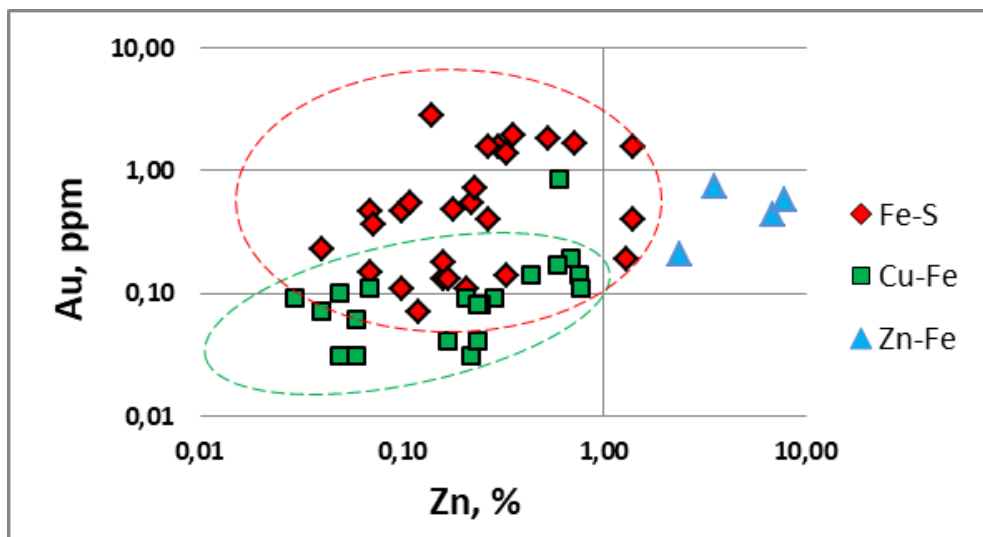


Рисунок 4.13 - Зависимость содержаний золота и цинка в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Область, соответствующая рудам Fe-S типа, характеризуется повышенными содержаниями золота, нежели Cu-Fe типа. Цинковые разности занимают на диаграмме промежуточное положение

На бинарном графике зависимости суммарного содержания благородных металлов (серебра и золота) и цинка (рисунок 4.14) отмечена прямая линейная зависимость содержаний благородных металлов от содержания цинка в составе сульфидных руд.

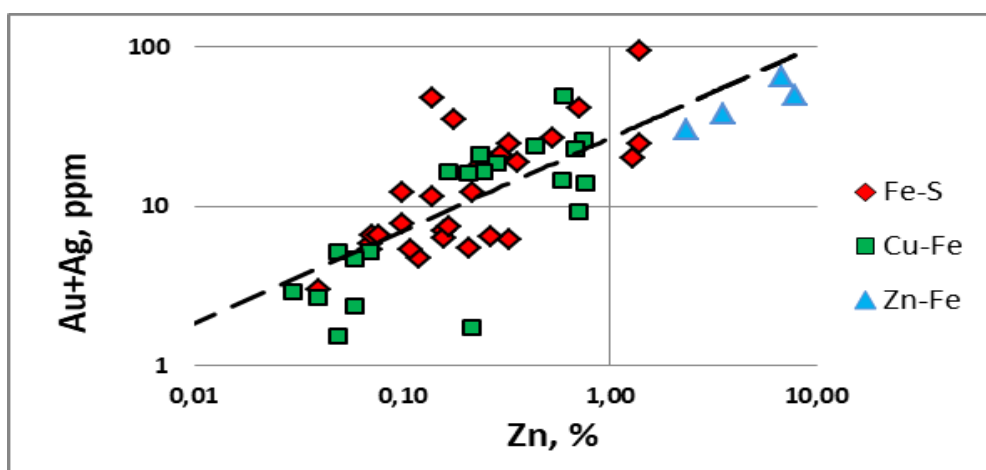


Рисунок 4.14 - Зависимость суммарного содержания благородных металлов (серебра и золота) и цинка в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Золото, по результатам работ предшественников, принадлежит, по крайней мере, двум ассоциациям колчеданного минералообразования: начинает высаживаться Au с металлами медной ассоциации, а заканчивает с металлами полиметаллической ассоциации (Овчинников, 1988). Именно поэтому высокие содержания Au приходятся на период одновременного развития и медной и цинковой минерализации. Несмотря на пограничную позицию, золото теснее коррелирует с цинком и наблюдается в повышенных содержаниях в рудах с соотношением $Cu / Zn < 1$ (Fouquet et al, 2010). Возникновение повышенных концентраций Au в цинково-колчеданных рудах обычно связывается с переотложением благородных металлов в краевые более низкотемпературные зоны при прогрессивном замещении минералов и перераспределении золота под воздействием высокотемпературного гидротермального флюида на массивные сульфиды в "зрелых" постройках (Hannington et al, 1986; 1991). Редким для океанических сульфидов является появление повышенных концентраций благородных металлов при их

первичном осаждении из высокотемпературных окисленных флюидов в ассоциации с сульфидами меди (Hannington et al, 1986; 1991).

Несмотря на связь определенных примесных элементов с тем или иным главным рудным компонентом, наблюдаются большие вариации в содержаниях элементов-примесей в различных геохимических типах.

В сульфидных рудах поля Юбилейное содержания никеля варьируют от 6 до 140 г/т, сурьмы – от 1 до 65 г/т, кобальта – от 3 до 2294 г/т, селена – от 5 до 400 г/т. Наибольшими вариациями содержаний этих элементов характеризуются руды Cu-Fe геохимического типа, наименьшими – Zn-колчеданного (рисунок 4.15).

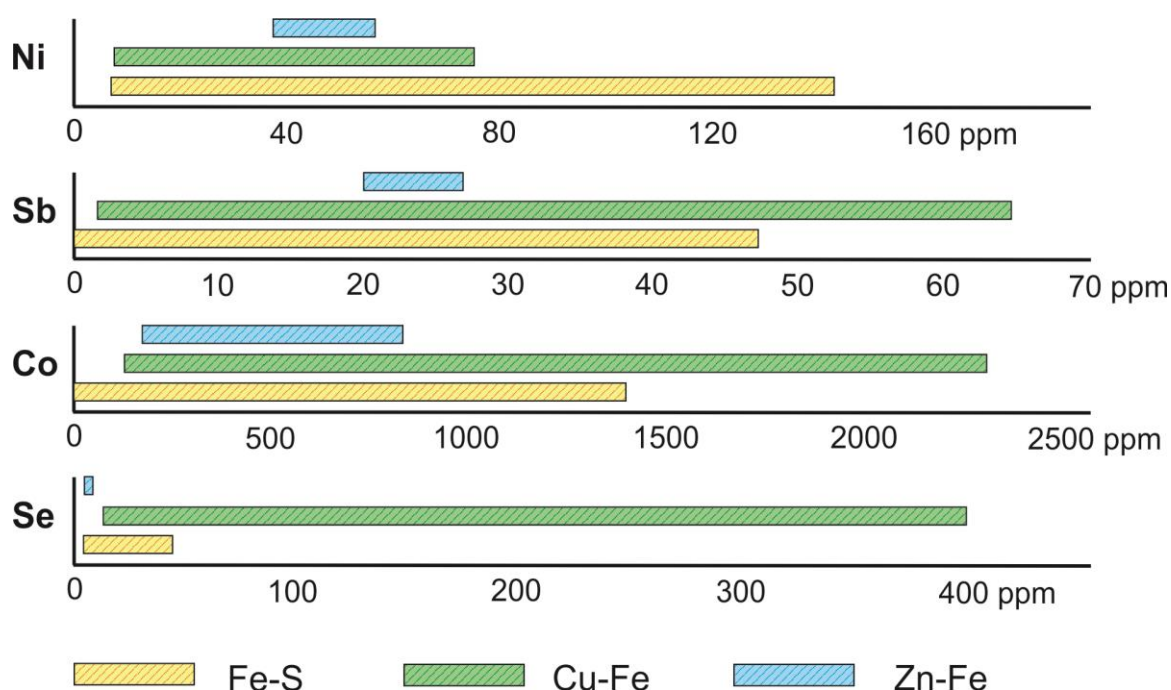


Рисунок 4.15 - Вариации содержаний Ni, Sb, Co и Se в сульфидных рудах разных геохимических типов поля Юбилейное

Кадмий, свинец и серебро характеризуются широкими диапазонами содержаний в рудах поля Юбилейное: 0.3 – 140 г/т для Cd, 1 – 299 г/т для Pb, 3 – 94 г/т для Ag. Руды Fe-S и Cu-Fe геохимических типов по результатам сравнения средних содержаний являются обедненными Cd, Pb, Ag, однако, диапазон содержаний этих элементов велик (рисунок 4.16). Сульфидные руды Zn-Fe типа характеризуются малыми вариациями содержаний примесных компонентов по сравнению с рудами Fe-S и Cu-Fe типов

(исключение – кадмий). Сульфидные руды поля Юбилейное обеднены ртутью и золотом. Максимальные содержания составляют 3.4 г/т для ртути и 3 г/т для золота.

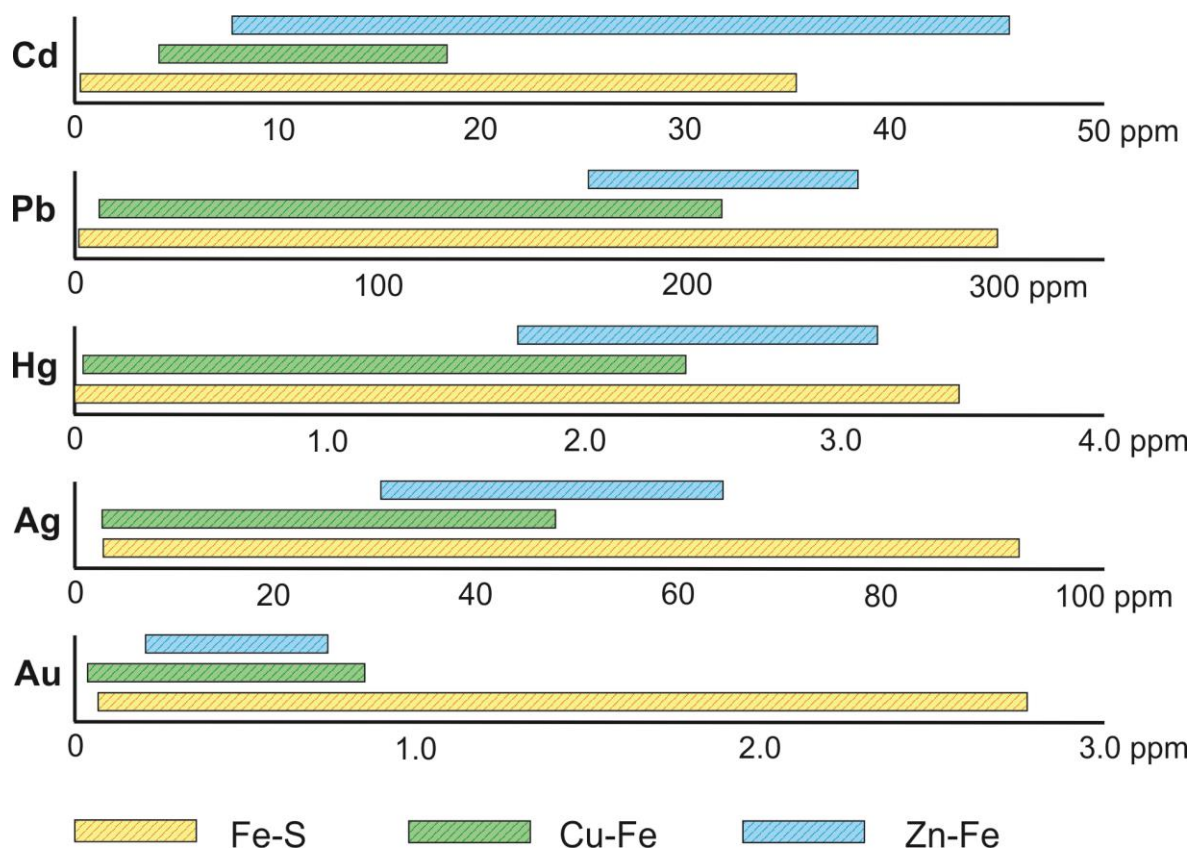


Рисунок 4.16 - Вариации содержаний Cd, Pb, Hg, Ag и Au в сульфидных рудах разных геохимических типов поля Юбилейное

Общая тенденция распределения элементов-примесей проявляется в том, что медные разновидности сульфидных руд обогащены Co и Se, в то время как цинковые разновидности руд поля Юбилейное – Cd, Pb, Hg и Ag. Никель и сурьма коррелируют с рудами серно-колчеданной специализации. Это подтверждается спектрами распределения элементов-примесей в сульфидных рудах отдельных образцов, принадлежащих разным геохимическим типам (рисунок 4.17).

Подобная дифференциация отражает последовательное снижение температуры рудообразования. Цинк и ассоциирующие с ним компоненты (Cd, Pb, Hg, Ag) отлагаются при температурах ниже, чем Cu, Co, Se (Hannington, Scott, 1988; Tivey et al, 1995).

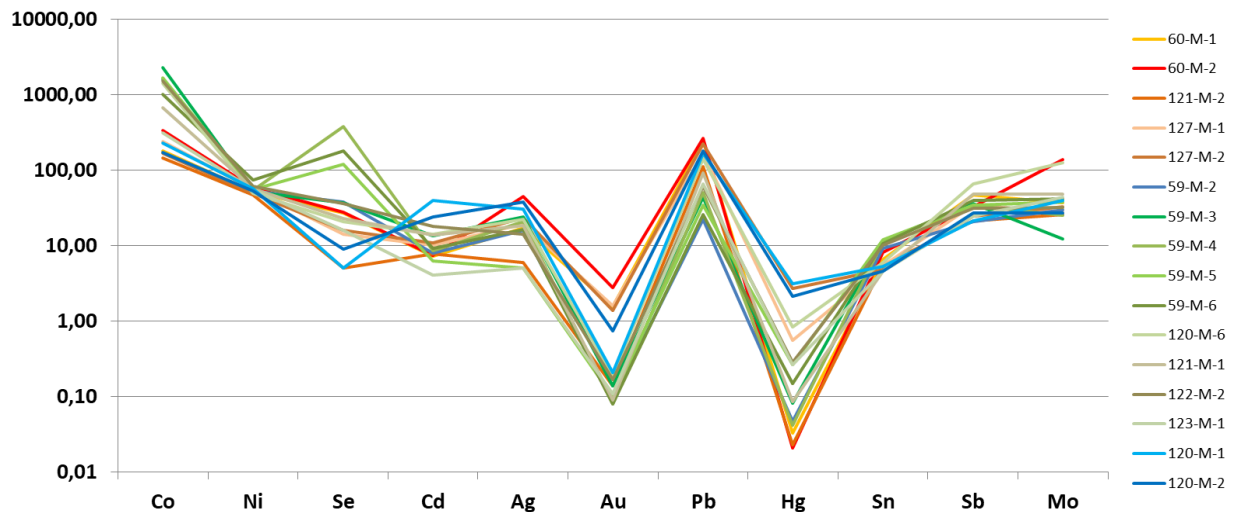


Рисунок 4.17 - Спектры распределения элементов-примесей в отдельных образцах сульфидных руд разных геохимических типов

Поведение главных рудных компонентов Cu и Zn, а также элементов-примесей контролируются условиями растворимости этих элементов, способностью к мобилизации, составом флюидов и другими факторами (Hannington et al, 1995; Tivey et al, 1995; Mills et al, 1996; Metz, Trefry, 2000; Petersen et al, 2000). Большие вариации содержаний элементов-примесей обусловлены развитием в контуре рудного поля различных минеральных ассоциаций сульфидных руд с изменчивым количественным соотношением рудообразующих сульфидов.

4.2.4. Элементы, не коррелирующие с железом, медью и цинком

Молибден, марганец, олово и мышьяк не образуют значимых корреляционных связей с главными рудными компонентами. Марганец входит в ряд распространенных элементов земной коры с содержанием равным 0,106 %. В Мировом океане Mn участвует в образовании железо-марганцевых корок и конкреций, успешно зарекомендованных как потенциальные твердые полезные ископаемые. Напротив, мышьяк, олово и молибден менее распространенные элементы с содержанием в земной коре $\approx 2 \times 10^{-4}\%$ (Гринвуд, Эрншо, 2008).

Средние содержания молибдена в рудах Fe-S типа составляют 61.6 г/т, Cu-Fe – 44.6 г/т, Zn-Fe – 42.8 г/т. Равномерное распределение Mo

подтверждается бинарным графиком (рисунок 4.18). Точки, отвечающие сульфидным рудам различных геохимических типов, расположены несистемно, что доказывает отсутствие линейных корреляционных связей молибдена с главными рудообразующими элементами.

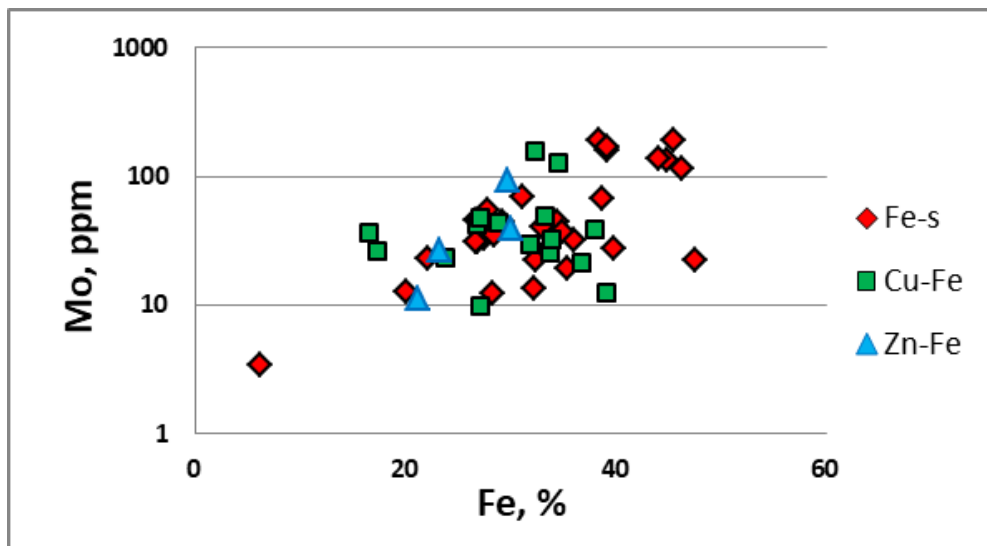


Рисунок 4.18 - Зависимость содержаний молибдена и железа в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Аналогичная картина наблюдается для марганца (рисунок 4.19). Средние содержания Mn в рудах поля Юбилейное различных геохимических типов составляют: Fe-S – 227 г/т, Cu-Fe – 274 г/т, Zn-Fe – 200 г/т.

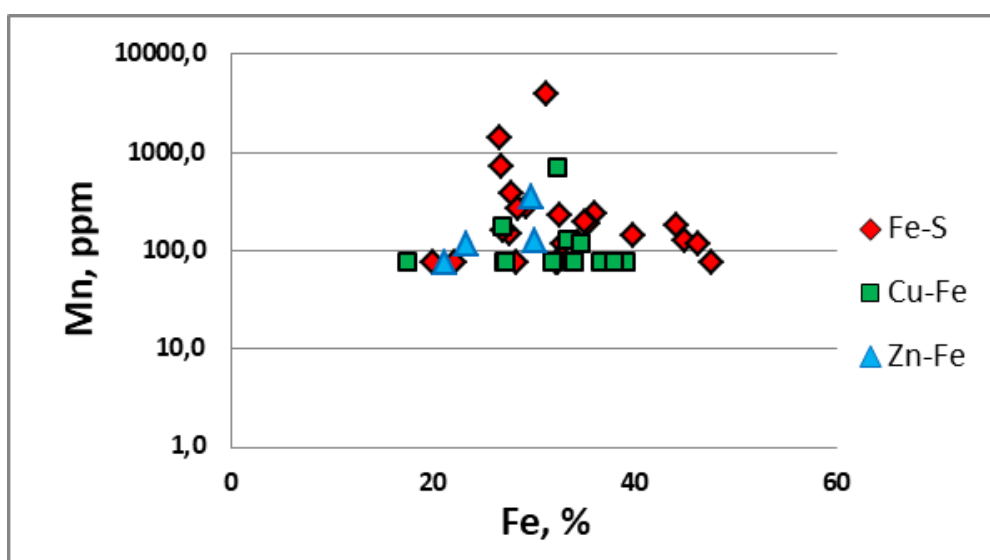


Рисунок 4.19 - Зависимость содержаний марганца и железа в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Для рудного поля Юбилейное содержания As в Fe-S и Cu-Fe геохимических типах равны 28.2 и 30.4 г/т соответственно. Сульфидные руды цинковой минерализации характеризуются максимальными содержаниями этого элемента – 128 г/т (рисунок 4.20). Наибольшая концентрация As зафиксирована в образце 35л121-М-1 и составляет 245 г/т.

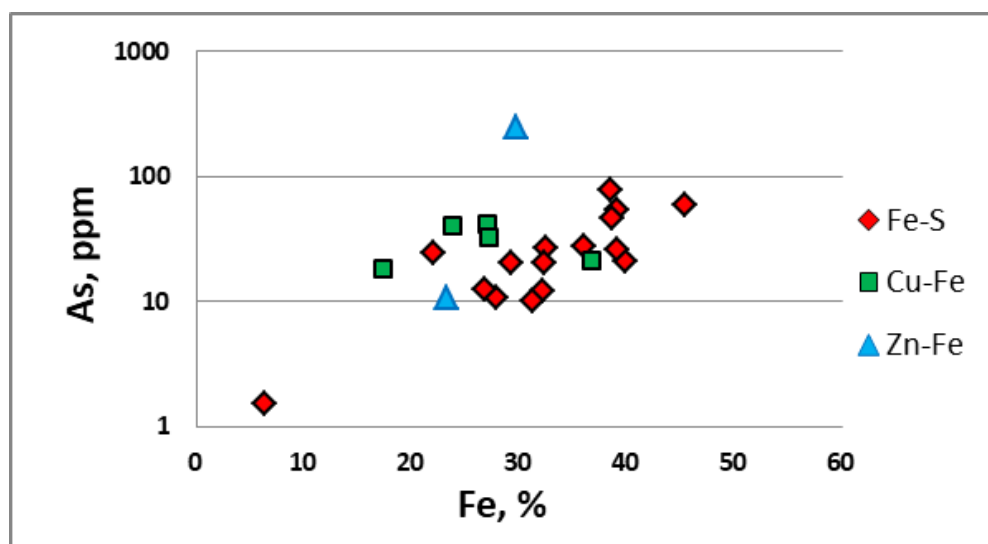


Рисунок 4.20 - Зависимость содержаний мышьяка и железа в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Олово равномерно распределено между сульфидными рудами Fe-S и Zn-Fe геохимических типов со средним содержанием 4-5 г/т (рисунок 4.21).

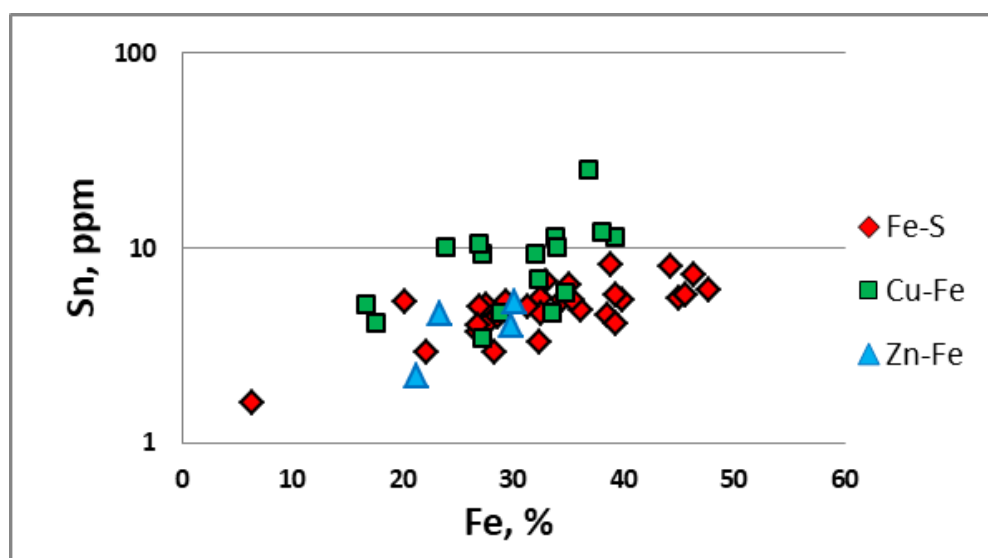


Рисунок 4.21 - Зависимость содержаний олова и железа в общей выборке сульфидных руд поля Юбилейное

Сульфидные руды поля Юбилейное с высокими содержаниями меди характеризуются и повышенными содержаниями олова. Среднее содержание Sn в рудах Cu-Fe геохимического типа составляет 9 г/т.

Представленные элементы, не имеющие корреляционных связей с Fe, Cu и Zn, могут быть индикаторами наложенных процессов, проявляющихся после формирования сульфидных руд и не связанных с их минералогическим геохимическим спецификой.

4.3. Особенности распределения главных рудных и примесных элементов в контуре рудного тела

С помощью программы ArcGIS построены схематичные карты распределения содержаний главных рудных и примесных элементов в контуре рудного тела поля Юбилейное. Учитывая несистемность пробоотбора, при построении схем возникла необходимость использования инструментов интерполяции, входящих в состав программы ArcGIS, для создания непрерывной поверхности на основании имеющихся содержаний элементов в станциях пробоотбора. Для построения схем распределения средних содержаний исследуемых элементов в контуре рудного поля Юбилейное использован метод интерполяции Кригинг (Kriging), в основе которого заложены технологии статистического анализа.

Главные рудные компоненты образуют латеральную зональность распределения их содержаний в структурном контуре рудного тела поля Юбилейное (рисунок 4.22). Пространственная зональность распределения меди отражена в постепенном переходе сульфидных руд с содержанием меди 1-2% к рудам с высокими содержаниями, достигающими 15-20%. Максимумы концентраций меди локализованы в северо-западной и юго-восточной частях рудного тела. Станция 35л59 характеризуется средним содержанием меди 18.4%, станция 35л126 – 12.1%.

Латеральная зональность распределения содержаний цинка проявляется в смене обедненных цинком руд с содержанием металла до 1%

на периферии рудного тела богатыми цинком (2% и более) сульфидными рудами. Имеется два центра с максимальными содержаниями цинка, расположенные в западной части рудного тела в станциях 35л120 и 35л121 со средним содержанием элемента 1.95% и 1.50% соответственно.

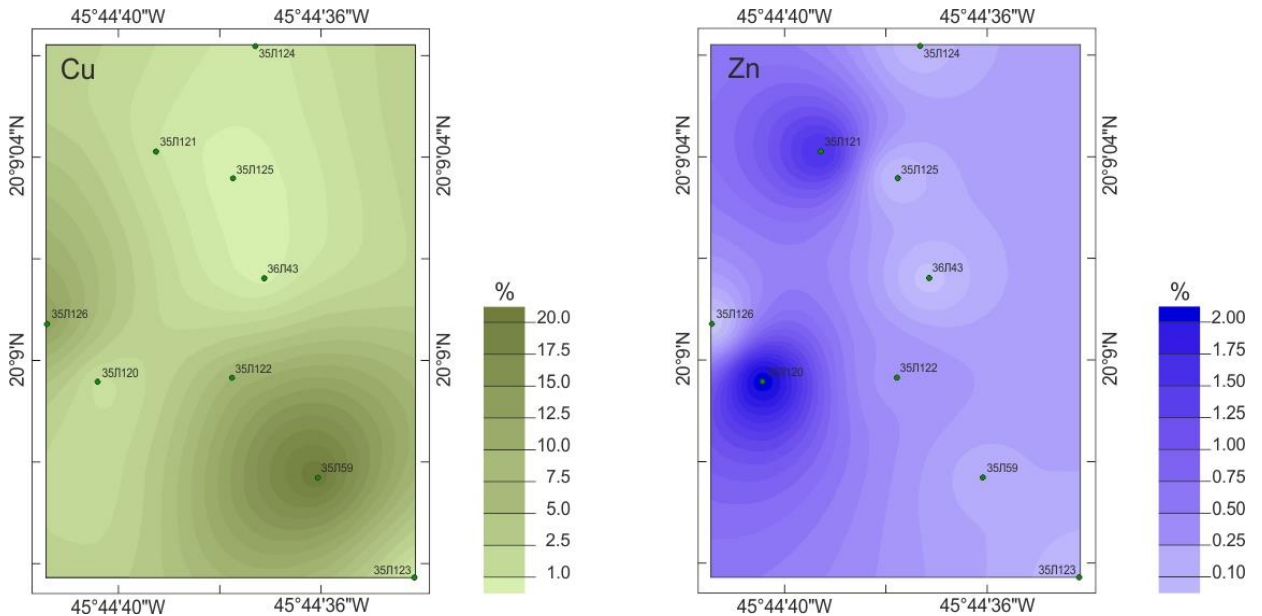


Рисунок 4.22 - Схема распределения меди и цинка в контуре рудного тела поля Юбилейное, выполненная с помощью ArcGIS 10.4 по результатам химического анализа сульфидных руд

В контуре рудного поля Юбилейное центры с максимальными содержаниями меди и цинка пространственно не совпадают. Это может быть связано, с одной стороны, с наличием двух подводящих каналов, с другой – с дискретным поступлением рудного вещества в процессе образования рудного поля. Еще одна точка зрения может быть основана на признании автономности медного и цинкового оруденения с обязательной зональностью распределения в пространстве (Овчинников, 1988).

Распределение элементов-примесей в контуре рудного тела неравномерное, демонстрирующее сложную геохимическую зональность.

Максимальные средние содержания Ni приурочены к станциям 35л59 (49.0 г/т) и 35л122 (55.8 г/т). Повышенные концентрации элемента тяготеют к южной части рудного тела (рисунок 4.18). Максимальные средние содержания Sb приурочены к станциям 35л122 (32.4 г/т) и 35л125 (30.2 г/т).

Два центра с высокими содержаниями сурьмы расположены в южной и северной частях рудного тела (рисунок 4.23).

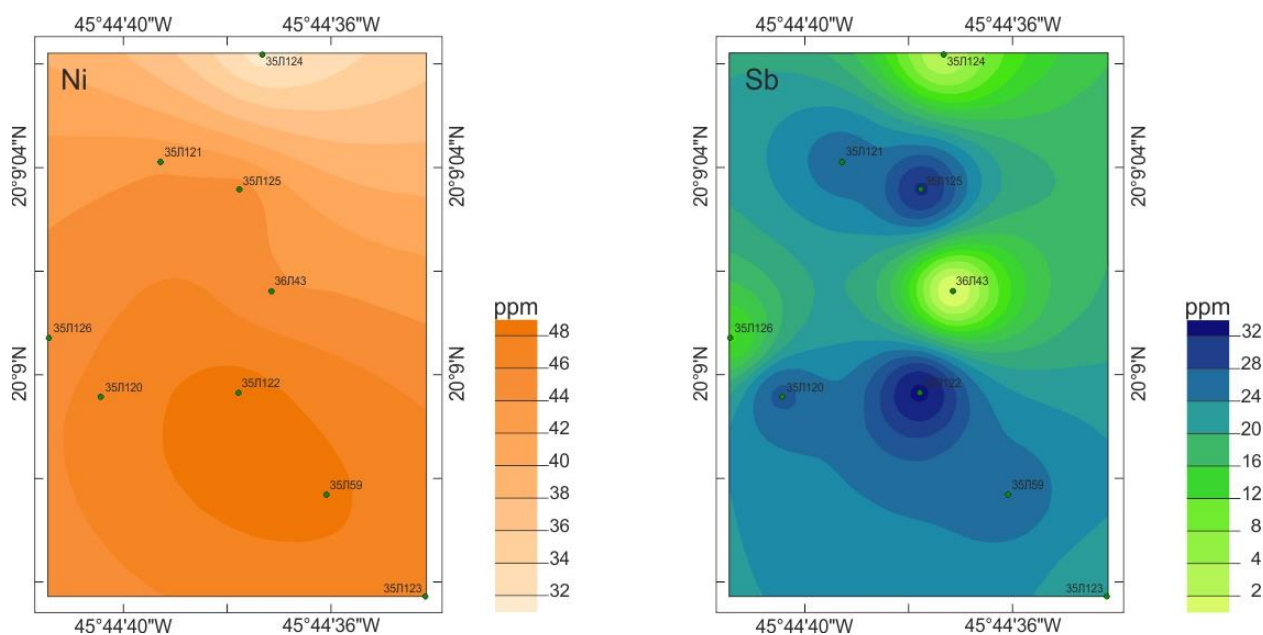


Рисунок 4.23 - Схема распределения никеля и сурьмы в контуре рудного тела поля Юбилейное, выполненная с помощью ArcGIS 10.4 по результатам химического анализа сульфидных руд

Максимальные средние содержания Co приурочены к станциям 35л59 (1198 г/т) и 35л124 (1388 г/т). Повышенные концентрации Co тяготеют к северной и южной частям рудного тела (рисунок 4.24). Пространственно участки с повышенными содержаниями кобальта не совпадают с участками повышенных содержаний главных рудных компонентов. Это свидетельствует о наличие сложной, не прямой, связи между Co и Cu при образовании сульфидных руд.

Максимальные средние содержания Se приурочены к станциям 35л59 (152 г/т) и 35л126 (155 г/т). Повышенные концентрации Se тяготеют к северо-западной и юго-восточной частям рудного тела (рисунок 4.24). Зоны повышенных содержаний Se пространственно совпадают с зонами распространения высоких содержаний Cu.

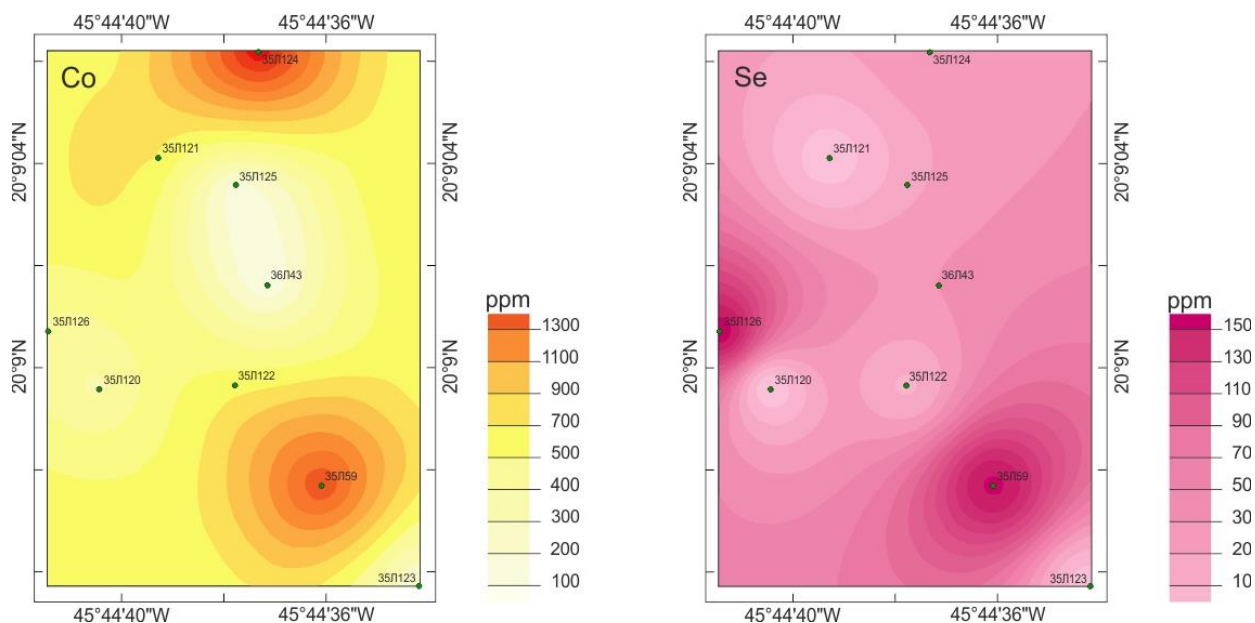


Рисунок 4.24 - Схема распределения кобальта и селена в контуре рудного тела поля Юбилейное, выполненная с помощью ArcGIS 10.4 по результатам химического анализа сульфидных руд

Максимальные средние содержания Ag, Au, Cd, Pb, Hg приурочены к станции 35л120 – 38.7 г/т, 1 г/т, 23.1 г/т, 207 г/т, 2.18 г/т соответственно. Повышенные концентрации этих элементов тяготеют к юго-западной части рудного тела (рисунок 4.25-4.26). Пространственно максимумы содержаний этих элементов совпадают с максимумами для цинка.

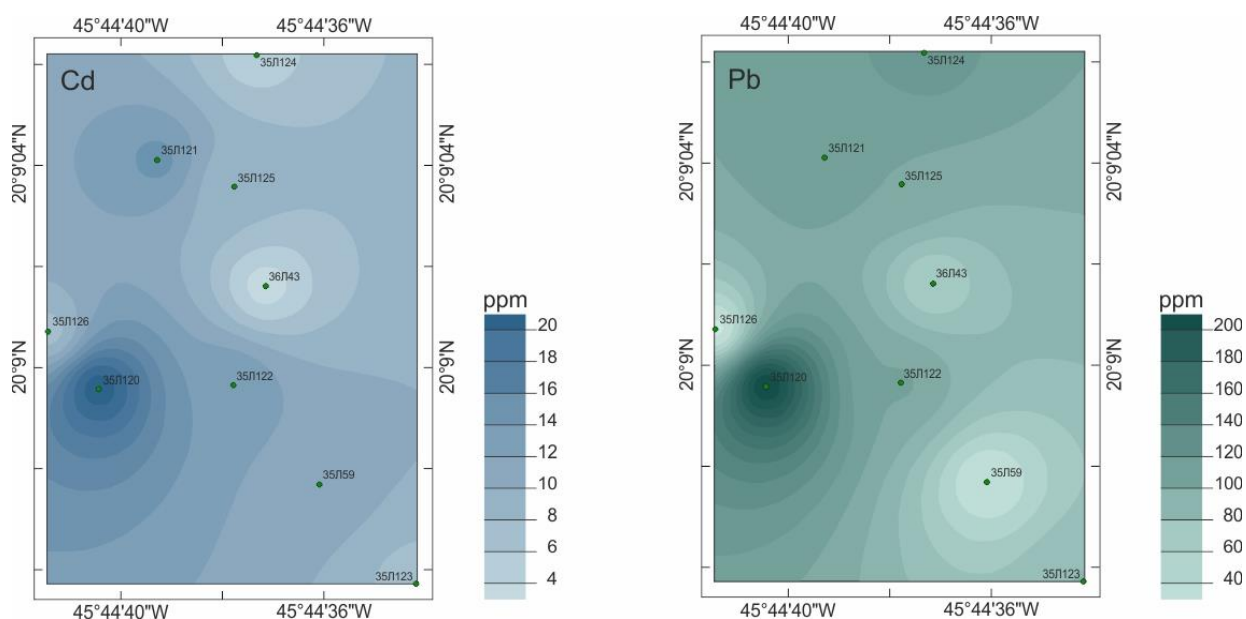


Рисунок 4.25 - Схема распределения кадмия и свинца в контуре рудного тела поля Юбилейное, выполненная с помощью ArcGIS 10.4 по результатам химического анализа сульфидных руд

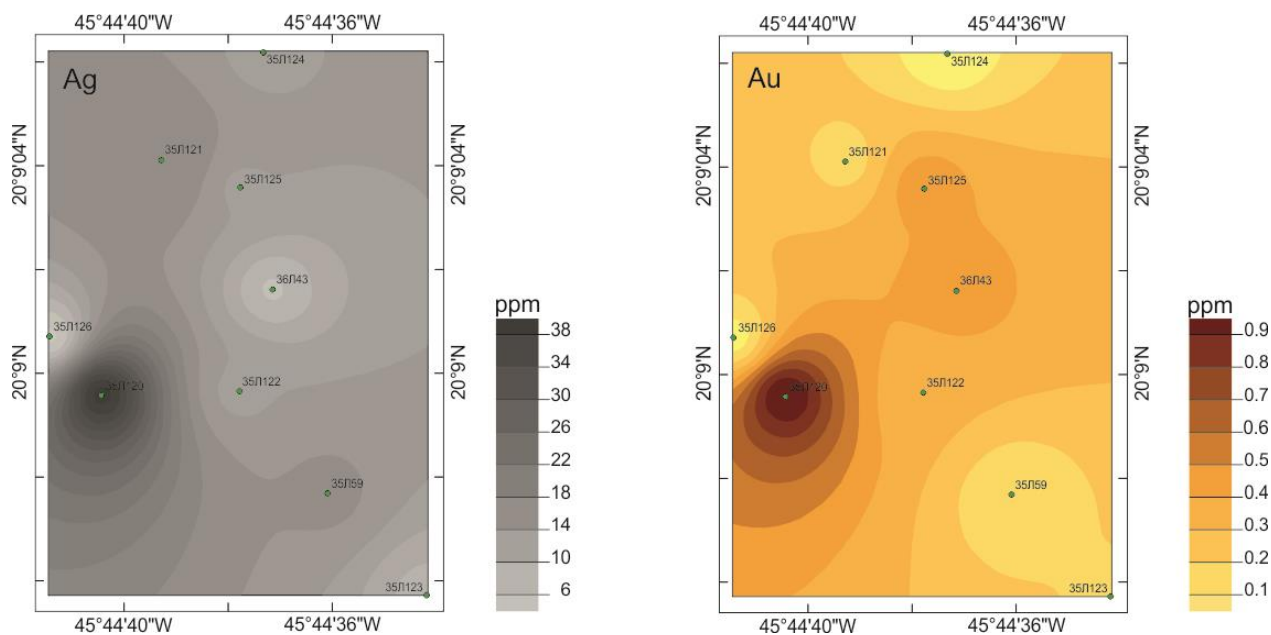


Рисунок 4.26 - Схема распределения серебра и золота в контуре рудного тела поля Юбилейное, выполненная с помощью ArcGIS 10.4 по результатам химического анализа сульфидных руд

Рассмотренные особенности состава сульфидных руд поля Юбилейное фиксируют пространственную дифференциацию минерализации меди, цинка и сопутствующих элементов. Наблюдается неравномерное распределение главных рудных и элементов-примесей в контуре рудного тела. Максимумы концентраций Cu, Co и Se разобщены с максимумами цинка. Поля высоких концентраций этих элементов вытянуты в северо-западном направлении и сосредоточены преимущественно на периферии рудного тела. Поля высоких концентраций цинка вытянуты по простиранию бровки рифтовой долины, на которой расположено рудное поле, что может отвечать направлению рудовыводящей разрывной структуры.

Области, отвечающие сформированным в высокотемпературный этап рудам меди, осложнены зонами развития цинковых сульфидных руд. Вероятно, такое пространственное расположение сульфидов цинка вызвано их образованием над выводящими рудный раствор структурами при затухании гидротермальной деятельности. Зона максимального развития Zn, Cd, Pb, Ag и Au приурочена к юго-западной части рудного тела, что может пространственно совпадать с нахождением рудоподводящей системы, где

формировались сульфидные руды из остаточного гидротермального раствора, обогащенного Zn и сопутствующими компонентами, при низких температурах. Неоднозначная характеристика особенностей распределения элементов-примесей может быть объяснена тем, что имеющиеся данные опробования недостаточны для объемного представления картины геохимической зональности.

4.4. Сравнительный анализ составов сульфидных руд поля Юбилейное с другими глубоководными объектами

В пределах рифтов низкосрединговых хребтов обнаружены два типа гидротермальных рудопроявлений (Богданов и др., 2006). Первый тип приурочен к внутреннему рифту, где рудные поля ассоциируют преимущественно с базальтами (ТАГ, Брокен Спур, Краснов и др). Второй тип рудных объектов пространственно и генетически связан с серпентинизированными перидотитами (Рэйнбоу, Логачев, Ашадзе). Рудное поле Юбилейное принадлежит к первому типу.

Существует предположение, что выходы мантийных перидотитов в зоне океанического хребта сложены блоками глубинных пород, выведенных на поверхность океанического дна в разное время (Силантьев и др., 2015). Силантьев С.А. с коллегами предполагает, что эти зоны (сегменты рифтовой долины) могут быть наиболее перспективными для обнаружения гидротермальных рудных объектов.

Общая тенденция в распределении элементов в рудах заключается в том, что рудные объекты, локализованные в зоне развития серпентинизированных перидотитов, характеризуются повышенными содержаниями практически всех исследуемых элементов (рисунок 4.27). Заметным является разница в распределении Cu, Ni, Co, Se, Sn и Au.

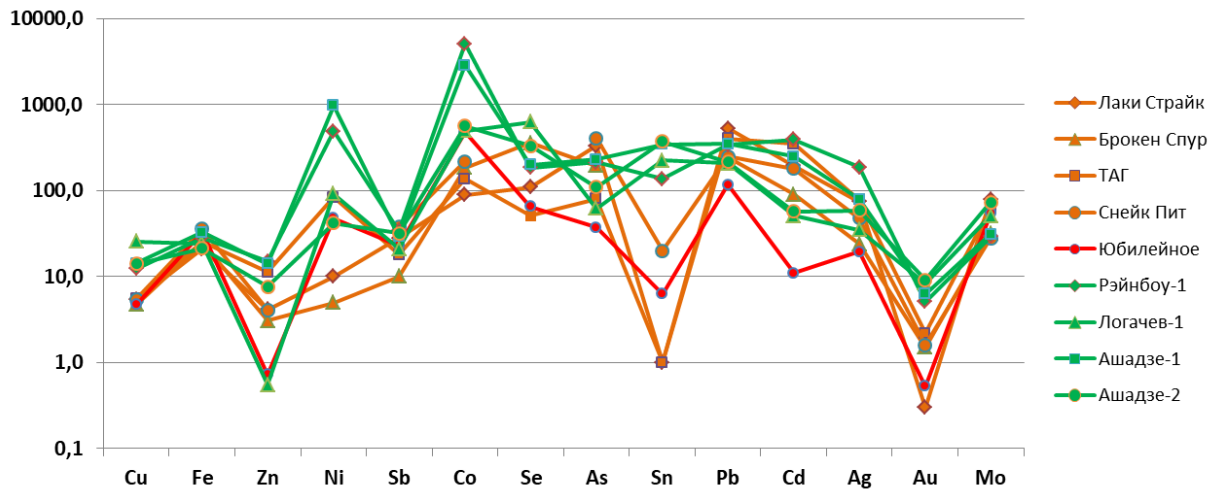


Рисунок 4.27 - Спектры распределения главных рудных и примесных компонентов в сульфидных рудах полей Лаки Страйк, Брокен Спур, ТАГ, Снейк Пит, Рэйнбоу-1, Логачев-1, Ашадзе-1, Ашадзе-2 (Fouquet et al, 2010) и рудного поля Юбилейное. Спектры, выделенные оранжевым, относятся к объектам базальтовых сред; зеленым – серпентинизированных перидотитов.

По литературным данным, суммарное содержание $Cu + Zn$ в океанических сульфидных рудах, связанных с ультраосновными породами, составляет от 20 до 30 %, тогда как в образованиях, связанных с N-MORB - 5-20 % (Fouquet et al, 2010). Вопрос о причинах обогащения медью сульфидных образований, ассоциирующих с ультраосновными породами, является дискуссионным, поскольку сами эти породы обеднены медью (31 ppm) при сравнении с N-MORB (77 ppm) (Anderson, 1989) и едва ли могут являться дополнительным источником меди для сульфидных руд.

Содержание никеля значительно варьирует в породах: для N-MORB среднее содержание Ni составляет 152 ppm, для ультраосновных пород разной степени серпентинизации - 1610 ppm (Anderson, 1989). Таким образом, никель может являться индикатором исходных пород, с которыми связано оруденение (Fouquet et al, 2010). Однако распределение никеля зависит не только от первоначального состава вмещающих пород, но и от температуры образования сульфидных руд, влияющей на подвижность главных и примесных элементов в процессе рудообразования. Это подтверждается при сравнении характера распределения никеля в медно-

колчеданных рудах полей Ашадзе-1 и Юбилейное (рисунок 4.28). Рудное поле Ашадзе-1 расположено в зоне проявления серпентинизированных перидотитов, в то время как Юбилейное ассоциирует с базальтами (Суханова, 2015).

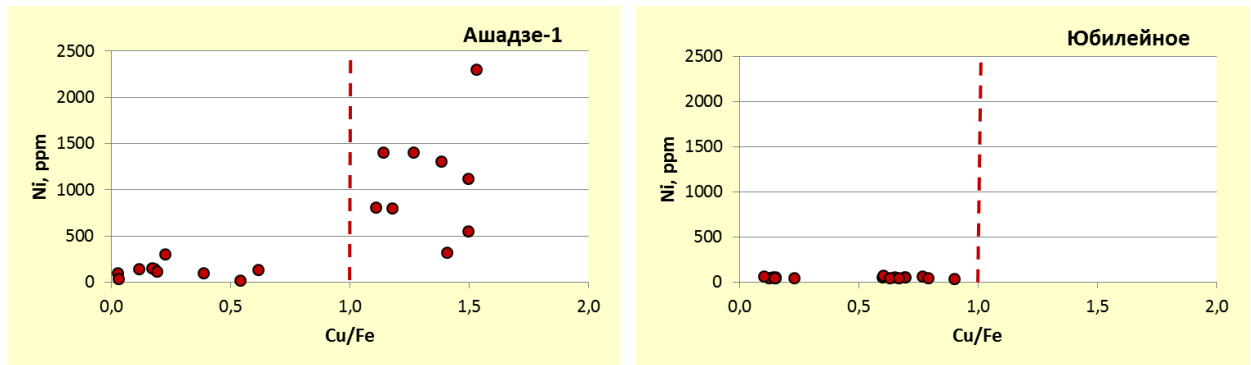


Рисунок 4.28 - Зависимость содержаний никеля от коэффициента Cu/Fe в сульфидных рудах гидротермальных полей Ашадзе-1 (а) и Юбилейное (б).

Несмотря на корреляцию никеля с железом, в рудах с отношением $Cu/Fe < 1$ содержания этого элемента не превышают 100 г/т для поля Юбилейное и 500 г/т для Ашадзе-1. По данным химического анализа для рудного поля Юбилейное не зафиксированы образцы, в которых медь явно преобладает над железом ($Cu/Fe > 1$). В случае рудного поля Ашадзе-1 такие образцы наблюдаются и содержание никеля в них достигает 2500 г/т.

Анализируя ассоциации и содержания элементов можно предположить, что формирование руд поля Ашадзе-1 происходило при более высоких температурах, чем руд поля Юбилейное (Суханова, 2015). При высокой температуре гидротермальной системы (400°C) подвижность меди и никеля увеличивается, что определяет их накопление в рудах.

Аналогичная картина наблюдается и для кобальта. В рудах, ассоциирующих с ультраосновными породами, наблюдаются повышенные содержания кобальта, которые можно объяснить повышенными содержаниями этого элемента в породах верхней мантии (91 ppm) по сравнению с N-MORB (53 ppm) (Anderson, 1989).

Селен типичный примесный элемент сульфидных руд, сформированных при высоких температурах (Auclair et al, 1987; Layton-

Matthews et al, 2008). По сравнению с N-MORB (70 ppm) породы верхней мантии (0.06 ppm) обеднены Se (Anderson, 1989). Можно ожидать разницу в распределении селена в сульфидных рудах, связанных с базальтами и серпентинизированными перидотитами.

Сульфидные руды, ассоциирующие в серпентинизированными перидотитами, в большинстве своем обогащены оловом, хотя сами перидотиты обеднены этим элементом (0.79 ppm) по сравнению с N-MORB (1.36 ppm) (Anderson, 1989). Предполагают, что накопление олова регулируется, например, подвижностью SnCl_2 в условиях формирования сульфидных руд при высоких температурах и способностью осаждения олова в них (Fouquet et al, 2010).

Большинство глубоководных рудных объектов характеризуются корреляцией золота и цинка. Золото в самородной форме наблюдается в сульфидных рудах, богатых медью, а также в центральных частях труб «черных курильщиков» (Fouquet et al, 2010). Осаждение золота контролируется не только влиянием пород, с которыми ассоциирует оруденение, температурой формирования сульфидных руд, но и способностью этого элемента к комплексообразованию в различных средах.

Рудное поле Юбилейное обеднено всеми анализируемыми компонентами по сравнению с рудными полями, ассоциирующими с серпентинизированными перидотитами, и характеризуется схожим спектром распределения элементов, при пониженных содержаниях As, Pb и Cd, в сравнении с рудными объектами, локализованными на базальтах.

В настоящий момент в контуре Российского разведочного района открыто 20 рудных полей, сложенных колчеданными рудами различной специализации, локализованных в разных структурных элементах на базальтах или серпентинизированных перидотитах. Рудные объекты делятся на три группы: южную, центральную и северную.

Рудные поля южной группы (Ашадзе-1, Ашадзе-2, Ириновское, Семенов-1, Семенов-2, Семенов-3, Семенов-4, Семенов-5, Логачев-1,

Логачев-2) характеризуются развитием медно-колчеданных руд с высокими содержаниями Cu. Эти рудные объекты размещены в мегасегменте САХ между разломами Зеленого Мыса и Марафон.

Пять рудных полей (Краснов, Холмистое, Победа-1, Победа-2, Победа-3) образуют центральную группу. Руды этих полей имеют преимущественно медно-колчеданную специализацию, но характеризуются пониженными содержаниями Cu. Рудные объекты центральной группы расположены на участке рифтовой долины, отделенной крупным нетрансформным разломом 18°с.ш., смещающим всю осевую систему САХ на северо-запад.

Северная группа состоит из полей Юбилейное, Зенит-Виктория, Пюи-де-Фолль, Петербургское и рудопроявления Сюрприз. Для северной группы объектов фиксируется влияние вулканической деятельности центрального типа – двух крупных вулканических построек на днище долины (Пюи-де-Фолль и Сюрприз) и, по крайней мере, двух таких же морфоструктур на ее бортах, вблизи верхней бровки у основания отдельных сопряженных рифтовых гор (Юбилейное и Зенит-Виктория).

В целом рудные объекты Российского разведочного района характеризуются высокими содержаниями селена, кобальта и молибдена, менее значимыми - серебра, кадмия и никеля (рисунок 4.29). Теллур и индий присутствуют в малых концентрациях. Главные рудные металлы (медь и цинк) совместно с золотом варьируют в больших диапазонах содержаний.

Закономерности в распределении примесных элементов напрямую с особенностями структурного размещения рудных полей не связаны. Рудное поле Юбилейное занимает промежуточное положение между объектами с высокими содержаниями примесных элементов и объектами, обедненными попутными компонентами.

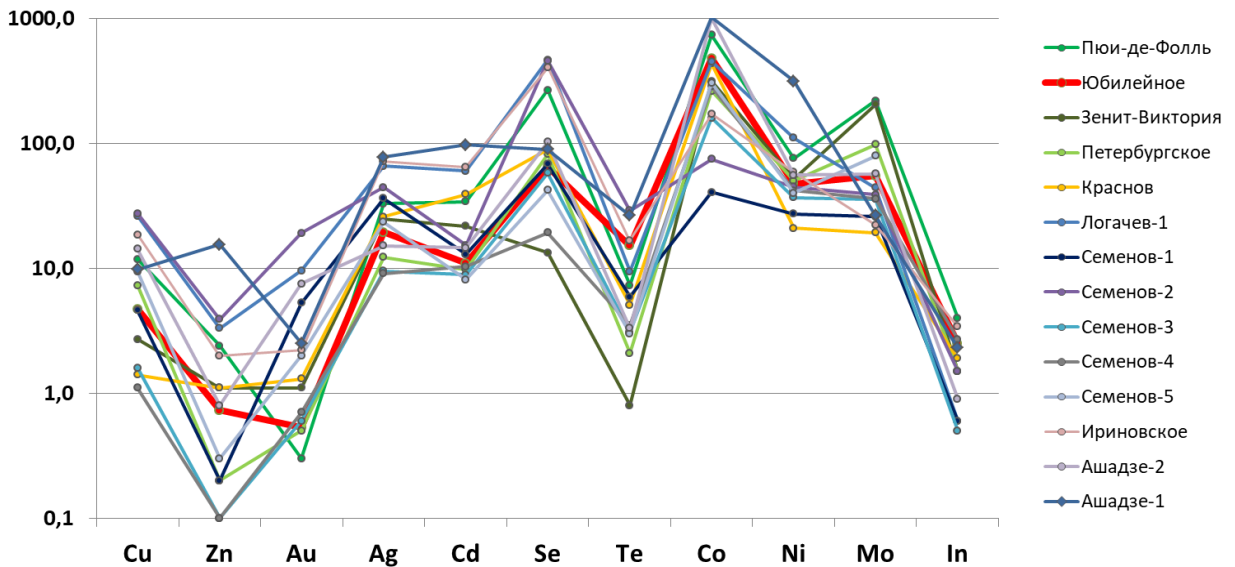


Рисунок 4.29 - Спектры распределения главных рудных и основных примесных компонентов в сульфидных рудах некоторых полей Российского разведочного района

По результатам технологических испытаний океанических сульфидных руд Российского разведочного района было установлено, что среди большого перечня примесных компонентов целесообразны к извлечению совместно с главными рудными металлами и только при высоких содержаниях Se, Te, Ga, Ge и Cd; Co, Ni, Ag, Au.

4.5. Континентальные колчеданные месторождения в сопоставлении с современными океаническими сульфидными рудами

В качестве основных критериев для классификации континентальных колчеданных месторождений использовались: минеральный и химический состав сульфидных руд, тип вмещающих пород и геодинамические обстановки формирования. Выделяются следующие рудно-формационные типы колчеданных месторождений: кипрский (Zn–Cu), бесси (Cu, Zn–Cu), уральский (Cu–Zn) и куроко (рудноалтайский) (Au–Ag–Cu–Pb–Zn) (таблица 4.3).

Таблица 4.3 - Типы вулканогенных колчеданных месторождений
(Машковцев, 2013 и ссылки там)

Источники	Типы месторождений и провинций				
I ГЛОБАЛЬНЫЕ ТИПЫ					
[Hutchinson, 1973; Large, 1977]	Кипрский Cu-пиритовый	Норанды Zn-Cu	Куроко Zn-Pb-Cu-Ag		
[Pearce, Gale 1977]	Йома	Кипрский	Лёккен	Йёрсвик	
[Колчеданные месторождения мира, 1979]	Серноколчеданная	Cu-колчеданная	Cu-Zn-колчеданная	Колчеданно-полиметаллическая	
	Кипрский	Уральский	Мало-кавказский	Рудно-алтайский	Хандизинский
[Франклин и др., 1984; (Frankling et al., 1981)]	Cu-Zn		Zn-Pb-Cu		
[Barrie, Hannington, 1999]	Mafic (M)	Bimodal-Mafic (B-M)	Mafic-siliciclastic (M-S)	Bimodal-felsic (B-F)	Bimodal-siliciclastic (B-S)
II УРАЛЬСКИЕ ТИПЫ					
[Медноколчеданные ..., 1985; Контарь, Либарова, 1997; Prokin, Buslaev, 1999; Herrington et al., 2005]	Домбаровский (Кипрский) Co-Cu (Co-Cu, Zn-Cu)	Бесси Cu	Уральский Cu-Zn (S-колч., Cu, Cu-Zn)	Баймакский (Куроко, Алтайский) колч.-полим. (Ba-Cu, Ba-Cu-Zn, Ba-Pb-Cu-Zn)	
[Серавкин, 2016; Масленников, 2017]	Ивановский (Co)-Cu	Домбаровский Cu	Уральский I Cu>Zn II Cu<Zn III CuZn +Ba,As,Pb		Баймакский Ba-Pb-Cu-Zn

Месторождения *кипрского* типа характеризуются медно-колчеданным или медно-цинково-колчеданным составом руд с резким преобладанием меди над цинком. Главными рудными минералами являются пирит, пирротин, халькопирит, реже встречается сфалерит, пентландит, магнетит, гематит и

хромит (Еремин и др., 2007, 2008). По минералогическим и геохимическим особенностям руды месторождений типов *бесси* и кипрского близки. Однако, для месторождений типа *бесси* характерны более низкие содержания меди и цинка. Наиболее распространены в рудах этого типа пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит, встречаются магнетит, галенит, борнит, кобальтин, кубанит и многие другие второстепенные минералы. Месторождения кипрского типа и типа *бесси* характеризуются повышенными содержаниями кобальта, никеля, а также мышьяка и сурьмы (Еремин и др., 2007, 2008).

Месторождения *уральского* типа сложены преимущественно медно-цинковыми рудами. Руды этого типа отличаются повышенными содержаниями селена, теллура, германия, талия и олова (Авдонин, Сергеева, 1999), часто представленные собственными минералами.

Месторождения типа *куроко* характеризуются большим преобладанием цинка и свинца относительно других типов. Руды этого типа являются полиметаллическими с обильным развитием барита. В последнее время широко используется классификация колчеданных месторождений Урала, включающая следующие типы: ивановский, домбаровский, уральский и баймакский. Руды *ивановского* типа слагают никель-кобальт-медноколчеданные месторождения, ассоциирующие с базальтами и гипербазитами. Обломки руд, встреченные среди серпентинитовых песчаников, перекрывающих залежи массивных сульфидов, указывают на образование руд непосредственно на поверхности или вблизи поверхности гипербазитовых тел на морском дне (Серавкин, 2016). По минеральному составу руды ивановского типа представляют собой пирит-пирротиновые, халькопирит-пирит-пирротиновые и кобальт-арсенопирит-халькопирит-пирит-пирротиновые разности. Для всех месторождений этого типа характерно преобладание пирротина над пиритом, занимающего от 20 до 80% в составе сульфидных руд.

Домбаровский тип объединяет преимущественно медноколчеданные месторождения, залегающие среди базальтов, близких к океаническим.

Несмотря на ярко-выраженную медную специализацию, сульфидные руды домбаровского типа характеризуются заметными содержаниями цинка и кобальта.

К *уральскому* типу принадлежат медно-цинковые сульфидные руды, залегающие в породах базальт-риолитовой формации. По составу сульфидных руд и геологической позиции они подразделены на 3 подтипа. I подтип характеризует медноколчеданные сульфидные руды ($Cu \geq Zn$), залегающие в кровле базальтов и перекрытые кислыми вулканитами. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит. II подтип включает медно-цинково-колчеданные сульфидные руды ($Cu \leq Zn$), расположенные среди кислых вулканитов или в их кровле. Главными рудными минералами также являются пирит, халькопирит и сфалерит. В качестве акцессорных минералов наиболее обычны – галенит, гематит, магнетит, блеклые руды. III подтип представляет медно-цинково-колчеданные сульфидные руды, залегающие в базальт-андезит-риолитовых толщах и ассоциирующие с базальт-андезит-риодацитовыми и андезит-базальт-андезитовыми вулканитами. Руды этого подтипа близки к предыдущему подтипу, однако, характеризуются повышенными содержаниями As, Pb и Ba. Зональность колчеданных месторождений уральского типа представлена сменой пиритовых руд халькопирит-пиритовыми и халькопирит-сфалерит-пиритовыми и наблюдается как снизу-вверх, от подошвы к кровле, так и по латерали, от рудоподводящих каналов к флангам (Серавкин, 2016).

Баймакский тип охватывает руды золото-барит-колчеданно-полиметаллического состава, ассоциирующие с базальт-риолитовыми и базальт-андезит-риолитовыми комплексами. Минеральный состав этих руд, кроме обычных пирита, халькопирита и сфалерита, характеризуется наличием самородного золота и минералов серебра.

Многолетние исследования океанических и континентальных сульфидных руд позволили провести аналогии между ними (таблица 4.4).

Такое сравнение проводится по комплексу основных параметров – тектоническая обстановка, тип вмещающих пород, морфология рудных залежей и непосредственно состав сульфидных руд.

Таблица 4.4 - Сопоставление современных обстановок формирования сульфидных руд с основными типами древних континентальных колчеданных месторождений (Машковцев, 2013 и ссылки там)

Основные геодинамические обстановки и состав современных океанических сульфидных руд			Основные типы древних колчеданных месторождений	
Геодинамическая обстановка	Вмещающие породы	Металлогеническая специализация	Основные мировые типы	Основные типы, выделенные на Южном Урале
Срединно-океанические хребты и окраинно-континентальные рифты	Базальты	Zn-Cu	Кипрский	
	Серпентиниты	Zn-Cu-(Co)		Ивановский
	Осадочные породы	Zn-Cu-(Pb)	Бесси	
Островодужные системы	Базальты	Zn-Cu	Кипрский	Домбаровский
	Базальты-риодациты	Zn-Cu	Уральский	Уральский I
	Базальты-андезиты-риодациты	Zn-Pb-Cu		Уральский II
	Риодациты	Zn-Pb-Cu	Куроко	Уральский III Баймакский

Тектоническая обстановка. Максимальным сходством с древними континентальными колчеданными залежами характеризуются крупные океанические сульфидные постройки на приосевых вулканах и в краевых частях рифтовых долин с невысокими скоростями спрединга, в местах, где, очевидно, рудообразующая система существовала длительное время, генерируя рудоносные гидротермальные растворы (Краснов и др., 1992).

Рудовмещающими структурами для древних континентальных колчеданных месторождений служат локальные депрессии в верхних частях палеовулканических сооружений центрального типа (уральский тип) или депрессии в базальтоидных (кипрский тип). В качестве рудоподводящих структурных элементов выступают синвулканические разрывные нарушения,

сопряженные с рудовмещающими депрессиями, и контактовые зоны субвулканических или экструзивных тел (Краснов и др., 1992).

Современное океаническое рудообразование проявляется в пределах молодых островных дуг, кальдер и кратеров подводных вулканов. Рудовмещающими структурами в срединно-океанических хребтах с высокими скоростями спрединга служат осевые грабены рифтов и кальдеры приосевых подводных гор. Рудоподводящими структурами в центрах спрединга современных океанических бассейнов являются крупные трещины в экструзивной зоне рифтовой долины (Краснов и др., 1992).

Морфология рудных залежей. Современные сульфидные постройки в океане разнообразны по морфологии. Они представлены массивными сульфидными рудами, трубами, брекчиями. Рудные тела же представляют собой пологие холмы, локализованные на склонах бортов рифтовой долины. Рудные тела древних колчеданных месторождений чаще характеризуются линзовидной и/или пластообразной формой рудных тел (Краснов и др., 1992).

Состав сульфидных руд. Хотя в целом по составу и строению океанические сульфидные руды сходны с континентальными, наблюдается и ряд принципиальных отличий. В рудах древних колчеданных месторождений сульфиды железа всегда преобладают над сульфидами меди и цинка, в то время как в океанических рудных объектах наблюдается обратное распределение с преобладающим развитием минералом меди и цинка (Краснов и др., 1992). Сравнение современных и древних сульфидных руд показывает, что, например, в континентальных рудах не сохраняется такая метастабильная фаза, как изокубанит (Краснов и др., 1992).

По мнению В.В. Зайкова (Зайков, Мелекесцева, 2005) месторождения ивановского типа аналогичны полям Рейнбоу и Логачев, залегающим среди серпентинизированных перидотитов на территории Срединно-Атлантического хребта. Однако, эта аналогия основана лишь на типе вмещающих пород, тогда как геодинамическая позиция рудных объектов различна. Месторождения домбаровского типа обычно сопоставляются с

кипрскими, а при сравнении с современными - с рудными объектами в задуговых бассейнах, локализованными среди базальтов. Месторождения уральского типа также сравниваются с рудными объектами задуговых бассейнов, но современных аналогов этих месторождений на дне Мирового океана до сих пор не обнаружено.

Колчеданные месторождения Урала, залегающие в зоне развития серпентинитов, имеют некоторое минералогическое сходство с современными глубоководными сульфидными рудами, залегающими на ультраосновных породах (Масленников и др., 2017). Установлено, что как в современных, так и в древних колчеданных рудах присутствуют сульфиды кобальта и олова, магнетит, касситерит, самородное золото и электрум. Халькопирит и сфалерит гидротермальных труб древних и современных курильщиков в равной мере обогащены Se, Te, Sn, Co и Au (Масленников и др., 2017). Реликты труб из колчеданных месторождений Урала, связанных с базальтовыми формациями, по минеральной зональности напоминают зональность современных «черных курильщиков». Для этих сульфидных построек, так же как и для современных «черных курильщиков» срединно-океанических хребтов характерен дефицит редких минералов и редких элементов (Масленников и др., 2017).

В целом, принятая для слабо преобразованных колчеданных месторождений Урала генетическая модель схожа с моделью образования современных океанических гидротермальных сульфидных построек, в которой основным источником флюида считается преобразованная океаническая вода, а рудных компонентов – вмещающие породы и иногда осадки (Зайков и др., 2001; Викентьев, 2004).

Существует и альтернативная модель – гипотеза «рудного солевого расплава», отделившегося от магмы под воздействием трансмагматических флюидов (Descarreaux, 1973; Cameron, 1975; Wolfe, 1975; Sangster, Scott, 1976; Solomon, 1976; Urabe, Sato, 1978). Некоторые исследователи (Hutchinson, 1973) пытались связать различную геохимическую

специализацию руд с типом исходной магмы и, согласно концепциям тектоники плит, с соответственной стадией эволюции мантии и коры. Однако, данный метод и ограничивался лишь корреляцией генетической модели с определенными типами магм.

Выводы по главе 4

1. Сульфидные руды поля Юбилейное согласно принятой геохимической классификации глубоководных сульфидных руд представлены тремя геохимическими типами (Fe-S, Cu-Fe, Zn-Fe) с устойчивыми ассоциациями рудных компонентов. Каждый геохимический тип соответствует выявленным ранее минеральным типами и минеральным ассоциациям.

2. Рассмотренные в каждом геохимическом типе особенности распределения элементов-примесей фиксируют обогащение медных рудностей сульфидных руд Co и Se, цинковых – Cd, Pb, Hg и Ag. Это проявляется в нахождении главных рудных и примесных элементов в следующих устойчивых ассоциациях элементов: Fe-S-Sb-Ni; Cu-Co-Se; Zn-Cd-Ag-Hg-Pb-Au.

3. Особенности распределения главных и примесных элементов показывают пространственную дифференциацию меди, цинка и сопутствующих элементов в контуре главного рудного тела, которая может быть условно названа его минералого-геохимической зональностью, отражающей последовательность рудообразования при смене температурного режима среды. Установлен ряд зонального отложения главных и примесных элементов в направлении падения температуры.

4. Сульфидные руды поля Юбилейное не отличаются аномально высокими содержаниями Zn, Cu, Co, Ni, Se, Au, что не позволяет отнести его к объектам для первоочередного освоения.

Глава 5. Условия формирования минеральной и геохимической зональности сульфидных руд поля Юбилейное

5.1. Общие вопросы формирования океанических сульфидных руд

Все океанические рифты характеризуются одними и теми же структурными элементами. Установлено, что в центральной части рифтовой долины располагается неовулканическая зона, в пределах которой происходит наращивание океанической коры и к которой тяготеет большинство гидротермальных рудопроявлений (Викентьев, 2004). Появление рудных объектов в рифтовой долине выдает себя проявлениями повышенного теплового потока, а также сгущением сейсмических эпицентров под зонами рудопроявления.

Вопрос о происхождении современных рудообразующих систем в зонах спрединга до сих пор не имеет однозначного ответа. Некоторые исследователи полагают, основываясь на экспериментальных расчетах, что для формирования рудоносного раствора достаточно повышенного кларкового фона элементов в базальтах (Bischoff, Dickson, 1975; Гричук, Краснов, 1989; Лисицын и др., 1990). В ряде работ не исключается магматическая природа основных рудных компонентов (Hofmann, 1984; Бутузова, 1986, 1989; Прокопцев, 1990), в свое время рассмотренная и для континентальных месторождений.

Большинство работ посвящено модели рециклинга, при которой в условиях функционирования конвективных ячеек над магматическими очагами протекают обменные реакции между нагретой морской водой и вмещающими породами (Франклин и др., 1984; Гричук, Краснов, 1989; Arehart, 1989; Franklin, 1990; Ковалев, Бусленко, 1992; Краснов и др., 1992; Викентьев и др., 2000; Викентьев, 2004; Богданов и др., 2006; Fouquet et al, 2010; Hannington et al, 2010; Масленников, 2012; Габлина и др., 2017). В

результате этого процесса формируется гидротермальный высокотемпературный раствор, из которого кристаллизуются сульфидные минералы.

Магматическая камера в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов служит нагревателем, обеспечивающим функционирование циркуляционной гидротермальной системы (Богданов и др., 2006). В результате высокотемпературного воздействия морская вода в трещинах океанической коры нагревается и реагирует с породами. Трансформация океанской воды в гидротермальный рудоносный раствор происходит постепенно. При высокотемпературном взаимодействии с породой океаническая вода представляет собой кислый восстановительный Na-Ca-хлоридный гидротермальный раствор (Богданов и др., 2006). Преобразованная морская вода обогащается металлами (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb) и сероводородом при повышении температуры от 2°C, характерной для морской воды, до ~400°C (German, Von Damm, 2006).

Формирование залежей сульфидных руд может происходить в форме «курильщиков» и/или рассеянной разгрузки. Черные курильщики по морфологии представляют собой трубообразные тела с диаметром от 2 до 10 см, поставляющие гидротермальный рудоносный раствор со скоростью первых метров в секунду в толщу морской воды (Goodfellow, Franklin, 1993). По некоторым предположениям черные курильщики могут производить около 250 тонн сульфидных руд ежегодно (Scott, 1987).

Значительная часть рудного вещества при активной разгрузке теряется в водной толще, образуя всплывающий поток – гидротермальный плюм. При движении вверх плюм охлаждается, теряет плавучесть, перемещается посредством течений в горизонтальном направлении (Богданов и др., 2006). Скорость такого плюма может достигать метра в секунду (Spiess et al, 1980; Bischoff, Rosenbauer, 1985) Частички сульфидного материала, которые рассеиваются придонными течениями в составе плюма, могут откладываться на больших расстояниях от гидротермальных источников (Dyment et al,

2005). Металлы соединяются с обычными морскими осадками и могут определяться как геохимические аномалии в отдельных осадочных комплексах (Barret et al, 1988).

Результаты изучения океанических сульфидных руд показывают, что, несмотря на сравнительно простой минеральный состав, они характеризуются наличием нескольких минеральных типов и минеральных ассоциаций, стадийностью их формирования и дискретностью распределения в пределах рудных объектов (Ковалев, Бусленко, 1993). Смена различных минеральных ассоциаций и как следствие сформированная зональность сульфидных руд может регулироваться рядом взаимосвязанных факторов: температурой гидротермального раствора, режимом S, O, pH и Eh. Большую роль при формировании зональности играет перераспределение меди и цинка при формировании рудных залежей. На состав первичных гидротермальных растворов, и как следствие, минеральный и химический состав сульфидных руд влияет также состав вмещающих пород океанической коры (базальты или серпентиниты), глубина залегания магматической камеры и участие придонной воды (Edmond et al, 1982; Богданов и др., 2015).

Режим вулканизма и глубина залегания магматической камеры. Режим вулканизма – интенсивность чередования активных периодов и перерывов в вулканической деятельности, с которой связано обновление магматической камеры, генерирующей рудоносные гидротермальные растворы. Многолетние исследования континентальных колчеданных месторождений позволили выделить четыре главных режима вулканизма, отражающих интенсивность и динамику процессов рудообразования: интенсивный эффузивный, умеренный осадочно-эффузивный, затухающий или эффузивно-осадочный затухающий, эпизодический (Масленников, 2012).

Установлено, что современные гидротермальные системы формируются либо в режиме интенсивного вулканизма (рудное поле Брокен Спур и рудные объекты Восточно-Тихоокеанского поднятия), либо в режиме умеренного вулканизма (рудное поле Рэйнбоу, бассейны Манус, Лау и

Фиджи) (Масленников, 2012). Глубина залегания рудогенерирующей камеры является ключевым параметром для появления того или иного режима. По данным многолетнего изучения гидротермальных океанических систем установлено, что магматический резервуар находится часто в 1-3 км от поверхности морского дна. Для высокспрединговых океанических хребтов при интенсивном вулканизме глубина кровли магматической камеры составляет 1-2 км, для низкспрединговых хребтов – 3-4 км (Богданов и др., 2006; Масленников, 2012).

Вмещающие породы. Согласно модели рециклинга морская вода заимствует главные рудные и примесные компоненты из минералов вмещающих пород, с которыми ассоциирует рудный объект. Морская вода в процессе рудообразования подвергает вмещающие породы интенсивным изменениям, преобразовывая породообразующие минералы. Существует модель гидротермального разложения породообразующих и аксессуарных минералов, согласно которой первыми разрушаются оливины, пироксены и шпинелиды, затем – роговая обманка и цинковистые хлориты, и, наконец, полевые шпаты (Масленников, 2012). Изменение минералов способствует последовательному выносу из них Fe, Cu, Co, Ni, Zn, Pb и Ba.

Глубоководные рудные объекты САХ обычно локализуются среди базальтов или серпентинизированных перидотитов. Континентальные «аналоги» могут находиться в базальтовых, риолит-базальтовых, базальт-андезит-дацит-риолитовых комплексах. Ассоциация с тем или иным комплексом сказывается на особенностях минерального состава, а также на закономерностях распределения элементов-примесей. Установлена зависимость обнаружения высоких концентраций элементов-примесей от состава вмещающего субстрата (Масленников, 2006; Масленникова, Масленников, 2007): серпентинитовый – Co и Ni, иногда Se, базальтовый – Co, Se, риолит-базальтовый – Te и Bi, иногда Co и Se, базальт-андезит-риолитовый – As, Mo, Pb, иногда W и Co.

Температура рудообразования. Температура гидротермальных растворов – один из ключевых факторов, влияющих на рудообразование. Температуры насыщения раствора относительно Cu близки к 300-350°C, а относительно Zn — менее 300°C (Solomon, 1976). При температурах 300-350°C сфалерит растворяется, поэтому цинковые руды образуются преимущественно при температуре близкой к 270-290°C (Vikentyev, 1995).

Эволюция рН среды рудообразования. По экспериментальным данным рН среды за весь период рудообразования не характеризуется постоянными значениями, колеблясь от ~5 до 4.2. При температурах образования халькопирита (300-350°C) рН составляет 4.3-4.6. Сфалерит при предварительных оценках образуется при рН < 4.3 (Houghton et al, 2003). Для сравнения экспериментальные данные рН среды рудообразования месторождений Куроко составляют 4.2 – 6.0 (Houghton et al, 2003).

Доля магматогенных флюидов. В процессе гидротермального рудообразования на дне океана не исключается возможность поступления в поток гидротермальных растворов магматического флюида, отделяющегося от кристаллизующегося расплава (Гричук, 1999). Установлено, что для гидротермальных систем срединно-океанических хребтов доля магматического компонента составляет < 1 %. Главным источников рудных компонентов являются вмещающие породы и морская вода (Краснов и др., 1992). Данное утверждение подкреплено рядом экспериментальных исследований. По соотношению поступающей воды из мантии к потоку воды в гидротермах срединно-океанических хребтов выявлено, что доля магматогенной воды в общем потоке не превосходит 0.1-0.5 % (Рона, 1986; Merlivat et al, 1987). Гидротермальный раствор, формирующийся в зонах срединно-океанических хребтов, характеризуется значительным преобладанием CO₂ над остальными растворенными газами (Краснов и др., 1992). Предполагая, что весь углекислый газ, растворенный в гидротермальном растворе, имеет магматический источник, максимальная доля магматической составляющей составляет 0.08 % (Lupton, Lilley, 1988).

Таким образом, оценки, полученные независимо друг от друга, указывают, что доля магматических флюидов при образовании рудных объектов срединно-океанических хребтов не превышает 1 %.

Справедливо отметить, что для гидротермальных систем океанических окраин и задуговых бассейнов соотношение источников может различаться (Хитаров и др., 1981; Ito et al, 1983). Предполагается для гидротермальных систем Восточно-Тихоокеанского поднятия доля магматогенного флюида не менее нескольких процентов (Краснов и др., 1992).

5.2. Минеральная и геохимическая зональность поля Юбилейное

Основная часть сульфидных руд поля Юбилейное располагается на выположенном склоне западного борта рифтовой долины. Большинство станций с рудной минерализацией входят в контур основного рудного тела. Сульфиды Fe, Cu и Zn формируют латеральную концентрическую зональность, выраженную в пространственной смене руд пиритового минерального типа халькопиритовым, а центральное "ядро" сложено сфалеритовыми рудами (рисунок 5.1).

Геохимическая зональность в общем виде проявляется в высоких концентрациях Zn, Pb, Ag, Cd, Hg и Au в центральной части рудного тела, где развиты сфалеритовые сульфидные руды (рисунок 5.2). Отношение Cu/Zn составляет 0.85-0.95, что обусловлено подчиненным развитием медных руд относительно цинковых.

Эта зона сменяется зоной развития высоких содержаний Cu, Co и частично Se, что отражает выявленные в главе 4 особенности медных (халькопиритовых) руд. В рудах отношение Cu/Zn возрастает в десятки раз и составляет от 20 до 90. Краевые части рудного тела представлены преимущественно пиритовыми сульфидными рудами, не характеризующиеся аномально высокими содержаниями примесных элементов.

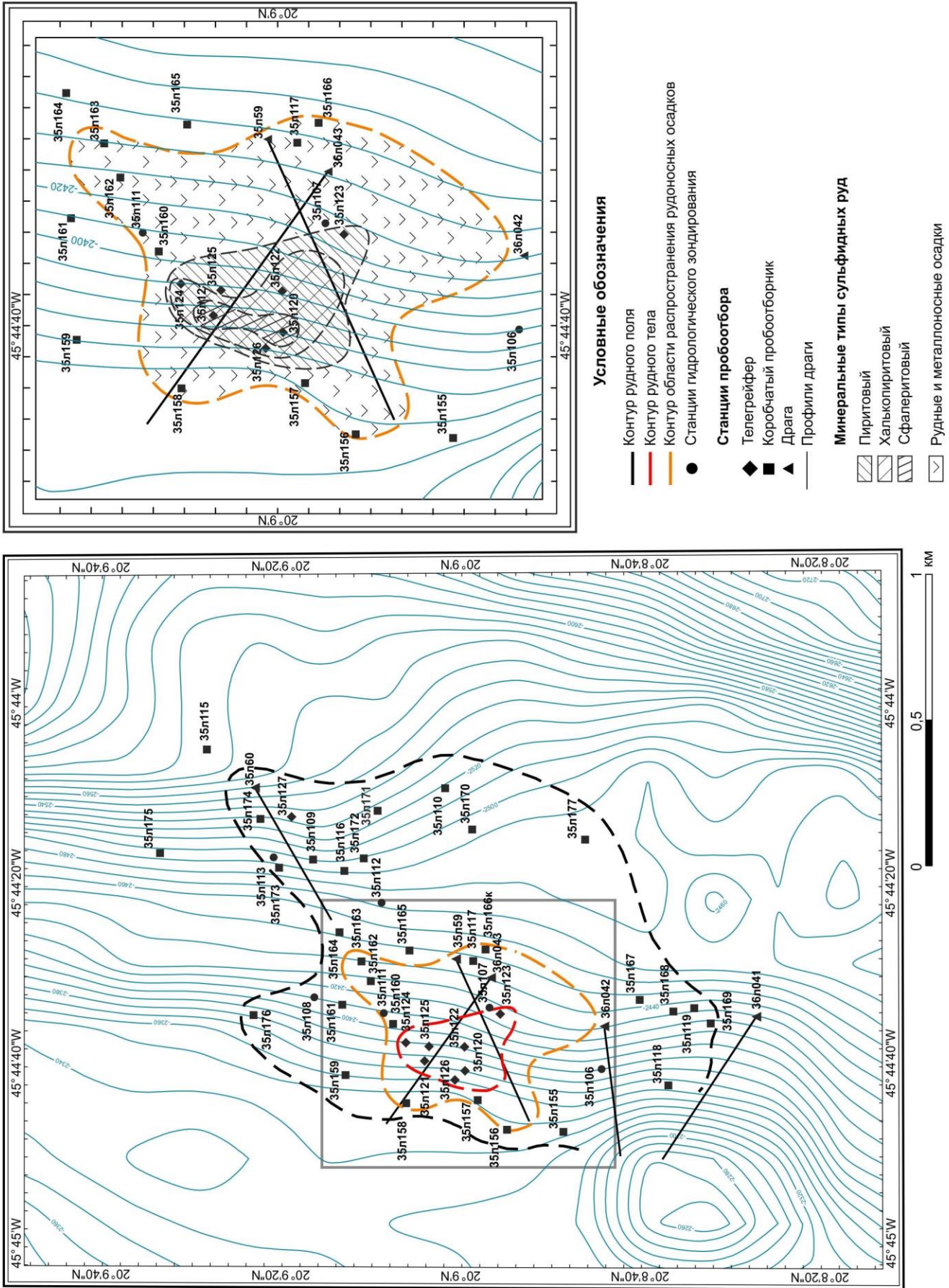
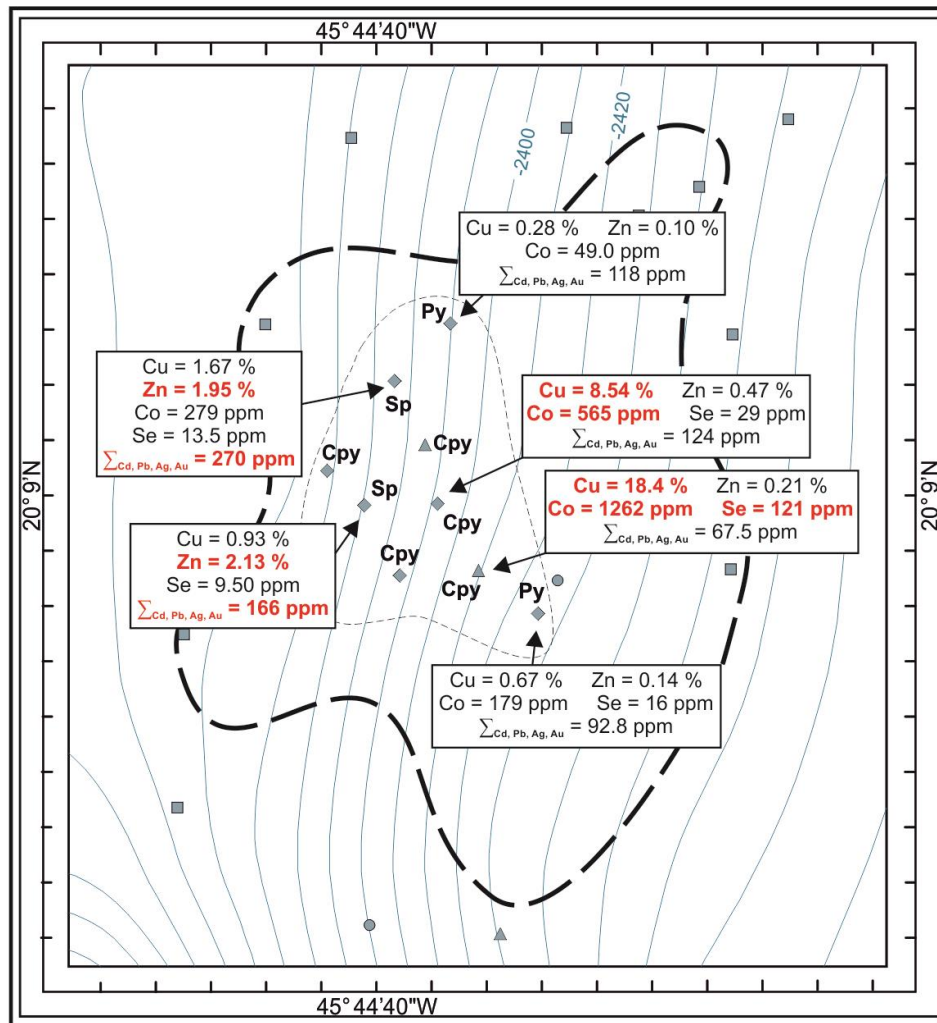


Рисунок 5.1 - Карта фактического материала рудного поля Юбилейное с детализацией участка развития сульфидных руд и рудных осадков



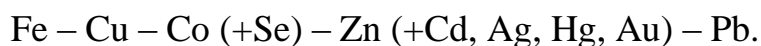
Условные обозначения		Станции пробоотбора	
-----	Контур рудного тела	◆	Телеграфрейфер
- - - - -	Контур области распространения рудоносных осадков	■	Коробчатый пробоотборник
●	Станции гидрологического зондирования	▲	Драга

Рисунок 5.2 - Детализированная схема основного рудного тела поля Юбилейное с отмеченными станциями пробоотбора и некоторыми усредненными данными по химическому составу сульфидных руд

Идеи зональности рудных месторождений широко обсуждены в работах В. Эммонса (Emmons, 1924; Эммонс, 1933), В.И. Смирнова (Смирнов, 1982, 1989, 1993), Л.Н. Овчинникова (Овчинников, 1988, 1990). Так, на основе изучения большого количества различных колчеданных месторождений были установлены основные виды геохимической зональности рудных тел этих месторождений. Этим же авторам принадлежит идея зональности гидротермальных рудных месторождений, основанная на рудоотложении в условиях понижения температуры и установлены

геохимические ассоциации элементов в зависимости от температуры отложения: высокотемпературные – W, Mo, Co и др.; среднетемпературные – Ni, Cu, Zn, Pb; низкотемпературные – Ag, As, Sb, Hg, Ba.

Сходные (но не в полной мере) ассоциации наблюдаются и для океанических сульфидных руд. Так, для сульфидных руд поля Юбилейное, установлен такой ряд зонального отложения главных и примесных элементов по направлению падения температуры (Ni, Sb, Sn не участвуют в формировании зональности, так как распределены в рудах равномерно):



Предложенная минералого-геохимическая зональность согласуется с представленными ниже условиями формирования сульфидных руд.

5.3. Условия формирования зонального рудного тела поля Юбилейное

Рудное поле Юбилейное сформировалось в условиях активного вулканизма под влиянием малоглубинных магматических очагов на территории развития молодого базальтового комплекса океанической коры. Это подтверждается геодинамической позицией симметрично расположенных рудных полей Юбилейное и Зенит-Виктория. Сегмент рифтовой долины, в котором находятся симметричные рудные поля Юбилейное и Зенит-Виктория, характеризуется стабильным режимом магмогенерации. Контуры изучаемых рудных полей попадают на одно крупное сгущение сейсмологических центров (рисунок 5.3). Разломы глубокого заложения, сформировавшие крутые склоны по обоим бортам долины, могут быть подводными каналами для гидротермальных систем полей Юбилейное и Зенит-Виктория.

Сульфидные руды сформировались благодаря высокотемпературным рудоносным растворам, быстро поднимающимся к морскому дну вдоль разломов, формирующих крутые склоны рифтовой долины. Холодная морская вода просачивается вниз вдоль трещин во вмещающих породах на

глубину примерно до 2 км, дальше породы становятся плохо проницаемыми. На такой глубине за счет вулканического тепла вода нагревается до 350°C и вступает в реакцию с вмещающими базальтами, заимствуя рудные компоненты и формируя высокотемпературный гидротермальный раствор.

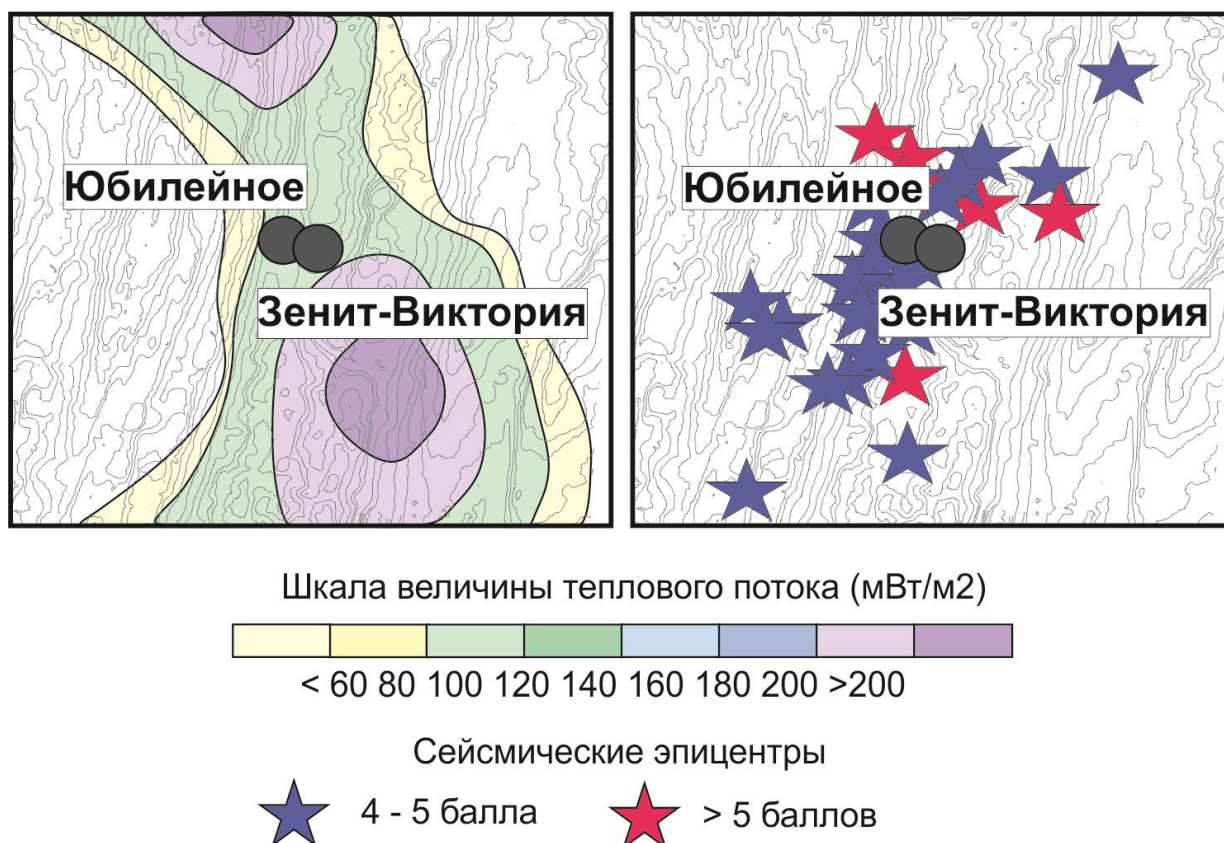


Рисунок 5.3 - Тепловой поток и сейсмические эпицентры в районе локализации гидротермальных полей Юбилейное и Зенит-Виктория (САХ)

Генетическое родство изучаемых сульфидных руд и рудоносного раствора, поступающего из вмещающих пород, доказывается спектрами распределения РЗЭ. Поведение РЗЭ является чувствительным индикатором источника рудного вещества и последовательности происходящих процессов – от начала гидротермального процесса до современного осадконакопления. Экспериментальные и теоретические исследования показали, что гидротермальный раствор в четыре раза более обогащен РЗЭ, чем морская вода (Deborah, 1998). Гидротермальные изменения вмещающих пород, в частности интенсивное изменение плагиоклаза, способствует накоплению в рудоносном гидротермальном растворе РЗЭ с последующим их переносом в

образованные сульфидные руды. Теоретические спектры редкоземельных элементов демонстрируют большую положительную аномалию Eu, обогащение LREE по отношению к HREE и отсутствие аномалий Ce (рисунок 5.4).

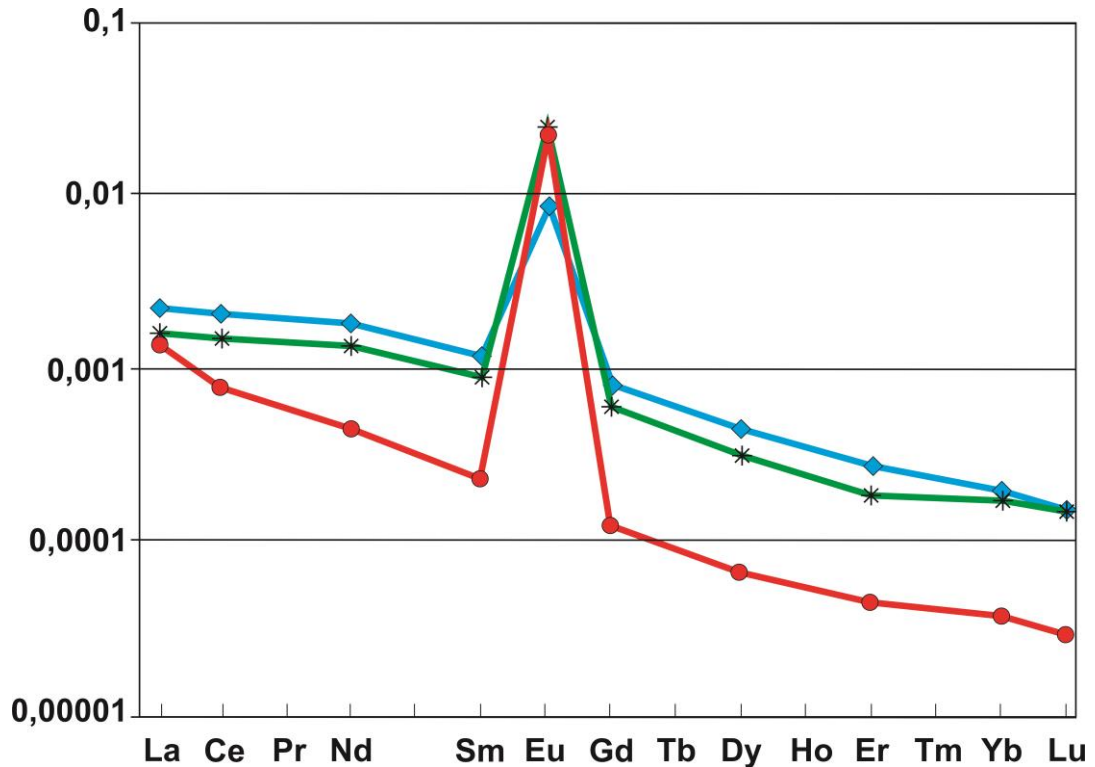


Рисунок 5.4 - Спектры РЗЭ в гидротермальных рудоносных растворах, рассчитанных экспериментально по данным (Deborah, 1998).

Как уже упоминалось, вмещающими породами для сульфидных руд поля Юбилейное являются океанические базальты (N-MORB). Для базальтов большинство значений РЗЭ лежит в интервале от 10 до 20 г/т. Основными минералами-концентраторами РЗЭ являются плагиоклаз, клинопироксен, оливин (Балашов, 1976). При воздействии гидротерм на породы часть РЗЭ может переноситься гидротермальным раствором в руды, а часть - в новообразованные минералы-носители РЗЭ (слоистые магнезиальные алюмосиликаты), в которых лантаноиды находятся в виде изоморфных примесей.

Общей особенностью изученных сульфидных руд является низкий уровень РЗЭ, составляющий в среднем до 1-2 г/т., значительная европиевая

аномалия и преобладание легких РЗЭ над тяжелыми (рисунок 5.5). Сульфиды не накапливают редкоземельные элементы и не играют большой роли в аккумуляции РЗЭ в отложениях океанов. Ионный радиус лантаноидов изменяется от La^{3+} - 1.160 Å до Lu^{3+} - 0.977 Å при радиусах Cu^{2+} - 0.73 Å, Zn^{2+} - 0.74 Å, Fe^{2+} - 0.78 Å, что доказывает несовместимость РЗЭ в кристаллической решетке сульфидов (Римская-Корсакова, Дубинин, 2003; Дубинин, 2006). РЗЭ в составе сульфидных руд представлены собственными минеральными фазами: церианит CeO_2 и сферической формы соединениями La-Ce-Fe.

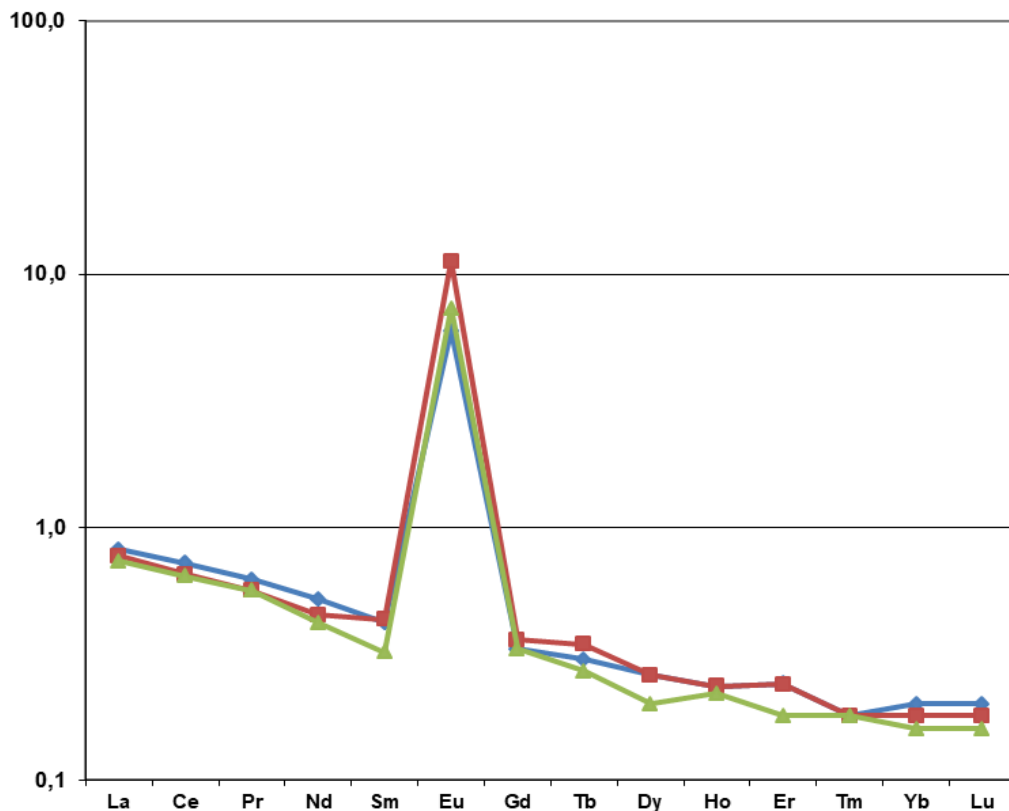


Рисунок 5.5 - Спектры РЗЭ в сульфидных рудах поля Юбилейное, нормирование по хондриту (Taylor, 1985)

Изучение химического состава сульфидных руд показало, что содержания РЗЭ в целом не зависят от их минерального состава и принадлежности к определенным рудно-геохимическим типам (Бабаева и др., 2015; Суханова, 2016). Отмеченная положительная аномалия во вмещающих

породах и рудах свидетельствует о перераспределении исходного вещества в гидротермальном процессе.

Спектры распределения РЗЭ в сульфидных рудах схожи со спектрами, как гидротермального флюида, так и вмещающих пород, что обуславливает генетическую связь образования сульфидов при воздействии нагретого раствора на вмещающие породы.

Сульфидные руды, образованные при участии магматогенного флюида, характеризуются наличием блеклых руд, самородной серы, высокими содержаниями As, Sb, Au, Te, Se, Ag, S (Franklin, 1990). Отсутствие этих признаков в рудах поля Юбилейное в совокупности с рассмотренной вероятной долей магматогенных флюидов в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов доказывают, что сульфиды поля Юбилейное – результат взаимодействия нагретой морской воды и вмещающих базальтов без явных дополнительных источников вещества (рисунок 5.6).

Высокотемпературная (300-350°C) среда рудообразования с pH 4.6-4.3 (Houghton et al, 2003) является благоприятной для образования в первую очередь сульфидов Cu и Fe, обогащенных Co, Ni и Se. В этих условиях медь и железо являются подвижными (Vikentyev, 1995), что сказывается на большом площадном развитии халькопиритовых и пиритовых руд вниз по склону. В литературе уже отмечены подобные факты, когда Fe, Cu и сопутствующие им компоненты проскакивают барьер вода/порода, распространяясь на некоторое расстояние от центра разгрузки и обогащая краевые части рудных объектов (Краснов и др., 1992).

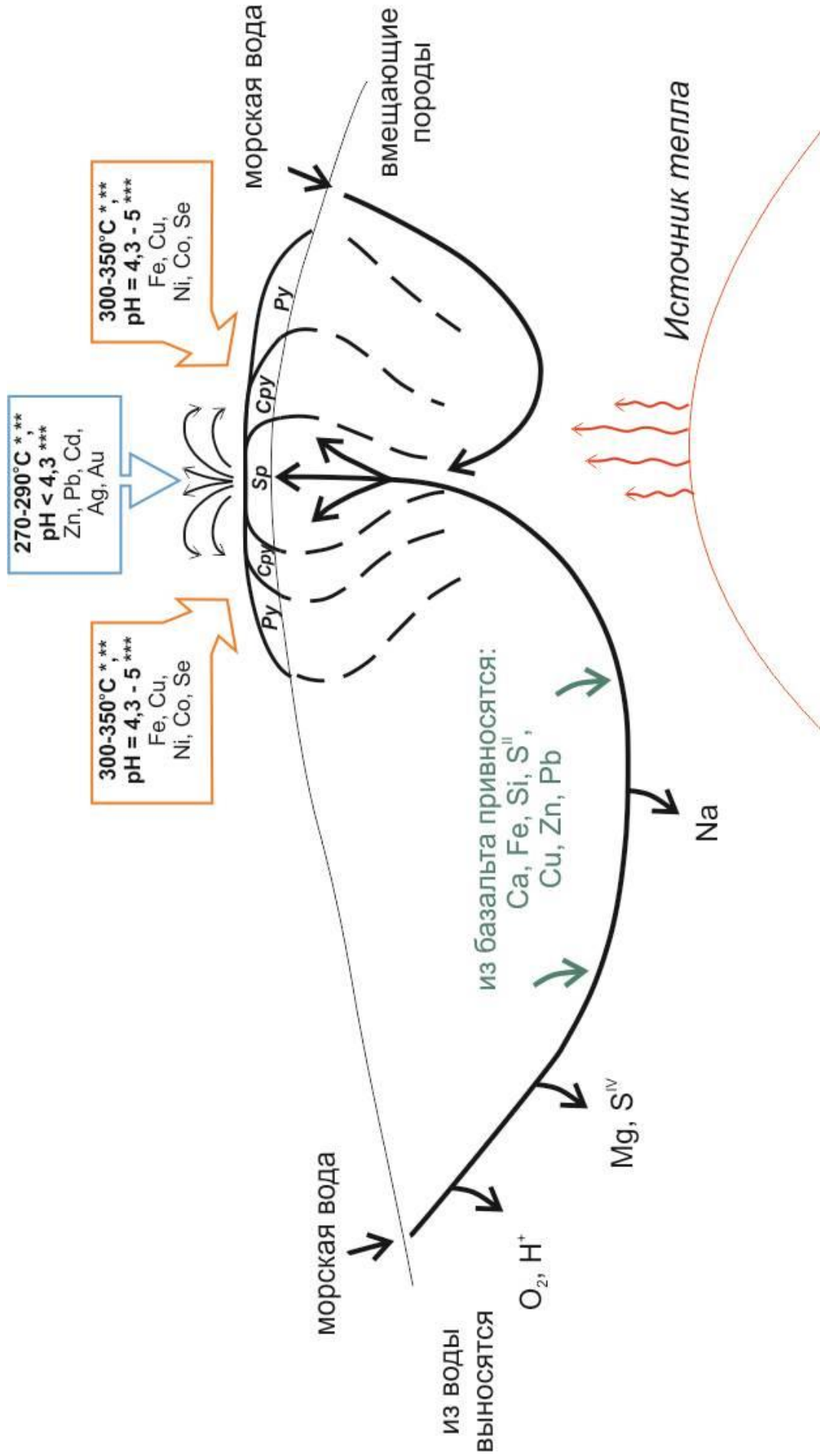


Рисунок 5.6 - Схематичная модель образования основного рудного тела поля Юбилейное, составленная по данным (Краснов и др., 1992; Гричук, 1999) с дополнениями автора. Использованы данные по температуре и pH среды образования: * - (Solomon, 1976); ** - (Vikentyev, 1995), *** - (Houghton et al, 2003).

Богатые цинком сульфидные формируются при постепенном понижении температуры и рН среды рудоотложения, что способствует образованию Zn минерализации с сопутствующими примесными компонентами. В гидротермальной системе благоприятными для образования сфалерита представляются температуры $\approx 270-290$ °С, однако, миграция рудного раствора на большие расстояния от центра разгрузки затруднительна, что отражается на ограниченном распределении цинковых руд с высокими содержаниями Cd, Pb, Hg, Ag и Au. Однозначно определить, где находится главный рудовыводящий канал или таких каналов было несколько невозможно. Имеющийся фактический материал позволяет предполагать, что основное место разгрузки рудоносного раствора могло пространственно совпадать с зоной развития сфалеритовых сульфидных руд.

Геохимическая зональность рудного тела является отражением последовательного отложения сульфидов из рудообразующего раствора, эволюционировавшего по мере понижения температуры в направлении уменьшения Cu/Zn отношения. Предложенная модель формирования сульфидных руд поля Юбилейное согласуется с термодинамическим моделированием эволюции рудообразующих растворов, представленным в работе Дж.М. Франклина (Франклин и др., 1984). Суммируя результаты различных экспериментов им установлено, что руды с самым высоким отношением Cu/Zn отлагались при повышенных температурах по сравнению с рудами, имеющими низкое отношение Cu/Zn.

Зональное распределение руд поля Юбилейное схоже с зональностью, обнаруженной на рудных объектах Южного Урала уральского типа (Прокин, 1977; Бородаевская и др., 1979). Как уже упоминалось, месторождения уральского типа представлены массивными сульфидными рудами, преимущественно сложенными пиритом, а также халькопиритом и сфалеритом. Рудные объекты уральского типа, залегающие на базальтовом субстрате, характеризуются вертикальной и латеральной зональностью, представленной сменой пиритовых руд халькопирит-пиритовыми и

халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами. Это можно считать близким аналогом зональности, выявленной на рудном поле Юбилейное.

Проявление зонального расположения минеральных типов уже отмечалось на некоторых глубоководных рудных объектах. Наличие не только латеральной зональности - от центра к периферии объекта, но и вертикальной зональности от вершины рудной постройки до её цоколя было подтверждено при бурении в 1994 г. рудного поля ТАГ. Для этого поля выявлена вертикальная и латеральная зональность распределения минеральных ассоциаций от высокотемпературных (пирит, халькопирит) к средне- и низкотемпературным (пирит, марказит, сфалерит). Местами эта зональность нарушается вследствие неоднородности и изменчивости состава и свойств рудоносных гидротермальных растворов (Богданов и др., 2015).

Подобно континентальным колчеданным месторождениям многие океанические сульфидные залежи обнаруживают характерные изменения, проявляющиеся в появлении вертикальной зональности под действием процессов выветривания - смену зоны первичных сульфидов зонами вторичного сульфидного обогащения и окисления. Типичными вторичными минералами являются борнит, халькозин и ковеллин, которые содержат в своем составе от 60 до почти 80 мас.% меди. Зона сульфидного обогащения почти всегда содержит значительное количество первичной руды, в которой богатые медью вторичные минералы развиты лишь по трещинам и прожилкам. Чем больше зона вторичного обогащения, тем большее в рудном объекте ожидается среднее содержание меди.

Рудные поля Юбилейное и Зенит-Виктория, как упоминалось ранее, являются первым и, пока единственным случаем симметричного нахождения рудных объектов относительно рифтовой долины, как по глубине, так и по положению на бортах. Эти поля являются в прямом смысле зеркальной копией друг друга, характеризуясь схожими минеральными и геохимическими особенностями сульфидных руд (Babaeva, Sukhanova, 2017).

Сульфидные массивные руды обоих полей представлены преимущественно пиритовым и халькопиритовым минеральными типами. Единственным отличием является проявление сфалеритового типа в рудах поля Юбилейное. По геохимической специализации поля идентичны (рисунок 5.7).

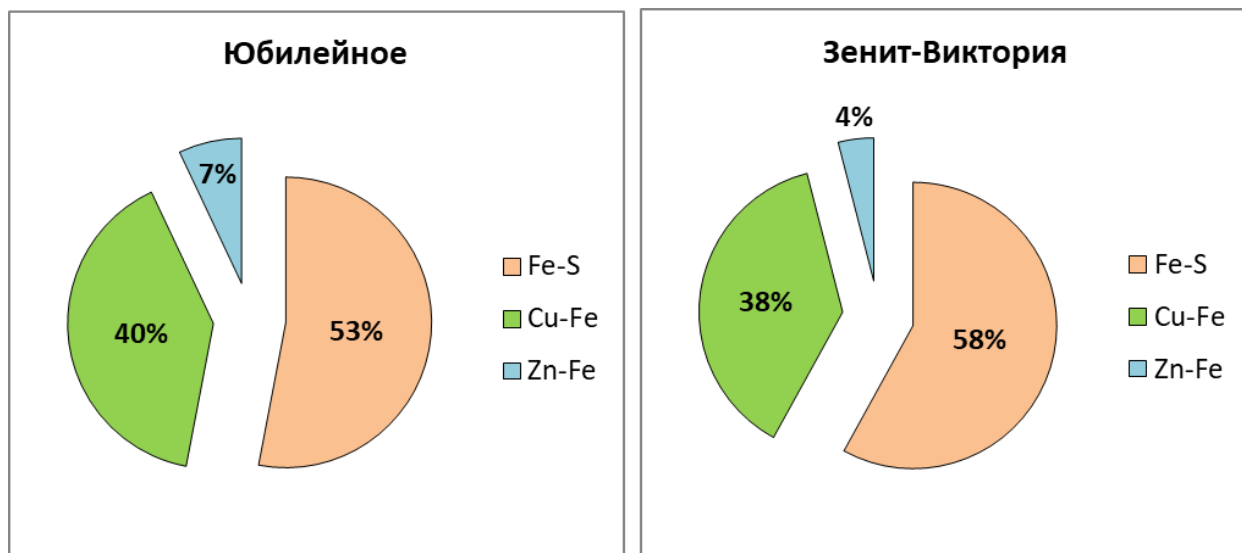


Рисунок 5.7 - Соотношение геохимических типов сульфидных руд полей Юбилейное и Зенит-Виктория

Концентрации главных рудных и сопутствующих компонентов в рудах близки. Некоторые параметры приведены в таблице 5.1. Помимо схожих концентраций главных компонентов в сульфидных рудах обоих полей устанавливается геохимическая идентичность связей элементов в рудах. Подобная однотипность связей используется в наземных поисковых работах как типоморфный признак, свидетельствуя о генетическом родстве объектов (Гинзбург, 1976; Щеглов, Говоров, 1985; Овчинников, 1988).

Таблица 5.1 - Средние содержания основных рудных и сопутствующих элементов в сульфидных рудах полей Юбилейное и Зенит-Виктория

Рудное поле	Cu, %	Zn, %	Au, г/т	Ag, г/т	Cd, г/т	Se, г/т	Co, г/т	Ni, г/т
Юбилейное	4.73	0.73	0.53	19.4	11.0	65.3	479	47.6
Зенит-Виктория	2.70	1.10	1.10	24.9	21.8	13.3	314	51.6

Рудные поля Юбилейное и Зенит-Виктория сходны по комплексу минералого-геохимических особенностей, что позволило сделать

предположение об их генетическом родстве - наличии единой гидротермальной системы для обоих полей (Рождественская и др., 2014). Это реализуется в том случае, если предположить наличие единой глубинной зоны генерации расплавов, служащей источником тепла для формирования гидротермальных систем полей Юбилейное и Зенит-Виктория (Babaeva, Sukhanova, 2017). Разломы по обоим бортам долины могут быть подводными каналами для поставки рудного вещества при образовании полей Юбилейное и Зенит-Виктория.

Последние данные показывают, что сульфидные руды поля Зенит-Виктория имеют минералого-геохимические особенности, отличные от типичных признаков известных «черных курильщиков» (Габлина и др., 2017). По предположению И.Ф. Габлиной (Габлина и др., 2017), руды поля Зенит-Виктория сформировались в результате воздействия на биогенные карбонатные осадки кислых металлоносных растворов диффузного типа, поступающих по проницаемым зонам в базальтах. Рудообразование происходит на геохимическом барьере осадки/вода, затрудняющем быструю миграцию рудоносных растворов и способствующих осаждению минералов. Длительное воздействие гидротерм приводит к полному замещению осадочного биогенного материала и формированию на его месте сульфидных построек.

В отличие от руд поля Зенит-Виктория руды поля Юбилейное по ряду генетических признаков близки с типичными черными курильщиками, нежели с рудами, образованными в осадках (таблица 5.2). Малое развитие пирротина может быть объяснено практически полным его замещением пиритом и оксидами железа за время существования рудного поля. Поэтому же могли не сохраниться в рудном поле Юбилейное реликты трубных образований.

Учитывая предложенную гипотезу образования рудного поля Юбилейное и представление о гидротермально-метасоматическом

образовании сульфидных руд поля Зенит-Виктория, можно усомниться в возможности их генетического родства и единовременности образования.

Таблица 5.2 - Генетические признаки рудного поля Юбилейное, черных курильщиков и сульфидных руд, образованных в осадках

Генетические признаки	Рудное поле Юбилейное	Черные курильщики (Fouquet et al, 2010; Богданов и др., 2015)	Руды, образованные в осадках (Богданов, 2006, Богданов и др., 2015)
Морфология рудных залежей	Пологий сульфидный холм	Сульфидные трубы, брекчиевидные руды	Постройки типа «пчелиный улей»
Внутреннее строение и текстуры руд	Массивные руды	Зональные фрагменты, концентрическая зональность вокруг рудных каналов	Нет определенного зонального строения или типовой структуры
Главные рудные минералы	Пирит, халькопирит, изокубанит, сфалерит	Пирротин, халькопирит, изокубанит, сфалерит	Пирротин (иногда до 80%), халькопирит, сфалерит, вюртцит
Второстепенные минералы	Марказит, борнит, ковеллин, халькозин, галенит	Пирит, борнит, ковеллин, халькозин, борнит	Изокубанит, пирит, борнит, ковеллин, халькозин, блеклая руда, алабандин

Поле Юбилейное расположено на выположенном участке западного борта рифтовой долины. К западу от рудного поля на глубине 2300 м находится подводная гора высотой 150 метров, образованное базальтами (не что иное, как вулкан) (рисунок 2.4). Этот вулкан мог стать источником тепла, активизировавшего конвективную гидротермальную систему рудного поля Юбилейное. Через рудное поле проходит разлом, служащий рудоконтролирующей структурой. Выположенный участок, на котором залегает рудное поле Юбилейное – структурная ловушка, благоприятная для формирования рудных объектов. Таким образом, для рудного поля Юбилейное сформирована гипотеза, в которой есть предположительный магматический очаг, рудовыводящая структура и геодинамическая ловушка для накопления рудных элементов.

Выводы по главе 5

1. Установлена пространственная смена марказит-пиритовых и халькопиритовых руд с повышенными содержаниями Ni, Co, Se в краевых частях главного рудного тела сфалеритовыми рудами с высокими содержаниями Cd, Ag, Au, Hg и Pb в центральной части тела.

2. Минералого-геохимическая зональность рудного тела является отражением последовательного отложения сульфидов из рудообразующего раствора, эволюционировавшего по мере понижения температуры в направлении уменьшения Cu/Zn отношения, а также смене (Ni)Co-Se ассоциации примесных элементов на Ag-Au-Pb-Cd-Hg.

3. Сформированная гипотеза образования сульфидных руд поля Юбилейное базируется на известной модели рециклинга. Генетическое родство изучаемых сульфидных руд и рудоносного раствора, поступающего из вмещающих пород, доказывается сходством спектров распределения в них РЗЭ. Особенности минерального и геохимического состава сульфидных руд свидетельствуют об отсутствии дополнительных источников рудного вещества в процессе рудообразования.

Заключение

Результатом проведенных исследований является комплексный анализ минералого-геохимических особенностей сульфидных руд поля Юбилейное. Полученные данные позволили детально изучить состав сульфидов, получить информацию об условиях их образования и выявить ступенчатый характер рудообразования в зависимости от снижения температуры.

Основная тенденция эволюции состава сульфидных руд поля Юбилейное, отражающая падение температуры рудообразования – пространственная смена марказит-пиритовых и халькопиритовых руд с повышенными содержаниями Ni, Co, Se в краевых частях рудного тела сфалеритовыми рудами с высокими содержаниями Cd, Ag, Au, Hg и Pb в центральной части рудного тела.

Важным выводом является определение генетической связи сульфидных руд с вмещающими породами и выявление минералого-геохимических признаков, доказывающих отсутствие участия магматогенных флюидов в процессе рудообразования.

Несмотря на заявленную комплексность изучения сульфидных руд, некоторые аспекты раскрыты не в полной мере. В связи с этим, необходимо отметить перспективность дальнейшего изучения океанических сульфидов, связанную с определением возраста сульфидных руд и уточнением стадийности их образования, изучением изотопного состава серы для точного определения источника рудного вещества. Детальное изучение отдельных рудных минералов будет способствовать оценке экономической целесообразности дальнейшего освоения глубоководных рудных объектов на основе имеющихся химических и технологических данных. В качестве возможного направления продолжения работы можно выделить исследование океанических сульфидов методом LA-ICP, исследование микровключений и накопление фактических данных для изучения геохимических особенностей на базе большей выборки.

Дискуссионным остается вопрос определения температуры образования минеральных и геохимических типов сульфидных руд. Применяемые методы определения температуры образования с помощью геотермометров не являются надежными. Глубоководные сульфидные руды подвергаются изменениям практически сразу после осаждения, неоднократные примеры перекристаллизации главных рудных минералов и перераспределение элементов-примесей также не позволяют реконструировать первичную картину.

Требования Контракта на разведку полиметаллических сульфидов требует объективную оценку минералого-геохимических особенностей сульфидных руд поля Юбилейное. На данный момент ключевыми характеристиками для выделения перспективных участков рудных полей и для оценки прогнозных ресурсов гидротермальных сульфидных руд являются:

- текстурно-структурные особенности;
- особенности минерального состава;
- геохимическая специализация;
- пространственная локализация геохимических и минеральных типов.

Сульфидная минерализация в рудах поля Юбилейное представлена массивными сульфидными рудами, рудными брекчиями, прожилково-вкрапленным оруденением во вмещающих породах и рудными корками. Большая часть сульфидного материала представлена массивными сульфидными рудами. Хотя массивные сульфидные руды отличаются некоторым развитием нерудной минерализации, это не препятствует их высокой технологической оценке. Эта форма проявления сульфидной минерализации является, по предварительным данным, благоприятной для дальнейшей добычи.

Сульфидные руды поля Юбилейное характеризуются выдержанным составом. Наиболее развиты в контуре руды пиритового и халькопиритового минеральных типов, соответствующие Fe-S и Cu-Fe специализациям.

Халькопиритовые руды поля Юбилейное составляют почти 50% от всего полученного на данный момент фактического материала. Кроме того, медно-колчеданные руды характеризуются повышенными содержаниями практически значимых примесных элементов.

Подобно континентальным колчеданным месторождениям многие океанические сульфидные залежи обнаруживают характерные изменения, проявляющиеся в появлении вторичных минералов с высокими содержаниями меди, добычными для зоны сульфидного обогащения. Вторичные рудные минералы поля Юбилейное составляют не более 5% в составе руд, поэтому при оценке перспективности рудного объекта приходится рассчитывать только на содержания главных и сопутствующих компонентов в главных рудных минералах.

По комплексу установленных минералого-геохимических особенностей при сравнении с другими объектами Российского разведочного района рудное поле Юбилейное занимает промежуточное положение между объектами, обогащенными и обедненными попутными компонентами (Ni, Co, Se, Cd, Pb, Ag, Au). Выявленная в результате исследования минералого-геохимическая зональность главного рудного тела позволяет выделить блоки перспективных халькопиритовых руд с высокими содержаниями Cu, Co, Ni и Se.

Валовое содержание меди (до 5 %) и малые ресурсы рудного поля Юбилейное заставляют либо оставить это рудное поле как запасное, при наличии достаточного количества перспективных объектов, либо проводить его освоение совместно с находящемся поблизости рудным полем Пюи-де-Фолль. Содержания меди в 4.73 % не сильно разубожат богатые руды поля Пюи-де-Фолль с содержанием меди 11.8 %.

Список литературы

1. Авдонин В.В. Редкие металлы в эволюционных рядах колчеданно-полиметаллических месторождения / В.В. Авдонин, Н.Е. Сергеева // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 1999. – № 4. – С. 40-48.
2. Андреев С.И. Золото в океанических сульфидных рудах Российского Разведочного района (САР) / С.И. Андреев, С.Ф. Бабаева, А.А. Суханова // Материалы Федоровской сессии 2016. СПб. – 2016. – С. 105-107.
3. Андреев С.И. Комплексы редкометалльных элементов в составе гидротермальных сульфидных руд Мирового океана / С.И. Андреев, С.Ф. Бабаева, В.Е. Казакова, Н.Л. Колчина, А.А. Суханова, А.В. Фирстова, С.И. Ануфриева, И.Г. Луговская // Руды и металлы. – 2017. – Вып. 4. – С. 102-111.
4. Андреев С.И. Металлогения гидротермальных сульфидных руд Мирового океана / С.И. Андреев // Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 224. – СПб.: ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга". – 2014. – 213 с.
5. Бабаева С.Ф. Геохимические особенности и источник кобальта и никеля в рудах САР / С.Ф. Бабаева, А.А. Суханова // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы XII Съезда Российского минералогического общества 2015, СПб. – 2015. – С. 79-80.
6. Бабаева С.Ф. Минеральные парагенетические ассоциации, разновидности и типы океанических сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта / С.Ф. Бабаева, А.А. Суханова, С.И. Андреев // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО», СПб. – 2017. – С. 187-189.
7. Бабаева С.Ф. Редкоземельные элементы в массивных сульфидных рудах Срединно-Атлантического Хребта (САР) / С.Ф. Бабаева, А.А. Суханова, Т.В. Степанова // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы Годичного собрания Российского минералогического общества 2014, СПб. – 2014. – С. 9-11.

8. Бабаева С.Ф. Селен и кобальт в системе Cu-Fe-S океанических массивных сульфидных руд, САХ / С.Ф. Бабаева, А.А. Суханова // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС. – 2015. – С. 117-120.

9. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов - М.:Наука, 1976 – 267 с.

10. Богданов Ю.А. Гидротермальный рудогенез океанского дна / Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, А.М. Сагалевич – М.: «Наука», 2006. – 527 с.

11. Богданов Ю.А. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (15-40° с.ш.): минералогия, геохимия, генезис / Ю.А. Богданов, А.Ю. Леин, А.П. Лисицын – М.: ГЕОС, 2015. – 256 с.

12. Бородаевская М.Б. Колчеданные месторождения мира / М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов под ред. акад. В.И. Смирнова. – М.: Недра, 1979 – 287 с.

13. Бородаевская М.Б. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций / М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, Е.П. Ширай - М.: Недра, 1977. – 153 с.

14. Бортников Н.С. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида / Н.С. Бортников, В.А. Симонов, Ю.А. Богданов // Геология рудных месторождений. Т. 46. – 2004. – № 1. – С. 74 – 87.

15. Бутузова Г.Ю. Еще раз к вопросу об источнике металлов в гидротермальном океанском рудогенезе / Г.Ю. Бутузова // Литология и полез. ископаемые. – 1989. – № 1. – С. 114-119.

16. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океаническом рудогенезе. Сообщ. 1. Источники воды, газов, серы и формирование основного солевого состава рудообразующих растворов / Г.Ю. Бутузова // Литология и полез. ископаемые. – 1986. – № 5. – С. 3-18.

17. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 2. Источники рудообразующих элементов / Г.Ю. Бутузова // Литология и полез. ископаемые. – 1986. – № 6. – С. 3-18.

18. Викентьев И.В. Минералогия гидротермальных отложений поля Рейнбоу в районе Азор (Атлантика) / И.В. Викентьев, Н.С. Бортников, Ю.А. Богданов // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. – 2000. – С. 103 – 110.

19. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд / И.В. Викентьев - М.: Научный мир, 2004. – 340 с.

20. Габлина И.Ф. Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современных сульфидных руд в карбонатных донных осадках Срединно-Атлантического хребта (19-20° с.ш.) / И.Ф. Габлина, И.Г. Добрецова, Е.В. Наркевский, А.Н. Густайтис, Т.А. Садчикова, Н.В. Горькова, А.Т. Савичев, А.Д. Люткевич, О.М. Дара // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – № 5. – С. 387-408.

21. Гринвуд Н. Химия элементов / Н. Гринвуд, А. Эрншо // В 2 томах. М.: Бином. Лаборатория знаний, 2008. – 1000 с.

22. Гинзбург А.И. Об источниках редких элементов в эндогенных месторождениях / А.И. Гинзбург // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука. – 1976. – С. 272-285.

23. Гричук Д.В. Об источниках рудообразующих элементов в современных гидротермах дна океана / Д.В. Гричук, С.В. Краснов // Литология и полез. ископаемые. – 1989. – № 1. – С. 105-113.

24. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем / Д.В. Гричук - М.: Научный мир, 1999. – 2000 с.

25. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин - Ин-т океанологии им. П.П.Ширшова РАН. М.: Наука, 2006. – 360 с.

26. Дубинин Е.П. Океанический рифтогенез / Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков – М.: изд-во ГЕОС, 2001. – 293 с.
27. Еремин Н.И. Главнейшие типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации и их типоморфные минералы / Н.И. Еремин, А.Л. Дергачев, Н.Е. Сергеева // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд. Изд-во УрО РАН Екатеринбург. – 2008. – С. 29-32.
28. Еремин Н.И. Типоморфизм редких минералов колчеданных руд и их геохимический тренд / Н.И. Еремин, А.Л. Дергачев, Н.Е. Сергеева // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. – 2007. – № 2. – С. 40-48.
29. Еремин Н.И. Эпохи вулканогенного колчеданообразования в истории Земли / Н.И. Еремин, А.Л. Дергачев, Н.В. Позднякова, Н.Е. Сергеева // Геология рудных месторождений. Т. 44. – 2002. – № 4. – С. 259-275.
30. Зайков В.В. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги / В.В. Зайков, И.Ю. Мелекесцева // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 73-98.
31. Зайков В.В. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана / В.В. Зайков, В.В. Масленников, Е.В. Зайкова, Р. Херрингтон - Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. – 315 с.
32. Ковалев К.Р. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) / К.Р. Ковалев, А.И. Бусленко – Новосибирск: Наука, 1992. – 200 с.
33. Контарь Е.С. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале / Е.С. Контарь, Л.Е. Либаров – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997 – 233 с.
34. Краснов С.Г. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана / С.Г. Краснов, Г.А. Черкашев, А.И. Айнемер – С.-Петербург. ВНИИОкеангеология. СПб: Недра, 1992. – 278 с.

35. Леин А.Ю. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия / А.Ю. Леин, Г.А. Черкашев, А.А. Ульянов // Геохимия. – 2003. – № 3. – С. 304 – 328
36. Лисицын А.П. Гидротермальные образования рифтовых зон океана / А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, Е.Г. Гурвич – М.: Наука, 1990. – 256 с.
37. Лисицын А.П. Металлоносные осадки Индийского океана / А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, В.В. Гордеев – М.: Наука, 1987. – 166 с.
38. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование / Масленников В.В. – Миасс: ИМиН УрО РАН, 2006. – 384 с.
39. Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма / В.В. Масленников // Литосфера. Миасс: ИМиН УрО РАН. – 2012. – С. 96-113.
40. Масленников В.В. Черные курильщики вулканогенно-черносланцевых ассоциаций / В.В. Масленников, С.П. Масленникова, Н.Р. Аюпова, А.С. Целуйко, В.А. Симонов // Металлогения древних и современных океанов. - 2017. – № 23. – С. 10-19.
41. Масленникова С.П. Сульфидные трубы палеозойских “черных курильщиков” (на примере Урала) / С.П. Масленникова, В.В. Масленников – Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. – 312 с.
42. Матухин В.Л. Исследования полупроводникового минерала CuFeS_2 из гидротермальных отложений океанского рифта методом ЯМР Си в локальном поле / В.Л. Матухин, А.И. Погорельцев, А.Н. Гавриленко, С.О. Гарькавый, Е.В. Шмидт, С.Ф. Бабаева, А.А. Суханова, Е.И. Теруков // Физика и техника полупроводников. – 2017. – Т. 51. Вып. 1. – С. 8-11.
43. Машковцев Г.А. Современные методы изучения вещественного состава глубоководных полиметаллических сульфидов Мирового океана / Г.А. Машковцев // Труды совещания в ФГУП "ВИМС", 19-20 января 2011 г. – М.: ВИМС, 2013. – 377 с.
44. Мозгова Н.Н. Изокубанит из сульфидных руд гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, $36^{\circ}14'$ с.ш.) / Н.Н. Мозгова, Ю.С.

Бородаев, И.Ф. Габлина, Г.А. Черкашев, Т.В. Степанова, Е.А. Жирнов // Записки Российского минералогического общества. – 2002. – № 5. – С. 61-69.

45. Мозгова Н.Н. Особенности преобразования минеральных парагенезисов в медных сульфидных рудах гидротермального поля Краснов (16°38' с.ш. Срединно-Атлантического хребта) / Н.Н. Мозгова, Ю.С. Бородаев, И.Ф. Габлина, Т.В. Степанова, Г.А. Черкашев, Т.Ю. Успенская // Новые данные о минералах. – 2007. – Вып. 42. – С. 62-76.

46. Ненашева С.Н. Особенности состава изокубанита и полиморфные модификации соединения CuFe_2S_3 / С.Н. Ненашева, Т.А. Кравченко // Записки Российского минералогического общества. – 2014. – Т. 143. № 5. – С. 84-97.

47. Объяснительная записка к Минерагенической карте Мирового океана / гл. ред. С. И. Андреев. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. – 85 с.

48. Овчинников Л.Н. Образование Рудных месторождений / Л.Н. Овчинников – М.: Недра, 1988. – 256 с.

49. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия / Л.Н. Овчинников – М.: Недра, 1990. – 248 с.

50. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале / В.А. Прокин – М.: Недра, 1977 – 192 с.

51. Прокопцев Г.Н. Образование металлоносных гидротерм на дне океана / Г.Н. Прокопцев, Н.Г. Прокопцев // Изв. АН СССР. Сер.геол. – 1990. – № 4. – С. 96-107.

52. Римская-Корсакова М.Н. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана / М.Н. Римская-Корсакова, А.В. Дубинин // Доклады Академии Наук. – 2003. – Т. 389. №5. – С. 672-676.

53. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане / П. Рона - М.: Мир, 1986. – 159 с.

54. Силантьев С.А. Перидотит-базальтовая ассоциация САХ на 19°42 – 19°59 с.ш.: оценка условий петрогенезиса и баланса вещества при

гидротермальном преобразовании океанической коры / С.А. Силантьев, Бортников Н.С., Шатагин К.Н., Бычкова Я.В., Краснова Е.А., Бельтнев В.Е. // Петрология. – 2015. – Т. 23. № 1. – С. 3-25.

55. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых / В.И. Смирнов – М.: Недра, 1989. – 326 с.

56. Смирнов В.И. Металлогения / В.И. Смирнов – М.:Наука, 1993 – 175 с.

57. Смирнов В.И. Рудные месторождения / В.И. Смирнов – М.:Наука, 1993 – 271 с.

58. Смирнов В.И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных месторождений / В.И. Смирнов // Генетические проблемы руд. Междунар. геол. конгресс. XX сессия. Докл. сов. геол. Пробл. № 16. М.: Госгеолтехиздат. – 1960. – С. 5-15.

59. Смирнов В.И. Эндогенное рудообразование в истории Земли / В.И. Смирнов // Геология рудных месторождений. – 1982. – № 4. – С. 3-20.

60. Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации / Э.М. Спиридонов // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. – 2010. – С. 143-171.

61. Суханова А.А. Геохимические особенности кобальта и никеля в медных рудах гидротермальных полей Ашадзе-1 и Юбилейное (САХ) / А.А. Суханова // Материалы Пятой Российской молодежной Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», М.: ИГЕМ РАН. – 2015. – С. 225-227.

62. Суханова А.А. Закономерности распределения и особенности минеральных и геохимических типов сульфидных руд полей Юбилейное и Зенит-виктория (Срединно-Атлантический хребет) / А.А. Суханова, С.Ф. Бабаева, Андреев С.И. // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых, М.: ИО РАН. – 2017. – С. 528-529.

63. Суханова А.А. Лантаноиды в гидротермальных образованиях Срединно-Атлантического хребта / А.А. Суханова // Материалы 54-й

Международной научной студенческой конференции МНСК-2016: Геология, Новосибир. ун-т. Новосибирск. – 2016. – С. 87.

64. Суханова А.А. Особенности классификации океанических сульфидных руд при выборе потенциально перспективных объектов РРР-ГПС-САХ / А.А. Суханова, С.Ф. Бабаева, С.И. Андреев // Материалы Российской молодежной Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», М.: ИГЕМ РАН. – 2017. – С. 277-278.

65. Суханова А.А. Типы океанических руд гидротермального поля Юбилейное, Срединно-Атлантический Хребет / А.А. Суханова, С.Ф. Бабаева // Материалы 53-й Международной научной студенческой конференции МНСК-2015: Геология, Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск. – 2015. – С. 60.

66. Франклин Дж.М. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации / Дж.М. Франклин, Дж.У. Лайдон, Д.Ф. Сангстер // Генезис рудных месторождений. М.: Мир. Т.2. – 1984. – С. 39-252.

67. Хитаров Н.И. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях / Н.И. Хитаров, С.Д. Малинин, Е.Б. Лебедев, Н.П. Шибаева // Геохимия – 1981. – № 8. – С. 1094-1099.

68. Щеглов А.Д. Нелинейная металлогения и глубины Земли / А.Д. Щеглов, И.Н. Говоров. – М.: Наука, 1985. – 325 с.

69. Эммонс В.Х. Изменение первичного оруденения с глубиной / В.Х. Эммонс. - М.: Геолразведиздат. 1933. – 40 с.

70. Arehart G.B. Volcanogenic massive sulfides: comparison of ancient and modern marine ore-depositing systems / G.B. Arehart // Mar. Mining. — 1989. – V. 8. N 3. – P. 225-244.

71. Anderson D.L. Composition of the Earth / D.L. Anderson // Science. – 1989. – V. 243(4889) – P. 367-370.

72. Auclair G. Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13° North, East Pacific Rise / G. Auclair, Y. Fouquet, M. Bohn // Can. Mineral. – 1987. – V. 25(4). – P. 577-587.

73. Babaeva S.F. Comparison of deep-sea sulfides located symmetrically east and west of the Mid-Atlantic ridge rift valley / S.F. Babaeva, A.A. Sukhanova, J.R. Hein, S.I. Andreev // *Proceedings of RMS – 2017.* – V. 6. – P. 18-42.
74. Babaeva S. Geochemical types of sulfide ore as indicators of mineral evolution at the hydrothermal vent field Jubileynoye (MAR) / S. Babaeva, A. Sukhanova, S. Andreev // *Abstracts UMI, Lisbon, Portugal – 2014.* – P. 45-54.
75. Babaeva S. Origin of Co and Ni in Cu-rich seafloor massive sulfides / S. Babaeva, A. Sukhanova, S. Andreev // *Abstracts UMC, Florida, USA. – 2015.* – P. 31-42.
76. Babaeva S. Overview of gold main features in seafloor massive sulfides / S. Babaeva, A. Sukhanova, S. Andreev // *Abstracts UMC, Incheon, Korea. – 2016.* – P. 7-15.
77. Beaulieu S.E. An authoritative global database for active submarine hydrothermal vent fields / S.E. Beaulieu, E.T. Baker, C.R. German, A. Maffei // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2013. – V. 14. – P. 4892-4905.
78. Barrett T.J. Two-stage hydrothermal formation of a Lower Proterozoic sediment-hosted massive sulfide deposit, northern Labrador trough, Quebec / T.J. Barrett, R.P. Wares, J.S. Fox // *Can. Min.* – 1988. – V. 26. – P. 871-888.
79. Barrie C.T. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition / C.T. Barrie, M.D. Hannington // *Reviews in Economic Geology.* – 1999. – V. 8. – P. 1-12.
80. Bischoff J.L. An empirical equation of state for hydrothermal seawater (3.2 percent NaCl) / Bischoff J.L., Rosenbauer R.J. // *American Journal of Science.* – 1985. – V. 285. – P. 725-763.
81. Bischoff J.L. Seawater-basalt interaction at 200 °C and 500 bars: Implications for origin of sea-floor heavy-metall deposits and regulation of seawater chemistry / J.L. Bischoff, F.W. Dickson // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1975. – V.25. N 3. – P. 385-397.

82. Cameron E.M. Geochemical methods of exploration for massive sulphide mineralization / E.M. Cameron // Canadian Shield: Assoc. Explor. Geochemists. Spec. Pub. 2. – 1975. – P. 21-49.

83. Cann J.R. A simple magma-driven thermal model for the formation of volcanogenic massive sulphides / J.R. Cann, M.R. Strens, A Rice // EPSL. – 1985. – V. 76. N. ½. – P. 123-134.

84. Corliss J.B. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift / J.B. Corliss, J. Dymond, L.I. Gordon, J.M. Edmond, R.P. von Herzen, R.D. Ballard, K. Green, D. Williams, A. Bainbridge, K. Crane, T.H. van Andel // Science. – 1979. – V. 203. – P. 1073-1083.

85. Deborah M. W. Rare Earth Elements Systematics in Ancient and Modern Hydrothermal Systems / M.W. Deborah. A dissertation submitted for the Degree of Doctor of Philosophy. School of Ocean and Earth Science. – 1998. – p. 270.

86. Descarreaux J. A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurrences of massive sulphide ores / J. Descarreaux // Canadian Mining Metall.– Bull. – 1973. – V. 66. – P. 61-69.

87. Dymont J. A positive magnetic anomaly at Rainbow hydrothermal site in ultramafic environment / J. Dymont, K. Tamaki, H. Horen, Y. Fouquet, K. Nakase, M. Yamamoto, M. Ravilly, M. Kitazawa // Eos. Trans. AGU. – 2005. – V. 86(52). – P. 21-28.

88. Edmond J.M. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and Their effluent dispersal / J.M. Edmond, R.L. Von Damm, R.E. McDuff, C.J. Measures // Nature. – 1982. – V. 297. – P. 187-191.

89. Emmons W.H. Primary Downward Changes in Ore Deposits / W.H. Emmons // Trans. Amer., Inst. Min. and Metall. Eng. – 1924. – V. 70. – P. 984 – 997.

90. Fouquet. Y. Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau back-arc basin / Y. Fouquet, U.V. Stackelberg, J.L. Charlou, J.P. Donval, J. Erzinger, J.P. Foucher, P. Herzig, R. Muhe, S. Soakai, M. Wiedicke, H. Whitechurch // Nature. – 1991. – V. 349. – P. 778-781.

91. Fouquet Y. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: A new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposit / Y. Fouquet, P. Cambon, J. Etoubleau, J.-L. Charlou, H. Ondréas, F.J.A.S. Barriga, G. Cherkashev, T. Semkova, I. Poroshina, M. Bohn, J.P. Donvall, K. Henry, P. Murphy, O. Rouxel // American Geophysical Union. – 2010. – P. 321-368.

92. Francheteau J. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise / J. Francheteau, H.D. Needham, P. Choukroune, T. Juteau, M. Seguret, R.D. Ballard, P.J. Fox, W. Normark, A. Carranza, D. Cordoba, J. Guerrero, C. Rangin, H. Bougault, P. Cambon, and R. Hekinian // Nature. – 1979. – V. 277. – P. 523-528.

93. Franklin J.M. Volcanogenic massive sulphide models: evidence from modern seafloor studies / J.M. Franklin // 8th IAGOD Symp. in conjunct. with Int.Conf.Miner. Deposit Model., Ottawa, Aug. 12-18, 1990: Program.with Abstr. - [Ottawa]. – 1990. – P. 190-191.

94. Gablina I.F. Copper sulfide associations in recent oceanic ores of the Logatchev hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 14° 45' N) / I.F. Gablina, N.N. Mozgova, Y.S. Borodaev, T.V. Stepanova, G.A. Cherkashev, M.I. Il'in // Geol. Ore Deposits. – 2000. – V. 42(4) – P. 296-316.

95. German C. Hydrothermal processes / C. German, K. Von Damm // Treatise on Geochemistry. The Oceans and Marine Chemistry. London: Elsevier. – 2006. – V. 6. – P. 181-222.

96. Goodfellow W.D. Geology, mineralogy and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge / W.D. Goodfellow, J.M. Franklin // Econ. Geol. – 1993. – V. 88(8). – P. 2037-2068.

97. Halbach P. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin / P. Halbach, K. Nakamura, M. Wahsner, J. Lange, H. Sakai, L. Käselitz, R.D. Hansen, M. Yamanoll, J. Post, B.

Prause, R. Seifert, W. Michaelis, F. Teichmann, M. Kinoshita, A. Märten, J. Ishibashi, S. Czerwinski, N. Blum // *Nature*. – 1989. – V. 338. – P. 496-499.

98. Halbach P. Formation and decay of a modern massive sulfide deposit in the Indian ocean / P. Halbach, N. Blum, U. Munch, W. Pluger, D. Garbe-Schonberg, M. Zimmer // *Miner. Depos.* – 1998. – V. 33. – P. 302-309.

99. Hannington M.D. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits / M.D. Hannington, J.M. Peter, S.D. Scott // *Econ. Geol.* – 1986. – V. 81. – P. 1867-1883.

100. Hannington M.D. Gold and silver potential of polymetallic sulfide deposits on the sea floor / M.D. Hannington, S.D. Scott // *Mar. Min.* – 1988. – V. 7. – P. 271-285.

101. Hannington M. Comparative mineralogy and geochemistry of gold-bearing sulfide deposits on the mid-ocean ridges / M. Hannington, P. Herzig, S. Scott, G. Thompson, P. Rona // *Marine Geology*. – 1991. – V. 101. – P. 217-248.

102. Hannington M.D. Physical and chemical processes of seafloor mineralization / M.D. Hannington, I.R. Jonasson, P.M. Herzig, S. Petersen // *AGU Monograph* 91. – 1995. – P. 115-157.

103. Hannington M. Modern sea-floor massive sulfides and base metal resources: towards an estimate of global sea-floor massive sulfide potential / M. Hannington, J. Jamieson, T. Monecke, S. Petersen // *Society of Economic Geologists Special Publication*. – 2010. – V. 15. – P. 111-141.

104. Hannington M. The abundance of seafloor massive sulfide deposits / M. Hannington, J. Jamieson, T. Monecke, S. Petersen, S. Beaulieu // *Geology*. – 2011. – V. 39. – P. 1155-1158.

105. Hein J.R. Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with landbased resources / J.R. Hein, K. Mizell, A. Koschinsky, T.A. Conrad // *Ore Geology Reviews*. – 2013. – V. 51. – P. 1-14.

106. Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures / H.C. Helgeson // *Am. Jour. Sci.* – 1969. – V. 267. – P. 729-804.

107. Hess H. History of ocean basins / H. Hess // *Petrologic studies: A Volume in Honor of A.F. Buddington*. N.Y.: Geol. Soc. Amer. – 1962. – P. 599-620.

108. Hofmann A.W. Enrichment processes in the mantle: metasomatism or recycling / A.W. Hofmann // *27 Международ. геол. конгресс, Москва, 4-14 авг. 1984: Тез. докл. Т.5: Секц. 10-11.* – М., – 1984 – С. 292.

109. Houghton J.L. Massive sulfide deposition and trace element remobilization in the Middle Valley sediment-hosted hydrothermal system, northern Juan de Fuca Ridge / J. L. Houghton, W. C. Shanks III, W. E. Seyfried Jr. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2003. – V. 68(13). – P. 2863–2873.

110. Hutchinson R.W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance / R.W Hutchinson // *Econ. Geol.* – 1973. – V. 68. – P. 1223-1246.

111. Klinkhammer G. Hydrothermal manganese plumes in the Mid-Atlantic Ridge Rift valley / G. Klinkhammer, P. Rona, M. Greaves, H. Elderfield // *Nature.* – 1985. – V. 314(6013). – P. 727-773.

112. Ito E. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and seawater / E. Ito, D.M. Harris, A.T. Anderson // *Geoch. Cosm. Acta.* – 1983. – V. 47 N. 9. – P. 1613-1624.

113. Kotlinski R. Mineral resources of the world's ocean – their importance for global economy in the 21st century / R. Kotlinski // *Proceedings of 4th ISOPE ocean mining symposium, International Society for Offshore and Polar Engineers.* Szczecin, Poland. – 2001. – P. 1-7.

114. Krasnov S.G. Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic / S.G. Krasnov, G.A. Cherkashev, T.V. Stepanova, B.N. Batuyev, A.G. Krotov, B.V. Malin, M.N. Maslov, V.F. Markov, I.M. Poroshina, M.S. Samovarov, A.M. Ashadze, L.I. Lazareva, I.K. Ermolayev // *Geol. Soc., Lond., Spec. Public.* – 1995. – V. 87. – P. 43-64.

115. Kuznetsov V. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of massive sulfides from the Logatchev and Rainbow hydrothermal fields (Mid-Atlantic Ridge) / V. Kuznetsov, G. Cherkashev, A. Lein, F. Maksimov, Kh. Arslanov, T. Stepanova, S. Chernov, D. Tarasenko // *Geochronometria.* – 2006. – V. 26. – P. 51-56.

116. Kuznetsov V.Yu. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of ocean sulfide ores: methodological capabilities, measurement results and prospects for use / V.Yu. Kuznetsov, G.A. Cherkashev, V.E. Beltenev, A.Yu. Lein, F.E. Maksimov, V.V. Shilov, T.V. Stepanova // Reports of the Academy of Sciences. – 2007. – V. 416. № 5. – P. 666-669.

117. Kuznetsov V.Yu. Radiochronology of quaternary deposits / V.Yu. Kuznetsov. – St. Petersburg: Comilfo. – 2008 – 312 pp.

118. Kuznetsov V. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ chronology of ore formation within the Semenov hydrothermal district (13031'N) at the Mid-Atlantic Ridge / V. Kuznetsov, F. Maksimov, A. Zheleznov, G. Cherkashev, V. Beltenev, L. Lazareva // Geochronometria. – 2011. – V. 38. – P. 72-76.

119. Kuznetsov V.Yu. Methods of Quaternary Geochronometry in Paleogeography and Quaternary Geology / V.Yu. Kuznetsov, F.E. Maksimov – SPb: Science. – 2012. – 191 pp.

120. Lalou C. Geochronology of TAG and Snake-Pit hydrothermal fields, MAR: Witness to a long and complex hydrothermal history / C. Lalou, G. Thompson, M. Arnold, E. Brichet, E. Druffel, P.A. Rona // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1990. – Vol. 97. – P.113-128.

121. Lalou C. New age data for MAR hydrothermal sites: TAG and Snakepit chronology revisited / C. Lalou, J.L. Reyss, E. Brichet, M. Arnold, G. Thompson, Y. Fouquet, P.A. Rona // Journal of Geophysical Research. – 1993. – V. 98. – P. 9705-9713.

122. Lalou C. Hydrothermal activity on the 105-year scale at a slow-spreading ridge, TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge 26°N / C. Lalou, J.L. Reyes, E. Brichet, P.A. Rona, G. Thompson // Geophys. Res. 100. – 1995. – V. 17. – P. 855–862.

123. Large R.R. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrain / R.R. Large // Econ. Geol. – 1977. – V. 72. – P. 549-572.

124. Layton-Matthews D. Distribution, mineralogy, and geochemistry of selenium in felsic volcanic-hosted massive sulfide deposits of the Finlayson Lake

District, Yukon Territory, Canada / D. Layton-Matthews, J.M. Peter, S.D. Scott, M.I. Leybourne, S.J. Piercey, J.K. Mortensen (2008) // *Econ. Geol.* – 2008. – V. 103. – P. 61–88.

125. Lupton J.E. Gas chemistry of submarine hydrothermal system on the Juan de Fuca Ridge / J.E. Lupton, M.D. Lilley // *EOS.* – 1988. – V. 69 N. 44. – P. 1468.

126. Macdonald K.C. A geophysical comparison between fast and slow-spreading centers; constraints on magma chamber formation and hydrothermal activity / K.C. Macdonald // Springer, New York. – 1984. – P. 27-51.

127. Merlivat L. Hydrothermal vent waters at 13 N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration / L. Merlivat, F. Pineau, M. Javoy // *EPSL.* – 1987. – V. 84 N. 1. – P. 100-108.

128. Metz S. Chemical and mineralogical influences on concentrations of trace metals in hydrothermal fluids / S. Metz, J.H. Trefry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2000. – V. 64. – P. 2267-2279.

129. Mills R.A. Low-temperature fluid flow through sulfidic sediments from TAG: Modification of fluid chemistry and alteration of mineral deposits / R.A. Mills, T. Clayton, J.C. Alt // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – V. 23. – P. 3495-3498.

130. Mozgova N.N. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit / N.N. Mozgova, S.G. Krasnov, B.N. Batuyev, Y.S. Borodaev, A. Efimov, V.F. Markov, T.V. Stepanova // *Can. Mineral.* – 1996. – V. 34. – P. 23-28.

131. Mozgova N.N. Mineralogy and chemistry of massive sulfides from the Logatchev hydrothermal field (14° 45'N Mid-Atlantic Ridge), in *Ancient and Modern Seafloor Volcanogenic Massive Sulfide Deposits*, edited by P. A. Rona and Z. Hou, Can. Inst. of Min., Metal. and Pet., Montreal, Que. / N.N. Mozgova, A. Efimov, Y.S. Borodaev, S.G. Krasnov, G.A. Cherkashev, T.V. Stepanova, A.M. Ashadze // Canada. – 1999. – P. 379-395.

132. Mozgova N.N. Mineralogy of massive sulfides from the Ashadze hydrothermal fields, 13° N, Mid-Atlantic Ridge / N.N. Mozgova, N.V. Trubkin,

Yu.S. Borodaev, G.A. Cherkashev, T.V. Stepanova, T.A. Semkova, T.Yu. Uspenskaya // *Canad. Miner.* - 2008. – V. 46. N 3. – P. 545 – 566.

133. Petersen S. Third dimension of a presently forming VMS deposit: TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26°N / S. Petersen, P.M. Herzig, M.D. Hannington // *Mineral. Dep.* – 2000. – V. 35. – P. 233-259.

134. Prokin V.A. Massive copper-zinc deposits in the Urals / V.A. Prokin, F.P. Buslaev // *Ore Geology Reviews.* – 1999. – V. 14. – P. 1-69.

135. Rona P.A. Black smokers, massive sulphides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge / P.A. Rona, G. Klinkhammer, T.A. Nelsen, J.H. Trefry, H. Elderfield // *Nature.* – 1986. – V. 321(6065). – P. 33-37.

136. Rona P.A. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges / P.A. Rona // *Can. Mineral.* – 1988. – V. 26. – P. 431-446.

137. Rona P.A. A special issue on sea-floor hydrothermal mineralization; new perspectives; preface / P.A. Rona, S.D. Scott // *Econ. Geol.* – 1993. – V. 88(8). – P. 1933-1973.

138. Sangster D.F. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada / D.F. Sangster // *A review: Canada Geol. Survey Paper 72-22.* – 1972. – 44 p.

139. Sangster D.F. Precambrian stratabound massive Cu—Zn—Pb sulfide ores of North America / D.F. Sangster, S.D. Scott // *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits* Amsterdam, Elsevier. – 1976. – P. 129-222.

140. Scott S.D. Seafloor polymetallic sulfides: scientific curiosities or mines of the future / S.D. Scott // *NATO Advanced Research Workshop on Marine Minerals. Resource Assessment Strategies.* – 1987. – V. 194. – P. 277-300.

141. Smith D.K. Fault rotation and core complex formation: significant processes in seafloor formation at low-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°-15°N) / D.K. Smith, J. Escartín, H. Schouten // *J. Geophys. Res.* – 2008. – V. 9 (3). – P. 1525-2027.

142. Solomon M. «Volcanic» massive sulphide deposits and their host rocks — a review and an explanation / M. Solomon // *Handbook of stratabound and*

stratiform ore deposits, II. Regional studies and specific deposits Amsterdam, Elsevier, – 1976. – P. 21-50.

143. Spiess F.N. East pacific rise: hot-springs and geophysical experiments / F.N. Spiess, K.C. Macdonald, T. Atwater, R. Ballard, A. Carranza, D. Cordoba, C. Cox, V. M. Diaz Garcia, J. Francheteau, J. Guerrero, J. Hawkins, R. Haymon, R. Hessler, T. Juteau, M. Kastner, R. Larson, B. Luyendyk, J.D. Macdougall, S. Miller, W. Normark, J. Orcutt, C. Rangin, // *Science*. – 1980. – V. 207. – P. 1421-1433.

144. Sturm M.E. Uranium-series age constraints on lavas from the axial valley of the Mid-Atlantic Ridge, MARK area / M.E. Sturm, S.J. Golgstein, E.M. Klein, J.A. Karson, M.T. Murrell // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2000. – V. 181. – P. 61-70.

145. Sukhanova A. Mineralogical and geochemical typification of hydrothermal sulfide ores of South group in Russian Exploration area, Mid-Atlantic Ridge / A. Sukhanova, S. Babaeva // *Scientific Reports on Resource Issues*. TU Bergakademie Freiberg, Germany. – 2016. – P. 22-27.

146. Tivey M.K. Deducing patterns of fluid flow and mixing within the TAG active hydrothermal mound using mineralogical and geochemical data / M.K. Tivey, S.E. Humphris, G. Thompson, M.D. Hannington, P.A. Rona // *J. Geophys. Res.*, 100. – 1995. – V. 7. – P. 12527-12555.

147. Urabe T. Kuroko deposits of the Kosaka mine. Northeast Honshu, Japan — Products of submarine hot springs on Miocene sea floor / T. Urabe, T. Sato // *Econ. Geol.* – 1978. – V. 73. – P. 161-179.

148. Vikentyev I.V. Metamorphic structures and remobilization of metals in massive sulfide deposits of shearing zones of the Urals and Altai / I.V. Vikentyev // *Mineral Deposits: from Their Origin to their Environmental Impacts*. Prague. – 1995. – P. 913-916.

149. Vogt P.R. Volcano height and plate thickness / P.R. Vogt // «*EPSL*». – 1974. – V. 23. – P. 337-348.

150. Von Damm K.L. Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys / K.L. Von Damm // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1990. – V. 18. – P. 173-204.

151. Wolfe W.J. Zinc abundance in early Precambrian volcanic rocks; its relationship to exploitable levels of zinc in sulphide deposits of volcanic-exhalative origin / W.J. Wolfe // *Geochemical exploration 1974*. Amsterdam, Elsevier. – 1975.– P. 261-278,

152. Zonenshain L.P. Tectonics of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (26°-24°N): evidence for vertical tectonism / L.P. Zonenshain, M.I. Kuzmin, A.P. Lisitsin // «*Tectonophysics*». – 1989. – V. 159. – P. 1-23.

Фондовая литература

153. Егоров И.В. и др. Отчет «Создание геологической основы и подготовка материалов к заявке в МОМД ООН на выделение России участка дна в Международном районе океана для разведки и промышленного освоения глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) в районе Срединно-Атлантического хребта». Фонды «ВНИИОкеангеология», № 7056. г. СПб, 2011. Кн. 1 – 220 стр., кн. 2 – 130 стр.

154. Рождественская И.И. и др. Отчет по теме «Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории Р2 в блоках 1-12, 15-17». . ФГУНПП «ПМГРЭ», г. Ломоносов, 2014. Кн. 1 – 222 стр., кн. 2 – 140 стр., кн. 3 – 115 стр., кн. 4 – 84 стр., кн. 5 – 291 стр.

155. Самоваров М.Л. и др. Отчет по теме «Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории Р2 в блоках 13-14, 18-30». ФГУНПП «ПМГРЭ», г. Ломоносов, 2015 г. Кн. 1 – 187 стр., кн. 2 – 158 стр., кн. 3 – 200 стр.

Список сокращений и условных обозначений

BSE	–	изображение в обратно-рассеянных электронах
ICP – MS	–	масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой
REE	–	редкоземельные элементы
HREE	–	тяжелые редкоземельные элементы
LREE	–	легкие редкоземельные элементы
MORB	–	базальты срединно-океанических хребтов
pH	–	водородный показатель
wt %	–	массовые проценты
РРР	–	Российский разведочный район
ВТП	–	Восточно-Тихоокеанское поднятие
САХ	–	Срединно-Атлантический хребет
НИС	–	научно-исследовательское судно
ЯМР	–	ядерный магнитный резонанс
с.ш.	–	северная широта
з.д.	–	западная долгота

Обозначения минералов

Po	–	пирротин
Py	–	пирит
Chp	–	халькопирит
Mrc	–	марказит
Sph	–	сфалерит
Icbn	–	изокубанит
Bn	–	борнит
Urn	–	уранинит
Opl	–	опал
Gn	–	галенит
Cv	–	ковеллин
At	–	атакамит
Vls	–	воласкиоит
Phl	–	филлипит

Сокращения названий организаций

ФГБУ «ВНИИОкеангеология»	–	Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга»
АО ПМГРЭ	–	Акционерное общество «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция»
ФГБУ «ВСЕГЕИ» –	–	Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»
ФГБУ «ВИМС»	–	Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт им. Н.М.Федоровского»
ИГГД РАН	–	Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук
ИО РАН	–	Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук»
ГЕОХИ РАН	–	Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук»
ИГЕМ РАН	–	Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук»
ГИН РАН	–	Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Геологический институт Российской академии наук»
Горный Университет	–	Санкт-Петербургский государственный горный университет
МОМД	–	Международный Орган по Морскому Дну
ООН	–	Организация Объединенных Наций